

Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols

von T. Bechstädt und H. Mostler⁺⁾

Zusammenfassung

Der hangende Teil des "Alpinen Muschelkalkes" wird auch im mittleren und westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen durch die Reiflinger Kalke repräsentiert. Diese liegen in zwei Ausbildungen vor, als Reiflinger Knollenkalk und als Reiflinger Bankkalk. Es handelt sich um eine kalkige Beckenfazies, die altersmäßig etwa dem unteren Abschnitt von sowohl Wettersteinkalk als auch Partnach Schichten entspricht. Demnach treten im Ladin drei Faziesbereiche auf, ein Riff-Komplex und zwei Arten von Beckenfazies.

Beim Vorwachsen in das Becken überwächst das Riff anfangs die riffnäher gelegene kalkige Beckenfazies, in der Folge aber auch die mergelige Beckenfazies, bis das Riffwachstum, wohl infolge Abschnürung, mit dem Ende des Cordevols zum Erliegen kommt.

Die Gleichaltrigkeit von tonig-mergeliger Beckenfazies konnte mit Hilfe von Conodonten, Holothurienskleriten und Roveacrinen nachgewiesen werden. Faunenlisten der Profile Silz und Martinswand sollen die Reichweite jener Arten, denen bisher ein stratigraphischer Leitwert zugesprochen wird, aufzeigen. Daraus resultierende Modifizierungen einzelner assemblage-Zonen werden diskutiert.

Die Organismenverteilung in den einzelnen Profilen zeigt keine Unterschiede zwischen Reiflinger Bank- und Knollenkalken, ändert sich aber schlagartig mit den im Liegenden auftretenden "Steinalmkalken". Die über den Reiflinger Kalken einsetzende Karbonatgesteinsfolge wird zwar von Riffdetritus stark beeinflusst, doch bezeugen die immer wieder auftretenden Filament-

⁺⁾ Anschriften der Verfasser: Dr. Thilo Bechstädt, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität, Luisenstraße 37, D-8 München 2; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

kalke eindeutig ein Weiterbestehen einer Beckenfazies, was auch in dem Auftreten von Radiolarien, Roveacriniden, Daonellen, Ammoniten, neben den vielen Filamenten klar zum Ausdruck kommt.

Vulkanogene Ablagerungen in Form von Tuffen und Tuffiten sind im wesentlichen auf das Fassan beschränkt, in einigen Profilen überschreiten sie nur knapp die Fassan/Langobard-Grenze. Überraschenderweise konnten wir Tuffitlagen im basalsten Teil der trinodosus-Zone nachweisen, die demnach zeitgleich sind mit den von BECHSTÄDT & MOSTLER 1974 beschriebenen Tuffen aus den Gailtaler Alpen. Die Pyroklastika von Großreifling reichen nach unseren Untersuchungen im Gegensatz zu denen in den Nordtiroler Kalkalpen weit in das Langobard hinein.

Vergleiche mit dem Vulkanismus der Südalpen ergaben, daß auch dort die ersten intermediären bis basischen Tuffe in der basalen trinodosus-Zone einsetzen.

Summary

In the middle and western part of the Nördlichen Kalkalpen the uppermost "Alpine Muschelkalk" is represented by the Reiflinger Kalke. It can be found in two developments, Reiflinger Knollenkalk (nodular limestone) and Reiflinger Bankkalk (with thicker beds). These sediments represent a basin-facies, which has approximately the same age as lower parts of Wetterstein-limestone as well as Partnach beds. So we have three facies-regions in the Ladinian: a reef-complex and two types of basin-facies.

The reef grew into the basin, it overthrust first the calcareous basinal sediments nearer by (Reiflinger Kalk) and later on parts of the Partnach beds. In the uppermost Cordevolian substage the reef-buildup came to an end, caused most probably by the separation of the reef-area from the open sea.

The same age of calcareous and clayish-marly basin-facies could be demonstrated with the help of conodonts, holothurian sclerites and pelagic crinoids. Fauna-diagrams of the profiles Silz and Martinswand shall show the range of those species to which a stratigraphical significance has been granted until now. Resulting modifications of particular assemblage-zones are discussed. The distribution of organisms in the individual profiles does not show any differences between "Reiflinger Bank- und Knollenkalke", but changes suddenly with the "Steinalmkalke" appearing in the basal member. The carbonate rocks, which are inserting above the "Reiflinger Kalke" are in fact strongly influenced by bioherm detritus, but the filamental limestones, which are appearing again and again, clearly show a permanent basin-facies, which, beside the many filaments is also evident by the appearing of radiolarians, pelagic crinoids, pelecypods (Daonella) and ammonites.

Pyroclastic sediments are essentially restricted to the Fassanian, in some profiles they scarcely transgress the Fassanian/Lango-

bardian boundary. Unexpectedly we could demonstrate pyroclastic layers in the lowest part of the trinodosus-zone; they are accordingly of the same age as the pyroclastic rocks of the Gailtaler Alpen, described by BECHSTÄDT & MOSTLER 1974. According to our investigations the pyroclastic sediments of Großreifling reach far into the Langobardian, in opposition to those of the Nordtiroler Kalkalpen.

Comparisons with the volcanism in the Südalpen showed, that also there the first intermediate to basic pyroclastic rocks inserted in the basal trinodosus-zone.

Inhalt

1. Einleitung
2. Lage der Profile
3. Bisher bekannte stratigraphische Daten
4. Bemerkungen zu den Bezeichnungen Alpiner Muschelkalk bzw. Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk sowie Virgloria Kalk und Steinalmkalk
 - 4.1. Tritt die Fazies von Gutenstein, Trafel und Großreifling auch im W Österreichs auf?
 - 4.1.1. Gutensteiner Kalk
 - 4.1.2. Virgloria Kalk und Steinalmkalk
 - 4.1.3. Reiflinger Kalk
5. Die Reiflinger Kalke in den Profilen Silz und Martinswand
 - 5.1. Allgemeine Faziesabfolge
 - 5.2. Definition und Abgrenzung der Reiflinger Kalke
6. Übersichtsprofile
7. Mikrofazielle Beschreibung der Profile Silz und Martinswand
 - 7.1. Hangendste Anteile der "Steinalmkalke"
 - 7.2. Reiflinger Kalke
 - 7.2.1. Reiflinger Bankkalke
 - 7.2.2. Reiflinger Knollenkalke
 - 7.2.3. Zum Verhältnis Reiflinger Bankkalk-Reiflinger Knollenkalk
 - 7.3. Liegende Anteile des Wetterstein-Vorriffkalkes
8. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung
 - 8.1. Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung
 - 8.2. Holothuriensklerite und ihre stratigraphische Verbreitung
 - 8.3. Bemerkungen zur Organismenverteilung in Dünnschliff und unlöslichem Rückstand
9. Zur stratigraphischen Position der vulkanogenen Ablagerungen
10. Paläogeographische Überlegungen
11. Conclusion
12. Dank
 - Literatur
 - Fototafeln

1. Einleitung

Bei feinstratigraphischen Untersuchungen innerhalb der Nord-tiroler Kalkalpen interessierte insbesondere die Grenze zwischen den mitteltriadischen Stufen Anis und Ladin.

Für diese Fragestellung wurden zwei Profile ausgewählt, die stratigraphisch gut eingebunden, ohne wesentliche Störung und völlig lückenlos aufgeschlossen sind. Die hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse stellen die erste Stufe einer Reihe von Profilarbeitungen der Mitteltrias mit folgender Zielsetzung dar:

1. Leicht zugängliche und gut erschlossene Profile innerhalb der mitteltriadischen Beckensedimente feinstratigraphisch zu erfassen.

2. Änderungen der Fazies innerhalb der Beckensedimente aufzuzeigen, stets unter Berücksichtigung der anfallenden Mega- und Mikrofauna.

3. Einschneidende Ereignisse im Zuge der Geosynklinalentwicklung, wie z.B. vulkanische Äußerungen zeitlich in den Griff zu bekommen.

ad 1: Es muß sich um Profile handeln, die leicht erreichbar sind und eine rasche Orientierung über die Schichtfolge ermöglichen. Wichtig erscheint uns vor allem, daß eine bestimmte Zeiteinheit erfaßt wird, d.h. eine Stufe oder Unterstufe der Mitteltrias, deren Liegendes und Hangendes sich noch relativ gut zeitlich definieren läßt. Leider lassen sich die Kriterien "leichte Erreichbarkeit" und "gute Aufschlußverhältnisse" oft nur schwer miteinander verbinden.

ad 2: Wir stehen heute vor dem Problem, daß auf der einen Seite sedimentologisch-mikrofazielle Arbeiten durchgeführt werden, die meist nur die im Dünnschliff anfallenden Biogene auswerten; die Megafauna wird nur dort berücksichtigt, wo diese gerade bei der Profilaufnahme angetroffen wird (reine Zufallsfunde!). Es gilt also, einen größeren "Nachbarbereich" mit zu bemustern. Auf der anderen Seite werden Mikro- und Megafaunen oft völlig isoliert von den lithologischen Gegebenheiten bearbeitet. So wird nun hier der Versuch unternommen, in gut zugänglichen Profilen die Teilfaziesbereiche, zunächst beschränkt auf die Beckensedimente, mit litho- und biofaziellen Merkmalen zu erfassen, um mit den Faziesänderungen auch die Biotopänderungen zu erkennen. Die Profile erheben zunächst keinen Anspruch auf neue Stratotypen (Neostatotypen), sondern sollen vielmehr eine Grundlage für ev. später zu wählende Faziostratotypen im Sinne von CICHÁ et al. (1967: 18) bilden. In den hier ausgewählten Profilen wurden vor allem Conodonten und Holothuriensklerite berücksichtigt; Megafaunen fehlen oder sie sind aus diagenetischen Gründen so schlecht erhalten, daß sie zumeist nicht einmal generisch erfaßt werden können. Die bearbeiteten Mikrofaunen sind jedoch zur Erstellung einer Feinstratigraphie bestens geeignet. Besonders die Conodonten ermöglichen es z.T., einzelne durch Ammonitenzonen verkörperte Schichtglieder zu korrelieren, wobei man sich zunächst nur solcher Formen

bedient, deren Leitwert weltweit gesichert ist. Eine Bearbeitung folgender Mikrofossilgruppen, die teilweise eine nicht unbedeutende Verbreitung (auch mengenmäßig) aufweisen, steht noch aus: Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden, Roveacriniden, Mikroproblematika und Fischreste.

Da die Profile leicht erreichbar und gut erschlossen sind, das stratigraphische Gerüst durch das Einhängen der Conodonten in die orthochronologische Skala gut gefestigt ist, ist es für Mikropaläontologen jederzeit möglich, sich das Material für die gewünschte Tiergruppe zu beschaffen bzw. zu bearbeiten, wobei stets überprüft werden kann, inwieweit den oben angeführten Mikrofossilien eine stratigraphische Bedeutung zukommt.

ad 3: Die vulkanischen Einschaltungen (Pyroklastika) wurden früher vielfach als Leitschichten verwendet. Man sah in den einzelnen Tufflagen einzeilige Ereignisse, die weite Gebiete erfaßten. Einerseits, um den Leitwert der sogenannten "pietra-verde"-Lagen zu überprüfen, andererseits, um die zeitliche Einstufung aller vulkanischen Ereignisse der Mitteltrias zu erfassen, haben wir dem Auftreten vulkanischen Materials besondere Beachtung geschenkt. Im Zusammenhang damit war es notwendig, die einschneidenden Auswirkungen auf den Sedimentationsraum, und damit auf den Lebensraum, in unsere Betrachtungen miteinzubeziehen.

Die vulkanischen Produkte interessieren auch deshalb, weil sie in diesen Profilen (neben den glaukonitführenden Kalken innerhalb der trinodosus-Zone) die einzigen Ablagerungen darstellen, die für eine absolute Altersdatierung in Frage kommen.

2. Lage der Profile (Abb. 1)

Beide Profile liegen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen im Bereich der Inntaldecke.

Das Profil Silz ist im Steinbruch nördlich der Ortschaft Silz erschlossen. Zum Steinbruch (bereits mehrere Jahre außer Betrieb) gelangt man am besten, wenn man bei Mötztal den Inn überquert und auf der orographisch linken Seite einer Schotterstraße innaufwärts folgt. Etwa auf der Höhe der Ortschaft Silz, die nun jenseits des Inns liegt, stößt man gleich neben der Schotterstraße auf den Steinbruch, der durch eine überhohe, sehr steile Wand, die vor allem durch einige intensiv grün und rot gefärbte Tufflagen auffällt, charakterisiert ist.

Obwohl dieses Profil in einer tektonisch zum Teil stark beanspruchten Zone liegt - es handelt sich um den zum Teil aufgeschuppten Abschnitt am Südrand des Tschirgant-Simmering-Zuges - eignet es sich für unsere stratigraphischen Untersuchungen sehr gut. Einerseits reicht es bis an die Basis der "Mittleren Gesteinsserie des Alpenen Muschelkalkes" nach J. FRISCH (1968), andererseits läßt es sich bis weit in den basalen Wettersteinkalk verfolgen. Die Bruchtektonik ist im Bereich des Steinbruches gering und stets kontrollierbar. Die inverse Lagerung

der Schichtfolge fällt zunächst gar nicht auf, da im "Hangenden" grob gebankte Kalke mit relativ großen Hohlraumgefügen auftreten, die megaskopisch von Wettersteinkalken kaum zu unterscheiden sind, im "Liegenden" Crinoiden-führende Bänke erschlossen sind, die an Crinoidenkalken der "Mittleren Serie des Alpenen Muschelkalkes" erinnern. Das Steinbruchprofil wurde bereits von FRISCH (1968, Taf. 44; Profil r) grob aufgenommen und seinem Profiltyp IV zugeordnet, in dem er eine von Wettersteinriffkalken überlagerte Schwellenfazies sieht.

Profil Martinswand: Auch hier handelt es sich um ein bereits bearbeitetes Profil (SARNTHEIN 1966: 39). Die bisherige Bearbeitung beider Profile brachte für unsere Fragestellung aber eine viel zu geringe Information. SARNTHEIN (1966: Abb. 2) hat das Profil der Martinswand nur schematisch im Maßstab 1:10 000 dargestellt, FRISCH das Profil Silz im Maßstab 1:1000, ganz abgesehen von der geringen Probenzahl, die außerdem nur für mikrofazielle Untersuchungen aufgesammelt wurden. Es war daher notwendig, ein unseren Anforderungen entsprechendes Profil entlang der Mittenwaldbahn aufzunehmen. Dieses Profil bot sich deshalb besonders an, weil es zum einen leicht erreichbar ist (siehe Einleitung), zum anderen nach FRISCH (1968) demselben Profiltyp (IV) zuordenbar ist.

Das Profil Martinswand verläuft direkt an der Trasse der Mittenwaldbahn; das Hangende liegt wenig unterhalb der Finstertaler Brücke, 783 m SH; von hier reicht es ins Liegende bis kurz vor das Ende eines kleinen Felseinschnittes, durch den die Bahn verläuft, gegenüber einem Bahnhäuschen. Die Profil-Meter wurden im Jahre 1972 mit gelber Ölfarbe markiert. Mit einer Fahrerlaubnis des Schotterwerkes Meilbrunn besteht die Möglichkeit, die Straße zur Bahntrasse der Mittenwaldbahn zu benutzen. Die Schotterstraße beginnt an der Bundesstraße 1a, wenig westlich der Ortschaft Kranebitten, und endet an einem Parkplatz vor einer Lawingalerie, etwa 1 km östlich des Profils.

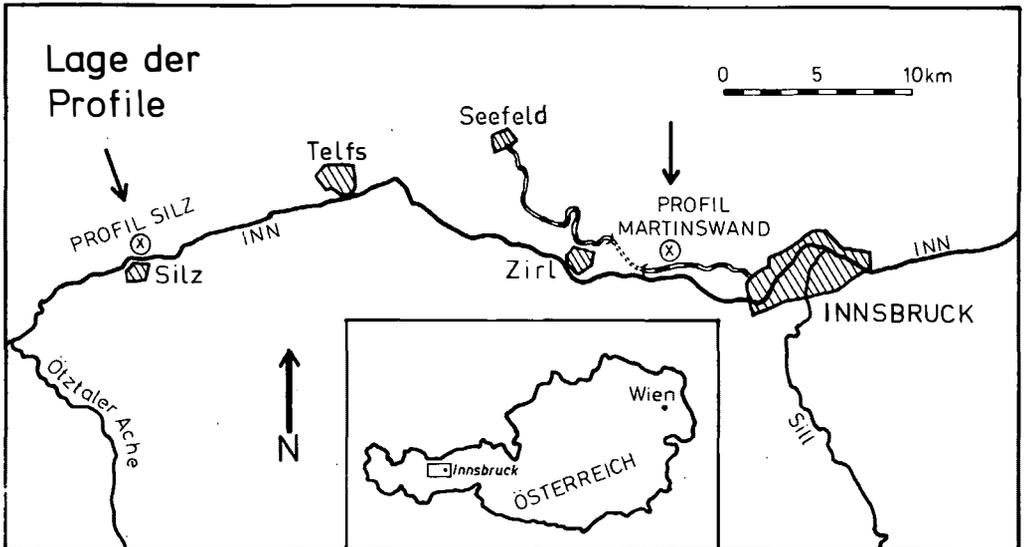


Abb.1

3. Bisher bekannte stratigraphische Daten

Die uns interessierenden Schichtfolgen, es sind dies der mittlere und höhere Anteil des "Alpinen Muschelkalkes" bzw. der tiefere Abschnitt des Wettersteinkalkes, wurden zeitlich vielfach recht unterschiedlich eingestuft. Dies ist zum Teil darauf zurückzuführen, daß man den Fazieswechsel auf engstem Raum nicht erkannte und daher faziell analoge Schichtglieder, obwohl verschiedenen Alters, als zeitgleich betrachtete.

ROTHPLETZ (1888) ließ sich nicht so sehr von der Fazies leiten, als er versuchte, das als "Muschelkalk" angesprochene Schichtglied zu untergliedern; er hielt sich vielmehr an den faunistischen Inhalt. Mit Hilfe dessen gelang ihm eine zwanglose Dreigliederung, wie folgt: basal ein Gastropodenhorizont, dann ein mittlerer Brachiopodenhorizont und darüber folgend ein Ammonitenhorizont. Einen nicht weiter fossilbelegten Horizont, den er nur mehr als fraglich dem Muschelkalk zuordnete, vermochte er allerdings aus faziellen Gründen nicht abzutrennen. Während der Gastropodenhorizont für unsere Betrachtungen ausscheidet (er dürfte im wesentlichen wohl dem basalen Anis entsprechen), wollen wir die beiden darauffolgenden Horizonte ROTHPLETZs näher betrachten.

Das Profil an der Mittenwaldbahn setzt im hangenden Teil des Brachiopodenhorizontes ein, der hier insbesondere Crinoiden und nur mehr sporadisch Brachiopoden führt. Im unmittelbar Liegenden sind Brachiopoden sehr häufig (siehe SARNTHEIN 1966: 41). Das aufgenommene Profil reicht nur bis zu den hangendsten Crinoidenlagen, da der mittlere und untere Teil des "Muschelkalkes" ursprünglich durch einen anderen Bearbeiter mikrofaziell aufgenommen werden sollte.

Folgende Brachiopoden wurden aus der näheren Umgebung des Profils Martinswand durch ROTHPLETZ und BITTNER bekanntgemacht:

Rhynchonella decurtata GIR.
Spiriferina fragilis SCHLOTH.
Spiriferina hirsuta ALB.
Spiriferina manca BITTN.
Spiriferina mentzeli v. BUCH
Spiriferina (Mentzelia) koeveskalensis SUESS
Spirigera trigonella SCHLOTH.
Terebratula vulgaris SCHLOTH.
Waldheimia angusta SCHLOTH.
Waldheimia angustaeformis BOECKH.

Eine Reihe der hier aufgeführten Brachiopoden kommt auch in stratigraphisch jüngeren Schichtgliedern vor; so vor allem (*Terebratula vulgaris*) = *Coenothyris vulgaris*; (*Spiriferina mentzeli*) = *Mentzelia mentzeli* und (*Spirigera trigonella*) = *Tetractinella trigonella*. Dies wurde zum Teil übersehen, sodaß man beim Auffinden von Brachiopodenlagen in höheren Niveaus, wie zum Beispiel bei einem Massenvorkommen von *Coenothyris vulgaris*, das sicher faziell bedingt ist, an den Brachiopodenhorizont von ROTHPLETZ dachte. Dies führte zum Teil soweit, daß man den Brachiopoden der Mitteltrias jeden stratigraphischen Leitwert absprach. Wenn auch die meisten obengenannten Arten

des Brachiopodenhorizontes in den Ammonitenhorizont von ROTHPLETZ hinaufreichen, zum Teil sogar bis in die avisianus-Zone, so trifft dies für (*Rhynchonella decurtata*) = *Decurtella decurtata* nicht zu. Demnach dürfte mit ziemlicher Sicherheit der Brachiopodenhorizont in der Fassung von ROTHPLETZ dem Ammoniten-niveau II bzw. III (pro parte) nach ASSERETO (1971) zuordenbar sein und somit dem Pelson (in bisheriger Fassung) entsprechen. Sowohl die Conodonten als auch Holothuriensklерite weisen in diese Richtung (kockeli-Zone; Tetravirga levis-assemblage-Zone, z.B. nachgewiesen in Reutte, siehe H. MOSTLER 1972a).

Ein bisher ausgezeichnetes Kriterium, den Brachiopodenhorizont von ROTHPLETZ schon im Gelände zu erkennen, kann im Zusammen-vorkommen von Crinoiden (viel-sehr viel) und Brachiopoden gesehen werden (MOSTLER 1972a: 6). Dies konnte in einer Reihe mitteltriadischer Profile nachgewiesen werden. Bei den höchsten Brachiopoden-Crinoiden-Kalken muß man allerdings vorsichtig sein, da sich innerhalb der letzten Bank bereits ein Fazies-wechsel vollzieht. Die mengenmäßig zurückgetretenen Crinoiden (Brachiopoden fehlen) sind fast stets mit Glaukonit-führenden Filamentmikriten bis -spariten vergesellschaftet. Es handelt sich hierbei bereits um den basalen Ammonitenhorizont (trinodosus-Zone). Damit sind wir auch schon beim dritten Horizont nach ROTHPLETZ angelangt. Folgende Fauna wurde aus der nahen Umgebung des Profils Martinswand, vor allem von der Lokalität Kerschbuchhof, bekanntgemacht. Die Bestimmungen stammen von BITTNER, MOJSISOVICS und PICHLER.

Cephalopoden: *Arcestes bramantei* MOJS.
Ceratites binodosus (HAUER)
Nautilus bidorsatus (HAUER)
Nautilus pichleri HAUER
Nautilus quadrangulus (HAUER)
Orthoceras sp.
Pleuromutilus mosis MOJS.
Ptychites studeri (HAUER)

Brachiopoden: *Rhynchonella trinodosi* BITTNER
Spirigera trigonella SCHLOTH.

Die Fauna vom Kerschbuchhof wurde stets der trinodosus-Zone zugeordnet (zuletzt von ROSENBERG 1959 dem Unterillyr und zum Beispiel mit der Fauna vom Öfenbachgraben gleichgesetzt). Auffallend an dieser Fauna ist das Vorkommen von (*Ceratites binodosus*) = *Paraceratites binodosus*, der hier gleichzeitig mit (*Rhynchonella trinodosi*) = *Piarorhynchia trinodosi* auftritt. Falls die Bestimmung als *Paraceratites binodosus* zutrifft, müßte es sich um den höheren Teil des Ammonitenniveaus III nach ASSERETO (1971) handeln. Hier sollen neue Aufsammlungen, gepaart mit mikropaläontologischen Untersuchungen aufklären, ob es sich noch um den höchsten Teil des Niveaus III oder schon um das Niveau IV nach ASSERETO handelt.

Abschließend sei noch auf die wenigen mikrofaunistischen Untersuchungen eingegangen, die an "Muschelkalk"-Schichtgliedern der näheren Umgebung der Profile durchgeführt wurden. R. OBERHAUSER hat aus dem Ammonitenhorizont vom Brandjoch (*Paraceratites*

trinodosus und *Flexoptychites flexuosus*) Foraminiferen aus unten angeführten Gründen nur artlich bestimmt (Schreiben vom 22. Februar 1968): "Im folgenden wird über - oft glaukonitische - Steinkerne von Foraminiferen aus dem Anis des Karwendels berichtet, welche aus den Rückständen stammen, die bei der Auflösung von Kalken für Conodonten-Untersuchungen anfallen. Vereinzelt finden sich auch voll erhaltene Schalen von Formen, welche von vornherein keine kalkige Schale hatten oder diagenetisch verändert wurden.

In Steinkernerhaltung

Frondicularia (mehrere Arten)
Falsopalmula (vier Arten)
Quadratina (eine Art)
Pseudoglandulina (drei Arten)
Marginulina (mehrere Arten)
Dentalina (mehrere Arten)
Variostomidae genus indet. (drei Arten)
Spirillina (?) (eine Art)

In Schalenerhaltung

Permodiscus (drei Arten)
Coronipora (?) (zwei Arten)
Ammodiscus (eine Art)
Ophthalmidium (eine Art)

Discussion: Die vortrefflich erhaltenen Steinkerne erlauben Einblicke in den Innenbau, wie sie sonst kaum möglich sind! Da aber die bisherige Artbeschreibung auf der Schalenerhaltung basiert, ist eine artliche Bestimmung unmöglich. Nichtsdestoweniger erscheint die Fauna der drei Proben als weitgehend artlich übereinstimmend und, wie ich vermute, als von Steinkernfaunen anderer Trias-Niveaus abtrennbar."

Die von H. MOSTLER 1968 beschriebenen Holothuriensklerite stammen von demselben Ammonitenhorizont; es sind dies:

Acanthotheelia anisica MOSTLER
Acanthotheelia spinosa FRIZZELL & EXLINE
Achistrum bartensteini FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina marginata LANGENHEIM & EPIS)
Eocaudina subhexagona GUTSCHICK, CANIS & BRILL
Priscopedatus acanthicus MOSTLER
Priscopedatus heisseli MOSTLER
Priscopedatus multiperforatus MOSTLER
Priscopedatus staurocumitoides MOSTLER
Priscopedatus triassicus MOSTLER
Priscopedatus tyrolensis MOSTLER
Staurocumites bartensteini DEFLANDRE-RIGAUD
Theelia consona (CARINI)
Theelia planata MOSTLER
Theelia subcirculata MOSTLER
Theelia thalattocanthoides MOSTLER
Theelia undata MOSTLER

Von den oben angeführten Formen, die sehr häufig in den Schichtfolgen der *trinodosus*-Zone auftreten, sind nach den bisherigen Untersuchungen *A. anisica*, *P. acanthicus*, *P. heisseli* und *P. multiperforatus* auf diese beschränkt.

Über dem Ammonitenhorizont von ROTHPLETZ (1888) treten Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk auf. Im speziellen (siehe Kap. 5) handelt es sich um Reiflinger Knollenkalke, Reiflinger Bankkalke und Wetterstein-Vorriffkalk. Ein Teil dieser Schichtfolge, und zwar die in Knollenkalkentwicklung (von ROTHPLETZ noch als fraglich dem Muschelkalk zugeordnet) wurde später (AMPFERER & HAMMER 1898: 306) dem oberen Muschelkalk (hier gleichbedeutend mit Oberanis) zugeteilt. Dies geschah, weil die dem *trinodosus*-Niveau (nach den obengenannten Autoren) angehörende Fauna vom Kerschbuchhof, die ROTHPLETZ noch nicht kannte, in der Knollenkalkentwicklung liegt. Die in den Profilen beobachtbare Vertretung der Bankkalke durch die Knollenkalke (siehe Kap. 5) und umgekehrt war bislang nicht bekannt. Man war von folgender Abfolge überzeugt (vom Liegenden zum Hangenden): Knollenkalke, Bankkalke. Erstere wurden als Reiflinger Kalke bzw. oberer Muschelkalk, letztere als Partnachkalke, untere Wettersteinkalke oder Übergangskalke angesprochen.

Die im folgenden aufgeführten Fossilien stammen aus den Reiflinger Bankkalken und Vorriffkalken (siehe AMPFERER & HAMMER 1898; KLEBELSBERG 1920). Da es sich fast ausschließlich um Lesestücke handelt, ist eine Zuordnung zu dem einen oder anderen obengenannten Schichtglied (meist nur über Literaturinformation) sehr schwierig bis fast unmöglich.

Cephalopoden:

Orthoceras sp.
Atractites sp.
Megaphyllites jarbas (MÜNST.)
Megaphyllites oenipontanus MOJS.
Pinacoceras cf. *daonicum* MOJS.
Pinacoceras aff. *sandalinum* MOJS.
Procladiscites cf. *griesbachi* MOJS.
Trachyceras ladinum MOJS.

Brachiopoden:

Aulacothyris cf. *angusta* SCHLOTH.
Rhynchonella protractifrons BITTN.
Spiriferina cassiana LAUBE
Spirigera aff. *wissmanni* MÜNST.

Lamellibranchiaten:

Daonella obliqua MOJS.
Daonella parthanensis SCHAFH.
Donella pichleri MOJS.

Die Ammoniten sprechen ohne Ausnahme für ein ladinisches Alter der oben angeführten Schichtglieder, und zwar für Oberladin (Protrachyceras *archelaus*-Zone = Langobard). Auch der für karnisch (im alten Sinne) gehaltene *M. jarbas* tritt nach den Untersuchungen von URLICHS (1974: 216) bereits im Langobard auf.

Während *D. parthanensis* gemeinsam mit den oben angeführten Ammoniten vorkommt, also dem Langobard angehört (die Fossilfunde stammen zum Teil wahrscheinlich aus den filamentführenden Lagen der Vorriffkalke) dürften *D. pichleri*, *R. protractifrons*

und *A. cf. angusta* aus den tiefladinischen Bankkalken stammen (avisianus-Zone und ? reitzi-Zone).

Die stratigraphische Konsequenz, die sich für AMPFERER & HAMMER (1898) bzw. KLEBELSBERG (1920) aus der oben angeführten Fauna ergab, war folgende: der Reiflinger Kalk (gemeint ist der Knollenkalk) wurde aufgrund der Kerschbuchhofer Fauna zur Gänze dem oberen Anis (trinodosus-Zone) zugeordnet; der darüber folgende Bankkalk bzw. Vorriffkalk (als Partnachkalk oder unterer Wettersteinkalk angesprochen) zur Gänze dem Ladin ohne weitere Differenzierung zugeteilt.

Abschließend sei noch festgehalten, daß es aufgrund der eben besprochenen Fauna keine Hinweise auf ein cordevolisches Alter der Reiflinger Bankkalke bzw. Vorriffkalke gibt.

4. Bemerkungen zu den Bezeichnungen Alpiner Muschelkalk bzw. Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk sowie Virgloria Kalk und Steinalmkalk

Nach dem Einsetzen mikrofazieller Arbeiten an triadischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen begann naturgemäß eine rege Diskussion um die Namensgebung bzw. Zuordnung einzelner Schichtglieder. Die mit der "Lethaea" durch G. ARTHABER (1906) festgelegten und in der Folgezeit konsolidierten Schichtnamen (zuzüglich einiger später aufgestellter Schichtgliedbezeichnungen, die alle in den stratigraphischen Tabellen ROSENBERGS (1959) Aufnahme fanden), wurden nur teilweise übernommen. Zusätzlich zu der schon vielfach verwirrenden Anzahl von Namen kam es zu - oft wenig glücklichen - Neuschöpfungen.

Uns interessiert hier etwa der Zeitraum zwischen der hangendsten Buntsandsteinfohle und dem basalen Wettersteinkalk bzw. den Partnach-Schichten, der gerne mit dem Terminus "Alpiner Muschelkalk" angesprochen wird. Lassen wir hierzu zunächst J. FRISCH (1968: 4), den Bearbeiter der meisten Muschelkalkprofile, zu Wort kommen: "1824 entdeckt MARASCHINI, daß es in den Südalpen Äquivalente des germanischen Muschelkalkes gibt. 30 Jahre später, also etwa 1854, finden SCHLAGINTWEIT und SUESS paläontologische Hinweise auf Muschelkalk in der Gegend von Garmisch, also in den Nördlichen Kalkalpen. 1858, bereits vier Jahre danach, erkennt GÜMBEL, daß der in den Alpen vorkommende Muschelkalk zeitlich nur einen Teil des außeralpinen Muschelkalkes umfaßt. Er führt deshalb zur Unterscheidung den Namen Alpenmuschelkalk ein. Zwei Jahre später verwendet GÜMBEL (1860) erstmals die Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk". 1888 gliedert ROTHPLETZ den Muschelkalk des Karwendelgebirges mit Hilfe von Gastropoden, Brachiopoden und Ammoniten in 3 Horizonte und hält diese Zusammen für das zeitliche Äquivalent des außeralpinen Muschelkalkes. Die drei Begriffe Gastropodenhorizont, Brachiopodenkalk und Ammonitenhorizont werden auch in der gegenwärtigen Literatur noch verwendet, wobei sie häufig stratigraphisch und faziell vermischt werden. Wegen der allgemeinen Fossilarmut ist der Gebrauch dieser drei Bezeichnungen nicht angebracht. ARTHABER führt 1905 den Namen "alpiner Muschelkalk im engeren Sinne" ein,

KLEBELSBERG spricht 1935 von "Muschelkalk im engeren alpinen Sinn". HUCKRIEDE lehnt 1959 die Bezeichnung "Muschelkalk" in der Alpenstratigraphie ab und schlägt vor, die allgemeine alpine Stufengliederung Hydasp, Pelson und Illyr zu verwenden. Die Fossilien, die eine derartige zeitliche Gliederung stützen könnten, sind jedoch äußerst spärlich. HUCKRIEDE belegt faziell definierte Gesteinskomplexe mit zeitlichen Begriffen, ohne zu berücksichtigen, daß zeitliche und fazielle Grenzen nicht immer zusammenfallen. Deshalb ist diese Gliederung abzulehnen. 1962 schlägt MILLER den Begriff "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" vor. Es fehlen jedoch Angaben über riffbildende Organismen und riffanzeigende Fazieseigenschaften. Außerdem werden die zahlreichen anderen, ebenso wichtigen Gesteinstypen des Komplexes durch den vorgeschlagenen Namen erfaßt. SARNTHEIN verwendet in seinen Arbeiten von 1965/66/67 den Begriff "Alpiner Muschelkalk mit fazieller Bedeutung". Er versteht darunter den Gesteinskomplex, welcher zwischen Reichenhaller Schichten und Wettersteinkalk bzw. Partnach Schichten liegt. HIRSCH gebraucht 1966 den Namen "Alpiner Muschelkalk" im gleichen Sinn wie SARNTHEIN. Außer zahlreichen Versuchen, den Alpen Muschelkalk zeitlich und lithologisch zu gliedern, existieren viele ortsbezogene Gesteins- und Schichtnamen, welche nur Teile des Alpen Muschelkalkes charakterisieren sollen, z.B. Gutensteiner Kalk, Lercheck-Kalk, Recoaro-Kalk, Reiflinger Kalk, Schreyeralm-Kalk, Schusterberg-Kalk, Virgloria-Kalk. Diese Lokalnamen bereiten bei Faziesstudien und Faziesvergleichen oft Schwierigkeiten, da sie von Autor zu Autor verschieden verwendet werden. Sie sollten deshalb für überregionale Vergleiche vermieden werden.

FRISCH (1968: 5) belegt also den Gesteinskomplex, der im stratigraphischen Profil zwischen Reichenhaller Schichten und Wettersteinkalk bzw. Partnach Schichten zu liegen kommt, mit dem Faziesnamen "Alpiner Muschelkalk" (obwohl die Fazies sehr heterogen ist).

KUBANEK (1969: 11) kommt praktisch zur selben Ansicht: "Nach dem heutigen Erkenntnisstand ist meiner Erfahrung nach die Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk" als reine Faziesbezeichnung durchaus allen Lokalfaziesbezeichnungen und Stufengliederungen vorzuziehen. Im Rahmen dieser Arbeit gebrauche ich diese Bezeichnung ungefähr in der lithofaziell gefaßten Definition von M. SARNTHEIN (1965). Als günstig erweist sich die von J. FRISCH (1968) durchgeführte, schon makroskopisch erkennbare lithologische Dreigliederung, wobei seine "untere Gesteinsserie" meiner "Wurstel"-Bankkalk-Serie, seine "mittlere" meiner "Massenkalk-Serie" und seine "obere" meiner "Knollenkalk-Serie" etwa entsprechen. Örtlich sind "Wurstel"-Bankkalk-Serie und Massenkalk-Serie teilweise oder ganz dolomitisch vertreten."

In etwas abgewandelter Form verwenden F. HIRSCH (1966) und M. KOBEL (1969) den Terminus "Alpiner Muschelkalk". Die beiden Autoren rechnen auch die Punt-la-Drossa-Schichten, eine Faziesvariante der Reichenhaller Schichten, zum Alpen Muschelkalk, während FRISCH (1968), KUBANEK (1969) und SARNTHEIN (1965, 1966, 1967) die Reichenhaller Schichten in ihrer Begriffsfassung ausklammern. Es ist also nicht richtig, wenn FRISCH (1968: 5)

schreibt, daß sich HIRSCH an die Definition SARNTHEINs anschloß; genausowenig ist es richtig, wenn KOBEL (1969: 25) schreibt, daß er am Begriff "Alpiner Muschelkalk" im Sinne SARNTHEINs festhält. Für weitere Information betreffend den Begriff "Alpiner Muschelkalk" sei noch ein Teil der Auffassungen von KOBEL wiedergegeben :

Nach STUR (1891) und BITTNER (1894) sollte unter "Muschelkalk" alles über den Werfener Schichten bis einschließlich der trinodosus-Zone verstanden werden, während MOJSISOVICS, WAAGEN und DIENER (1895) unter dem Begriff "Muschelkalkgruppe" die gesamte heutige Mitteltrias zusammenfaßten.

Für den unteren Teil ihrer "Muschelkalkgruppe" schufen die drei letztgenannten Forscher, die am Profil von Großreifling definierte "Anisische Stufe", die ursprünglich nur die binodosus- und trinodosus-Zone umfaßte, bis von G. von ARTHABER (1906) auch noch die hydaspische Stufe dazugeschlagen wurde. Neben dieser erweiterten anisischen Stufe (= Anisien, Anisian), welche eine chronostratigraphische Einheit repräsentiert, wurde in den kommenden Jahrzehnten der Begriff "Muschelkalk" (Alpiner Muschelkalk) insbesondere von den kartierenden Geologen, die gezwungen waren, diesen Muschelkalk auch in völlig fossilere Fazies abzugrenzen, immer mehr als lithostratigraphische Einheit des Ostalpenraumes aufgefaßt, welche außer dem Namen mit dem germanischen Muschelkalk nichts gemein zu haben braucht.

Von vielen Geologen wird der Name "Alpiner Muschelkalk" jedoch auch heute noch für unzureichend gehalten und O. KUEHN fordert im "Lexique stratigraphique international", Fasc. 8, Autriche, seine Ausmerzung. Was für einen Namen soll dann aber nach diesem Vorschlag die lithostratigraphische Einheit, die wir bisher mit "Alpiner Muschelkalk" bezeichnet haben, erhalten? Der Alpine Muschelkalk darf nämlich unter keinen Umständen gleichgesetzt werden mit der anisischen Stufe, da dies der Vermengung einer lithostratigraphischen Einheit mit einer chronostratigraphischen Einheit gleichkäme. Aber auch neue, als Ersatz für den Alpiner Muschelkalk geprägte Begriffe wie die "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" von H. MILLER (1962, 1965) überzeugen wenig, da diese Bezeichnung nur dort Gültigkeit haben kann, wo der Alpine Muschelkalk erstens nachweisbar anisisch ist und zweitens in der Riff-Knollenkalk-Fazies vorliegt. Solange deshalb kein wirklich überzeugender Ersatzname für "Alpiner Muschelkalk" gefunden ist, halten wir mit M. SARNTHEIN (1965) weiterhin an dieser Bezeichnung fest."

Daraus sehen wir, daß die Autoren FRISCH, HIRSCH, KOBEL, KUBANEK und SARNTHEIN, die im Raume vom Rhätikon bis zum Steinernen Meer insgesamt 107 Profile detailliert mikrofaziell bearbeiteten, sich ohne Ausnahme für den Begriff "Alpiner Muschelkalk" entschieden haben und in diesem eine lithostratigraphische Einheit vom Range einer Formation, wenn auch mit etwas unterschiedlichem Begriffsinhalt, sehen. In der Aufgliederung dieser Einheit gehen die Begriffsauffassungen beträchtlich auseinander. FRISCH, KUBANEK und SARNTHEIN kommen zu einer Seriengliederung (drei Serien) und obwohl sie alle

dasselbe meinen, verwenden dennoch alle drei verschiedene Termini.

FRISCH	KUBANEK	SARNTHEIN
Obere Gesteinsserie	Knollenkalk-Serie	Hangende Bankkalk-Serie bzw. Hornstein-Knollenkalk-Serie
Mittlere Gesteinsserie	Massenkalkserie	Kalkarenite, Stromatolithrasen und Massenkalk
Untere Gesteinsserie	"Wurstl"-Bankkalk-Serie	Wechselfolge der "Wurstl"-Kalke

HIRSCH und KOBEL verwenden dagegen die Schichtnamen Gutensteiner und Reiflinger Schichten und zwar im Sinne lithostratigraphischer Einheiten im Rang eines Formationsglied(es) (member) der Formation des Alpenen Muschelkalkes.

Kommen wir nochmals kurz auf den Begriff "Alpiner Muschelkalk" zurück, so sehen wir, daß er auch in den stratigraphischen Tabellen ROSENBERG's (1959) Eingang gefunden hat; er wird dort s. str. als gleichbedeutend mit der Stufenbezeichnung Anis betrachtet.

Der Begriffsinhalt des "Alpinen Muschelkalkes" ist sehr vielgestaltig und trägt somit auch zu einiger Verwirrung bei; daher ist es nur zu verständlich, daß der Terminus "Alpiner Muschelkalk" von Stratigraphen abgelehnt wird (7.B. von O. KÜHN in Lex. strat. intern. - Autriche, 1962). Wir sind aber zur Zeit noch nicht in der Lage, eine Lösung des Problems herbeizuführen. Wir haben aber dennoch den Versuch unternommen, Lösungsvorschläge aufzuzeigen, zumal es uns klar ist, daß es für überregionale Vergleiche unbedingt erforderlich ist, die lithostratigraphischen Serien (im Laufe der Zeit) durch Schichtnamen, möglichst unter Berücksichtigung bereits eingeführter Namen; zu ersetzen bzw. deren stratigraphische Position abzuklären. Über den Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen bestehen bereits einige Arbeiten in dieser Richtung, die im folgenden diskutiert werden sollen.

4.1. Tritt die Fazies von Gutenstein, Trafel und Großreifling auch im W Österreichs auf?

4.1.1. Gutensteiner Kalk

H. SUMMESBERGER & L. WAGNER haben sowohl die Gutensteiner Kalke (1971) in Gutenstein selbst und bei Trafel (beide Lokalitäten liegen in Niederösterreich) als auch in Großreifling (1972) stratigraphisch und mikrofazial bearbeitet.

Profil Gutenstein (Lithostratotypus); etwa 30 m mächtige Gutensteiner Kalke. An der Basis sind Gastropoden-führende Biosparite mit einer "Reichenhaller Fauna" entwickelt, denen Algensparite folgen; letztere werden von Radiolarien- und Kieselspiculae-führenden Mikriten überlagert, die ihrerseits wiederum vertikal von Algenspariten mit Intraklasten (es handelt sich hierbei vorwiegend um Radiolarien- und Kieselspiculae-führende Mikrite) abgelöst werden. Megaskopisch fallen die Gutensteiner Kalke durch ihre dunkle Farbe (meist schwarz), dünne und ebenflächige Bänke mit teilweiser Hornsteinführung besonders auf. Darüber setzen dickbankige Kalke ein, die sich aus Algenspariten mit gelegentlichen Zwischenschaltungen von Algenmatten zusammensetzen und von den oben angeführten Autoren als Wettersteinkalke angesprochen werden.

Betrachten wir zunächst die Gutensteiner Kalke bezüglich ihres Biogehaltes: Algen, Radiolarien, Foraminiferen Poriferen (fast ausschließlich Spiculae von Kieselschwämmen), Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Ostracoden, Crinoiden, Conodonten und Fischzähne.

Die Conodonten wurden von einem der beiden Verfasser (MOSTLER) in zwei Proben, die vom Steinbruch neben der Bundesstraße hinter dem Gasthaus Paßbrücke stammen, herausgelöst. In der hier genannten Fauna fallen besonders die Radiolarien und Conodonten neben den Algen auf. Außerdem muß noch auf die enge Vergesellschaftung von Radiolarien und Kieselspiculae aufmerksam gemacht werden. Radiolarien und Conodonten sind Faunenelemente des offenen Meeres, möglicherweise die eines tieferen Meeresbereiches. Radiolarien- und Kieselspiculae-führender Mikrit ist jedenfalls innerhalb der triadischen Beckensedimente ein typischer und weitverbreiteter Mikrofaziestyp. Derartige mikritische Sedimente sind auf jeden Fall unterhalb des Bereiches der Wellentätigkeit zum Absatz gekommen. Die Algen dagegen sind Bewohner des Flach- bzw. Flachstwassers und es ist naheliegend, in den Algenspariten Schüttungen aus Flachwasserbereichen zu sehen, zumal Algensparite und Mikrite stets übereinander folgen. Die in den Algenspariten auftretenden, aus Mikrit bestehenden Resedimente sind bei der Schüttung mitgerissene Sedimente des Beckenbodens.

Die von SUMMESBERGER & WAGNER (1971) als Wettersteinkalke angesprochenen dickbankigen Kalke des Hangenden sind von der mikrofazialen Warte gesehen eher als Steinalmkalke anzusprechen; die immer wieder auftretenden Algensparite mit Zwischenschaltungen von Algenmatten würden darauf hinweisen. Sie stellen auf keinen Fall Wettersteinriffkalke dar, sind aber auch sonst nicht mit den Wettersteinkalken des Typgebietes bzw. des ganzen Westabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen (zu den Steinalmkalken siehe Profil Öfenbach).

Profil Trafel: ca. 50 m mächtige Gutensteiner Kalke. In diesem Profil liegen die Gutensteiner Kalke in einer vom Flachwasser unbeeinflußten Beckenfazies vor. SUMMESBERGER & WAGNER (1971: Profiltafel, Profil II) haben durchwegs Mikrite, vorherrschend Radiolarien- und Poriferenspiculae-führende Mikrite dargestellt.

Nur im Hangenden, im Übergangsbereich zu den Reiflinger Kalken (in der alpinen Trias bisher durchwegs als Beckensedimente bestätigt) sind von den genannten Autoren Sparite verzeichnet. Es handelt sich um Sparite mit folgenden Biogenen: Radiolarien, Foraminiferen, Kieselspiculae, Lamellibranchiaten und Crinoiden; auch hier fehlen Algen.

Die auf Gutensteiner Kalken, allerdings unter Zwischenschaltung geringmächtiger Reiflinger Kalke (knapp 10 m mächtig), folgenden dickbankigen Kalke können nicht als Wettersteinkalk angesprochen werden, zumal es sich, wie SUMMESBERGER & WAGNER (1971: Profiltafel, Profil II) selbst darstellen, mikrofaziell um dieselben Typen handelt wie in den darunterliegenden Reiflinger Kalken. Viel eher haben wir hier einen "Reiflinger Bankkalk" (vgl. Kap. 5 und 7.2.1.) vor uns.

Sammelprofil Großreiling: ca. 115 m mächtige Gutensteiner Kalke. Die bisher wohl mächtigste Schichtfolge von Gutensteiner Kalken setzt sich durchwegs aus Beckensedimenten zusammen; auch hier ist analog zum Profil Trafel keine Beeinflussung von Flachstwasser-Ablagerungen her, wie etwa die Einschwemmung von Dasycladaceen, festzustellen. Wiederum sind Radiolarien- und Kieselspiculae-führende Mikrite bei weitem vorherrschend; dazwischen treten immer wieder sparitische Bereiche auf, die in der Biogenführung aber im wesentlichen dieselbe Zusammensetzung wie die Mikrite aufweisen, wenn wir von einer im tieferen Abschnitt des Profils auftretenden Crinoidensparitlage absehen. Nachdem die beiden Ammonitenhorizonte vom Rahnbauerkogel und Tiefengraben (untere und obere "binodosus"-Fauna) auch noch in den ebenflächigen gebankten Kalken auftreten, zählen sie SUMMESBERGER & WAGNER (1972) ebenfalls zu den Gutensteiner Kalken.

Zusammenfassend können wir also festhalten, daß in Niederösterreich und der nördlichen Steiermark über den sandigen Werfener Schichten vielfach ausgeprägte Beckensedimente auftreten, die in Gutenstein schon sehr früh, bereits in Trafel um einiges später von Flachwassersedimenten verdrängt werden, während in Großreifling die Beckenfazies bis in das Jul anhält. Das frühe Einsetzen der Beckenfazies erklärt auch die im E bereits im "binodosusniveau" auftretenden Ammoniten. Im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen konnte bisher nirgends eine so früh einsetzende Beckenfazies, damit aber auch keine den Gutensteiner Kalken vergleichbaren Sedimente gefunden werden. Wenn überhaupt Vergleiche zum mittleren und östlichen Österreich angestellt werden können, dann wären eventuell solche auf dem Wege über die Steinalmkalke möglich; dazu wären aber genauere Kenntnisse über den basalen sogenannten "Wettersteinkalk" von Gutenstein nötig. Die Gutensteiner Kalke bis nach Saalfelden hineinzuziehen, wie dies WAGNER (1970: Tafel 18) versucht, stößt unseres Erachtens allerdings auf Schwierigkeiten. Wir haben das Profil im Öfenbachgraben, das durch den Bau einer neuen Forststraße lückenlos erschlossen wurde, sehr detailliert aufgenommen (eine eigene Arbeit darüber liegt bereits in Manuskriptform vor). Es zeigte sich, daß hier, am locus typicus, der Steinalmkalk (aufgestellt von PIA 1923) mit einer knapp 20 cm mächtigen Lage (Algenkalk

mit Hohlraumgefügen) abschließt und sehr scharf von einer 110 cm mächtigen Bank überlagert wird. Diese dicke Kalkbank weist zwar basal eine ebene Bankfläche auf, die Hangendbegrenzung ist aber bereits knollig ausgebildet. Darüber hinaus tritt eine über die ganze Mächtigkeit der Bank verbreitete bankinterne Knollenbildung auf. Das Ammonitenlager (trinodosus-Zone; Niveau IV nach ASSERETO 1971) ist auf das obere Drittel der Bank beschränkt. Wo sollte nun der Gutensteiner Kalk nach WAGNER untergebracht werden? Wir sehen hier keinen Weg, zumal es sich bei den Gutensteiner Kalken doch um dünnbankige, ebenflächige Kalke handelt, solche im Profil Öfenbach aber fehlen. Stratigraphisch gesehen vertritt also der Steinalmkalk hier den höheren Teil des Gutensteiner Kalkes von Großreifling; beide setzen unmittelbar unter dem Ammonitenniveau IV nach ASSERETO aus. Ein Anhängen an die hangendsten Crinoidenkalkbänke von Gutenstein halten wir deshalb für ungeeignet, weil die Crinoiden-führenden Schichten vom Öfenbachgraben etwa dem Niveau III ASSERETOs entsprechen, also dem höheren "binodosus"-Niveau angehören, während die von Gutenstein nach SUMMESBERGER & WAGNER (1971: 354) stratigraphisch erheblich älter sind .

4.1.2. Virgloria-Kalk und "Steinalmkalk" (siehe auch unter 4.1.1.)

Im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wird der Gutensteiner Kalk im basalen Abschnitt sicher von den Reichenhaller Schichten vertreten. Diese wurden von J. FRISCH (1968) in vielen Profilen erfaßt und mikrofaziell bearbeitet. Es gibt hier keine Möglichkeit, diese den von SUMMESBERGER & WAGNER (1971: 354) als allein sinnvoll vorgeschlagenen Bezeichnungen "Gutensteiner Kalk" und "Steinalmkalk" anzuschließen. Der Begriff "Steinalmkalk" könnte mit gewissen Vorbehalten auf die "Massenkalkserie" des Alpenin Muschelkalkes (KUBANEK 1969) (= Mittlerer Muschelkalk nach FRISCH 1968) angewandt werden.

Wie steht es nun mit dem Bereich, der im stratigraphischen Profil zwischen Reichenhaller Schichten im Liegenden und "Steinalmkalk" im Hangenden zu liegen kommt. Es handelt sich hierbei um die "Wurstl"-Bankkalk-Serie KUBANEKs (1969); synonyme Bezeichnungen siehe Kap. 4. HIRSCH (1966) und KOBEL (1969) bezeichneten nun, wie schon oben angeführt, den ganzen Bereich zwischen den Punt-la-Drossa-Schichten (Faziesvariante der Reichenhaller Schichten) und den Reiflinger Schichten (= Knollenkalkserie) als Gutensteiner Kalk. Es handelt sich also sowohl um die "Wurstl"-Bankkalk-Serie KUBANEKs, als auch um seine Massenkalk-Serie. Daß diese Bezeichnung für die Massenkalk-Serie nicht angebracht ist, wurde bereits ausgeführt. Wie verhält es sich aber mit der "Wurstl"-Bankkalk-Serie? Auch hier ist die Bezeichnung Gutensteiner Schichten unseres Erachtens nicht anwendbar, und zwar aus folgenden Gründen: die Serie setzt sich aus "Wurstl"-Kalk (10-20 cm Bänke), aus Bankkalken (20-60 cm) und untergeordnet Dolomitbänken (20-330 cm) zusammen. Allein von den Bankmächtigkeiten her kann diese Serie nicht mit den Gutensteiner Kalken gleichgesetzt werden, denn die Gutensteiner Kalke stellen durchwegs eine dünnbankige Schichtfolge dar. Auch der Wechsel in der Lithologie, das Alternieren von Wurstl-Kalken und Bankkalken

unter teilweiser Einschlebung von Dolomitbänken ist mit dem Gutensteiner Kalk keinesfalls vergleichbar.

Sehr wesentlich erscheint uns noch, die Biogenführung der "Wurstl"-Bankkalk-Serie zu analysieren (nach Häufigkeit aufgeführt): nur Foraminiferen in den "Wurstl"-Kalken; Crinoiden, Gastropoden, Foraminiferen, Calcisphären und ? Ostracoden in den Bankkalken; Foraminiferen, Gastropoden und Dasycladaceen in den Dolomitbänken. Auch hier fallen die gewaltigen Unterschiede zu den Gutensteiner Kalken auf. Es fehlen z.B. die Radiolarien, Kieselspiculae, Ammoniten und Conodonten bzw. Brachiopoden, Lamellibranchiaten, wie sie in den Gutensteiner Kalken auftreten, ganz abzusehen von der allgemeinen Fossilarmut in der "Wurstl"-Bankkalk-Serie. Sowohl von der Mikrofazies als auch vom faunistischen Inhalt her handelt es sich um Flachwasserbildungen, deren Milieu noch nicht ganz durchleuchtbar ist, jedenfalls weit entfernt von Beckensedimenten, wie wir sie bei den Gutensteiner Kalken kennengelernt haben. Nach BRANDNER (1972) handelt es sich höchstwahrscheinlich um "eine marine Sedimentation im Küstenvorfeld". Die "Wursteln" (Bezeichnung geprägt von ROTHPLETZ 1888) werden ganz allgemein auf Durchwühlung zurückgeführt.

Aus den angeführten Gründen müssen wir uns um eine andere Bezeichnung für die "Wurstl"-Bankkalk-Serie umsehen. Verfügbare, schon lange eingeführte Termini wären Recoaro-Kalk, Annaberg-Kalk, Schusterberg-Kalk und Virgloria-Kalk.

Von den aufgezählten Namen kommt unseres Erachtens nur der Virgloria-Kalk, aufgestellt von F. v. RICHTHOFEN 1859 in Frage. (Lithostratotypus Amatschonjoch oberhalb des Virgloriatobels, Vorarlberg). M. KOBEL (1969: 36) hat am Amatschonjoch zwei Teilprofile aufgenommen, um einen einigermaßen guten Überblick über die Schichtfolge in dem z.T. schlecht aufgeschlossenen Gebiet zu bekommen. Nach KOBEL treten bereits in der ersten aufgeschlossenen Lage Wurstlkalke auf (die Liegendgrenze bzw. der Kontakt zu den Punt-la Drossa-Schichten ist nicht erschlossen), die von grobbankigen Kalken überlagert werden; darüber folgen nach Einschaltung eines etwa 3 m mächtigen massigen Dolomits mit LF-Gefügen (laminated fenestrae, TEBBUTT et al. 1965) wiederum grobbankige Kalke, die nach oben von Wurstlkalcken abgelöst werden.

Wir haben es also mit denselben Faziestypen zu tun, wie wir sie in den Tiroler und Salzburger Kalkalpen innerhalb der "Wurstl"-Bankkalk-Serie allenthalben antreffen: Wurstlkalke, Bankkalke (mittel- bis grobbankig) und untergeordnet Einschaltungen von z.T. sehr dickbankigen Dolomiten. Im Steinbruch Bürs (in der Nähe von Bludenz) ist die "Wurstl"-Bankkalk-Serie wohl am prächtigsten entwickelt; die dort anstehende Schichtfolge hat v. RICHTHOFEN selbst als typische Ausbildung des Virgloria-Kalkes bezeichnet (siehe dazu M. KOBEL 1969: 32).

Die im Rhätikon über der "Wurstl"-Bankkalk-Serie im Durchschnitt 45 m mächtige Schichtfolge, einschließlich der "Encrinitenbank", ließe sich am ehesten mit der Massenkalk-Serie im Sinne KUBANEKS 1969 vergleichen, für die man bei nur stark erweiterter Begriffs-

fassung die Bezeichnung "Steinalmkalk" wählen dürfte.

Wie schon erwähnt, hat KOBEL sowohl die "Wurstl"-Bankkalk-Serie als auch die darüber folgende "Massenkalk-Serie" (allerdings ohne "Encrinitenbank") zu den Gutensteiner Schichten geschlagen. Aus bereits oben detailliert angeführten Gründen müssen wir diese Art der Zuordnung ablehnen; auch ist es nach der Begriffsfassung des Reiflinger Kalkes nicht möglich, ihm die "Encrinitenbank" zuzuordnen. Wir schlagen aufgrund der Übereinstimmung des Virgloria-Kalkes mit der in Salzburg, Tirol und Vorarlberg weit verbreiteten "Wurstl"-Bankkalk-Serie für diese die Bezeichnung Virgloria-Kalk vor. Dies insbesondere, weil von RICHTHOFEN selbst die Kalke des Bürser Steinbruches als typischen Virgloria-Kalk bezeichnete. Virgloria-Kalk vertritt somit teilweise den im E-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen entwickelten Gutensteiner Kalk.

Für den "Massenkalk" wollen wir zunächst den Terminus "Steinalmkalk" (stets unter Anführungszeichen gesetzt) als Arbeitsbegriff verwenden, da vorderhand die Kenntnisse über den Steinalmkalk, auch am locus typicus, noch zu gering sind.

4.1.3. Reiflinger Kalk

SUMMESBERGER & WAGNER, die erst jüngst (1972: Profiltafel) das Profil von Großreifling bearbeitet haben, betrachten den Abschnitt als Reiflinger Kalk, der unmittelbar über dem oberen "binodosus"-Niveau mit Knollenkalken einsetzt und mit dem ersten Auftreten des julischen Tonschiefers endet.

Wollen wir es ganz genau nehmen, so müssen wir noch eine kleine Ergänzung anbringen. Stratigraphisch gesehen schließt der Reiflinger Kalk auch noch basales Jul mit ein. H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974:12) konnten *Trachyceras aonoides* bereits in den letzten zwei Bänken der "gebänderten Kieselkalke" nachweisen; außerdem tritt im basalsten Tonschiefer, etwa 1 m über den Bänderkalken noch eine filamentführende Kalkbank auf, die mikrofaziell den Reiflinger Kalken entspricht. Die stratigraphische Reichweite der Reiflinger Kalke am Typusprofil umfaßt demnach einen Zeitraum vom top der oberen "binodosus"-Zone bis einschließlich basalster aonoides-Zone (Jul) reicht.

Welche megaskopisch bereits auffallenden Schichtglieder werden von SUMMESBERGER & WAGNER (1972) zu den Reiflinger Kalken gezählt? Es handelt sich um Knollenkalke, Kieselknollenkalke (mit Tuffen und Tuffiten), kieselsäureführende ebenflächige Kalke, kieselsäurefreie gebänderte Kalke, weiters Mergel-Tonmergeleinschaltungen und schließlich SiO_2 -führende Bänderkalke. Diese bunte Palette an Gesteinstypen spiegelt die großzügige und im Typusprofil vielleicht auch einzig mögliche Begriffsfassung der Reiflinger Kalke wider. Obwohl die in dem hangendsten Abschnitt auftretenden Mergel- bis Tonmergeleinschaltungen völlig den Partnach-Schichten entsprechen, ist es angebracht, hier nicht den Terminus Partnach-Schichten zu verwenden. Umgekehrt wurde schon öfters die Frage aufgeworfen, ob man die in den Partnach-Schichten auftretenden Filamentkalke (sowohl als

Knollenkalke, wie auch als ebenflächige, z.T. SiO₂-führende Kalke entwickelt) als Reiflinger Kalke ansprechen sollte. Unserer Auffassung nach soll nach der vorherrschenden Fazies benannt werden, Kalke innerhalb von Partnach-Schichten bzw. -Mergeln als Partnach-Kalke angesprochen werden, zumal die tonig-mergeligen Sedimente bei weitem vorherrschen. Konsequenterweise müssen dann auch die tonig-mergeligen Einschaltungen in Großreifling infolge des Vorherrschens der Kalke zu den Reiflinger Kalken gezählt werden (vgl. auch Kap. 5.2.).

Wie wurde nun der Begriff Reiflinger Kalk im W-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen in jüngster Zeit gehandhabt? Über den Gebrauch des Namens Reiflinger Kalk in der älteren Literatur informiert M. KOBEL (1969: 50) sehr ausführlich. HIRSCH (1966: 70) spricht von Reiflinger Schichten mit dem Einsetzen der Knollenkalke und begrenzt sie nach oben mit dem ersten Auftreten der Partnach-Schichten (-Mergel). KOBEL (1969: 50) stimmt mit HIRSCH im wesentlichen überein, nur rechnet er die im Liegenden der Knollenkalke auftretenden Crinoiden-Kalke ("Encrinitenbank") auch noch zu den Reiflinger Schichten (siehe Kap. 4.1.2.).

Von den übrigen "Muschelkalk"-Bearbeitern (FRISCH 1968, KUBANEK, 1969 und SARNTHEIN 1965, 1966) wird der Begriff Reiflinger Schichten abgelehnt bzw. durch Serienbezeichnungen ersetzt. Es steht außer Zweifel, daß die "Obere Gesteinsserie" (des Alpenen Muschelkalkes) sensu FRISCH 1968 (Synonyme vgl. Kap. 4) im wesentlichen den Reiflinger Kalken entspricht, handelt es sich doch hier vorwiegend um Knollenkalke, häufig kieselig. Wir wollen daher den Begriff Reiflinger Kalk für den Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wieder einführen. Er ist durch folgende Gesteinstypen vertreten: Knollenkalke, Kieselknollenkalke mit Tuffen und Tuffiten (untergeordnet ebenflächige Kieselkalke) und Bankkalke (vgl. Kap. 5.2.). Die Bankkalke, z.T. mehrere Meter mächtig, treten innerhalb des Reiflinger Kalkes im Typ-Profil nicht auf; analoge Bänke konnten aber im tieferen Abschnitt der Göstlinger Kalke (Langobard/basales Cordevol), die infolge vielfach gleicher Gesteinsausbildung auch als Reiflinger Kalke bezeichnet wurden (vgl. O. KÜHN in Lex. strat. intern., Autriche 1962), nachgewiesen werden (MOSTLER & SCHEURING 1974: 22). Kap. 5.2. informiert über Definition und Abgrenzung der Reiflinger Kalke im Karwendel.

5. Die Reiflinger Kalke in den Profilen Silz und Martinswand

5.1. Allgemeine Faziesabfolge (vgl. Kap. 6. Übersichtsprofile (Abb.2) und Profiltafel im Anhang)

Von Interesse sind hier insbesondere die Unterschiede der beiden Profile in Bezug auf die Bankmächtigkeiten. Im Profil Martinswand treten Kompaktbänke mit ebenen Schichtflächen am top der Reiflinger Kalke auf, oberhalb des letzten Tuffithorizontes; diese Ausbildung setzt sich dann in den liegendsten Vorriffkalk (Wettersteinkalk) fort. Im Profil finden sich ganz entsprechende Kompaktbänke im Liegenden der Tuffbänke hangend des unterlagernden

den "Steinalmkalkes" Typisch sind oft dm-lange, spatiterfüllte Hohlräume (vgl. Kap. 7.2.1.). Charakteristisch für die Reiflinger Kalke sind aber die knolligen Kalke mit wechselndem Hornsteingehalt. Silexknauern treten besonders im Profil Martinswand in Erscheinung, während Hornsteinknauern an den Knollenkalken des Profils Silz nur untergeordneten Anteil haben. Eben hier sind auch Zwischenlagen von Tuffen und Tuffiten (pietra verde) weit weniger häufig bzw. mächtig als im Profil Martinswand. Diese Lagen sind zumeist grün gefärbt ("pietra verde"), treten aber auch rot gefärbt auf.

Die knolligen Kalke selbst sind gewöhnlich von grauer Farbe, sie können auch rot bis rotbraun werden, auch grünliche Farbtöne wurden beobachtet. Die Mächtigkeit der Knollenkalkbänke beträgt etwa 10-40 cm, während die der Kompaktbänke mehrere m erreichen kann.

Die Bezeichnung Knollenkalk beruht einmal auf den welligen bis höckerigen, meist von Tonbelägen überzogenen Schichtoberflächen, aber auch auf einer gewissen Knolligkeit innerhalb der Kalkbänke selbst. Diese welligen Schichtflächen werden häufig durch Hornsteinknauern geprägt, die teils einzeln über die Schichtfläche verstreut auftreten, öfters aber auch zu einem Hornsteinnetzwerk verbunden sein können. Vereinzelt werden auch vollständig verkieselte Bankoberseiten angetroffen; in diesem Fall ist die Schichtfläche meist völlig eben. Daneben treten die Hornsteinknauern auch bankintern auf, sie sind hierbei jedoch meist in hangenden Bankpartien angereichert, und zwar insbesondere dann, wenn die Bänke etwas größere Mächtigkeiten erreichen.

Man kann also unterscheiden zwischen
Reiflinger Knollenkalken und
Reiflinger Bankkalken.

Wie aus den Übersichtsprofilen (Kap. 6) ersichtlich, können sich beide vollständig vertreten.

5.2. Definition und Abgrenzung der Reiflinger Kalke

Bei den Reiflinger Kalken handelt es sich einmal um Kalke mit einer Bankmächtigkeit bis zu mehreren m (Reiflinger Bankkalke), daneben treten aber auch gutgebankte Kalke (dm-Bereich) mit zumeist knolliger Oberfläche auf (Reiflinger Knollenkalk). Die Knollenkalken sind meist stärker verkieselt, gewöhnlich handelt es sich um Kieselknauern. Aber auch ebenflächige, kieselsäureführende Kalke kommen vor. Die pietra verde-Einschaltungen sind oft sehr zahlreich. Verkieselungen ganzer Bänke (meist auf den oberen Bankteil beschränkt) treten - wenn vorhanden - stets im Liegenden von Tuffen oder Tuffiten auf. Die Reiflinger Bankkalke enthalten zahlreiche, spatiterfüllte oder seltener nur teilweise spatiterfüllte Hohlräume (bis dm-groß).

Die Reiflinger Kalke sind eine lithostratographische Einheit, und zwar sehen wir sie hier als das hangendste Formationsglied (member) der Formation des Alpenen Muschelkalkes an.

Die Reiflinger Knollenkalken bzw. Reiflinger Bankkalke werden vorderhand als informelle Einheiten des Formationsgliedes der Reiflinger Kalke verstanden.

Auf die Nachteile der Bezeichnung "Alpiner Muschelkalk" wies u.a. schon KÜHN (1962) hin.

Da sich Knollen- und Bankkalke gegenseitig vertreten können, ist das Aufhören des Knollenkalkes als Abgrenzungskriterium zu den liegenden "Steinalmkalken" nicht geeignet. Die Liegendgrenze wird hier deshalb mit der letzten, Komponenten des Flachwassers führenden und mit Flachwasserablagerungen verbundenen Lage der "Steinalmkalke" gezogen. Bei den Komponenten des Flachwassers, die hier in Betracht kommen, handelt es sich insbesondere um Onkoide, Dasycladaceen, Crinoidenstielglieder. Die Crinoidenlagen werden insbesondere abgetrennt, weil ähnliche crinoidenreiche Lagen in den Reiflinger Kalken des Typprofils fehlen und weil die crinoidenreichen Schichten zumeist aufs engste mit einem neuen Faziestyp (des Flachwassers) verbunden sind.

Die Hangendgrenze der Reiflinger Kalke ist weit weniger günstig zu fassen. Die aufgehörende Knolligkeit der Reiflinger Kalke ist wegen der erwähnten gegenseitigen Vertretung Reiflinger Knollenkalk/Reiflinger Bankkalk als Abgrenzungskriterium wiederum ungeeignet. Da auch die pietra verde-Führung stark schwankt, kann sie ebenfalls nicht mit herangezogen werden, auch scheint die pietra verde in den Bankkalke fast zu fehlen. Da die Reiflinger Kalke von Wettersteinkalk bzw. Partnach-Schichten überlagert werden, wird die Grenze mit den deutlichen Ausprägungen deren Fazies gezogen: beim Übergang zum Wettersteinkalk sind es im Verhältnis zu den Filamentkalke überwiegende biogen- bis bioklastreiche Lagen arenitisch-ruditischer Größe, in denen Riffbildner eindeutig zu erkennen sind. Als Matrix dieser Lagen wird meist noch ein Lutit bzw. Sparit beobachtet, echte Vorriff-Breccien schalten sich meist erst in wesentlich höheren Lagen ein. Auch können die erwähnten Riffschüttungen durchaus noch von Filamentkalke unterbrochen werden. Beim Übergang zu den Partnach-Schichten wird die Grenze mit dem Überwiegen der Mergel-sedimentation gezogen. Die allenfalls im Hangenden folgenden Kalke sind als Partnachkalke zu bezeichnen.

Zu den Begriffen "Übergangskalk" bzw. Partnachkalk:

Für "Reiflinger Bankkalke" im Hangenden von "Reiflinger Knollenkalke" sowie für liegende Anteile der "Wetterstein-Vorriffkalke" prägten KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1967) den Begriff "Übergangskalk", den sie zum liegendsten Wettersteinkalk stellten. MILLER (1965, 1971) und SCHNEIDER (1964) scheiden dieselben Gesteine als "Partnachkalke" aus. Es handelt sich, wie erwähnt, zum Teil um verschieden gut aufgearbeiteten und sortierten Riffschutt. Riffbildende Organismen sind also in größerer Anzahl am Aufbau dieses Sedimentes beteiligt, als Matrix tritt aber ein Lutit auf, auch kommen zwischen den Schüttungen immer wieder mächtigere lutitische Bereiche vor mit Filamenten, Foraminiferen, vereinzelt Echinodermatenresten, die als Weiterführung der Filamentlutite der Reiflinger Kalke anzusehen sind.

Es handelt sich bei diesen hangenden Bereichen also um den Übergang "Alpiner Muschelkalk"-(bzw. Reiflinger Kalk)/Wettersteinkalk, weshalb uns der Name "Partnachkalk" wenig geeignet erscheint. Nicht bestritten werden soll aber, daß die Fazies der lutiti-

schen Zwischenlagen auch der der Kalkbänke in den Partnach-Schichten ähnelt. Diese Ähnlichkeit lutitischer Sedimente mit Filamenten der Reiflinger Knollen- und Bankkalke und der Kalke in Partnach-Schiefern ist jedoch nicht weiter verwunderlich, da es sich um etwas verschiedene Ausbildungen von Beckenfazies handelt die vielfach gleich alt ist. Als Argument dafür, diese Bankkalke bzw. die liegendsten Anteile der "Wetterstein-Vorriffkalke" als Partnachkalke zu bezeichnen, scheint uns die Ähnlichkeit nicht ausreichend. Nach unserer Ansicht sollte der Name "Partnachkalke" auf solche Kalkbänke beschränkt bleiben, die auch wirklich in Partnach-Schiefer eingeschaltet sind bzw. zumindest von Partnach-Schiefern unterlagert werden und der ansonsten typischen Faziesausbildung der Kalkbänke in Partnach-Schiefern (überwiegend Lutite mit gewissen Filamentgehalten, Klaste meist zurücktretend) entsprechen. Infolge der Abtrennung der "Reiflinger Bankkalke" ist der Name "Übergangskalk" in Form eines Formationsgliedes nicht notwendig und sollte in dieser Form nicht verwendet werden. Als reine Faziesbezeichnung, als Ausdruck des Überganges Becken- zu Rifffazies, ist er jedoch durchaus geeignet.

Die einzige Schwierigkeit bei dieser Form der Grenzziehung ist die, daß "Partnachkalke", die von Partnach-Schiefern unterlagert werden und den Übergang zum hangenden Wettersteinkalk bilden, infolge des Vorhandenseins feinklastischen Riffschuttetes etc. gewissen Partien der Reiflinger Bankkalke, die ebenfalls den Übergang zum Wettersteinkalk bilden, faziell äußerst ähnlich werden können. Das Kriterium für die Namensgebung ist dann die Art der unterlagernden Schichten.

Die Hangendgrenze der Reiflinger Kalke ist also (insbesondere im Profil Martinswand!) keineswegs so scharf wie SARNTHEIN (1966) angibt, da nach ersten Schüttungen mit angerundeten Klasten (pellets) sich wieder Filamentkalke einstellen. Erkennbare Riffossilien treten in den Klastlagen erst wesentlich später auf, aber selbst dann noch sind immer wieder Filamentkalke zwischengeschaltet. Auch sind die von SARNTHEIN angegebenen Hohlraumgefüge nicht als "Großoolith-Strukturen" (als Hinweis auf Riffazies) aufzufassen, vielmehr handelt es sich um die in den Reiflinger Bankkalken auch an anderen Stellen häufigen Hohlräume, die zu einem großen Teil "Stromatactis-Strukturen" entsprechen (vgl. mikrofazielle Beschreibung und BECHSTÄDT 1974). Der von SARNTHEIN (1965 und 1966) gegebene Hinweis auf eine sedimentologisch markante Liegendgrenze des Wettersteinkalkes trifft nur auf wenige Profile zu, vielmehr entspricht in den Profilen Martinswand und Silz der Übergang zur Wettersteinkalkfazies sowohl den von KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1968) wie auch KUBANEK (1969: 175) angegebenen Merkmalen.

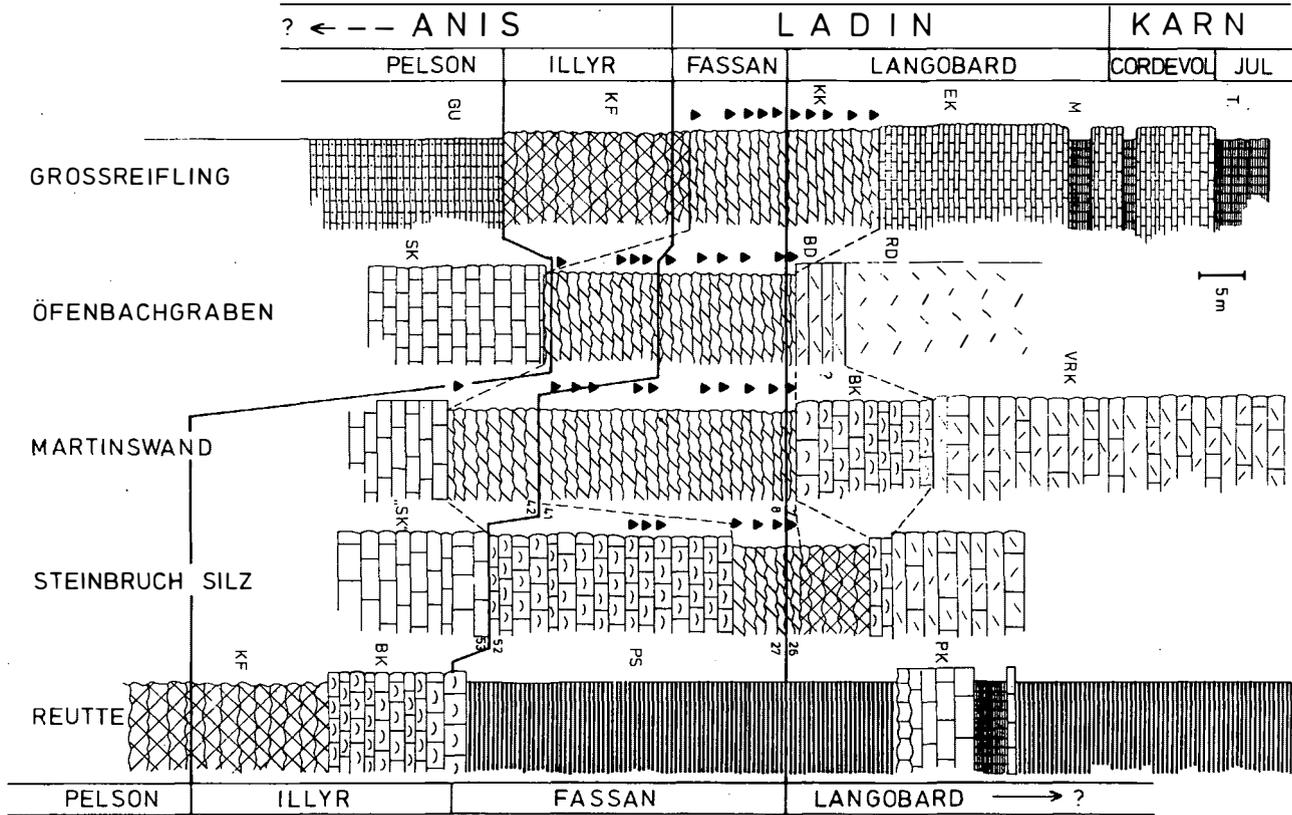


Abb.2

6. Übersichtsprofile

Abb. 2, Mitteltrias-Profile der Nördlichen Kalkalpen.

Erläuterung: GU = Gutensteiner Kalk; SK = Steinalmkalk; "SK" = Steinalmkalk, Bezeichnung als vorläufiger Arbeitsbehelf (siehe oben); KF = Knollen- bis Knollenflaserkalk; KK = Kieselknollenkalk mit Tuffen und Tuffiten; BK = Bankkalke; EK = ebenflächige dünn- bis mittelbankige Kalke, z.T. SiO₂-führende Bänderkalke; M = Mergel- bis Tonmergelzwischenhaltungen; T = Tonschiefer (Jul); PS = Partnach-Schichten; PK = Partnachkalke; BD = bankiger Dolomit des "Ramsau-Dolomit"; RD = "Ramsau-Dolomit"; VRK = Vorriffkalke; ▲ = Tuffe und Tuffite.

Als "Aufhänger" bzw. Bezugshorizont für die fünf dargestellten Profile wurde die Fassin/Langobard-Grenze (= "curionii"/archelaus-Zone) gewählt. Diese Grenze bot sich deshalb an, weil sie mit dem Einsetzen von *Metapolygnathus mungoensis* (weltweit als *mungoensis*-Zone nachgewiesen) mikropaläontologisch am besten erfaßbar ist. Zudem kommt noch das gleichzeitige oder fast gleichzeitige, z.T. massenhafte Einsetzen von Schwebcrinoiden (Osteocriniden).

Die Illyr/Fassin-Grenze wurde mit dem ersten Auftreten des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes gezogen; dies bedeutet, daß die avisianus-Zone mit zum Fassin gezählt wird, da eine Abgrenzung der *avisianus*-Zone von der *reitzi*-Zone mittels Mikrofossilien zur Zeit nicht möglich ist.

Die Pelson/Illyr-Grenze wurde mit dem Aussetzen von *Ozarkodina kockeli* gezogen (*kockeli*-Zone gilt in der Trias Europas als gesichert!), die an dem Ammonitenhorizont I, II und III (tieferer Teil) nach ASSERETO 1971 geichet wurde, d.h. sie entspricht völlig der Grenze zwischen "binodosus"- und *trinodosus*-Zone.

Greifen wir beispielsweise das Fassin (*avisianus*-Zone, *reitzi*-Zone und "curionii"-Zone^x) heraus, so sehen wir in Großreiflingen an der Basis Knollenkalke mit darauffolgenden Kieselknollenkalken (mit Tuffen und Tuffiten); im Profil Öfenbach bei Saalfelden und an der Martinswand bei Zirl in Tirol treten zur selben Zeit ausschließlich Kieselknollenkalke auf, während im Profil des Steinbruchs bei Silz (Tirol) die Kieselkalke im wesentlichen durch Bankkalke vertreten werden bzw. im hangendsten Abschnitt des Fassin gerade noch 6 m mächtige Knollenkalke auftreten. Wie aus dem Profil Reutte (am Rhone) ersichtlich, vertreten dort die Partnach-Schichten sowohl die Bankkalke, als auch die Kieselknollenkalke. Das heißt, neben der tonigen Beckenfazies tritt zeitgleich eine kalkige Beckenfazies auf (bestehend aus Bankkalken und Kieselknollenkalken = Reiflinger Kalke). Somit ist die bisherige Vorstellung vom abschließlichen Übereinander bzw. zeitlichen Nacheinander (unten Knollenkalke, oben Wettersteinkalk bzw. Partnach-Schichten) nicht mehr aufrecht zu erhalten. Entsprechend der WALTHERschen Faziesregel war ja sogar zu

x) H. RIEBER (1974: 174) ist der Meinung, daß die *curionii*-Zone etwa der *reitzi*-Zone entspricht; H. ZAPFE (1974, Triastabelle) führt für das Fassin nur die *reitzi*-Zone an!

erwarten, daß übereinander folgende Schichtglieder an anderer Stelle zeitgleich sein können.

Probleme gibt es noch bei der Handhabung der Schichtnamen bzw. bei der Zuordnung des einen oder anderen Faziestyps. Klarheit herrscht bezüglich der Gutensteiner und Reiflinger Kalke, Schwierigkeiten treten beim Steinalmkalk auf. Das Profil Öfenbachgraben ist der locus typicus des Steinalmkalkes (nach PIA 1923); die "Crinoidenbank" liegt dort bereits in der Knollenkalkfazies vor, während in den Profilen weiter im W (Kaisergebirge, Karwendel usw.) die "Crinoidenkalk" in einer Bankkalkfazies auftreten und somit nicht zu den Steinalmkalken gerechnet werden können. Sie passen weder aus der Sicht der Bathymetrie, noch aus der der Fazies zu den Steinalmkalken des Typprofils, die sich aus mittel- bis dickbankigen Dasycladaceenkalken in Wechsellagerung mit Stromatolithbänken zusammensetzen. Bis zur Lösung dieses Problems wollen wir aber dennoch, wie bereits ausgeführt, den "Steinalmkalk" (unter Anführungszeichen) als Arbeitsbegriff verwenden.

Abschließend noch einige kurze Bemerkungen zu den Übersichtsprofilen: Das Profil von Großreifling wurde von SUMMESBERGER & WGNER (1972) publiziert, es ist hier, soweit es die Lithologie betrifft, übernommen. Um aber die Illyr/Fassan (inklusive avisianus-Zone)-Grenze und die Fassan/Langobard-Grenze zu erfassen, war es notwendig, das Profil Scheibling-Graben und das an der Bundesstraße erschlossene Profil zu bemustern. Besonders interessant war hiebei das Einsetzen des Langobards über der 80 cm dicken pietra verde-Bank, an deren Basis die von H. ZAPFE determinierte *Daonella cf. indica* (z.T. massenhaft) auftritt.

Das Profil Öfenbachgraben wurde von den beiden Verfassern detailliert aufgenommen, obwohl bereits eine Profilaufnahme durch F. KUBANEK (1969) vorlag, die allerdings eine zeitliche Einstufung vermissen ließ.

Die Profile Martinswand und Silz sind auf der Profiltafel im Anhang im Detail dargestellt, die an beiden Übersichtsprofilen angeführten Zahlen (z.B. 41/42) markieren die für die Grenzziehung ausschlaggebenden Proben.

Das Profil Reutte (am Rhone) wurde 1968 schon von FRISCH aufgenommen. Der Autor hat allerdings damals die zwischen Knollenkalken und Partnach-Schichten auftretenden, allerdings nicht überall gut erschlossenen Bankkalke übersehen. Es handelt sich hiebei um ein 15 m mächtiges Gesteinspaket aus filamentführenden Bankkalken.

7. Mikrofazielle Beschreibung der Profile Silz und Martinswand

7.1. Hangendste Anteile der "Steinalmkalke"

Es handelt sich um Klastlutite bzw. -sparite mit einem größeren Spatitanteil. Als Klaste sind insbesondere Bioklaste und hier wieder Echinodermenbruchstücke zu nennen (überwiegend handelt es sich um Crinoiden: "Crinoidensande" SARNTHEINs 1966). Sehr

häufig sind auch Onkoide, die wiederum als Kern oft Echinodermenbruchstücke enthalten (Taf. 3, Abb. 12). Weiters wurden Dasycladaceen, Ostracoden und Foraminiferen beobachtet. Diesen Klastlagen, die in den hangendsten Lagen vielfach wohl auf Schüttungen zurückzuführen sind, sind im Profil Silz Lutite zwischengeschaltet, die einzelne Foraminiferen führen, insbesondere aber durch Wühlspuren sowie Stromatactis-Hohlräume auffallen, die dann für die im Hangenden folgenden Reiflinger Bankkalke so charakteristisch sind (siehe dort).

7.2. Reiflinger Kalke

Die in den Profilen beobachteten Faziestypen sind nicht allzu vielgestaltig. In beiden Profilen ist eine annähernd ähnliche Aufeinanderfolge zu beobachten, die aus dem Detailprofil entnommen werden kann.

Bei den Reiflinger Kalken (Knollenkalk und Bankkalk) handelt es sich zumeist um Radiolarien-reiche Filamentlutite bzw. -sparite mit einzelnen weiteren Biogenen: Ammoniten (die in den Profilen vollkörperlich nicht gewonnen werden konnten), Echinodermenbruchstücke (nur untergeordnet, aber doch in zahlreichen Proben vertreten), vereinzelte Foraminiferen sowie (?) das Problematikum *Aeolisaccus* (gerade Röhrchen mit einfacher Wandstruktur). Daneben kommen aber auch gebogene, sowie sich gabelnde Röhrchen vor, sodaß es sich bei den geraden Röhrchen wahrscheinlich um Bruchstücke ein und desselben Typs handelt und die Deutung als *Aeolisaccus* fraglich ist.

Bei den Filamenten handelt es sich nach der Definition von KUBANEK (1969) um gerade, flach oder seltener fast kreisrund gebogene Schalenschnitte im mm-Bereich. Die verschiedenen Deutungsmöglichkeiten sind bei FLÜGEL (1972) angegeben.

In einzelnen Proben überwiegt der Radiolariengehalt deutlich die Filamente, sodaß man von Radiolarienlutiten mit zahlreichen Filamenten sprechen muß. Öfters ist auch ein größerer Gehalt an kleinen angerundeten bis gerundeten Klasten (pellets) zu beobachten. Daneben kommen aber auch relativ reine Lutite mit nur geringen Komponentengehalten vor. Die lutitische Matrix kann auch sparitisiert sein, fast stets handelt es sich dann um einen Mikrospartit. Ausnahmen sind Druckflaserungszonen in den Reiflinger Knollenkalken (siehe dort). Sparitisierung wirkte sich negativ auf die Mikrofossilführung aus, da in stärker sparitisierten Proben, bei ehemals anscheinend vielfach gleicher Mikrofazies, die Fossilien in der Lösungsfraction stark zurücktreten oder fehlen.

Normalerweise schwimmen die Filamente und Radiolarien in der Matrix, nach der Nomenklatur von DUNHAM (1962) handelt es sich also um einen Wackestone. Lagenweise sind die Filamente bzw. die Radiolarien aber auch zu einem Packstone angereichert. Besteht dieser aus Filamenten, können sehr häufig "umbrella-structures" im Mikrobereich beobachtet werden (Taf. 2, Abb. 6).

7.2.1. Reiflinger Bankkalke

Die Bankkalke sind insbesondere durch verschiedenartige Hohl-

raugefüge gekennzeichnet: es treten häufig bis cm-große, röhrenförmige Hohlräume auf, die im Querschnitt fast kreisrund sind. Oft ist ihr Boden von späterem lutitischen Sediment (z.T. mit Filamenten) geglättet, die ehemalige Untergrenze ist jedoch immer sichtbar. Zweifellos handelt es sich um Wühlgefüge. Als Durchwühlungserscheinungen werden auch unregelmäßig begrenzte Unterschiede des Komponenten- und Matrixverhältnisses gedeutet (siehe Reiflinger Knollenkalke). Daneben kommen aber auch Stromatactis-Strukturen vor: es handelt sich dabei um längliche Hohlräume, deren Dach ganz unregelmäßig geformt ist, während der Boden eingeebnet ist, sei es, daß er schon ursprünglich eben angelegt war, sei es, daß er diese Einebnung erst durch eine Sedimentfüllung erfuhr. Weiters wurden noch oft cm-dicke, mehrere dm lange, meist ss-parallele Hohlräume beobachtet. Nach den Untersuchungen von HECKEL (1972) sind diese durch Setzungserscheinungen in einem schon weitgehend plastischen Sediment bedingt, während sich die oben erwähnten Stromatactis-Gefüge auf eine schon etwas früher erfolgte Entwässerung zurückführen lassen. Eine ursprüngliche Anlage zumindest eines Teiles der Stromatactis-Hohlräume durch wühlende Organismen kann aber keinesfalls ausgeschlossen werden, insbesondere dann nicht, wenn die Einebnung der Bodenfläche auf einer Sedimentfüllung beruht. Die Hohlräume werden von Spatit erfüllt, und zwar handelt es sich dabei um wandständigen, fibrösen Spatit (oft radiachsfibrös vgl. KENDALL & TUCKER 1973); Restlumina sind zumeist von hellem drusigen Spatit erfüllt, können aber auch unter Umständen freibleiben. Auf der anderen Seite kann dieser helle drusige Calcit auch den ganzen Hohlraum ausfüllen, wenn der fibröse Spatit der früheren Generation fehlt. Ausführlicher wird auf diese Hohlraumgefüge sowie ihre Füllungen in einer eigenen Arbeit eingegangen (BECHSTÄDT 1974).

Die Komponenten der Reiflinger Bankkalke sind, wie erwähnt, meist Biogene bzw. Bioklaste. Intraklaste arenitischer bis ruditischer Korngröße kommen nur vereinzelt vor. Feinklastische Lagen, vielfach mit pellets im hangenden Anteil der Bankkalke bzw. Knollenkalke werden dann noch zu den Reiflinger Kalken gerechnet, wenn keine eindeutigen Riffossilien erkennbar sind.

7.2.2. Reiflinger Knollenkalke

Auch hier treten Wühlstrukturen auf, allerdings nur selten in Form von Hohlräumen. Es handelt sich meist um nester- bis fleckenartige Unterschiede von einerseits pelletführenden und pelletarmen Filamentlutiten mit Radiolarien. Diese treten insbesondere in den hangenden Lagen der Profile auf. Auf der anderen Seite sind auch fleckig verteilte deutliche Unterschiede in der Packungsdichte der Biogene festzustellen (Taf. 2, Abb. 8) sowie Unterschiede in Bezug auf den Gehalt an Filamenten und Radiolarien. Schon KUBANEK (1969) deutet deren unscharfe Grenzen als Hinweis auf Bioturbation im noch weichen Sediment. Zum größten Teil beruhen die pellets sicher auf Schüttungen; ob auch Reste von fecal pellets darunter sind, konnte nicht eindeutig geklärt werden. Die Wühler bewirkten vielfach einen Verlust der ursprünglichen Schichtung. Daß im Verhältnis zu den Bankkalken kaum Hohl-

raumgefüge durch die Wühler hinterlassen wurde, beruht wahrscheinlich auf unterschiedlichen Tongehalten.

Hinzuweisen ist noch auf eine bestimmte Art von nodules (Taf. 1, Abb. 3). Es handelt sich dabei um rundliche, fast rein lutitische, bis cm-große Bereiche, ev. mit einzelnen Filamenten, öfters unregelmäßig verteiltem Spatit. An der Unterseite zur unregelmäßigen Unterlage lassen sie häufig kleine, spatiterfüllte Hohlräume frei. An der "Hangendgrenze" der nodules treten diese Hohlräume nie auf, vielmehr ist hier vielfach keine scharfe Begrenzung vorhanden, sondern ein allmählicher Übergang in filament- und radiolarienreicheres Sediment. Man könnte deshalb an die Einsedimentation eines noch halbplastischen Schlickgerölls denken. Auf der anderen Seite treten eindeutige Wühlgefüge zusammen mit den nodules auf, die häufig ebenso aus fast reinem Lutit bestehen. Deshalb sind diese Strukturen wohl eher als Wühlgefüge (früher erhärtend) in Verbindung mit ungleichmäßiger Entwässerung bzw. Kompaktion zu deuten.

Auffallend ist ein größerer Glaukonitgehalt in liegendsten Proben des Profils Martinswand (M 46-M 48, bes. M 47). Hier erfolgte auch Glaukonitisierung von Fossilien (Echinodermenreste etc.). Derart glaukonitreiche Lagen treten in den basalsten Knollenkalklagen der meisten Profile im W Österreichs auf.

Eine Gliederung der Abfolge wird insbesondere durch die Pyroklastlagen bewirkt. Man kann entsprechend der Einteilung bei VIDAL (1953) zwischen Kristalltuffen und Aschentuffen sowie Tuffiten unterscheiden (Taf. 2, Abb. 7), wenn auch die genaue Abgrenzung oft schwierig wird, was insbesondere die Aschentuffe und Tuffite betrifft. Es finden sich sowohl grüne, als auch rote "pietra verde"-Lagen. Verwiesen wird auf das entsprechende Kapitel bei FRISCH (1968: 44 ff.) und KUBANEK (1969: 160 ff.). Da diese pietra verde-Lagen inzwischen von anderer Seite detailliert aufgenommen worden sind, wurden sie nicht näher untersucht. Leider ist diese abgeschlossene Bearbeitung durch F. LIST immer noch nicht publiziert.

Unterschiedlicher Auffassung sind die früheren Bearbeiter des Alpenen Muschelkalkes in den westlichen Ostalpen in Bezug auf die Hornsteinentstehung. MILLER (1962: 54 ff.) ist der Ansicht, daß die Herkunft der Kieselsäure fraglich ist, eine Anlieferung durch den Vulkanismus aber sehr wahrscheinlich sei. Dieser Meinung schließen sich auch SARNTHEIN (1965), FRISCH (1968), KOBEL (1969) und KUBANEK (1969) an. SARNTHEIN erklärt, daß die Hornsteinknollen als "Subsolutionsreste" von Kalken, reich an SiO_2 in diffuser Verteilung anzusehen seien (1965: 147). Dies soll anscheinend heißen, daß er einen ursprünglichen Lagenbau von Kalken mit SiO_2 in unterschiedlicher Verteilung annimmt, wobei die kieselsäureärmeren Lagen zum größeren Teil weggelöst wurden. FRISCH (1968: 96) deutet die Kieselknollen ebenfalls als syngenetisch bis fröhdiaogenetisch, KOBEL (1969) weist darauf hin, daß die Hornsteinknauern bevorzugt auf Schichtoberseiten auftreten, wo sie geflechtartig zusammenwachsen können. Die Grenze zum umgebenden Kalk ist meist scharf (Taf. 3, Abb. 10). Der Hornstein soll im wesentlichen nur durch schlierig-

tonige Beimengungen verunreinigt sein. KOBEL (1969) bevorzugt eine syndimentäre Bildung der Kieselknollen; ihre Form bzw. Position innerhalb der Bank soll abhängig sein von der Stärke der Karbonatsedimentation. Bei geringer Sedimentation bzw. bei Karbonatlösung erfolge eine horizontale Ausbreitung, bei stärkerer Karbonatanlagerung komme es zu einem vertikalen Wachstum der gelartigen Konkretionen. Daneben sei aber vermutlich auch noch eine frühdiagenetische Knauerbildung erfolgt, die im wasserhältigen Sediment durch Anreicherung von Kieselsäuregel zu Konkretionen vor sich ging. In beiden Fällen soll die Kieselsäureanreicherung wahrscheinlich mit einer CO₂-Anlieferung durch den Vulkanismus zusammenhängen: erhöhter CO₂-Partialdruck und damit eine Herabsetzung des P_H des Meerwassers erleichtert die Koagulation der Kieselsäure. Das häufige Auftreten von Hornsteinknauern auf den Schichtoberseiten wird von KOBEL (1969) durch vermehrte vulkanische Einflüsse auf den Chemismus des Meerwassers erklärt; diese sollen die Kalkfällung weitgehend unterbunden und die Kieselsäureanreicherung stark gefördert haben.

KUBANEK (1969: 154 ff.) erklärt, daß die Hornsteinknauerbildung vor Klüftung und Flaserung erfolgt sei. U.d.M. sei ein mikrokristallines Korngemenge von Quarz und Calcit mit mm-fleckenweise stark wechselndem Mengenverhältnis zu beobachten. Quarz überwiege aber meist gegenüber dem Calcit. KUBANEK schließt deshalb auf eine Verdrängung von Calcit durch Quarz. Wichtig sei auch, daß es sich um keine Radiolarithornsteine handle. Nach WENK (1949) könne die magmatische Zufuhr von Kieselsäure auf zwei Wegen vor sich gehen: Halmyrolyse von Tuffpartikeln (die laut KUBANEK Verkieselungen unmittelbar liegender Karbonate erklärt) und Extrusion SiO₂-reicher spilitischer Magmen. Daneben sei, so meint KUBANEK (1969), wohl auch eine vulkanische exhalative Zufuhr gegeben.

Über den Zeitpunkt und die Art der diagenetischen Bildung der Hornsteinknauern existieren ("global" betrachtet) verschiedene Ansichten, der frühdiagenetischen wird aber meist der Vorzug gegeben (ILLIES 1949, CORRENS 1950, GRUNAU 1959, KRAUSKOPF 1959, ULRICH 1960, BERNOULLI 1964 etc.).

Eigene Beobachtungen: In den beiden untersuchten Profilen sind die Hornsteinknauern, wie schon früher erwähnt wurde, an radiolarienreiche Filamentlutite bis -sparite gebunden. Wichtig ist nun, daß die Radiolarien fast stets nicht mehr ihren ursprünglichen kieseligen Aufbau zeigen, sondern verkalkt sind. Aus diesem Grunde stand also ein relativ großes Kieselsäureangebot zur Verfügung, das durchaus zur Bildung der Hornsteinknauern ausgereicht haben könnte. Schon FRISCH (1968) erwähnt die Möglichkeit der Hornsteinentstehung auf diese Weise, ohne allerdings auf die oft massenhaft auftretenden Radiolarien einzugehen. Trotzdem kann eine zusätzliche Anlieferung von SiO₂ durch den Vulkanismus nicht ausgeschlossen werden, diese dürfte aber erst auf dem "Umweg" über die Radiolarien wirksam zur Knauerbildung beigetragen haben. Eine derartige Kieselsäureanreicherung, daß es zu einer Abscheidung von SiO₂-Gelen aus dem Meerwasser kam, wie sie KOBEL (1969) in Betracht zieht, ist nicht anzunehmen, insbesondere nicht, wenn man die anscheinend doch

größeren Entfernungen zum auch Pyroklastika liefernden Vulkanismus beachtet.

Auffallend ist, daß im Profil Silz die Radiolarienführung auf einen viel kürzeren Profilabschnitt beschränkt ist als im Profil Martinswand. Auch treten hier insgesamt etwas weniger Radiolarien auf, auch die Anzahl der Tuff- und Tuffitlagen sowie deren Mächtigkeit ist dem Profil Martinswand nicht vergleichbar. Interessanterweise finden sich nun gerade im Profil Silz wesentlich weniger Hornsteinknauer-Horizonte, es sind nur vereinzelt Vorkommen zu beobachten (siehe Profil). Setzt man aber die Anzahl der Radiolarien zum Hornsteingehalt in Beziehung, so wären im Profil Silz im Vergleich zum Profil Martinswand mehr Hornsteinknauern zu erwarten. Ein Teil des Kieselsäuregehaltes müßte also abgewandert sein, oder, was wahrscheinlicher ist, feinverteilt im Sediment stecken. Werte über den Gesamtkieselgehalt der Sedimente liegen noch nicht vor.

In den Knauern sind fast stets, entsprechend den Beobachtungen von KUBANEK (1969), Reste des ursprünglichen Filamentkalkes (mit Radiolarien) zu erkennen (Taf. 2, Abb.5); es handelt sich hier also eindeutig um eine Verdrängung des ursprünglichen Kalksedimentes. Einzelne, knapp übereinander liegende Knauerlagen sind durch vertikale Fortsätze miteinander verbunden, nach PETTIJOHN (1957) ein eindeutiges Kriterium für diagenetische Verdrängung. Teilweise ist auch ein allmählicher Übergang von unverkieseltem zu stark verkieseltem Sediment beobachtbar (Taf. 2, Abb.5). Auf der anderen Seite werden die Knollen aber auch oft - auch hier haben sich die Beobachtungen von KUBANEK (1969) bestätigt - von Flaserzonen begrenzt (Taf. 2, Abb.5), sind also sicher schon vor der Flaserung entstanden. In nicht von Drucklösungen betroffenen Bereichen legt sich die Schichtung öfters stromlinienförmig um die Knollen, mit ein Hinweis auf ein Wachstum im noch wasserhältigen, nicht kompaktierten Sediment. An Boudinage ist hier nicht zu denken, weil sich manche Strukturen innerhalb der Knollen in das umgebende Sediment fortsetzen. Folgende Beobachtung könnte auch für eine frühe Entstehung der Kieselknauern sprechen: Innerhalb einer bräunlichen Tuffitlage (mit Glimmer, daneben auch Kieselspiculae) wurden Hornsteinknauern gefunden, die noch Reste von Filamentlutiten enthalten (Taf. 1, Abb. 2). Es handelt sich bei den Knollen um die typischen, auch sonst auftretenden Kieselknauern, deren ehemaliges Karbonatsediment aber überhaupt nicht zu der Tuffitlage paßt, in die sie jetzt eingebettet sind. Man könnte also an eine Wiederaufarbeitung, eventuell auch an Subsolution eines Kalksediments mit Kieselknauern denken; die Knauern wurden dann zusammen mit dem Tuffit sedimentiert. Allerdings könnte die rundliche Form der Kieselknauern auch als Ergebnis einer Boudinage gedeutet werden, dergestalt, daß eine dünne Kalklage innerhalb eines Tuffits vollkommen verkieselt und später boudiniert wurde. Die vollkommen gleiche Ausbildung der Tuffite im Liegenden und Hangenden der Knollen (in beiden Fällen mit zahlreichen, sonst seltenen Kieselspiculae), kann als Gegenargument dienen, ein eindeutiger Schluß ist aber nicht möglich.

Nicht immer erfolgte die Bildung von vollständigen Hornsteinknauern, öfters sind auch gleichsam "Vorstadien" zu beobachten in Form von Kieselfronten; diese zeigen sich vielfach am Rand durchwühlter Bereiche und/oder Knollen, wechsellagernd mit lutitischen Lagen bzw. Säumen: auf den ersten Blick könnte man fast den Eindruck eines Algenbewuchses bekommen, der durch die engen Wechsellagerungen etwas mehr bzw. weniger verkieselter Säume entsteht (Größenordnung von etwa 20-25 μ ; vgl. Taf. 3, Abb. 11).

Nach v. ENGELHARDT (1973) sprechen alle Beobachtungen dafür, daß die Bildung der meisten Hornsteinkonkretionen sehr früh einsetzte und schon in frühen Diagenesestadien abgeschlossen ist. Eine spätere Umverteilung ist aber noch möglich. ILLIES (1949) stellt sich die Bildung vieler schichtparalleler Hornsteinknauern derart vor, daß in größerer Tiefe kieselige Mikrofossilien gelöst werden (schwach alkalisch reagierende Porenlösungen), während es in höheren Zonen, wo sich organische Reste unter CO_2 -Entwicklung zersetzen, zu einer Ausscheidung des früher gelösten SiO_2 kommt. Nach KRAUSKOPF (1959) ist ja unterhalb eines P_H von ca. 9 Kieselsäure in etwa gleichbleibender Menge gelöst, oberhalb steigt die Löslichkeit stark an. CO_2 setzt nun den P_H -Wert herab, sodaß dadurch eine Ausscheidung eines Teiles des gelösten SiO_2 möglich wird. Eben dieses CO_2 soll nach ILLIES (1949) eine gleichzeitige Lösung von Karbonat bewirken, wodurch Platz für die wachsende Hornsteinkonkretion geschaffen wird. Durch v. ENGELHARDT (1973) wird aber bezweifelt, daß organische Substanz CO_2 in genügender Menge hätte produzieren können. Es ist der Ansicht, daß der diagenetische Prozeß der Umverteilung zwar augenscheinlich, im einzelnen aber noch nicht bekannt sei.

Wenn auch von uns die Ansicht KOBELs (1969) einer synsedimentären Koagulation der Kieselsäure als Ausfällungsprodukt des Meerwassers infolge erhöhtem CO_2 -Gehalt abgelehnt wird, so könnte doch ein infolge des Vulkanismus möglicherweise vorhandener CO_2 -Gehalt eine wichtige Rolle gespielt haben. Er könnte nämlich eine Ausfällung der im Porenwasser gelösten Kieselsäure nahe der Oberfläche, wenn nicht an der Oberfläche selbst, bewirkt haben.

Die Knollenkalkbildung wird von den verschiedenen Autoren unterschiedlich gedeutet. SARNTHEIN (1965, 1966) erklärt die Knolligkeit in enger Anlehnung an die Untersuchungen von HOLLMANN (1962, 1964) im Ammonitico rosso der Südalpen allein durch Subsolution und Omission: "In einem beständig schwach durchströmten, gut durchlüfteten Ablagerungsraum entstehen durch intermettierende submarine Subsolution fossile Hart- und Weichböden" (1965: 132). Diese Subolutionsbedingungen sollen durch CO_2 -Zufuhr des pietra verde-Vulkanismus noch begünstigt worden sein. Auch für einige der cm-mächtigen grünen Lagen könnte man nicht nur an Tuffitlagen denken, vielmehr sei auch hier eine Entstehung durch Subsolution möglich. SARNTHEIN (1965, 1966) geht auf keinerlei andere Deutungsmöglichkeit der Entstehung knolliger Gefüge ein; die Reiflinger Knollenkalke werden als allein durch

Subsolution entstanden erklärt, ohne daß allerdings eindeutige Kriterien für Subsolution angeführt werden. Diese wären z.B. einseitig an der Oberfläche korrodierte Megafaunen. KOBEL (1969) zieht ebenfalls weitgehend Subolutionsbedingungen heran, nur möchte er den Prozeß in einem etwas weniger gut durchlüfteten Milieu ablaufen lassen. Wiederum wird, ähnlich SARTHEIN (1965), eingehend der Ablauf der angenommenen Ereignisse geschildert, ohne eindeutige Kriterien für Subsolution beibringen zu können.

FRISCH (1968: 31) erklärt, die Knollenkalke hätten "ihr Aussehen durch Subsolution und vorwiegend durch diagenetische Zerflaserung bei gleichzeitiger Drucklösung erhalten". An anderer Stelle schreibt er allerdings (1968: 95): "Die Bildung von Hart- und Weichböden durch Subsolution ist möglich, jedoch nicht nachweisbar". FRISCH möchte also offenbar die Subsolution nicht ausschließen, kann aber keine eindeutigen dafür sprechenden Kriterien nachweisen. Auch es ist, wie die früher aufgeführten Autoren, der Meinung, daß eine enge Verbindung der Knollenkalkentstehung mit dem *pietra verde*-Vulkanismus existiert, der zu einer CO₂-Anreicherung und damit zu einer Kalklösung führen hätte können. Weiters sei auch an eine Temperaturerniedrigung zu denken (die sowohl den Kalkgehalt als auch das Kieselsäuregleichgewicht beeinflussen hätte können).

Sehr eingehend beschäftigt sich KUBANEK (1969) mit der Entstehung der Knollenkalke. Er weist darauf hin, daß diese Gesteine nach der Definition von GRÜNDEL & RÖSLER (1963: 1010) als "Flaser-Knollenkalke" anzusprechen sind und daß die Gefügebilder nicht als Subolutionsgefüge im Sinne von HOLLMANN (1964) zu deuten seien, da nirgends Hinweise auf Subsolution gefunden werden konnten. Das einzige, was zu beobachten sei, sei eine Korrosion durch Drucklösung. KUBANEK führt eine Reihe von Kriterien an, die eindeutig die Drucklösung und Flaserung zeigen (1969: 148 f): Bankinterne Ton- und Mergelhäute dünnen zu Mikrostylolithscharen oder Einzelstylolithen aus. Fossilien werden in diesen Flaserungszonen parallel der Flaserung eingeregelt. Bankrechte Klüfte werden an der Flaserzone versetzt. Die Flaserkalke gehen aber oft im Handstückbereich in Knollenkalke über. Wichtig seien auch die unterschiedlich scharfen Grenzen der Kalkknollen; deutliche Grenzen liegen in Bereichen erhöhten Druckes (meist Ober- und Untergrenzen), während in Bereichen geringeren Druckes (z.B. lateral) allmähliche Übergänge auftreten. In eben diesen Bereichen bleiben die Filamente erhalten, während sie in Zonen stärkerer Drucklösung verloren gehen.

In diesen Drucklösungszonen erfolgte aber auch eine Reihe von Mineralneubildungen. KUBANEK (1969) und KUBANEK & WILLGALLIS (1970) beschreiben insbesondere Dolomitneubildungen; dieser Dolomit kann örtlich über die Flaserzonen ausgreifen und auch ungeflasertes Kalksediment erfassen (Taf. 3, vgl. Abb. 9). Die untersuchten Dolomite sind nicht stöchiometrisch aufgebaut, sie weisen einen Calciumüberschuß auf. Aufgrund weiterer Überlegungen halten die Autoren Diagenesetemperaturen zwischen 120 und 200°C für sehr wahrscheinlich. Das Magnesiumangebot für die Neubildung dieses Dolomites ist durch Drucklösung der Nieder-Magnesium-*Calcite* gesichert (KUBANEK 1969). Als Grund für die

Entstehung der Flaser-Knollenkalke werden Sedimentinhomogenitäten angeführt, die bedingt sein können durch (1) Durchwühlung (unterschiedliche Porenzementation), (2) unterschiedliche Tonanteile, (3) organische Substanzen (wirken ähnlich wie Tonanteile), (4) Hornsteinknollen (drucklösungs- und bewegungsresistenter).

Die von KUBANEK angeführten Beobachtungen bestätigten sich auch bei den hier beschriebenen Profilen.

Folgendes ist noch anzumerken:

(a) die Durchwühlung tritt in beiden Profilen fast auf der ganzen Profillänge auf, insbesondere aber auch in solchen Bereichen, die keine Knollenstruktur bzw. Drucklösung aufweisen. Sie kann also nur eine untergeordnete Ursache der Entstehung der Knollengefüge sein.

(b) Bei ansonsten gleicher Fazies ist die schon beschriebene Bindung der Knollenkalke an *pietra verde*-Lagen auch in den Profilen Silz und Martinswand deutlich erkennbar. Ein klarer Konnex besteht auch zwischen Hornsteinführung und knolliger Ausbildung der Reiflinger Kalke. Im Profil Martinswand beginnt und endet der Knollenkalk mit der Hornsteinführung. Hierbei handelt es sich nicht nur um Kieselknauern, sondern auch um diffuse Verkieselungen. An der Fazies ändert sich aber z.B. gegen das Hangende zunächst nichts, die radiolarienreichen Filamentlutite werden weiter sedimentiert. Im Profil Silz sind einerseits die *pietra verde*-Lagen weniger häufig bzw. mächtig (verglichen mit dem Profil Martinswand), andererseits fehlen auch Hornsteinknauern fast völlig. Eben hier sind auch die Knollenkalke viel weniger deutlich ausgeprägt, die Schichtflächen sind auch weniger stark gewellt.

Die Knollen-Flaserkalke sind also weitgehend geprägt durch ihre Verbindung einerseits mit dem *pietra verde*-Vulkanismus, andererseits mit der Hornsteinführung. Die Durchwühlung scheint an ihrer Entstehung nur untergeordnet beteiligt zu sein. Unterschiedliche Tonanlieferung bzw. Karbonatsedimentation, die mit als auslösender Faktor für Drucklösungen angesehen werden kann, ist eventuell mit dem Vulkanismus zu verbinden. Vielfach ist eine starke Verdünnung eines pyroklastischen Sediments durch Karbonat zu beobachten. Die frühdiagenetisch entstandenen Hornsteine bewirkten außerdem durch unterschiedliche Setzungsbeiträge eine Verstärkung dieser knolligen Gefüge.

Drucklösung und unterschiedliche Setzungserscheinungen sind also offenbar die Hauptursachen für die knolligen Gefüge der Reiflinger Kalke. Die Frage erhebt sich nun: Sind dies wirklich die alleinigen Ursachen, oder ist noch die von zahlreichen früheren Autoren postulierte, aber nie nachgewiesene Subsolution an der Bildung der Knollengefüge mitbeteiligt? Eines der Hauptkriterien für Subsolution ist, wie HOLLMANN (1964) zeigen konnte, einseitige Korrosion von Megafaunen an der dem aggressiven Meerwasser zugewandten Seite. Infolge der geringen Megafossilführung gelang es nicht, dies nachzuweisen. Die "in großer Zahl" angeblich im liegendsten Abschnitt des Profils Martinswand vorhandenen "Ptychitenreste" (SARNTHEIN 1966: 42) konnten nicht aufgefunden

werden. Auch war von vornherein klar, daß infolge der zu beobachtenden starken Drucklösungen nur glückliche Funde einen Nachweis der Subsolution versprachen. Als Ergebnis detaillierter Durchmusterung kann aus dem Profil Silz nur ein einziger Fall einer Sedimentoberfläche beschreiben werden, die auf Subsolution zurückgeführt werden kann (vgl. Taf. 1, Abb. 4): Graues lutitisches Sediment mit einzelnen Filamenten wird an scharfer, nicht durch Drucklösung überprägter Fläche von einem diffus rötlich-grau gefärbten lutitischen Sediment mit Radiolarien und Filamenten überlagert. Ein senkrecht im Liegendsediment steckender Ammonitenrest ist, ebenso wie zwei weitere Schalen, an dieser Grenze scharf abgeschnitten. Lateral geht diese Grenzfläche in eine deutliche Drucklösungsbahn über, in der einzelne Sedimentknollen schwimmen. Es hat also zumindest eine Auflösung von über eine Sedimentoberfläche hinausragenden Schalen stattgefunden, wenn nicht sogar eine Lösung des Kalksediments selbst. Trotz intensiver Suche konnten keine weiteren Nachweise für Subsolution beigebracht werden, insbesondere auch nicht aus dem Profil Martinswand. Festgehalten werden soll noch, daß die beschriebene "Lösungserscheinung" aus einer unterschiedlich stark rötlich gefärbten Kalkbank stammt.

Subsolution scheint also an der Bildung der Knollenkalke mitbeteiligt gewesen zu sein; ob sie eine maßgebende Rolle dabei gespielt hat, bleibt zweifelhaft, da nur an einer einzigen Stelle ein Nachweis synsedimentärer Kalklösung glückte.

7.2.3. Zum Verhältnis Reiflinger Knollenkalk - Reiflinger Bankkalk

Wie schon erwähnt, können sich beide Ausbildungen der Reiflinger Kalke vollständig gegenseitig vertreten. Das ursprüngliche Sediment (radiolarien- und filamentreicher Lutit) entspricht sich ebenfalls weitgehend. Wodurch wird also der Unterschied bedingt? Beide Ausbildungen unterscheiden sich insbesondere durch die Hornsteinführung bzw. die pietra verde-Zwischenlagen der Knollenkalke, die wiederum als Hauptkriterium für die Knollenbildung herangezogen werden (siehe oben). Auch die bei der Knollenkalkentstehung eventuell mitbeteiligte Subsolution dürfte mit dem Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen sein. Offenbar waren also einzelne Meeresbereiche unterschiedlich stark von den vulkanischen Ereignissen betroffen. Bei ungestörter Sedimentation kam es zur Ausbildung der Reiflinger Knollenkalke. Dies erklärt auch, warum zum Zeitpunkt der Haupttuffanlieferung (reitzi- und curionii-Zone) überwiegend Knollenkalke entstanden, während sich im Hangenden und Liegenden häufig Bankkalke finden. Die in den Reiflinger Bankkalken häufig auftretenden Hohlräume, insbesondere Stromatactis-Strukturen, werden mit dem hier geringen Tongehalt in Zusammenhang gebracht. Unterschiede in der Packungsdichte, vielfach bedingt durch Durchwühlung, führten zu Entwässerungsstrukturen, zu "Sedimentkollaps". Nach dem Ablauf dieser Ereignisse in verschiedenen Stadien der Frühdiagenese richtet sich auch die Form dieser Hohlräume (BECHSTÄDT 1974).

7.3. Liegende Anteile des Wetterstein-Vorriffkalkes

Biogene bis Bioklaste arenitisch-ruditischer Größe, unter denen Riffbildner eindeutig erkennbar sind, sind anfangs in Lutite eingeschaltet, machen aber später den Hauptteil des Profiles aus. Es handelt sich also um Bio(klast)lutite bzw. -sparite mit einem wechselnden Gehalt an Spatit, der gegen das Hangende zunimmt. Dieser Spatit ist meist ein Zement B. In den hangendsten Lagen des Profiles Martinswand tritt aber auch ein tapetenförmig Hohlräume auskleidender Zement A auf. Eben hier wurden in den Lösungsproben zahlreiche idiomorphe Quarze beobachtet. Der Grund für ihre Anwesenheit ist unbekannt.

Die Bioklaste sind, je nach ihrer Aufarbeitung, verschieden gut bestimmbar; gegen das Hangende ist, insgesamt gesehen, eine Vergrößerung festzustellen (Arenit zu Rudit), es treten jedoch auch in hangenden Bereichen des Profiles Martinswand immer wieder feinerklastische Lagen auf. Eine detaillierte Beschreibung der den "Riffschutt" ausmachenden Biogene ist hier nicht möglich. Sie wäre auch nur mit einer Beschreibung des Riffbereiches selbst sinnvoll. Es handelt sich jedoch um die typischen Bewohner der Wettersteinriffe: Tubiphyten (*Tubiphytes obscurus* MASLOV), Sphinctozoen (Taf. 1, Abb. 1), vereinzelte Korallen. Öfters treten auch Algenbruchstücke auf, insbesondere Codiaceen, Spongiostromata (oft auf Komponenten aufsitzend), ganz vereinzelt Dasycladaceen.

Die lutitischen Anteile dieses liegendsten Wettersteinkalkes enthalten immer wieder Filamente (Taf. 2, Abb. 6), wenn auch in geringerer Anzahl als in den Reiflinger Kalken, daneben auch einzelne Foraminiferen. Radiolarien scheinen zu fehlen. Eben diese Lagen sind die Bereiche, aus denen die bisher beschriebenen Conodonten aus Wettersteinkalken stammen, sofern nicht überhaupt die Reiflinger Bankkalk als "Übergangskalk" (KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967) dem Wettersteinkalk zugerechnet wurden.

8. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung

8.1. Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung

Bevor wir auf die in letzter Zeit z.T. in Zweifel gezogene stratigraphische Bedeutung der Conodonten innerhalb der Trias zu sprechen kommen, wollen wir auf einige problematische Punkte eingehen, die zu verschiedenen Auffassungen bezüglich der Reichweite einzelner Conodontenarten geführt haben.

(1) An wohl erster Stelle muß die unterschiedliche Artfassung der Conodonten genannt werden, wobei sich naturgemäß die stratigraphische Reichweite verschieben muß. Bei den uns vorliegenden Conodontenfaunen sind dies vor allem *Gondolella mombergensis* und *Gondolella excelsa*; letztere wird im höheren Ladin sehr oft mit *Paragondolella polygnathiformis* verwechselt. Es sei zugegeben, daß man im höheren Langobard mit der Abgrenzung der beiden Arten Schwierigkeiten haben kann (Übergangsformen nach H. KOZUR & H. MOSTLER 1971), doch die typische *Paragondolella polygnathiformis* tritt erst ab dem Cordevol auf. So hat z.B. L. KRZYSTYN die aus dem Grenzbereich Unter/Oberladin

stammende *Gondolella excelsa* (1973: Taf. 2, Fig. 1) zu *Paragondolella polygnathiformis* gerechnet, wodurch der Leitwert dieser Art wesentlich eingeschränkt wird. In der strengen Fassung nach BUDUROV setzt *P. polygnathiformis* erst im Cordevol ein und reicht bis ins Tuval. Übergangsformen treten bereits ab dem mittleren Langobard auf.

Bei *G. mombergensis* hat sich gerade in der letzten Zeit die richtige Zuordnung durchgesetzt, nur treten z.T. noch Probleme bezüglich der Abgrenzung zu *Gondolella constricta* auf. KOZUR & MOSTLER (1972: 791) haben aufgrund der immer wieder auftretenden Einschnürungen bei *G. mombergensis*, *G. constricta* als Synonym von *G. mombergensis* aufgefaßt. In beiden von uns untersuchten Profilen treten Einschnürungen an *G. mombergensis* ganz plötzlich auf, ohne daß wir von mikrofazialer Seite her irgendwelche Änderungen beobachten konnten (weiteres siehe KOZUR & MOSTLER 1972).

(2) Eine nicht unbedeutende Rolle spielt im alpinen Raum eine z.T. noch lückenhafte orthochronologische Erfassung der Triasablagerungen; daher auch die unterschiedliche Handhabung von Stufen, Unterstufen und Zonenbezeichnungen, z.T. Aufführungen von Stufen ohne sicheren paläontologischen Beleg. Dies trifft allerdings für unseren Raum nicht zu, denn für die sichere Zuordnung von Conodonten assemblage-Zonen bzw. Zonen wurde eine Reihe von Ammonitenhorizonten untersucht. Um der Verbreitung von sogenannten Leitconodonten nochmals nachzugehen, wurden z.B. 4 Ammonitenhorizonte mit typischer trinodosus-Fauna untersucht. Es handelt sich dabei um die Faunen von Reutte und Wildanger in Tirol, Öfenbach in Salzburg und Großreifling in der Steiermark. Abgesehen von der von Wildanger im Karwendel stammenden Fauna hat ASSERETO (1971) alle anderen der trinodosus-Zone als zugehörig bestätigt; (über die detaillierten Untersuchungsergebnisse der Ammonitenhorizonte wird an anderer Stelle berichtet). Interessant ist hier nur, ob das *Gladigondolella tethydis*-Multielement bereits in der trinodosus-Zone auftritt, zumal F. HIRSCH (1966) das Auftreten von *G. tethydis* für diese Zone als nachgewiesen erachtet. Entgegen dieser Meinung können wir festhalten, daß in jedem Fall das Formelement *G. tethydis* fehlt. Nur innerhalb von 2 Proben wurde ein Formelement (*Hindeodella petraeviridis*) angetroffen, wobei hier die Wahrscheinlichkeit besteht, daß dieses Formelement schon vor dem ersten Erscheinen von *G. tethydis* (als T-Element) auftreten könnte. Mit diesem Ergebnis wurde ein weiterer Beleg dafür erbracht, daß die von KOZUR & MOSTLER (1972: 790) aufgestellte Subzone I der excelsa-assemblage-Zone innerhalb der austroalpinen Provinz zu Recht besteht.

(3) Gewisse Schwierigkeiten gibt es auch bei der unterschiedlichen Stufenbezeichnung, wenn dies nicht speziell vermerkt wird (z.B. Cordevol einmal zum Ladin, einmal zum Karn zugerechnet). Im Rahmen unserer Arbeit haben wir zwischen der trinodosus- und avisianus-Zone (siehe KOZUR & MOSTLER 1972) aufgrund des markanten Faunen- und Florensnchnittes die Anis/Ladin-Grenze gezogen. Aber in einer Reihe von Conodonten-Arbeiten ist es z.B. unmöglich, herauszubekommen, was unter Oberanis bzw. Unter-

ladin verstanden wird. Dies führt zu Korrelationsschwierigkeiten (bei der Auswertung von Conodonten-Arbeiten aus der Trias Polens, Bulgariens etc. ist es nicht möglich, herauszubekommen, was man unter Anis oder Ladin versteht); Faunenvergleiche auf stratigraphischer Basis werden daher sehr erschwert bzw. unmöglich gemacht. Wir haben deswegen nur dort feste Grenzen gesetzt, wo es uns mittels der Conodonten durch Eichung am orthochronologischen System gelungen ist, diese einzuhängen. Das ist im basalen Abschnitt der Profile die trinodosus-Zone bzw. ihre Abgrenzung zu der in vielen Profilen überprüften avisianus-Zone. Auf der anderen Seite ist die *Protrachyceras archelaus*-Zone weltweit durch das Auftreten von *Metapolygnathus mungoensis* gesichert. Die stratigraphisch wichtigen Conodonten werden in ihrer Reichweite in Verbindung mit den anderen stratigraphisch verwertbaren Mikrofossilien in den Profilen festgehalten, um auf diese Weise einerseits über ihre Verbreitung, andererseits über eine eventuelle fazielle Abhängigkeit ein Bild zu bekommen.

Bei den Untersuchungen soll noch ein Punkt zur Sprache kommen, der es verdient, in diesem Zusammenhang behandelt zu werden. Wieviel an Probenmaterial benötigt man innerhalb von Beckensedimenten für einen Probenpunkt? Wir haben von allen Probenpunkten ca. 1.5 kg Gesteinsmaterial entnommen (und zwar großstückig), um auf jeden Fall von jeder Probe einen Dünnschliff anfertigen zu können. Im Durchschnitt wurden nur 300 g (auf dieses Gewicht ist unsere Häufigkeitsverteilung bezogen) aufgelöst. Dies ist ein Erfahrungswert, der bei Beckensedimenten, z.B. innerhalb der Hallstätter Kalke, völlig genügt. Selbst die nicht häufig vorhandene Art *M. mungoensis* trat z.B. bei 26 in Frage kommenden Proben (Probenmenge 300 g) innerhalb von 10 Proben auf. Es hat sich gezeigt, daß man beim Auflösen etwa der dreifachen Probenmenge stratigraphisch wesentlich aussagekräftigere Faunen erhalten kann. Wir würden daher vorschlagen, daß es zunächst genügt, für eine erste Orientierung 300 g des Probenmaterials aufzulösen; nach einer ersten Faunenauswertung sollen Proben, die sich als wichtig herausstellen, auf die doppelte und dreifache Menge untersucht werden. Die Untersuchungen innerhalb der Reiflinger Kalke haben gezeigt, daß Rückstände von 1 kg-Proben für spezielle stratigraphische Fragestellungen völlig ausreichen. Die für die Grenzziehung wichtigen Bereiche wurden in einer zweiten Untersuchungsphase nochmals in wesentlich engeren Abständen bemustert, um das Einsetzen der einen oder anderen Conodontenart so exakt als möglich zu erfassen.

Conodontenfauna

Chirodella triquetra (TATGE)
Cornudina tortilis KOZUR & MOSTLER
Didymodella alternata (MOSHER)
Diplododella bidentata (TATGE)
Diplododella meissneri (TATGE)
Enantiognathus petraeviridis (HUCKRIEDE)
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)

Gondolella excelsa (MOSHER)
Gondolella mombergensis TATGE
Gondolella navicula HUCKRIEDE
Hibbardella bicuspidata (KOZUR)
Hibbardella lautissima (HUCKRIEDE)
Hibbardella magnidentata (TATGE)
Hibbardelloides acroforme (MOSHER & CLARK)
Hindeodella (Metaprioniodus) multihamata (HUCKRIEDE)
Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis (HUCKRIEDE)
Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri (HUCKRIEDE)
Hindeodella (Metaprioniodus) suevica (TATGE)
Lonchodina hungarica KOZUR & MOSTLER
Lonchodina ? posterognathus (MOSHER)
Metapolygnathus hungaricus (KOZUR & VEGH)
Metapolygnathus mungoensis (DIEBEL)
Neohindeodella triassica triassica (MÜLLER)
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
Ozarkodina tortilis TATGE
Prioniodella prioniodellides TATGE
Prioniodina tatriva (ZAWIDZKA)
Prioniodina (Cypridodella) muelleri (TATGE)
Prioniodina (Cypridodella) venusta (HUCKRIEDE)

Im folgenden wird die stratigraphische Reichweite einzelner wichtiger Conodonten diskutiert (siehe dazu auch Tabellen Nr. 3 und Nr. 4)

Plattform-Conodonten

G. malayensis, die von KOZUR & MOSTLER 1971 in ihrer Artfassung etwas erweitert wurde, tritt in Ungarn und Österreich selten im Langobard, häufig im Cordevol auf. Diese Art konnte nur im Profil Silz nachgewiesen werden und ist dort auf das tiefere Langobard beschränkt.

G. tethydis ist die mengenmäßig am stärksten vertretene Plattform, die mit Beginn der avisianus-Zone (vgl. KOZUR & MOSTLER 1972) einsetzt. Obwohl stark unterschiedlich gebaute Formen auftreten, ist eine weitere Aufspaltung in Arten oder Unterarten nicht möglich; es handelt sich hierbei um eine natürliche Variationsbreite.

G. excelsa kommt im Illyr und Fassin häufig vor, während sie nach KOZUR & MOSTLER 1972 im Pelson, aber auch im Langobard mengenmäßig stark zurücktritt. Im Profil Martinswand tritt sie nur im Illyr und Fassin auf, während sie im Profil Silz vom höheren Illyr bis tief in das Langobard hineinreicht; im Langobard kommt sie selten, und zwar fast immer zusammen mit *G. navicula* vor. Etwa ab dem mittleren Langobard sind bereits Anklänge an *P. polygnathiformis* zu beobachten. Im Profil Silz, z.B. ab Probe 13 und dennoch müssen die Formen zu *G. excelsa* gestellt werden.

Es fehlt das freie Blatt, d.h. die Plattform erstreckt sich auf den ganzen Conodonten. Die Bezahnung nimmt von vorne gegen hinten allmählich ab. Bei *P. polygnathiformis* sind ab der Mitte nach hinten kleine massive Zähnchen, vorne dagegen hohe, z.T. verschmolzene Zähnchen. Weiters fehlt die typische Einschnürung, wie sie *P. polygnathiformis* aufweist.

G. mombergensis. Die Verbreitungszeit in der tethyalen Trias wird bisher vom basalen Pelson bis ins hohe Fassan angegeben. In unseren Profilen kommt diese Art nur in der höheren trinodosus- bzw. tieferen avisianus-Zone vor; häufig allerdings nur bis zum basalen Fassan.

M. hungaricus kommt nur in 2 Proben des Profils Silz, und zwar bereits mit *M. mungoensis* vergesellschaftet vor. Daher kann *M. hungaricus* als Leitform nur dort gelten, wo sie ohne *M. mungoensis* auftritt. In Koeveskal/Ungarn kommt *M. hungaricus* sogar noch in Probe X 8 vor (siehe KOZUR & MOSTLER 1971), d.h. sie tritt noch im mittleren Langobard auf. Damit reicht *Metapolygn. hungaricus*, die eine Vorläuferform von *M. mungoensis* darstellt, bis in das mittlere Langobard. Durch ihr Auftreten in den Nordtiroler Kalkalpen ist ihre Verbreitung erstmals auch aus der nordalpinen Subprovinz der austroalpiner Provinz (KOZUR 1972: 16) nachgewiesen.

M. mungoensis. Wichtig ist der Nachweis von *M. mungoensis*, da man zunächst der Ansicht war, daß diese Form in den Nördlichen Kalkalpen fehlen würde. KRYSZYN (1973) hat *M. mungoensis* erstmals (3 Exemplare) aus den Hallstätter Kalken nachgewiesen. In unseren Profilen kommen auf ein Exemplar *G. excelsa* oder *G. navicula* durchschnittlich 5 Exemplare *M. mungoensis* (bezieht sich auf 300 g). Um das erste Einsetzen dieser Form in der Schichtfolge einigermaßen gut zu erfassen, muß man, wie bereits erwähnt, ungefähr 1 kg Sediment auflösen. Die weltweite Verbreitung im Oberladin macht diese Form zu einer ausgezeichneten Leitform (mungoensis-assemlage-Zone, siehe KOZUR & MOSTLER 1972).

Abschließend wäre noch ganz allgemein zu bemerken, daß die Plattform-Conodonten wie *G. navicula*, *G. excelsa* in der Individuenzahl stark zurücktreten (z.B. auf 50 Conodonten ein Plattform-Conodont der beiden genannten Arten). Nur im Bereich der Proben S 58 bis S 52 kommt die eine oder andere Art häufiger vor. Ab der avisianus-Zone ist ein Ansteigen der Individuenzahl der zwei genannten Arten generell festzustellen, die im Langobard wieder zurückgeht.

Astformen

Ch. triquetra. Diese Form ist bisher auf das Fassan beschränkt und tritt in unserem Fall nur ein einziges Mal im basalen Teil der avisianus-Zone auf.

P. tatraca (ZAWIDZKA). Für die von K. ZAWIDZKA (1972: Taf. 1, Fig. 1, 2, 3, 5) der Gattung *Neospathodus* zugeordneten Form wird Anis als Verbreitungszeit angeführt. Aus der beigegebenen Conodontenfauna handelt es sich aber um eine ladinische Fauna, d.h. auf jeden Fall ist die Fauna älter als die avisianus-Zone. Die bei uns anfallenden Formen sind bisher nur auf das Langobard beschränkt.

Prioniodina tatraca (ZAWIDZKA)

1972 *Neospathodus tatricus* ZAWIDZKA n.sp. - ZAWIDZKA S. 462-463, Fig. 2, Taf. 1, Fig. 1, 2, 3, 5

Beschreibung: Mäßig nach innen aufgewölbter Astbogen mit hohem, allmählich nach vorne niedriger werdendem Vorderast und einem nur rudimentär entwickelten Hinterast.

Der Vorderast ist mit 5-8 (vorherrschend 7) niedrigen, kleinen, in der Größe kaum variierenden Zähnchen besetzt. Die Zähnchen sind seitlich etwas komprimiert (d.h. vorne und hinten etwas zugeschärft) und berühren sich im basalen Abschnitt; vorne aufrecht oder nur wenig zum Vorderende geneigt, meist erst ab der Mitte des Astbogens schwach nach hinten geneigt; das letzte Zähnchen vor dem Hauptzahn meist stärker nach hinten geneigt.

Der Hauptzahn ist breit und sehr lang (mindestens doppelt so lang als die Zähnchen am Vorderast) und überragt das Hinterende des Conodonten um die Hälfte seiner Länge. Von der Seite gesehen hat der Hauptzahn eine dreieckige Gestalt, ist hinten stark, vorne weniger stark zugeschärft; auf der einen Seite eben verlaufend, auf der anderen Seite etwas ausgebaucht (Fortsetzung eines mäßig ausgebildeten Grates, das von der aufgetriebenen Basalgrube heraufreicht). Außerdem ist der Hauptzahn aus der Ebene des Vorderastes etwas herausgedreht (meist nur 15°). Der Astbogen, der nur wenig unter dem Hauptzahn aufgebogen ist, führt einen reduzierten niedrigen Hinterast, auf dem stets nur ein kleines Zähnchen aufragt, das ebenso wie der Hauptzahn stark nach hinten geneigt ist. Das Zähnchen ist noch mehr aus der Ebene herausgedreht, als dies beim Hauptzahn der Fall ist. Die Astbogenunterseite weist eine deutliche Basalfurche auf, die sich sehr rasch zu einer breiten Basalgrube ausweitet. Die Basalgrube reicht vom mittleren Abschnitt des Vorderastes bis an das Hinterende des Hinterastes.

Beziehungen: *P. tatrlica* weist einige Ähnlichkeiten zu *P. excavata* MOSHER auf, unterscheidet sich aber vor allem durch den rudimentären Hinterast, durch die kurzen Zähnchen am Vorderast und durch den Bau der Basalgrube. Es wäre aber auch durchaus denkbar (wenn auch nicht sehr wahrscheinlich), da der Hinterast bei *P. tatrlica* stark reduziert ist, daß die erst im Cordevol auftretende *P. excavata* sich aus *P. tatrlica* entwickelt haben könnte. Noch stärkere Beziehungen sind zu *P. sweeti sweeti* KOZUR & MOSTLER gegeben. Letztere unterscheidet sich aber durch den kurzen Vorderast und die wenigen Zähnchen, die außerdem wesentlich robuster sind als bei *P. tatrlica*. Der Hauptzahn ist im Gegensatz zu *P. tatrlica* nur wenig nach hinten geneigt und die Basalgrube ist nur mäßig ausgeweitet. *P. tatrlica* könnte problemlos als ein Vorläufer von *P. sweeti sweeti* betrachtet werden.

Vorkommen: In Polen: Anis? tieferes Ladin; Nördliche Kalkalpen: bisher nur im Langobard beobachtet.

8.2. Holothuriensklerite und ihre stratigraphische Bedeutung

Vorangestellt sei eine Faunenliste aller jener Arten, die in den Profilen Silz und Martinswand vorkommen: (S) bedeutet Vorkommen nur in Silz, (M) nur an der Martinswand. Arten, die in beiden Profilen auftreten, sind nicht näher gekennzeichnet. Insgesamt sind es 41 Arten, drei davon sind neu und werden in einer eigenen Arbeit (mitteltriadische Holothuriensklerite) beschrieben.

Acanthocheelia anisica MOSTLER
Acanthocheelia diffissa MOSTLER
Acanthitheelia ladinica KOZUR & MOSTLER (M)
Acanthocheelia spinosa FRIZZELL & EXLINE (S)
Acanthocheelia triassica SPECKMANN
Acanthocheelia veghae KOZUR & MOSTLER (M)
Achistrum sp.
Calclamna cf. *germanica* FRIZZELL & EXLINE
Calclamna nuda (MOSTLER) (S)
Eocaudina cassianensis FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina septaforaminalis MARTIN
Eocaudina spinosa MOSTLER (S)
Eocaudina subhexagona GUTSCHICK
Kuehnites acanthocheeloides MOSTLER (S)
Kuehnites cf. *hallstattensis* MOSTLER (S)
Kuehnites inaequalis MOSTLER (S)
Multivirga sp. (S)
Praeeuphronides multiperforatus MOSTLER
Praeeuphronides simplex MOSTLER
Priscopedatus elongatus MOSTLER (M)
Priscopedatus heisseli MOSTLER
Priscopedatus mostleri STEFANOV
Priscopedatus multiperforatus MOSTLER
Priscopedatus staurocumitoides MOSTLER
Priscopedatus triassicus MOSTLER
Semperites sp. (S)
Staurocumites bartensteini DEFLANDRE-RIGAUD
Staurocumites horridus MOSTLER (S)
Tetravirga imperforata GUTSCHICK
Tetravirga perforata MOSTLER
Theelia consona (CARINI) (S)
Theelia aff. *doreckae* KOZUR & MOSTLER (S)
Theelia fastigata MOSTLER (S)
Theelia immissorbicula MOSTLER
Theelia planata MOSTLER
Theelia subcirculata MOSTLER
Theelia thalattocanthoides MOSTLER
Theelia undata MOSTLER

Die stratigraphisch wichtigsten Arten bzw. deren Reichweite innerhalb der Profile sind den Tabellen Nr. 1 und 2 zu entnehmen. Da einzelne Arten eine andere als bisher aufgenommene Verbreitung aufweisen, ist eine Begründung bzw. Diskussion der Abweichungen notwendig.

A. anisica tritt im Profil Martinswand nur innerhalb der trinodosus-Zone, im Profil Silz in der basalen avisianus-Zone auf. Es handelt sich um eine wichtige Art der consona assemblage-Zone nach MOSTLER 1972, deren Hauptverbreitung im Illyr liegt, aber auf jeden Fall bis in das basale Fassan reicht. Da SPECKMANN (1968) die Eigenständigkeit von *A. anisica* in Frage stellt und in dieser ein Synonym von *A. spinosa* sieht (letztere Form ist ein Durchläufer), würde im Falle einer Berechtigung seiner Annahme eine stratigraphisch wichtige Form ausfallen. Hierzu sei folgendes bemerkt: P. SPECKMANN (1968: 213)

bezweifelt die Eigenständigkeit von *A. anisica*, indem er besonders die Variabilität der Felgenausbildung als Kriterium heranzieht. Obwohl SPECKMANN feststellt, daß die Rädchen, die er aus anisischen Kalken isoliert hat, anders gebaut sind als die aus den Cassianer Schichten (Langobard/Cordevol) stammenden, stellt er erstere trotzdem zu *A. spinosa*. H. MOSTLER (1968) hat als Artmerkmal für *A. anisica* kräftige Sporne in Verlängerung der Speichen angeführt, im Gegensatz zu *A. spinosa*, deren Sporne über den Speichenzwischenräumen aufragen. SPECKMANN 1968 bildet auf Taf. 4, Abb. 6 bzw. Taf. 5, Abb. 5 Formen ab, die typisch für 180 Exemplare von *A. spinosa* aus den Cassianer Schichten sind (diese wurden aus insgesamt 200 Exemplaren ausgewählt). Die auf Abb. 6, Taf. 4 dargestellten Formen sind stellvertretend für die restlichen 20 aus dem Anis stammenden; sie stimmen völlig mit *A. anisica* überein, während die Formen aus den Cassianer Schichten stets einen oder mehrere Sporne über den Speichenzwischenräumen aufweisen, über den Speichen dagegen deutliche Einkerbungen erkennen lassen (das sind typische Merkmale von *A. spinosa*).

Zusammenfassend wollen wir nochmals festhalten: bei *A. anisica* fehlen Sporne über den Speichenzwischenräumen, in seltenen Fällen sind solche angedeutet, dort aber, wo die Einkerbungen zu suchen wären (dies ist bei *A. spinosa* der Fall), treten markante Sporne auf.

Bisherige Verbreitung von *A. anisica*: Nördliche Kalkalpen: trinodosus-Zone; Südalpen: bisher nur im Anis nachgewiesen; Bulgarien und Türkei: Anis (Türkei in kondensierten Rotkalken, die bis ins Cordevol reichen).

A. diffissa: bisher nur im Langobard der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen, nach den neuesten Beobachtungen könnte es sich hiebei um eine Form handeln, die auf die ladinica assemblage-Zone beschränkt ist.

A. ladinica: Indexform der ladinica assemblage-Zone nach MOSTLER 1972; wurde nur im Profil Martinswand nachgewiesen und dort in Vergesellschaftung mit den zum Teil auf diese assemblage-Zone beschränkten Formen wie z.B. *A. veghae*. Obwohl im Profil Silz sehr viele Holothuriensklerite mit zum Teil recht reichen Faunen auftreten, konnte *A. ladinica* nicht gefunden werden. Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen; Balaton-Hochland, Ungarn; slowakischer Karst (stets auf das Langobard beschränkt).

A. spinosa: Durchläuferform Illyr-Sevat.

A. triassica: Durchläuferform Illyr-Sevat.

A. veghae: bisher auf die ladinica assemblage-Zone beschränkt und damit als Leitform bestätigt.

Verbreitung: Langobard der Nördlichen Kalkalpen und Balaton-Hochland.

C. cf. germanica: Durchläuferform Illyr-Jura.

C. nuda: Durchläuferform Illyr-Sevat; Jura?

E. cassianensis: Überraschenderweise setzt diese Art in beiden Profilen schon relativ früh ein; auffallend ist es auch, daß sie bald wieder aussetzt, möglicherweise bedingt durch Milieuänderungen. Bisher wurde *E. cassianensis* im tieferen Langobard noch nicht beobachtet; in den meisten Fällen setzte diese Art erst mit dem mittleren Langobard ein, nach wie vor bleibt aber

ihr Häufigkeitsmaximum im Cordevol.

Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen: Langobard und Cordevol; Südtiroler Dolomiten: Langobard, Cordevol und Jul; Balaton-Hochland: Langobard und Cordevol.

E. septaforaminalis: Durchläuferform Devon-Sevat.

E. spinosa: es handelt sich zwar um eine Form, die häufig in der consona assemblage-Zone auftritt, in unserem Fall vereinzelt auch noch im Langobard vorkommt.

Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen: im Illyr und tieferen Fassin sehr häufig, im höheren Fassin und basalen Langobard selten; Türkei: Fassin, Langobard; Tschechoslowakei: Oberanis der Tatra; Bulgarien: Oberanis.

E. subhexagona: Durchläuferform Devon-Sevat.

K. acanthocheeloides: wiederum eine Form, die sehr häufig im Illyr vorkommt; vereinzelt tritt diese Art aber auch noch im Langobard auf (z.B. Profil Martinswand).

Bisherige Verbreitung: Nördliche Kalkalpen: Illyr-Langobard; in kondensierten Rotkalken der Türkei: Illyr-Fassin; Bulgarien: Fassin.

K. hallstattensis: diese Form fällt ganz heraus, zumal sehr ähnliche Sklerite bisher nur aus norischen Hallstätterkalken isoliert wurden.

K. inaequalis: nicht mehr so überraschend ist das Vorkommen dieser Art im Langobard, denn diese Form wurde von MOSTLER & SCHEURING (1974: 16) im Langobard/Cordevol-Grenzbereich, aber auch im basalen Cordevol nachgewiesen; sonst wurde sie nur aus dem Nor bekannt.

Praeuphronides multiperforatus: Durchläuferform Illyr-Sevat.

Praeuphronides simplex: an sich war zu erwarten, daß neben *P. multiperforatus* *P. simplex* auftreten müßte (siehe dazu H. MOSTLER 1969); nun konnte diese Art im Langobard der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen werden; bisher war sie nur aus dem Nor bekannt.

Priscopedatus elongatus: bis zur Zeit nur in den Nördlichen Kalkalpen im Langobard nachgewiesen; möglicherweise eine Leitform der ladinica assemblage-Zone.

Priscopedatus heisseli: als eine der wichtigsten Arten der consona assemblage-Zone tritt diese Form auch noch in der basalen avisianus-Zone auf (z.B. im Profil Silz).

Priscopedatus mostleri: galt bisher als eine auf das Illyr beschränkte Art (siehe dazu MOSTLER 1972: 736); aus dem Profil von Silz geht eindeutig hervor, daß diese Art bis weit in die avisianus-Zone hineinreicht.

Bemerkungen: Da *P. mostleri* von zwei Autoren unabhängig voneinander aufgestellt wurde, soll die folgende Synonymaliste Aufschluß über die Priorität geben.

Priscopedatus mostleri STEFANOV 1970

1968 *Priscopedatus* n.sp. A MOSTLER - H. MOSTLER, S. 20, Taf. 6, Fig. 16

1968 *Priscopedatus* sp.2 SPECKMANN - P. SPECKMANN, S. 202, Taf. 2, Fig. 2a, 2b

1970 *Priscopedatus mostleri* STEFANOV - S.A. STEFANOV, S. 44, Taf. 1, Fig. 7 (Holotypus), Fig. 8

1971 *Priscopedatus mostleri* ZAWIDZKA - K. ZAWIDZKA, S. 437-438, Taf. 4, Fig. 5 (Holo-
typus)

Zur Neuschaffung der Gattung *Cosmatites* durch E. KRISTAN-TOLLMANN (1973: 128) wird in einer eigenen Arbeit eingegangen.

Priscopedatus multiperforatus: Pelson bis Illyr, ? Fassan

Priscopedatus staurocumitoides: Pelson bis Jura

S. bartensteini: Pelson bis Jura

S. horridus: ist als Leitform für die trinodosus-Zone gefallen, zumal diese Art, wie im Profil Silz nachgewiesen werden könnte, bis in die basale avisianus-Zone hineinreicht.

T. cf. imperforata: Unterkarbon bis Illyr; Formen dieser Art sind stratigraphisch insofern gut verwertbar, als ihr Auftreten in triassischen Formen bisher nur im Pelson und Illyr nachgewiesen wurde, wobei das Häufigkeitsmaximum im Pelson liegt.

T. perforata: Durchläuferform Pelson bis Cordevol.

Th. consona: konnte nur im Profil Silz nachgewiesen werden.

Diese Art tritt das erste Mal im Unterkarbon auf und ist auch im Perm Asiens sehr häufig (MOSTLER & RAHIMI 1974). Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen bisher nur aus dem Illyr nachgewiesen. Es handelt sich um die Indexform der *consonus assemblage*-Zone (MOSTLER 1972). Neben dem Vorkommen in den Alpen aus dem Illyr Ungarns, Griechenlands und der Türkei nachgewiesen.

Th. aff. doreckae: es handelt sich hier um nur ein Exemplar, das im Langobard von Silz auftritt; wie Untersuchungen aus den hier noch nicht berücksichtigten Profilen ergaben, dürfte es sich um eine eigene Art handeln. Die typische *Th. doreckae* ist auf das Pelson beschränkt.

Th. fastigata: Indexform der *fastigata assemblage*-Zone (MOSTLER 1972: 732); hier nur in Silz, und zwar in der basalen avisianus-Zone nachgewiesen. Die Beschränkung auf die avisianus-Zone muß revidiert werden, zumal diese Art auch in der *archelaus*-Zone auftritt (MOSTLER & SCHEURING 1974: 15). Es muß generell die Aufrechterhaltung der *fastigata assemblage*-Zone überprüft werden, denn auch die mit ihr stets in der avisianus-Zone vergesellschafteten Formen wie *Th. undata* und *Th. planata* reichen auch über die avisianus-Zone hinaus.

Th. immissorbicula: Durchläuferform Pelson bis Lias.

Th. planata: nur im Profil Martinswand im Fassan und Cordevol nachgewiesen; konnte aber in den Kalkalpen bereits vom Illyr bis in das Cordevol beobachtet werden. Im Balaton-Hochland wurde sie aus dem Langobard bekanntgemacht. Auf diese Art wird in Verbindung mit der Gattung *Stueria* in einer eigenen Arbeit eingegangen.

Th. subcirculata: in beiden Profilen nur im Fassan beobachtet. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen tritt diese Art ab dem Pelson auf, wurde aber auch im Langobard/Cordevol-Grenzbereich angetroffen (MOSTLER & SCHEURING 1974: 15).

Th. thalattocanthoides: kommt in beiden Profilen im Langobard vor. Gesamtreichweite innerhalb der Nördlichen Kalkalpen: Illyr bis Jul.

Th. undata: tritt in beiden Profilen sehr häufig auf (Häufigkeitsmaximum liegt im Fassan), geht allerdings im Langobard, was die Häufigkeit betrifft, nicht allzu stark zurück. Nachge-

wiesen wurde *Th. undata* in den Nördlichen Kalkalpen vom Pelson bis Jul. In Asien tritt diese Art bereits im Oberperm auf (MOSTLER & RAHIMI 1974). Sonst wurde diese Form aus dem Anis Bulgariens, Anis-Ladin der Türkei und aus dem Ladin und Unterkarn Ungarns bekanntgemacht.

Die Arten der Gattung *Theelia* haben noch vor zwei Jahren eine gute stratigraphische Aussagekraft versprochen. Wenn diese auch nicht an die der Conodonten herankam, glaubte man innerhalb der Holothuriensklerite doch, in den Theelien eine ähnliche Bedeutung zu sehen, wie in den Plattformen bei den Conodonten. Wenn nach diesen Untersuchungen zwar die Holothuriensklerite-assemblage-Zonen (es handelt sich hier ja nicht um echte Biozonen, sondern um "Vergesellschaftungs-Zonen") weiterhin bestehen bleiben, so wird doch eine Reihe von Theelien-Arten in ihrer stratigraphischen Bedeutung stark herabgesetzt; die fastigata assemblage-Zone müßte sogar in ihrer Stellung als assemblage-Zone neuen Untersuchungen unterzogen werden, zumal eine Reihe von Formen, die man als Leitformen ansprach (MOSTLER 1972) an Leitwert zum Teil beachtlich verloren haben.

Abschließend scheint es uns noch wichtig, darauf hinzuweisen, daß es bisher nicht gelungen ist, aus den Werfener Schichten (auch nicht aus den kalkreichen Campiller Schichten der Südalpen) Holothuriensklerite zu isolieren. Wir haben speziell kalkreiche Proben ausgesucht, die *Tirolites cassianus* führen, aber keine Spur von Holothurienskleriten konnte gefunden werden. Im Iran, z.B. in den Proben von Abadeh und Julfa, setzen die in Massen vorkommenden Holothuriensklerite dort aus, wo die Rotkalkfazies (Hallstätterkalke) von einer den Werfener Schichten sehr ähnlichen Fazies (entspricht etwa den Campiller Schichten) überlagert wird. MOSTLER & RAHIMI (1974: 6) nehmen aufgrund der mikrofaziellen Untersuchungen Flachwasser-Ablagerungen an. Für die Dolomiten konnte M. FEUERBACH (1971) ebenso Flach- bis Flachstwasserablagerungen feststellen. Bei dieser "Werfener Fazies" handelt es sich um eine Fazies, die sich über enorme Räume hin erstreckt hat und in der Tethys zur Zeit der Untertrias einen gewaltigen Schelf bildete. Die in der Werfener Fazies auftretenden Faunen sind zum Teil als Spezialisten anzusprechen, die haben z.B. KOZUR & MOSTLER 1971, KOZUR 1973 speziell bei den Conodonten feststellen können, die sich von den zur gleichen Zeit im Tiefwasser lebenden Conodonten enorm unterscheiden. Diese Schelf-Fazies wird z.B. in Nepal von einer Tiefwasserfazies abgelöst (KOZUR & MOSTLER 1973); es handelt sich um ein Gebiet, das der asiatischen Faunenprovinz angehört, das als Kerngebiet aller tethyalen Faunenprovinzen betrachtet wird (KOZUR 1973: 18). Erst nach dem "Aufreißen" bzw. Zerbrechens der gewaltigen Schelfplatte bzw. Schelfbarriere war es möglich, daß Faunen des offenen Meeres in die Alpen dringen konnten. Die Zeit des Aufreißen bzw. Zerbrechens begann z.T. im Olenek, dauerte z.T. bis in das basale Pelson an. Mit diesem gewaltigen tektonogenetischen Prozeß hat unserer Meinung nach erst die Herausgestaltung der alpinen Geosynklinale begonnen, d.h. mit dem Zerbrecen der mächtigen Schelfplatte konnte es erst zu einer Faziesdifferenzierung kommen, wie wir sie im Anis vorfinden. (Siehe dazu Kap. 9). Mit dem "Niedergang" des gewaltigen

Schelfareals kamen auch die Holothurien in den Raum der Nördlichen Kalkalpen, wie etwa *Th. consona*, *Th. undata* und andere damit eng verwandte Theelien, die in Asien bereits seit dem Oberperm lebten. Bisher konnten wir ab dem tieferen Pelson die ersten Holothuriensklerite nachweisen; wir glauben aber nicht fehlzugehen, daß im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen schon früher Holothuriensklerite auftreten könnten (zumal Conodonten aus den Gutensteiner Schichten bereits von uns nachgewiesen werden konnten). Es wäre also durchaus möglich, Holothuriensklerite des Unteranis (Bithynian) zu finden.

Wir sind also der Meinung, daß z.B. die Reichenhaller Schichten, die in den meisten Fällen über den Werfener Schichten oder Buntsandstein einsetzen, nur eine Folgeerscheinung dieses stabilen Schelfbereiches darstellen. Wir wollen damit zum Ausdruck bringen, daß sich über eine nur gering absinkende Schelfplattform als stabiler Endzustand inter-supratidale Verhältnisse einstellen. In diesem Zustand wird die Geschwindigkeit des Absinkens weitestgehend durch die Stärke der Karbonatsedimentation aufgefangen, sodaß dieser Zustand über lange Zeit bestehen bleiben kann (das Verarmen an klastischem Material ist eine Frage der Verfügbarkeit).

Zusammenfassend wollen wir festhalten, daß das Einwandern von "Tiefwasser"-Faunen (dazu gehört auch eine Reihe von Holothurien) im ostalpinen Bereich in einzelnen Gebieten im E-Abschnitt der Kalkalpen schon im Unteranis (mindestens ab dem Bithynian) möglich gewesen sein sollte; richtig durchsetzen konnten sich diese aber erst im Pelson und dies sowohl im E (Hallstätter Raum), als auch im W (Raum um Garmisch-Partenkirchen).

8.3. Bemerkungen zur Organismenverteilung in Dünnschliff und unlöslichem Rückstand

Die Faunenauswertungen aus dem Dünnschliff mit solchen aus dem unlöslichen Rückstand können nicht direkt verglichen werden. Um möglichst alle am Sedimentaufbau beteiligten Organismen zu erfassen, ist eine kombinierte Untersuchung von Schliffbereich und Lösungsfraktion unbedingt erforderlich. Einige Beispiele mögen dies an Hand der Tabellen 3 und 4 aufzeigen. Es kommt sehr selten vor, daß Algen im unlöslichen Rückstand gefunden werden, und zwar nur bei einer selektiven Dolomitisierung, z.T. in Verbindung mit einer Silifizierung; das sind aber Ausnahmefälle. Was die Radiolarien im Dünnschliff betrifft, so könnte man sie mit Calcisphären, Querschnitten von Röhren etc. wechseln. Eine sekundäre Calcifizierung der Kieselschalen läßt es meist nicht zu, die im Schliff aufgrund eines sehr guten Erhaltungszustandes einwandfrei als Radiolarien anzusprechenden Formen mit Säuren herauszulösen. Ohne Schliff wäre man geneigt, von radiolarienfreien Sedimenten zu sprechen. Es hat sich aber herausgestellt, daß nur sehr selten die Verdrängung der Kieselsäure durch Calcit (wenn es auch im Schliff so aussehen mag) vollständig abgelaufen ist. Sehr oft wurden partiell verkieselte Radiolariengehäuse im unlöslichen Rückstand gefunden und eindeutig als solche erkannt. Da den Radiolarien eine bathymetrische Bedeutung zukommt, ist deren sicherer Nachweis sehr wesent-

lich.

Bei den Foraminiferen hat man die Chance, die im Schliff (in einer Schnittfläche) nur selten auftretenden agglutinierten Formen im Lösungsrückstand in großen Mengen zu erfassen und gleichzeitig artlich in den Griff zu bekommen. Partielle Dolomitisierung und Verkieselung vermögen auch, Kalkschaler im Lösungsrückstand zu überliefern. In den meisten Fällen sind die Kalkschaler aber nur in Schliffen zu erfassen.

Kalkschwämme sind nur im Schliff nachzuweisen; wenn es sich um spiculaeführende Typen handelt, hat man auch vom unlöslichen Rückstand her eine Möglichkeit, auf die Beteiligung von Kalkschwämmen am Aufbau des Sedimentes zu schließen.

Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Ammoniten sind eher im Schliff zu erfassen, meist ohne Möglichkeit einer generischen, geschweige denn artlichen Fassung. Im Rückstand ist es aufgrund "embryonaler" bzw. juveniler Formen möglich, diese wenigstens generisch in den Griff zu bekommen. Dies ist besonders gut möglich bei Brachiopoden; bei den Ammoniten spielen wiederum die Nuklei eine große Rolle.

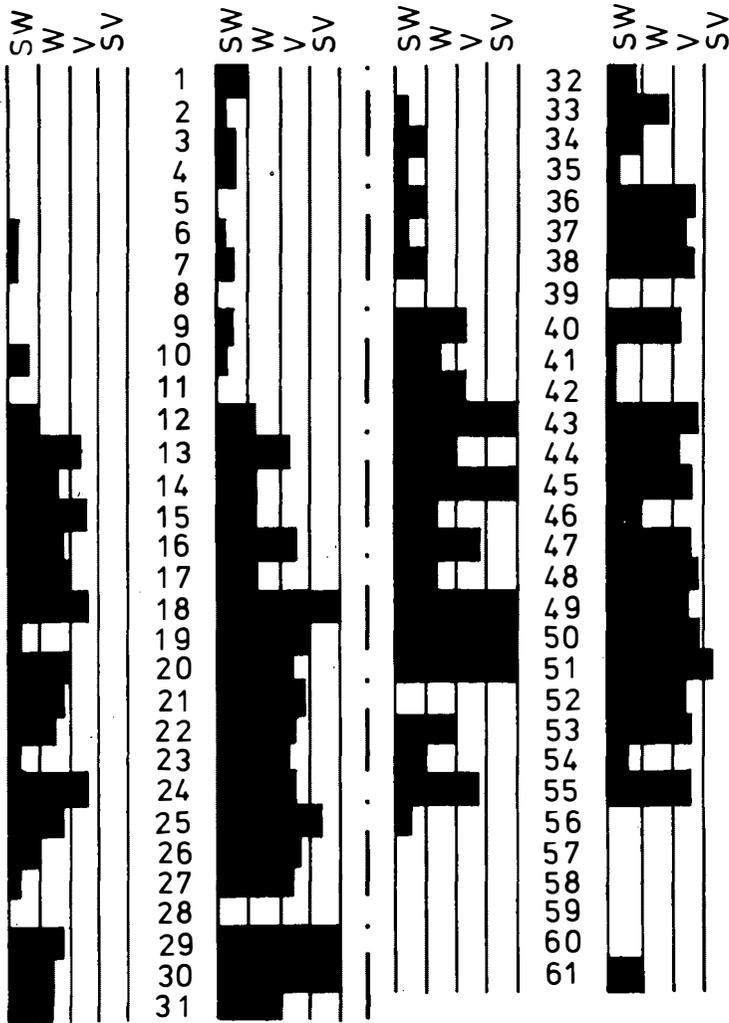
Die Filamente, die auf Schalen mehrerer Organismen zurückgehen, lassen sich nur im Schliff erfassen. Sie spielen wiederum, was die Bathymetrie der Sedimente betrifft, eine große Rolle. Die Anwesenheit von Ostracoden ist in den meisten Fällen nur mit Schliffen nachweisbar (Kalkschale), doch kommt es nicht selten zu Verkieselungen bzw. partiellen Dolomitisierungen und Pyritisierungen, die dann im unlöslichen Rückstand eine artliche Erfassung dieser z.T. so wichtigen Mikrofossilgruppe ermöglichen.

Recht interessant ist es, die Echinodermaten in Bezug auf Dünnschliffuntersuchung und Lösungsrückstand zu betrachten. Im Dünnschliff lassen sich die Trochiten relativ leicht erkennen, auch Ophiurenwirbel, dann aber wird es schon etwas problematisch, wenn wir von den planktischen Crinoiden absehen, deren Kelche, aber auch Radialia, sehr charakteristisch im Schliff sein können. Es kommt selten vor, daß man Holothuriensklerite im Schliff findet, häufiger sind wohl die charakteristischen Querschnitte durch Seeigelstachel. Im unlöslichen Rückstand kann man alle Skelettelemente von den Holothuriern angefangen (Sklerite, Kalkring-Elemente), über Ophiuren, Asteriden (in der Alpenen Trias äußerst selten), Echiniden und Crinoiden erfassen und in vielen Fällen sogar artlich bestimmen.

Abschließend seien noch die Conodonten, Fischzähne sowie deren Schuppen und Kieferelemente genannt. Auch hier muß der Prozentsatz der angeführten Organismenreste sehr hoch sein, damit man diese im Dünnschliff antrifft und selbst wenn solche vorkommen, kann man sie in den meisten Fällen optimal generisch erfassen.

Der Sinn dieser einleitenden Worte sollte eigentlich nur nochmals ein Appell an die Bearbeiter von Karbonatgesteinen sein, die in den meisten Fällen nur Dünnschliffe auswerten, oder sollte sich an jene Gruppe wenden, die wiederum nur die Mikrofossilien ohne Beachtung der mikrofaziellen Merkmale für ihre Untersuchung herausgreifen.

Holothurien Conodonten Holothurien Conodonten



SW=sehr wenig
V = viel

W=wenig
SV=sehr viel

Abb. 3: Häufigkeitsverteilung von Conodonten und Holothurien-scleriten (Profil Silz)

In den Organismenverteilungstabellen (Tabellen 3 und 4) ist abgesehen von der lithologischen Gliederung auch die zeitliche Einstufung mit aufgetragen. Zur letzteren wollen wir anfangs kurz Stellung nehmen. Im Profil Silz fällt die Illyr/Fassan-Grenze zufällig mit der "Steinalmkalk"/Reiflinger Bankkalk-Grenze zusammen, während im Profil Martinswand die Illyr/Fassan-grenze schon im ersten Drittel der Reiflinger Knollenkalke zu liegen kommt.

Die Fassan/Langobard-Grenze fällt im Profil Martinswand beinahe mit dem Wechsel Reiflinger Knollenkalk/Reiflinger Bankkalk zusammen; im Profil Silz dagegen liegt dieser stratigraphische Schnitt mitten im Reiflinger Knollenkalk. Ganz gleich, ob nun im basalen Langobard Knollen- oder Bankkalke auftreten, machen sich nach 15-20 m dieser beiden Karbonattypen die ersten Detritusschüttungen von Riffen bemerkbar, wobei die Knollenkalkentwicklung, nicht aber die Bankkalkentwicklung abrupt beendet wird.

Die "Steinalmkalke" sind in beiden Profilen durch das Auftreten von Blau-Grünalgen, Dasycladaceen und Onkoiden von den Reiflinger Kalcken gut abzutrennen. Während im Profil Martinswand dazu nur noch Gastropoden und Crinoiden auftreten, sind es im Profil Silz neben den ob. genannten Organismengruppen noch Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Kalkschwämme und Foraminiferen; alles Flachwasserorganismen. Das Mitauftreten von Filamenten, vielen Holothurienskleriten (z.T. des tieferen Wassers) und das häufige Auftreten von Conodonten, alles Organismen tieferer Wasserbereiche ist sehr auffallend und paßt gar nicht in das Bild der Steinalmkalke. Für die Lösung dieses Problems gibt es zwei Deutungsmöglichkeiten. Entweder handelt es sich um einen allmählichen Übergangsbereich zwischen Flach- und Tiefwassersedimenten oder es handelt sich bereits um Tiefwasser, in das Organismen des Flachwassers geschüttet werden. Wir nehmen aufgrund der Filamentkalke an, daß es sich bei den Flachwasserorganismen eher um Schüttungen handelt, am besten durch Dasycladaceen und Onkoide, aber auch an zerbrochenen Muschelschalen zu erkennen. Es wird daher in den folgenden Arbeiten eines unserer Ziele sein, den "Steinalmkalk" im Karwendel genauer zu analysieren.

Was die Organismenverteilung innerhalb der Reiflinger Kalke betrifft, so können wir das Ergebnis gleich vorwegnehmen. Es gibt keinen faunistischen Unterschied zwischen Reiflinger Knollenkalk und Reiflinger Bankkalk. Beide sind durch das Vorkommen von Radiolarien, Filamenten, Holothurienskleriten und Conodonten charakterisiert. Die starke Besetzung von Crinoiden im höheren Teil der Reiflinger Kalke ist auf das massenhafte Einsetzen der Roveacriniden zurückzuführen; auch sie setzen völlig unabhängig, ob es sich nun um Bankkalk oder Knollenkalk handelt, sehr abrupt mit z.T. unheimlich hoher Individuenzahl ein.

Das mehr oder minder plötzlich geschlossene Auftreten von Foraminiferen im höheren Profilanteil der Reiflinger Kalke (immer erst ab dem basalen Langobard) konnte bisher nicht erklärt werden. Als ein besonderes Merkmal in der Organismenverteilung der Reiflinger Kalke ist das Fehlen von Echiniden und das sehr

seltene Vorkommen von Ophiuren hervorzuheben.

Der Wetterstein-Vorriffkalk ist durch das Vorherrschen von Blau-Grünalgen, Kalkschwämmen und *Tubiphytes obscurus* einerseits und das häufige Vorkommen von Filamenten, Schwebcrinoiden, Holo-thurienskleriten und Conodonten andererseits gekennzeichnet. Hier treffen zwei Komponenten hart aufeinander. Einmal ist es der Riffdetritus (Algen verschiedenster Art, Kalkschwämme, *T. obscurus*), zum anderen Mal sind es die Organismen des tiefen Wassers bzw. der offenen See. Gerade die planktisch und nektonisch lebenden Organismen, wie z.B. die Schwebcrinoiden und Radiolarien oder Ammoniten und Daonellen wurden von den Riffdetritusschüttungen nicht tangiert. Neu ist nun aber das plötzliche und häufige Auftreten von Echiniden, die ja in den unterlagernden Reifflinger Kalken fehlten. Sie könnten mit dem Riffschutt in Verbindung gebracht werden! KOZUR & MOSTLER 1973 ist aufgefallen, daß mit den Riffschüttungen (Obertrias) plötzlich so viele Echiniden auftreteten, die bei weitem den Prozentsatz der riffbewohnenden Echiniden überschritten haben. Es scheint also, daß die Echiniden auf der Riffhalde plötzlich einen neuen Siedlungsraum bzw. Lebensraum gefunden haben. Auch die Ophiuren sind gleichzeitig mit den Echiniden häufiger geworden.

Abschließend wollen wir es nicht verhehlen, daß wir nirgends bis zu einem "Riffkern" oder zentralen Riff vorgestoßen sind, immer fanden wir Filamentkalken zwischen dem Riffdetritus, z.B. im Profil Martinswand noch weitere 100 m über die höchsten Proben hinaufgehend; im Profil Silz war ein Weiterverfolgen der Vorriffkalken infolge sehr intensiver Dolomitisierung unmöglich.

9. Zur stratigraphischen Position der vulkanogenen Ablagerungen

Textabbildung 2 zeigt sehr deutlich, daß der Vulkanismus im wesentlichen auf das Fassan beschränkt ist; während im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen vereinzelt Tufflagen bereits im Illyr einsetzen (im Profil Öfenbachgraben bei Saalfelden tritt die erste Tufflage unmittelbar über der Ammonitenbank des *trinodosus*-Niveaus auf), gibt es im Profil Großreifling keine Hinweise für illyrische Pyroklastika; diese setzen erst im Fassan ein und reichen nach unseren Untersuchungen bis weit in das Langobard hinauf.

Auffallend ist das Fehlen von Tuffen bzw. Tuffiten innerhalb der Partnach-Schichten, die z.B., wie das Profil von Reutte zeigt, gerade zur Zeit der stärksten vulkanischen Förderung abgelagert wurden. Unseres Erachtens gibt es hierfür zwei Deutungsmöglichkeiten. Entweder hat man bisher die Pyroklastika in den dunklen, tonig-mergeligen Sedimenten der Partnach-Schichten übersehen (wir haben z.B. speziell darauf geachtet, aber ohne Erfolg) oder die Tuffe werden im Zuge der klastischen Sedimentation so stark verdünnt, daß man sie megaskopisch nicht mehr ausnehmen kann. Tonmineralogen unter der Leitung von Prof. Dr KRUMM, Frankfurt, überprüfen zur Zeit die zweite hier aufgeführte

Deutungsvariante. BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 537 haben in den Gailtaler Alpen die ältesten Tuffe direkt in Verbindung mit Ablagerungen, die Ammoniten der trinodosus-Zone führen, nachgewiesen. Da nun die Tuffe vom Öfenbachgraben völlig altersgleich mit denen des Drauzuges sind, muß das von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 53) angenommene frühere Einsetzen des Vulkanismus in den Gailtaler Alpen gegenüber den Nördlichen Kalkalpen revidiert werden.

Der Vulkanismus in den Gailtaler Alpen und Nördlichen Kalkalpen ist zeitgleich und im wesentlichen ebenso auf das Fassan beschränkt. Genauere Daten über den Vulkanismus der östlichen Gailtaler Alpen sind in der Arbeit von COLINS & NACHTMANN (1974, im Druck) zu finden.

Tuffe und Tuffite ähnlichen Chemismus treten auch in den Südalpen erst ab dem Anis auf. KÄHLER & PREY (1963: 50) haben am Kühweger Köpfel (Gartnerkofel-Gebiet, Karnische Alpen) im "Muschelkalk-Konglomerat" eine etwa 2-3 m mächtige Tufflage bekanntgemacht. Es handelt sich hier sicher nicht um eine Ablagerung, die dem basalen Anis (Aegean oder Bithynian) zuzuordnen ist, sondern, wenn auch sehr unwahrscheinlich, noch zum höheren Pelson gerechnet werden könnte. Die unmittelbar darüber liegenden kieselknauerführenden Kalke gehören bereits sicher dem trinodosus-Niveau an. Die in dem Konglomerat auftretenden Brachiopoden (*Tetractinella trigonella*, *Coenothyris vulgaris*) könnten aufgearbeitetes Pelson, wenn nicht schon Illyr darstellen, sodaß für die Tuffe am Kühweger Köpfel am ehesten ein illyrisches Alter in Frage kommt. Tuffführende Konglomerate meldet F. BAUER (1973: 4) aus dem Südstamm der Ostkarawanken; auch dieses überlagert unmittelbar rote Schiefer, die noch zum Skyth gestellt werden. Man darf aber nicht vergessen, daß es am Ende des Skyth zu einer Heraushebung kam, welcher eine Abtragung bis in das tiefere Skyth, ortsweise bis in das Perm, folgte. Dazu war eine nicht unbedeutende Zeit erforderlich. BECHSTÄDT & BRANDNER (1971: 48) konnten für das sogenannte "Richthofensche Konglomerat" unterillyrisches Alter nachweisen. BRANDNER (1972: 155) nimmt für die in den Südtiroler Dolomiten unmittelbar über Werfener Schichten auftretenden Konglomerate ein unter- bis teilweise sogar oberanisches Alter an (Zeitraum für den Ablauf tektonogenetischer Bewegungen).

Bei Profilaufnahmen im Gadertal (Dolomiten) wurde in einer relativ geringmächtigen "Muschelkalk-Abfolge" nur einige Meter über dem Richthofenschen Konglomerat die erste Tufflage (Kristalltuffe) noch weit unter dem Hauptauftreten der pietra verde-Lagen gefunden.

Die oben angeführten Daten führen immer mehr zu der 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.

10. Paläogeographische Überlegungen

Bisher hatte man innerhalb der Nördlichen Kalkalpen Tirols zur Zeit des Ladin stets nur zwei Schichtfolgen im Auge - den Wettersteinkalk und die Partnach-Schichten. Unsere feinstratigraphischen Untersuchungen zeigen nun ganz deutlich, daß neben Wettersteinkalk und Partnach-Schichten auch Reifflinger Kalke zur Ablagerung gelangten. Betrachten wir diese neue Situation in ihrem zeitlichen und räumlichen Werdegang (siehe auch Abb.4), so stellen wir fest, daß im unteren Ladin drei Hauptfaziesbereiche nebeneinander auftreten: eine Vorriff-, Riff- und Lagunenfazies (Wettersteinkalk), eine tonig-mergelige Beckenfazies (Partnach-Schichten) und eine karbonatische Beckenfazies (Reifflinger Kalke). Letztere setzt örtlich schon im Pelson ein

Die Partnach-Schichten verkörpern zunächst die dem Riff am entferntest gelegene Beckenfüllung; ob sie auch den becken tiefsten Teil bildeten, ließ sich bisher nicht nachweisen. Die Reifflinger Kalke, die im Becken eine Zeit lang dem Riff unmittelbar vorgelagert sind, ließen sich bathymetrisch besser einstufen. Aufgrund des z.T. massenhaften Auftretens psychrosphärischer Ostracoden (besonders in tieferen Teilen der Profile) ist eine Wassertiefe um 500 m anzunehmen. Trotzdem wurden beide Beckensedimente in riffnahen Becken ("interreef basins") abgelagert.

Diese Konstellation führt uns zu folgenden Überlegungen, vorerst im wesentlichen nur den Tiroler Raum ("Nordtiroler Fazies") betreffend. Im tieferen Anis setzte Karbonatsedimentation auf der ganzen Linie ein. Man könnte diese mit J. MELLO (1974: 148) als Fazies des Anfangsstadiums der Karbonatsedimentation bezeichnen. Nur hat MELLO im slowakischen Karst die Bezeichnung Gutensteiner Kalk und -Dolomit gewählt, obwohl er laut Mikrofazies Flachstwassersedimente meint. Unserer Meinung nach ist es am besten, von basalen Seichtwassersedimenten, abgelagert auf einer Plattform, zu sprechen. Anschließend erfolgte eine Herausgestaltung von mindestens drei Teilbeckenbereichen, die wohl auf synsedimentäre Bruchtektonik zurückgeht. Gleichzeitig mit typischen Beckensedimenten der Reifflinger Fazies hielt in den verbliebenen Hochzonen die Flachwassersedimentation an, zunächst noch ohne Anzeichen eines Riffwachstums. Der nächste Schritt der Entwicklung kündigt sich durch das Einsetzen einer tonig-mergeligen Sedimentation in den zentralen Beckenbereichen an, die ab nun der kalkigen Beckenfazies parallel läuft, während auf den Hochzonen schon bald danach die ersten Ansätze einer Riffbildung folgten. Das im folgenden rasch zunehmende Riffwachstum dehnte sich von den Hochzonen ausgehend in Richtung Becken aus, einen Riffschuttmantel vor sich herschiebend bzw. unter sich begrabend. An sich handelt es sich bei dem "Riffschuttmantel" um ein starkes Verzahnen der Reifflinger Bankkalkfazies mit dem Riffschutt, d.h. in diesem Teilbecken stellten sich nach den Schüttungen vom Riff immer wieder Filamentkalke ein, denen jede Spur eines Riffdetritus-Gehaltes fehlt.

Aber nicht nur das Riff überwächst die kalkige Beckenfazies, die Rifflagune wächst z.T. noch schneller, sodaß sie das Riff

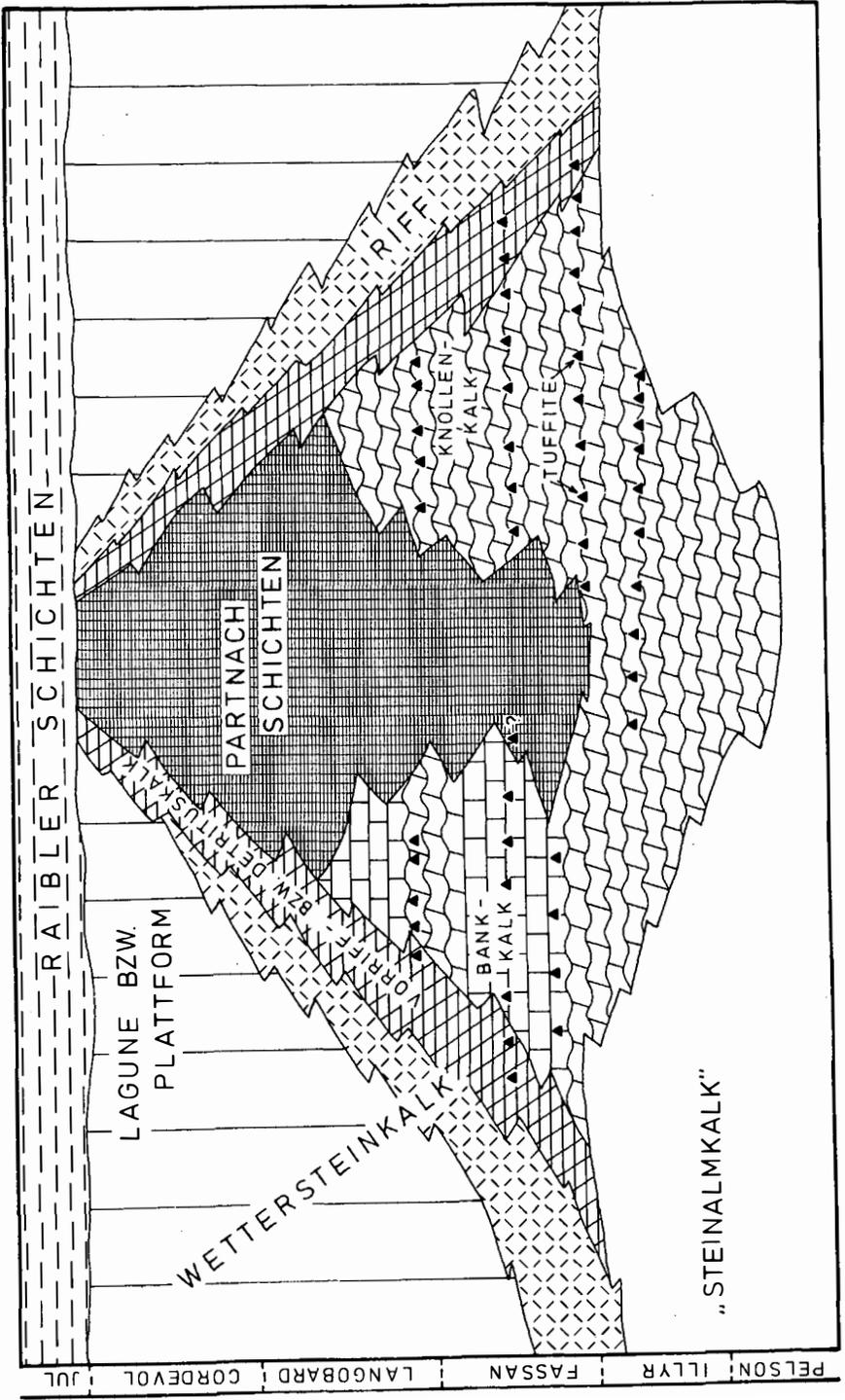


Abb.4

überholt bzw. unter sich begräbt. Diese Situation tritt etwa in dem Bereich auf, wo die Riffazies auf die im zentralen Teilbecken liegenden Partnach-Schichten stößt. Es gibt nur sehr wenige Stellen, wo das zentrale Riff (Riffkern) bis an die Basis der Raibler Schichten (Jul) heranreicht. In den meisten Fällen tritt im hohen Cordevol nur noch die Lagunenfazies mit den Partnach-Schichten in Kontakt. Die Partnach-Schichten bestehen fast ausschließlich aus Sedimenten einer ruhigen Beckenfazies, wie Knollenkalken, Kieselknollenkalken und Bankkalken, meist als Filamentkalk bzw. Radiolarienlutit. Es gibt zwei Gründe, warum die Partnach-Schichten kaum echte Riffschuttlagen bzw. allodapische Kalke aufweisen. Der eine Grund ist in der zentralen Beckenposition zu suchen, der andere ist damit zu erklären, daß zur Zeit der Überlagerung des Riffkomplexes über die Partnach-Schichten ein echtes Zentralriff nur mehr in Ausläufern auftritt.

Es handelt sich bei den mitteltriadischen Riffen der Nordtiroler Fazies um regressive Riffe, d.h. beckenwärts wandernde Riffe, wie sie z.B. NEWELL et al. 1953 aus dem Perm der Guadeloupe Mountains beschrieben hat. Diese Riffe lassen nicht nur eine eindampfende Lagune hinter sich, sie werden vielmehr selbst schlußendlich von der sich ausdehnenden Lagune "erstickt".

Anfangs war also anscheinend die "Aufbaukapazität" der Riffbildner größer als die Absenkungsgeschwindigkeit, es erfolgte eine starke Schuttlieferung in das Becken und ein Vorwachsen in Richtung des Beckens. Da dies von allen Seiten her geschieht, wurde die Beckenfazies immer mehr eingeengt, die Frischwasserzufuhr immer geringer. Eine wahrscheinlich vorhandene Meeresspiegelabsenkung zur Zeit des hohen und höchsten Cordevols tat ein übriges (siehe u.a. die Arbeit von EPTING 1974 sowie von BECHSTÄDT 1974, 1975). Nur an den Enden des ausgedehnten Riffareals, wo eine bessere Frischwasserzufuhr gewährleistet war, konnten sich Riffkerne bis an die Basis der Raibler Schichten halten (z.B. am westlichen Ende des "Wetterstein-Archipels" an der Heiterwand).

Zu dieser Zeit stehen sich also nur mehr zwei Hauptfaziestypen gegenüber: Plattformsedimente (mit zahlreichen Trockenlegungen) über dem ehemaligen Lagunenbereich sowie zumeist mergelige Beckensedimente der hangenden Partnach-Schichten.

Als einer der ersten gab SCHNEIDER (1964: Fig. 9) ein Modell der über die Beckenfazies hinauswachsenden Riffe; allerdings nach "lithologischen Gesichtspunkten, ohne Analyse von Fauna und Flora" (OTT 1967). Schon SCHNEIDER wies darauf hin, daß die Riffkerne im höheren Anteil des Wettersteinkalkes zurücktreten. Er kennt jedoch, wie die früheren Autoren, nur eine ladinische Beckenfazies, die der Partnach-Schichten. Die Knollenkalke (Reiflinger Schichten) enden seiner Darstellung nach kurz vor dem Beginn des Riffwachstums. Auch bezeichnet er, ähnlich MILLER (1971) die Reiflinger Bankkalke an der Basis des Wettersteinkalkes (nicht durch Partnachmergel unterlagert!) als Partnachkalke. Darüber hinaus ist die oft zitierte Darstellung etwas verwirrend, da an der Obergrenze des Schaubildes anscheinend

ein Profil gegeben wird (Wassertiefen), während seitlich Zeit- und Mächtigkeitsangaben aufscheinen. Danach müßten die Partnach-Schichten schon im höheren Ladin (alter Fassung), also im mittleren Cordevol enden; auch gelten die Mächtigkeitsangaben, wenn überhaupt, nur für den Westtersteinkalk.

Diese etwas unglückliche Darstellungsweise vermeidet OTT (1967: Abb. 8), der wiederum das Vorwachsen des Riffes sehr deutlich zeigt. Bei ihm sind nur Mächtigkeitsangaben und keine Zeittabelle enthalten sowie in zwei getrennten Darstellungen die bathymetrischen Verhältnisse im Unterladin und am Ende des Ladins (alter Fassung). Allerdings kennt auch OTT (1967: 7) nur "den Wettersteinkalk als Riffbildung und die Partnach-Schichten als gleich alte Beckenfazies". Die Reiflinger Bankkalke an der Basis des Riffes wie auch die Partnachkalke innerhalb der Partnach-Schichten werden als "Übergangskalk" bezeichnet. OTT weist aber auf die hier liegenden Probleme hin, wenn er eine Arbeit von ERHARDT zitiert, der schon 1931: 14 schrieb, daß "sich diese Wettersteinkalke von manchen Spielarten des Muschelkalkes schwer oder gar nicht unterscheiden lassen" (weil es sich eben noch um Reiflinger Fazies mit Zwischenlagen feiner Detritusschüttungen handelt).

Das Vorgreifen der Riffe bzw. des gesamten Riffkomplexes über die Beckensedimente verursachte also eine starke Einengung der Teilbecken, was schließlich zu sehr schmalen, kanalartigen Beckenarealen führte. Die Kanäle, die E. v. MOJSISOVICS 1903 im Auge hatte (damals bezogen auf die Hallstätterbecken, die eingeengt zwischen den obertriadischen Riffen lagen) entstanden also dadurch, daß die Teilbecken beidseitig von rifftragenden Hochzonen flankiert wurden und die Becken durch das Vorwachsen der Riffe auf schmale "Wasserstraßen" eingeengt wurden. A. TOLLMANN (1974: 188) war unseres Wissens der erste, der von Kanälen zwischen den mitteltriadischen Riffen sprach und damit die Kanaltheorie von MOJSISOVICS 1903 auf die Mitteltrias übertrug. In der Nordtiroler Fazies haben wir nach TOLLMANN (1974: 188) einen dreimaligen Wechsel von Riffkomplex und kanalförmiger Beckenentwicklung.

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen kann man mindestens drei Beckenbereiche unterscheiden. Am frühesten von allen hat sich das "Gutensteiner Becken" gebildet mit der markanten Beckenfüllung im Gebiet von Großreifling. Das dürfte wohl damit zusammenhängen, daß generell im E (sowohl in den Nord- wie auch in den Südalpen) die marine Entwicklung früher einsetzte, was sich im N im Skyth, im S schon früher abzeichnet. Das Becken von Garmisch bildete sich schon im Pelson und ist somit zur gleichen Zeit entstanden wie das Hallstätter Becken, das zunächst Schreyeralm-Kalke aufnahm. In den kondensierten Schreyeralm-Kalken fanden sich pelsonische, illyrische und fassanische Faunenelemente. Den Schreyeralm-Kalken folgen graugelbe Kalke des Langobards etc., während das Garmischer Becken zunächst kieselfreie Knollenkalke vom Reiflinger Typus aufnahm, gefolgt von Bankkalke im Illyr und Partnach-Schichten im Fassan.

Das Übergreifen der Riffe, anfangs auf diese kalkige, später auch auf die mergelige Beckenfazies, kann nun nicht nur bei den Wetterstein-Riffen beobachtet werden. Interessanterweise entspricht dieser Vorgang weitgehend dem in der Obertrias des Salzkammergutes von anderer Seite erarbeiteten Modell (ZANKL 1967, 1971; SCHLAGER, 1968; KRISTYN & SCHÖLLNERBERGER 1972). Im Norden treten dort drei Faziesbereiche auf: Dachsteinriff- und -lagunen-kalk, kalkige Beckensedimente der Hallstätter Rotfazies, mergelige Beckenablagerungen der Hallstätter Graufazies. Im Rhät sind nur mehr zwei Faziesausbildungen zu beobachten: Dachstein-kalk und mergelige Zlambachschichten. Die Analogien gehen sogar noch weiter: beide Male sind in hangenden Bereichen der Lagunen-fazies in zyklischer Abfolge Trockenlegungen zu beobachten, die sich in ihrer ganzen Charakteristik weitgehend entsprechen (Lofer ZyklotHEME und "Sonderfazies", siehe A.G. FISCHER 1964 und BECHSTÄDT 1973, 1975).

11. Conclusion

Profile des Übergangsbereiches "Alpiner Muschelkalk" zu Wettersteinkalk werden beschrieben. Das hangende Formationsglied des "Alpinen Muschelkalkes", der Reiflinger Kalk, liegt hier in zwei Ausbildungen vor - als Reiflinger Knollenkalk und Reiflinger Bankkalk. Beide können sich gegenseitig vertreten. Es handelt sich um radiolarien- und filamentreiche Lutite bis Sparite; Flachstwasseranzeiger fehlen völlig.

Die Reiflinger Bankkalke fallen durch zahlreiche Hohlraumgefüge (vielfach Stromatactis) auf, die auf Durchwühlung, aber auch Entwässerung zurückgeführt werden.

Die Reiflinger Knollenkalke sind wegen ihrer Hornsteinkauern bemerkenswert. Deren Entstehung wird mit dem gleichzeitigen, Tuffe und Tuffite liefernden Vulkanismus in Zusammenhang gebracht. Die Kieselsäure wurde auf biogenem Wege (Radiolarien) aufgenommen und später umverteilt. Die Knolligkeit dieser Gesteine beruht auf Drucklösung und Flaserung, bedingt durch Sedimentinhomogenitäten. Ein Beispiel für Subsolution wird beschrieben.

Die Reiflinger Kalke gehen zum Hangenden hin allmählich in Wetterstein-Vorriffkalk über, anfangs feinklastische, später gröbere Lagen, die die typischen Bewohner der Wettersteinriffe enthalten. Trotz dem sind immer wieder lutitische Lagen mit Filamenten zwischengeschaltet.

Die Liegendgrenze wird durch plötzliches Einsetzen von zahlreichen Echinodermenbruchstücken markiert; der Flachwassercharakter des unterlagernden "Steinalmkalkes" wird noch in den hangendsten Lagen durch Onkoide und Dasycladaceen angezeigt.

Aus einer Betrachtung der Megafauna, insbesondere aber aus der intensiven mikropaläontologischen Bearbeitung des Reiflinger Kalkes geht sein im wesentlichen ladinisches Alter eindeutig hervor. Es ist somit gleich alt wie beträchtliche Teile von sowohl Wettersteinkalk als auch Partnach-Schichten. Daraus ergibt

sich, daß im Ladin drei Faziesräume auftreten: die Riffazies des Wettersteinkalkes, die karbonatische Beckenfazies der Reifflinger Kalke und die mergelige Beckenfazies der Partnach-Schichten.

In der Folge wachsen die Wetterstein-Riffe in Richtung Becken, sodaß sie nacheinander die kalkige Beckenfazies der Reifflinger Kalke sowie Teile der mergeligen Beckenentwicklung der Partnach-Schichten überdecken. Die Partnach-Schichten werden demzufolge auf schmale "Wasserstraßen" eingeengt. Zu dieser Zeit war, wohl infolge der zunehmenden Abschnürung, das Wachstum der Zentralriffe zumeist schon im Absterben begriffen, sodaß sich im höchsten Cordevol im wesentlichen nur mehr zwei Faziesbereiche - die Lagunenfazies des Wettersteinkalkes und die mergelige Beckenfazies der Partnach-Schichten - gegenüberstehen.

12. Danksagung

Der erstgenannte Autor dankt der DFG für im Rahmen des Schwerpunktprogrammes "Geodynamik des mediterranen Raumes" gewährte finanzielle Unterstützung (Projekt Be 641); der zweitgenannte Autor ist dem Österreichischen Forschungsfonds für seine Unterstützung zu Dank verpflichtet.

Für die Bereitstellung eines Druckkostenzuschusses sei der Tiroler Landesregierung gedankt.

Literatur

- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb. K.K. Geol. Reichsanst. 48, Wien.
- ARTHABER, G. (1906): Die alpine Trias des Mediterrangebietes. In FRECH, F. - Lethaea geognostica II, Mesozoicum, 223-472, Stuttgart.
- ASSERETO, R. (1971): Die binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. - Öster. Akad. Wiss. Abt. I, 179, 25-53, Wien.
- BAUER, F. (1973): Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. - Festschrift Heiße; Veröff. Univ. Innsbruck 86, 1-23.
- BECHSTÄDT, T. (1973): Zykloteme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). - Festschrift Heiße, Veröff. Univ. Innsbruck 86, 25-55.
- BECHSTÄDT, T. (1974): Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calcit Faziesindikatoren? - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, H. 11, 643-663, Stuttgart.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., im Druck.
- BECHSTÄDT, T. & R. BRANDNER (1971): Das Anis zwischen St. Vigil und Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 9-103, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Fossilagerstätten im mittel-triadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 45-55, Wien.
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen) - Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente. - Beitr. geol. Kt. Schweiz, N.F. 118, 134 p., Bern
- BRANDNER, R. (1972): "Südalpines" Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 143-162, Innsbruck.
- CICHA, I., SENES, J. & J. TEJKAL (1967): Chronostratigraphie und Neostratotypen 1, M₃ (Karpatrien). - Bratislava.
- CORRENS, C.W. (1950)β Zur Geochemie der Diagenese: I. Das Verhalten von CaCO₃ und SiO₂. - Geochim. Cosmochim. Acta 1, 49-54.
- DIENER, C. (1915): *Cephalopoda triadica*, Foss. Cat. I pars 8, Berlin.
- DIENER, C. (1920): *Brachiopoda triadica*, Foss. Cat. I pars 10, Berlin.
- DIENER, C. (1923): *Lamellibranchiata triadica*, Foss. Cat. I pars 19, Berlin.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - In: W.E. HAM (Ed.), Classification of carbonate rocks, AAPG Mem. 1, 108-121.
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - Sediment-Petrologie, Teil III, 378 p.,

Schweizerbart, Stuttgart.

- EPTING, M. (1974): Ablagerung, Diagenese und Paläogeographie der mitteltriadischen Sedimente in der Ostlombardei/Italien. - Unveröffentl. Diss. Univ. Münster.
- ERHARDT, W. (1931): Der Staufen. Geologische Aufnahme der Berge zwischen Reichenhall und Inzell. - Wiss. Veröff. Dtsch. Oest. Alpenver. 11, 52 p., Innsbruck.
- FEUERBACH, M. (1971): Sedimentologische Untersuchungen an unter-skythischen Sedimenten des Weißhornes (Radein, Südtirol). - Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer cyclothemes of the Alpine Triassic. - In: Symposium on cyclic sedimentation, Kansas Geol. Surv. Bull. 169, 107-149.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalken. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 957-988, Innsbruck.
- FLÜGEL, H. & M. KIRCHMAYER (1963): Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. - Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark 9, 106-136, Graz.
- FRISCH, J. (1968): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. - Unveröffentl. Diss. TU München, 133 p., München.
- GÜMBEL, W. (1859): Über die Gleichstellung der Gesteinsmassen in den nordöstlichen Alpen mit außeralpinischen Flöttschichten. - Verh. Ges. Naturforsch. u. Ärzte 54 (1858), 80-88, Karlsruhe.
- GÜMBEL, G. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, 950 S., Gotha (Perthes).
- GRÜNDEL, J. & H. J. RÖSLER (1963): Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. - Geologie, Jg. 12 (9), 1009-1038.
- GRUNAU, H. R. (1959): Mikrofazies und Schichtung ausgewählter jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentralalpen. - Internat. sediment. petrogr. Ser. 4, 179 p., Brill, Leiden.
- HECKEL, P. H. (1972): Possible inorganic origin for Stromatactis in calcilutite mounds in the Tully limestone, Devonian of New York. - J. Sediment. Petrol. 42 (1), 7-18.
- HIRSCH, F. (1966): Etude stratigraphique du Trias moyen de la Région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). - Mitt. Ges. Geol. Inst. d. ETH u. Univ. Zürich, N. F. Nr. 80, Zürich.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 163-179.
- HOLLMANN, R. (1964): Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratinomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 119, 22-82.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). Verh. Geol. B. A., 44-92, Wien.

- ILLIES, H. (1949): Über die erdgeschichtliche Bedeutung der Konkretionen. - Z. d. G. G. 101, 95-98.
- KAHLER, F. & S. PREY (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofelgebietes in den Karnischen Alpen. - Geol. B. A., Wien.
- KENDALL, A. C. & M. E. TUCKER (1973): Radial fibrous Calcite: a replacement after acicular Carbonate. - Sedimentology 20, 365-389.
- KLEBELSBERG, R. (1920): Triasammoniten aus dem südlichen Karwendelgebirge. - Verh. Geol. Staatsanst. Wien.
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian and Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). - Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. 118, 149 p., Zürich.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 2/11, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973a): Beiträge zur Stratigraphie von Perm und Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3/3, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973b): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3/8, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971a): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 1/4, 1-19, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971b): Holothuriensklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias vom Koeveskal (Balaton-Hochland, Ungarn). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 1/10, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Die Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung in der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck 21, 777-810
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1973): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil I: Conodonten aus der Tibetzone des Niederen Himalaya (Dolpogebiet, Westnepal). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 3/9, 23 S., Innsbruck.
- KRAUSKOPF, K. B. (1959): The geochemistry of silica in sedimentary environments. - In: A. H. IRELAND (Ed.), Silica in sediments, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 7, 4-19.
- KRAUS, O. & P. SCHMIDT-THOMÉ (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östl. Lechtaler Alpen, Tirol). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 117-127.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1973): Einige neue mesozoische Holothuriensklerite. - Mitt. Geol. Ges. Wien 65, 1972.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodontenstratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). - Verh. Geol. B. A., 113-153, Wien.
- KRYSTYN, L. & W. SCHÖLLNERBERGER (1972): Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. - In: H. W. FLÜGEL (Red.), Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontolog. Ges. in Graz, 6.-16. Sept. 1972, herausgegeben von der Abt. f. Paläont. u. Hist. Geol. d. Univ. Graz u. d. Abt. f. Geol., Paläont. u. Bergbau am Landesmus. Joanneum in Graz, 61-106, Graz.

- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpenen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). - Diss. TU Berlin, 202 p.
- KUBANEK, F. & A. WILLGALLIS (1970): Beobachtungen zur Dolomitdiagenese im Alpenen Muschelkalk. - Verh. Geol. B. A. 1970 (4), 644-647.
- KÜHN, O. (1962): Autriche. - Lexique stratigraphique International, vol. 1, fasc. 8, 646 S., Paris.
- LEUCHS, K. (1974): Anisisch-ladinische Grenze und ladinische Hallstätterfazies in den Nordalpen. - Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 156, Wien.
- MELLO, J. (1974): Facial Development and Facies Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpatians, Southern Part of Gemerids). - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 147-155.
- MILLER, H. (1962): Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Miemingergebirges (Tirol). - Unveröffentl. Diss. Univ. München, 118 p.
- MILLER, H. (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. - Verh. Geol. B. A. 1965 (1-2), 187-212.
- MILLER, H. (1971): Die Fazies des Partnachkalkes und seiner Äquivalente an der Basis des Wettersteinkalkes (Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen). - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 11, 267-277, München.
- MOJSISOVICS, E. (1903): Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. - In: C. DIENER, Bau und Bild Österreichs, 383-391, Wien.
- MOJSISOVICS, E., WAGEN W. & C. DIENER (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. - Sitz. Österr. Akad. Wiss. 104, 1271-1302, Wien.
- MOSHER, C. (1968): Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their Correlation. - J. Paleont. 42, 895-946, Tulsa (Oklahoma).
- MOSTLER, H. (1968): Holothuriensklerite aus oberanisischen Hallstätter Kalken. - Veröff. Univ. Innsbruck 2, Alpenkundliche Studien, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972a): Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1972b): Ein Beitrag zur Genese mitteltriadischer Crinoidenkalken im Gebiet von Reutte, Tirol (Nördliche Kalkalpen). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 2/5, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & A. RAHIMI-YAZD (1974): Beiträge zur Mikrofauna permotriadischer Schichtfolgen, Teil II: Holothuriensklerite der Ali-Bashi-Formation und Elikah-Formation von Julfa (NW-Iran). - Geol. Paläont. Mitt. 4/3, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & B. SCHEURING (1974): Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 4/4, Innsbruck.
- NEWELL, N. D., et al. (1953): The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. - Freeman & Co., San Francisco.

- OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. - Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh. N. F. 131, 96 S., München.
- OTT, E. (1972): Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21,1, 251-276, Innsbruck.
- PIA, J. (1923): Geologische Skizze der Südwestecke des Steinerne Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. - Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 133, 35-49, Wien.
- PICHLER, A. (1866): Beiträge zur Geologie Tirols. - Jb. Geol. Reichsanst. Wien.
- PICHLER, A. (1890): Zur Geologie Tirols. - Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien.
- RICHTHOFEN, F. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. - Jb. K.K. Geol. Reichsanst. 10, Wien
- RIEBER, H. (1974): Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone (mittlere Trias) der Tessiner Kalkalpen. - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 167-176.
- ROSENBERG, G. (1959): Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. - Jb. Geol. B. A. 102, 477-479, Wien.
- ROTHPLETZ, A. (1888): Das Karwendelgebirge. - Z. d. deutsch. u. Österr. Alpenvereins, München.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. Geol. B. A. 1965 (1-2), 119-162.
- SARNTHEIN, M. (1966): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. I. Fortsetzung. - Ber. Naturwiss. Med. Ver. Innsbruck 54, 33-59, Innsbruck.
- SARNTHEIN, M. (1967): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. - Geol. Rdsch. 56, 116-127, Stuttgart.
- SCHLAGER, W. (1968): Hallstätter- und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verh. Geol. Be. A. 1967, 50-70.
- SCHNEIDER, H. J. (1964): Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc-concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. - Dev. Sedimentology 2, Sedimentology and ore genesis, 29-45, Amsterdam/London/New York (Elsevier).
- SPECKMANN, P. (1968): Holothuriensklerite aus der Mitteltrias der Ostalpen. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol. 8, 197-218, München.
- STEFANOV, S. A. (1970): Einige Holothuriensklerite aus der Trias in Bulgarien. - spisanije blgarsk, geol. drush 31, 41-50, Sofia.
- SUMMESBERGER, H. & L. WAGNER (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich, Mitteltrias). - Annal. naturhist. Mus. Wien 75, 343-356, Wien.

- SUMMESBERGER, H. & L. WAGNER (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). - Ehrenberg-Festschrift, Wien.
- TEBBUTT, G. E., CONLEY, C. D. & D. W. C. BOYD (1965): Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. - Contr. Geol. 4, 1, 1-13, Laramie
- TOLLMANN, A. (1974): Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 183-193.
- ULRICH, R. (1960): Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel und Achensee. - Geologica Bavarica 41, 39-155, München.
- URLICHS, M. (1974): Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten, Italien). - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, Wien.
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. - Geologica Bavarica 17, 56-88, München.
- WAGNER, L. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvorlpen im Raume zwischen Enns und Wiener Becken. - Unveröff. Diss. Phil Fak. Univ. Wien, 202 S., Wien.
- WENK, E. (1949): Die Assoziation von Radiolarienhornstein mit ophiolitischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. - Experientia, vol. V/6, 226-232, Basel.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rdsch. 56, 1, 128-139
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. - In: G. MÜLLER (Ed.), Sedimentology of parts of Central Europe, 147-185.
- ZAPFE, H. (1974): Trias in Österreich. - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Österr. Akad. Wiss. Schriftenreihe der Erdwiss. Kommission 2, 245-251, Wien.
- ZAWIDZKA, H. (1971): Triassic Holothurian Sclerites from Tatra Mountains. - Acta palaeont. polon. 16, 429-450, Warszawa.

Fototafeln

Tafel 1

Abb. 1. Riffnaher Schutt mit zahlreichen Riffbildnern, auffallend bes. gegliederter Kalkschwamm mit reicher resikularer Füllung im mittleren Bildteil. Daß es sich um Riffschutt handelt, wird insbesondere durch die Überlagerung mit Filamentkalken belegt, andererseits dürfte der Transportweg nicht allzu groß gewesen sein. Schliff M 120, Martinswand.

Abb. 2. Kieselknauern in einer bräunlichen Tuffitlage mit zahlreichen Kieselspiculae (kleine, kreisförmige, helle Querschnitte). Die Kieselknauern zeigen noch deutliche Reste des ehemaligen Kalksedimentes mit Radiolarien. Eine Aufarbeitung der Kieselknollen und Einbettung in der Tufflage ist wahrscheinlich. Schliff M 29, Martinswand.

Abb. 3. ? nodule, auffallend wegen des Hohlraumes zu Liegendesediment, während zum Sediment des Hangenden ein allmählicher Übergang stattfindet. Die Matrix führt Filament und zahlreiche Radiolarien. Schliff M31, Martinswand.

Abb. 4. Subsolutionsfläche, kenntlich an den hier deutlich gekappten Fossilresten des Liegenden. Lateral geht diese Grenzfläche in eine Drucklösungsbahn über. Beachte auch die Sedimentunterschiede; das Hangendsediment führt wesentlich mehr Filamente und Radiolarien. Schliff S 26, Silz.

Tafel 2

Abb. 5. Unregelmäßige Verkieselung, deutlich sind auch in den stärker verkieselten Bereichen Reste des ehemaligen Sediments erkennbar. Im Liegenden geht das Sediment in einen Knollen-Flaserkalk über. Am rechten unteren Bildrand befindet sich ein kleiner Stromatactis-Hohlraum. Schliff M 38, Martinswand.

Abb. 6. Fein aufgearbeitetes Riffschuttmaterial, zusammen mit Filamenten, die öfters "umbrella"-Strukturen bilden. Schliff S 15, Silz.

Abb. 7. Lutitisches Sediment mit beginnender Verkieselung im Liegenden wird von Tuffit und schließlich Kristalltuff (mit Biotiten, Feldspäten, Quarz) überlagert. Schliff M 13, Martinswand.

Abb. 8. Feinklastischer Bereich (Übergang Reiflinger Kalk zu Wetterstein-Vorriffkalk). Die verschieden dichte Packung dürfte eine Folge von Durchwühlungen sein. Beachte besonders das Wühlgefüge im oberen Bildteil. Schliff S 17, Silz.

Tafel 3

Abb. 9. Knollenkalk; die aus lutitischer Grundmasse mit Filamenten und Radiolarien bestehenden Knollen schwimmen in einer dolosparitischen Matrix. Diese ist durch Sprossung von Dolomitskriställchen in Druckflaserungszonen entstanden. Schliff M 47, Martinswand.

Abb. 10. Scharf begrenzte Kieselknolle (mit Resten des ehemaligen kalkigen Sediments) in lutitischer Matrix mit Filamenten. Schliff M 32, Martinswand.

Abb. 11. Knolle mit kieseligen Säumen an der Grenze zur lutitischen Matrix. Diese Säume ähneln auf den ersten Blick stark Umkrustungen durch Blau-Grün-Algen. Schliff M 14, Martinswand.

Abb. 12. Klastlutit mit zahlreichen Echinodermenbruchstücken, die z.T. als Kern onkoidischer Umkrustung dienen. Schliff S 61, Silz.

Tafel I



Abb. 2

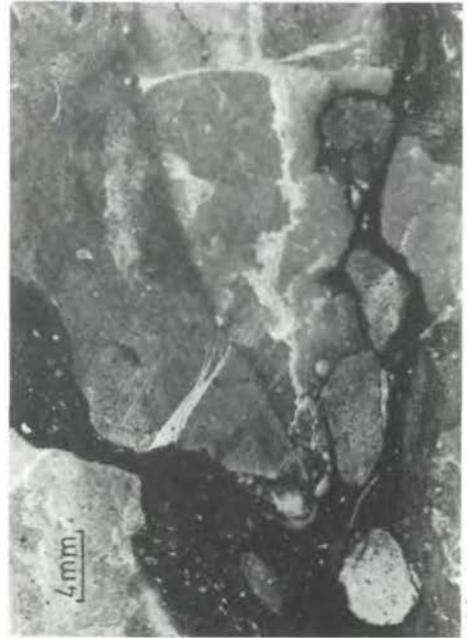


Abb. 4



Abb. 1



Abb. 3

Tafel II

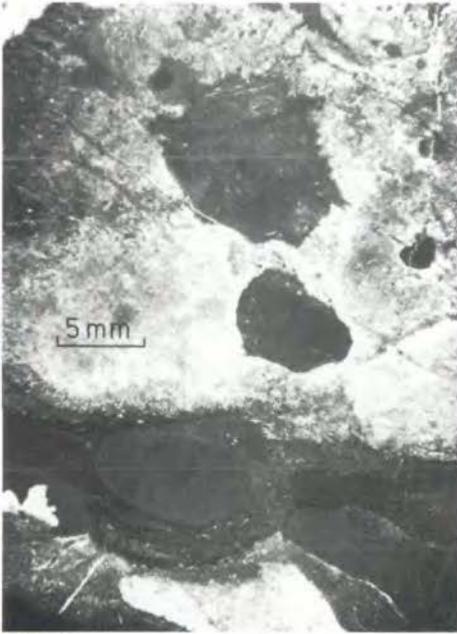


Abb. 5



Abb. 6



Abb. 7

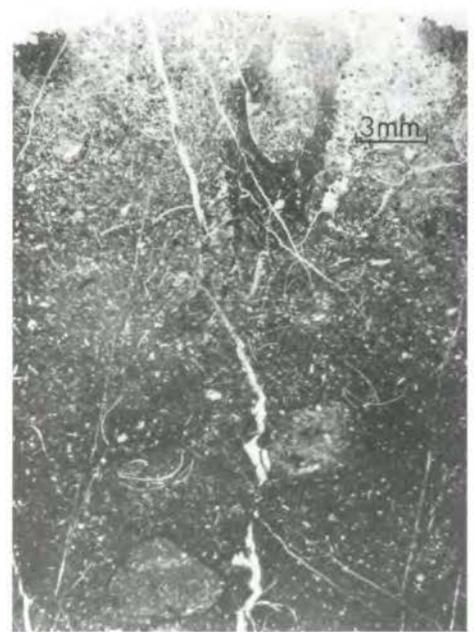


Abb. 8

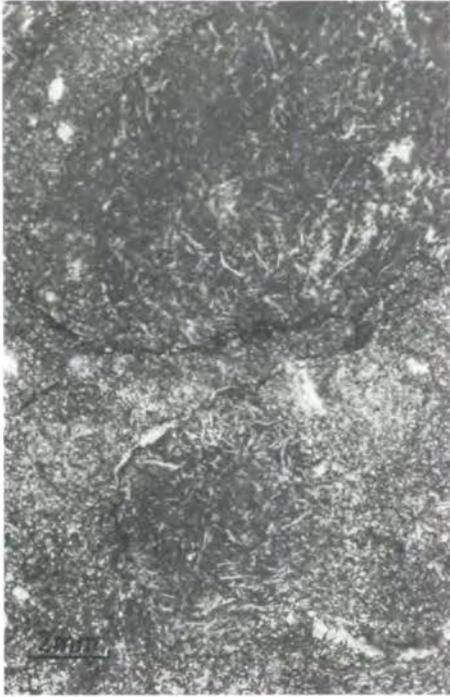


Abb. 9

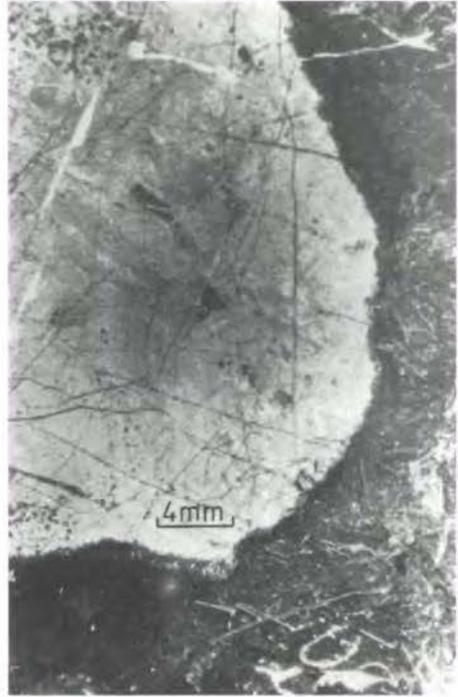


Abb. 10

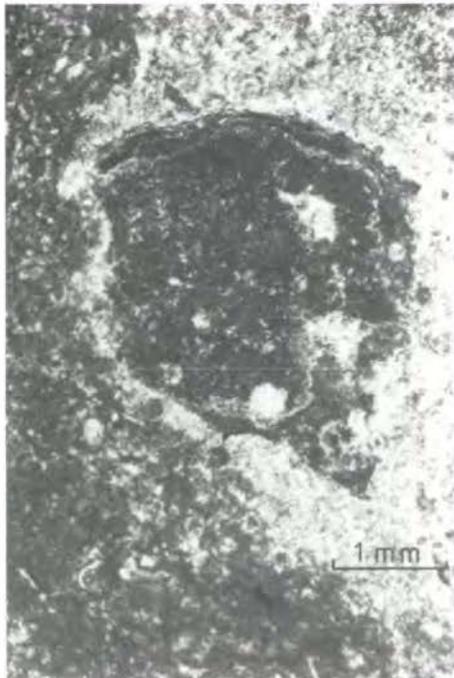


Abb. 11

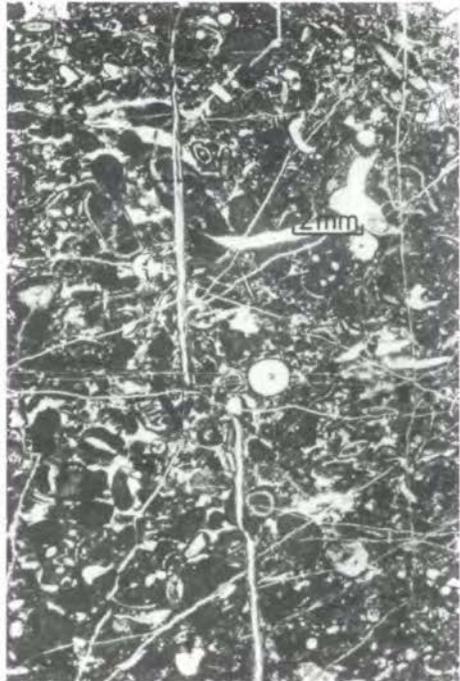


Abb. 12

ORGANISMENVERTEILUNG IM PROFIL MARTINSWAND

x = Vorkommen in der jeweiligen Probe
T = Tuff oder Tuffit

Proben-Nr. M	Schliffbereich		Lösungsfraktion	
	Blau-Grün-Algen	Onkoide	Radiolarien	Foraminiferen
124	x			
122	x			
121	x			
120	x			
119	x			
118	x			
117	x			
116	x			
114	x			
113	x			
112	x			
111	x			
110	x			
109	x			
108	x			
106	x			
105	x			
104	x			
103	x			
23	x			
102	x			
101	x			
122	x			
21	x			
20	x			
19	x			
18	x			
17	x			
16	x			
15	x			
2	x			
3	x			
4	x			
5	x			
6	x			
7	x			
8	x			
9	x			
10	x			
11	x			
12	T			
13	T			
14	T			
25	T			
26	T			
27	T			
28	T			
30	T			
31	T			
32	T			
33	T			
34	T			
35	T			
37	T			
38	T			
39	T			
40	T			
41	T			
42	T			
43	T			
44	T			
46	T			
47	T			
48	T			
49	T			

LANGO BARD

F A S S A N

I L L Y R (trimodosus-Zone)

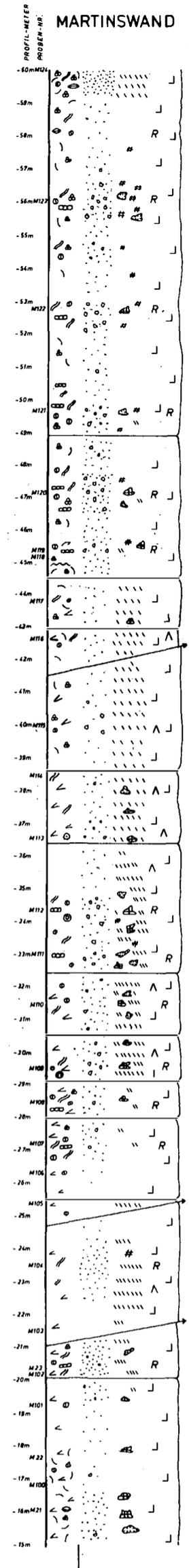
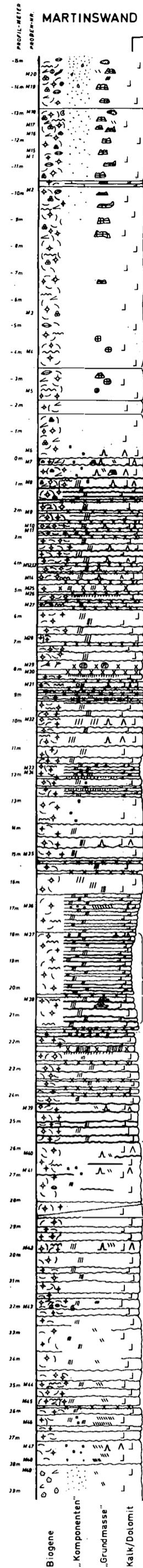
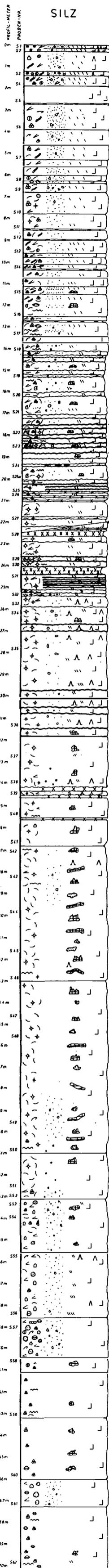
Wetterstein-Vorriffkalk

Reifl. Bankkalk

Reiflinger Knollenkalk

"Steinalmkalk"

Tabelle 3



Bechstädter & Mostler, 1974

LEGENDE:

- | | | | |
|--|------------------------|--|---------------------------------|
| | Algen (ohne Dasyclad.) | | rudistische Komponenten |
| | Dasycladaceen | | Schlickgerölle |
| | Onkoide | | lutitische Grundmasse |
| | Radiolarien | | sparitische Grundmasse |
| | Foraminiferen | | örtliche Sparitisierung |
| | Kalkschwämme | | Spatit |
| | Schwammnadeln | | spatiterfüllte Hohlräume |
| | Tubiphytes obscurus | | teilw. spatiterfüllte Hohlräume |
| | Korallen | | stärkere Drucklösungen |
| | Brachiopoden | | Kalk |
| | Lamellibranchiaten | | Dolomit |
| | Filamente | | Mergel |
| | | | Tuff(it) |

kleinere Störung