

<b>Mitt. österr. geol. Ges.</b>	<b>69</b> <b>1976</b>	<b>S. 109—162</b> <b>11 Abb., 8 Tab., 10 Taf.</b>	<b>Wien, September 1978</b>
---------------------------------	--------------------------	--	-----------------------------



## **Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums**

Von A. FENNINGER und H.-L. HOLZER \*)

Mit 11 Abbildungen, 8 Tabellen und 10 Tafeln

### **Zusammenfassung**

Die Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums stellt eine peritidale Entwicklung dar. Neben Übersichtsbeprobungen wurden 4 Profile im Detail untersucht, die ausschnittsweise eine bis zu 1000 m mächtige Entwicklung repräsentieren. Dabei wird die durch Lamination und Stromatolithenführung gekennzeichnete Einheit 1 des Profiles am Pfaffenkogel bei Kleinstübing als supra-intertidal gedeutet, während die massigen-grobgebankten Dolomite der Einheit 2 dem inter-subtidalen Ablagerungsraum, der zur Lagune überleitet, repräsentieren. Die lagunäre Fazies wurde am Profil Eichberg studiert. Sie zeigt sämtliche Merkmale einer Küstenlagune und läßt häufig subaerische Beeinflussung erkennen.

Die Barriere ist in den Steinbrüchen bei Pt. 399 im Göstinggraben aufgeschlossen. Die basalen Plattendolomite und die den Dolomitsandsteinen zwischengeschalteten Biogenschuttdolomite werden als Strandstufe der Barriere gedeutet.

Demgegenüber wird die Dolomitmergel- bis Dolomitschiefer-Entwicklung am Treffenberg bei Rein als Gezeitenebenen-Fazies gedeutet, wofür Flaser- und Linsenschichtung sowie der Nachweis von Rinnensedimenten sprechen. Diese Gezeitenebenen-Fazies leitet mit einer Wechselfolge von dolomitischen Siltsteinen, Kalken und Kalkschiefern in die Kalkschieferentwicklung über.

Die Dolomitisierung erfolgte zumeist frühdiagenetisch; die Dolomite der Einheit 2 am Pfaffenkogel bei Stübing sowie die Amphiporendolomite und die biogen- und pelletführenden mudstones des Profiles Eichberg werden der frühen Spätdiagenese zugeordnet.

### **Summary**

The Paleozoic "Dolomitsandstein-Folge" near Graz/Styria shows distinct features characteristic of peritidal environments. Four sections were studied in detail: The

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. A. FENNINGER, Dr. H.-L. HOLZER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

carbonate section "Pfaffenkogel" near Kleinstübing with the laminated and stromatolitic member 1 indicates supra-intertidal shoreline type sediments, while the massive to thick bedded dolomites of member 2 represent the inter-subtidal environment which interfingers with a sequence suggesting lagoonal conditions. These rocks were studied at the locality "Eichberg"; they show all characteristics of a shelf lagoon, and probably were emerged temporarily.

The third type of rocks, representing the barrier, crops out at pt. 399 in the Göstinggraben. At this locality basal, thinly-bedded dolomites and dolostones which alternate with dolomitic sandstones, are interpreted as a shoreface environment.

The dolomitic marls and shales at "Treffenberg", close to the village Rein, are characterized by flaser- and lenticular bedding as well as channel sediments, thus representing tidal flats. These sediments, together with dolomitic siltstones, limestones and shaly limestones, form the transition to the open marine limestone-shalefacies of the Devonian of Graz (Kalkschiefer-Formation).

We assume that dolomitization occurred mostly during an early stage of diagenesis. However, the dolomites of member 2 ("Pfaffenkogel"), the *Amphipora*-dolomites and the fossiliferous and pelletiferous mudstones ("Eichberg") may be referred to a later diagenetic stage.

## Inhaltsverzeichnis

Einleitung . . . . .	111
Danksagung . . . . .	111
A) Methoden . . . . .	111
B) Beschreibung der Profile . . . . .	112
1. Göstinggraben . . . . .	112
2. Pfaffenkogel bei Stübing . . . . .	116
3. Eichberg . . . . .	119
4. Treffenberg bei Rein . . . . .	122
C) Geochemische Untersuchungen . . . . .	123
D) Der unlösliche Rückstand . . . . .	127
E) Schwermineralien . . . . .	128
F) Zusammensetzung der Dolomite . . . . .	134
G) Deutung der Genese . . . . .	135
1. Göstinggraben . . . . .	135
2. Pfaffenkogel bei Stübing . . . . .	137
3. Eichberg . . . . .	139
4. Treffenberg bei Rein . . . . .	140
H) Dolomitisierung . . . . .	141
I) Gedanken zur Paläogeographie der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums . . . . .	141
J) Regionaler Ausblick . . . . .	144
Literatur . . . . .	145

## Einleitung

Das bis zu 1000 m (additierte Maximalmächtigkeiten) mächtige Schichtglied der Rannach-Fazies, die Dolomitsandstein-Folge, wurde von FLÜGEL 1975: 39 ff. zusammenfassend dargestellt. Zu ergänzen sind Arbeiten von KOLMER 1973, 1975 und FENNINGER 1975.

HERITSCH 1917 zeigt auf, daß die Dolomitsandstein-Folge lokal lithologisch gegliedert werden kann, und zwar in eine untere Dolomitsandstein-Bank, einen mittleren Diabastuff-Horizont und eine obere Dolomitbank, mit basal hellen und hangend dunklen Dolomiten.

Stratigraphisch umfaßt die Folge das Pragium und Zlichovium (FLÜGEL 1975 cum lit.), eventuell noch tiefere Einheiten (FLÜGEL 1956, EBNER 1976b) und reicht lokal bis in das Givet (FLÜGEL 1956).

Unter Berücksichtigung der oben angeführten Dreigliederung wurden 4 Profile untersucht, (wobei lediglich die Dolomitsandstein-Bank bei Punkt 399 im Göstinggraben durch HADITSCH 1958 und HOLZER in FLÜGEL 1972 im Detail aufgenommen war) (Abb. 1):

- a) Punkt 399 im Göstinggraben . . . . . Dolomitsandstein-Bank
- b) Pfaffenkogel bei Stübing . . . . . Helle Dolomite
- c) Eichberg, zwischen Kanzel und Weinzödl . . . . . Dunkle Dolomite
- d) Rein, Forstweg Treffenberg . . . . . vgl. S. 122

## Danksagung

Für Hinweise, Diskussionen und für die Hilfe bei der Auswahl faziestypischer Profile sind wir Herrn Prof. Dr. H. W. FLÜGEL dankbar. Die Herren Dr. I. CERNY und Dr. G. MILAN waren bei der Profilaufnahme behilflich.

Die Bestimmung der Schwerminerale verdanken wir Herrn Dr. K. STATTEGGER, REM-Aufnahmen Herrn Prof. Dr. G. FLAJS. Für mineralogische und petrologische Hilfe sind wir Herrn Prof. Dr. H. HERITSCH und Herrn Dr. Th. TEICH (beide Inst. f. Mineral.-Kristallogr. u. Petrol. der Univ. Graz) dankbar. Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danken wir Herrn Doz. Dr. A. MATTER (Bern).

Vorliegende Arbeit stellt einen weiteren Beitrag im Zuge der Neubearbeitung des Grazer Paläozoikums dar. Sie wurde durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Forschungsvorhaben 1588/2207) unterstützt und im Rahmen des IGCP-Projekts No. 5: Correlation of Prevariscic and Variscic events of the Alpine-Mediterranean mountain belts, durchgeführt.

## A) Methoden

Unsere Ergebnisse stützen sich auf die mikrofazielle Auswertung von Schliffen, Acetatfolien, anpolierten Gesteinsstücken und REM-Aufnahmen. Röntgenographisch (Apparatur Siemens) wurden die Calcit/Dolomit-Verhältnisse nach TENNANT & BERGER 1957, die Zusammensetzung der Dolomite nach GOLDSMITH,

GRAF & JOENSUU 1955 sowie der Ordnungsgrad nach GOLDSMITH & GRAF 1958 bestimmt. Der Anteil an unlöslichem Rückstand wurde durch Lösen in 3% HCl und die Zusammensetzung des unlöslichen Rückstandes an Streichpräparaten (vgl. GIBBS 1971) röntgenographisch ermittelt. Der relative Anteil der unlöslichen Minerale wurde an den Hauptreflexen abgeschätzt. Die Schiffe wurden nach der Methode von LINDHOLM & FINKELMANN 1972 angefärbt, wodurch FeO-Gehalte abgeschätzt werden können. Außerdem wurden die FeO-Gehalte titrimetrisch bestimmt. Das an die Karbonate gebundene Sr und Mn wurde mit Hilfe der Atomabsorption (Apparatur ZEISS) erfaßt.

Statistische Untersuchungen wurden mit Hilfe von Cluster- und Faktorenanalyse durchgeführt. Um dabei eine interpretierbare Korrelationsmatrix (Tab. 3) zu erhalten, wurden die einzelnen geochemischen Parameter mit Hilfe der z-Transformation standardisiert.

Die Gliederung der untersuchten Profile stützt sich auf folgende Parameter:

- a) Mikrofazies
- b) Fossilinhalt
- c) Textur
- d) Sediment-Strukturen
- e) Mineralogie
- f) geochemische Daten

Naturgemäß ist die Wertigkeit der oben angeführten Parameter den Gegebenheiten der einzelnen Profile anzupassen. Arbeitstechnisch wurde der größte Teil der Profile vom Zweitautor aufgenommen und die mikrofazielle Typisierung gemeinsam durchgeführt. Der labortechnische Anteil, die statistische Auswertung und die Deutung gehen zu Lasten des Erstautors.

## B) Beschreibung der Profile

### 1. Punkt 399 im Göstinggraben

#### a) Gliederung des Profiles

Das in den beiden aufgelassenen Steinbrüchen bei Punkt 399 aufgeschlossene Profil umfaßt basal Plattendolomite (Crinoiden-Schichten?) und die liegenden Anteile der Dolomitsandsteinbank. Die ca. 15 m mächtigen Plattendolomite lassen sich mikrofaziell gliedern:

- a) Feinsandführende, geflaserte dolomit.mudstones-Dolomitschiefer mit *Scalarituba* und seltener Crinoidenführung (*Bytothrephid*-Schiefer, partim).
- b) Feinsandführende, geflaserte Dolomikrite mit lokal angereicherter Crinoidenführung (Taf. 1, Fig. 1).
- c) Mittelkörnige Dolomit-Sandsteine mit wenigen Crinoidenbruchstücken.
- d) Dolomitische Biogenschuttlagen, vor allem reich an Crinoiden.
- e) Feinsandführende, plattige, intern geflaserte, stark bioturbat verwühlte dolomit.mudstones mit seltener Fauna (Echinodermaten).

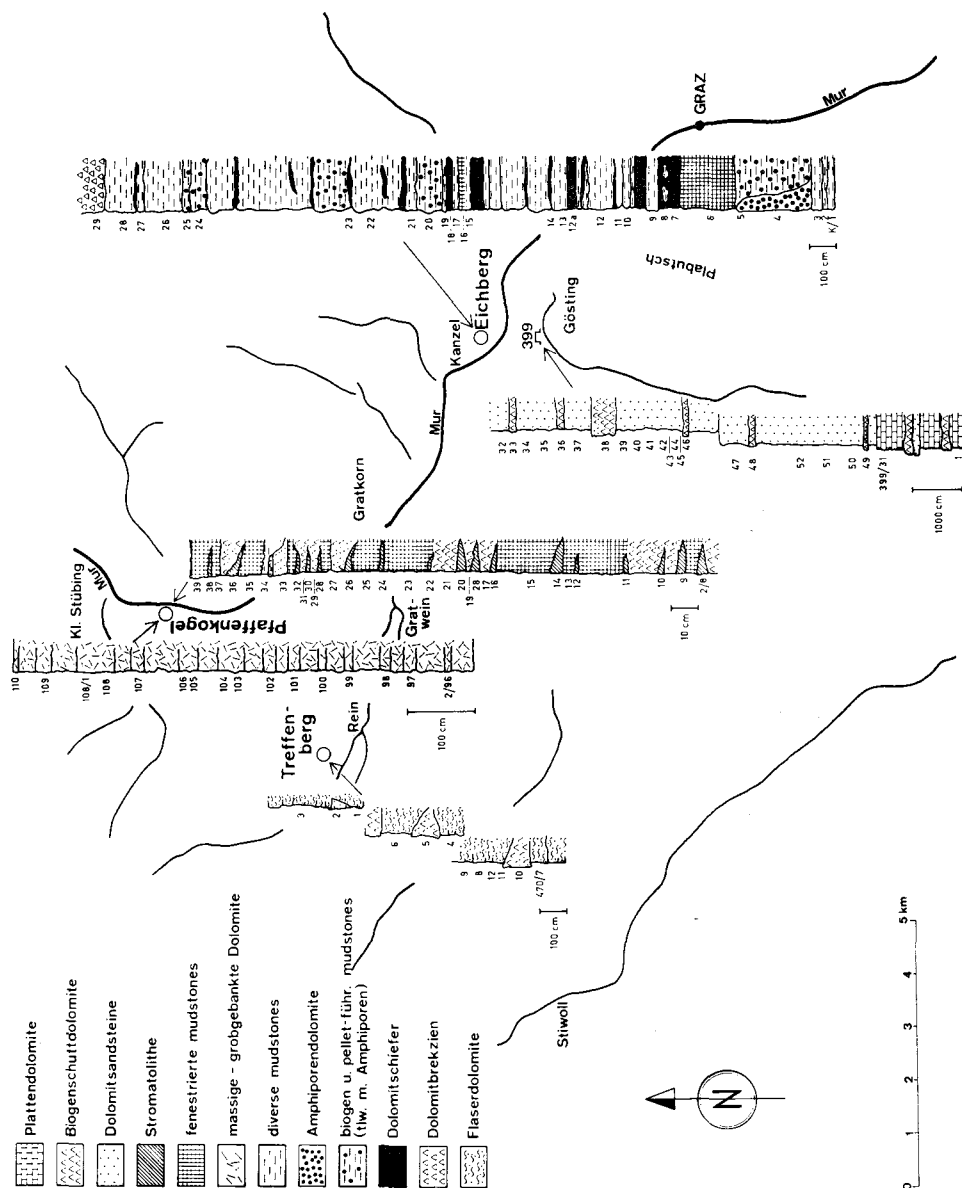


Abb. 1: Lage und Lithologie der Detailprofile.

Die Korngrößenverteilung der Sandfraktion des unlöslichen Rückstandes zeigt ein einheitliches Bild. Es handelt sich um gut sortierte Feinsande mit positiver Schiefe. Lediglich wenn sich eine Sandsteinbank einschaltet, weisen die Liegendbänke dazu eine etwas schlechtere Sortierung bei  $\pm$  negativer Schiefe auf.

An Sedimentstrukturen finden sich Parallel- und Rippelschichtung. An Kluftverteilungen treten Dolomit, Quarz und Kalzit auf. Die Kalzitklüfte sind am jüngsten, da sie sowohl die Dolomit- als auch Quarzklüfte durchbrechen.

#### b) Einige Bemerkungen zu den *Bytobrephbis*-Schiefern

Hinsichtlich der bei Pt. 399 im Göstinggraben, sowohl an der Basis der Plattendolomite, im Grenzbereich zwischen Plattendolomiten und Dolomitsandsteinen als auch innerhalb der Dolomitsandsteine auftretenden *Bytobrephbis*-Schiefern, sei auf die zusammenfassende Darstellung bei FLÜGEL 1956 hingewiesen. Die von SEILACHER in FLÜGEL 1964 als *Scalarituba* (WELLER, 1899) bestimmte Form tritt nicht nur in „Tonschiefern mit wechselndem Karbonatgehalt“ (ANGEL 1924), sondern auch in siltigen-feinkörnigen Dolomitsandsteinen auf.

Daß es sich dabei um keinen stratigraphischen Horizont handelt, hat bereits FLÜGEL 1956 aufgezeigt, der in den am Bamederkogel mit fossilführenden, mürben, gelben Sandsteinen wechsellagernden *Bytobrephbis*-Schichten ein mögliches Äquivalent zu den oberen Schichten von Kher (Schichten von Stiwill, Unterdevon-? Ludlow FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1974) bzw. zu den Crinoidenschichten sah. Im Hangenden der Dolomitsandsteine wurden Lagen mit *Scalarituba* (WELLER, 1899) bisher noch nicht bekannt.

Über die Lebensweise dieses Spurenfossils liefert ein Aufschluß im Stübinggraben zwischen Klein- und Großstübing am SW-Fuß des Gamskogel die besten Anhaltspunkte: Ein ca. 1,60 m mächtiger Teilausschnitt aus dm-gebankten, verwühlten siltigen-feinkörnigen Dolomitsandsteinen führt reichlich *Scalarituba*. *Scalarituba* tritt hier nicht nur als Spaltflächenrelief auf, sondern man findet sie in nahezu jeder beliebigen Lage (PENNECKE 1893). Zum Teil bilden die schwach meandrierenden Formen auch vertikale Röhren (CONKIN & CONKIN 1968) (Taf. 2, Fig. 2). Teilweise handelt es sich bei *Scalarituba* um flache u-förmige Wühlspuren, deren Erzeuger Sedimentfresser waren (Taf. 2, Fig. 1). Ihr Durchmesser liegt bei 5 mm und zeigt eine zentrale Zone aus ineinandergepreßten tonigen Kotpillen ( $\phi$ : 1–2 mm) und gegen das übrige Sediment schwach abgegrenzte periphere Zonen. Teilweise sind die Kotpillen zur Gänze verschmolzen. Die Tatsache, daß es sich sowohl um epi- als auch intrastratale Formen handelt, die auch vertikale Röhren bilden, ist nicht als Reaktion des Erzeugers auf die Sedimenttextur zurückzuführen. Am ehesten läßt sich dieser Umstand mit einer stark schwankenden Sedimentationsrate in Zusammenhang bringen. HENBEST 1960, SEILACHER 1964 und SEILACHER & MEISCHNER 1964 sehen in *Scalarituba* einen Vertreter der *Zoophycos*-Fazies, wobei die beiden letzteren Autoren bei ihrer Faziesanalyse des Paläozoikums im Oslogebiet darauf hinweisen, daß die *Bytobrephbis*-Schiefer des Grazer Paläozoikums auch dieser Fazies angehören.

RODRIGUEZ & GUTSCHICK 1970 zeigten, daß *Scalarituba*, neben ihrem Auftreten in der *Zoophycos*-Fazies, auch flachere Ablagerungsräume bewohnte, da sie in den von ihnen untersuchten Profilen auch in Verbindung mit Onkoid- oder

reichlich fossilführenden-Lagen auftritt. Sie nehmen für *Scalarituba* einen zu Bank-sedimenten marginalen Lebensraum an, wo ein hoher Sauerstoffgehalt gegeben ist.

CONKIN & CONKIN 1968 sehen in *Scalarituba* die Spur eines marinen Wurmes, der im Flachwasser, möglicherweise in der Gezeitebene gelebt hatte. Dies würde bedeuten, daß in *Scalarituba* eine Form zu sehen ist, für die ein Ablagerungsraum von der *Scolithos-Glossifungites*-Fazies über die *Cruziana*-Fazies bis zur *Zoophycos*-Fazies angenommen wird.

Auch in unserem Fall spricht die Paläogeographie des untersuchten Raumes für einen Ablagerungsraum, der auch flachere Faziesräume als die *Zoophycos*-Fazies umfaßte (vgl. S. 136). Darauf weisen auch die Untersuchungen von FLÜGEL 1956 hin, der Korallen- und Brachiopoden-führende Sandsteinlagen mit *Bytothrephbis*-Schiefern wechsellagernd am Bameder-Kogel nachweisen konnte.

### c) Dolomitsandsteinbank

Im Hangenden des oben beschriebenen Schichtgliedes folgt ein ca. 70 m mächtiges Paket, das vorwiegend aus Dolomitsandsteinen aufgebaut ist, in sich aber deutlich gegliedert werden kann:

- a) Biogenschuttlagen (vorw. Echinodermaten) (Taf. 1, Fig. 2).
- b) Tonige Dolomitsandsteine bis Dolomitschiefer bisweilen mit Lagen von *Scalarituba* (= *Bytothrephbis*-Schiefer).
- c) Dolomitsandsteine (an Komponenten tritt überwiegend Quarz auf, der Anteil an Feldspäten ist sehr gering).

Diese Gesteine zeigen eine deutlich ausgeprägte symmetrische Zyklizität in Form von abc bzw. bc Zyklen. Die genetisch zusammengehörenden Einheiten b und c zeichnen sich durch inverse Gradierung, zumeist gute Sortierung im Teilbereich und häufig schwach negativer Schiefe aus. *Scalarituba*-Lagen fin-

Pr.-Nr.	50%	25%	75%	So	Sk
32	2,10	1,45	2,65	0,60	-0,05
34	3,25	2,55	3,80	0,74	-0,07
35	2,10	1,65	2,75	0,55	0,10
37	3,60	3,05	4,10	0,52	-0,03
39	2,75	2,25	3,30	0,73	0,03
41	3,60	3,25	3,95	0,35	0,00
42	3,35	2,90	3,80	0,45	0,00
44	2,65	2,20	2,95	0,37	-0,08
45	3,60	3,40	4,25	0,42	0,23
47	3,24	2,70	3,80	0,55	0,00
48	3,60	3,25	4,00	0,37	0,03
52	2,85	2,50	3,35	0,42	0,08
51	2,60	2,05	3,05	0,50	-0,05
50	3,05	2,60	3,60	0,50	0,05

Tab. 1: Korngrößenparameter der Dolomitsandstein-Bank (in Phi-Graden)

den sich fast ausschließlich in Einheit b. Die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen liegt im m-Bereich. Die einzelnen Parameter der untersuchten Proben zeigt Tab. 1 (vgl. ANGEL 1929, FLÜGEL 1953). An Sedimentstrukturen treten wiederum Parallelschichtung, Rippelschichtung und Flaserschichtung auf. In einzelnen Horizonten mit Parallelschichtung kommt es zur Anreicherung von Schwermineralien (ANGEL 1929). Die Einheit a ist deutlich von b, c abgegrenzt und entspricht den Biogenschuttlagen der Plattendolomite.

## 2. Pfaffenkogel bei Stübing

### a) Position und Aufbau des Profiles

Das Profil liegt am SE-Abfall des Pfaffenkogels zwischen Gratwein und Klein-Stübing. Es beginnt ca. 250 m N des Freilichtmuseums, etwa 15 m über der Bahnlinie zwischen den E-Masten der ÖBB 196/11 und 196/13. Das ca. 220 m mächtige Profil ist bei flacher Lagerung tektonisch kaum beansprucht und zeigt eine relativ gut aufgeschlossene Folge von laminierten bis massigen Dolomiten. Bereits im Gelände läßt sich ein Wechsel erkennen, insoferne als laminierte bis dm-gebankte Dolomite mit zahlreichen stromatholithischen Lagen mit massigen m-gebankten, grobstückig brechenden Dolomiten wechsellagern. Morphologisch drückt sich dieser Wechsel in treppenförmigen Abstufungen aus; die laminierten bis dm-gebankten Dolomite stellen dabei Verebnungen dar, während die schroffen Abfälle von den massigen Anteilen gebildet werden.

Neben einer routinemäßigen Beprobung des Gesamtprofiles wurden diesem Wechsel entsprechend 2 Profilausschnitte an der Basis des Profiles im Detail untersucht, und zwar eine ca. 2 m mächtige Stromatolithen-reiche Folge (Einheit 1) und ein ca. 7 m mächtiger grobgebankter bis massiver Anteil (Einheit 2).

### b) Einheit 1

Aufgrund der mikrofaziellen Auswertung lassen sich folgende Mikrofaziestypen unterscheiden:

- a) Biogenschutt-Dolomite (grainstones) mit Anzeichen vadoser frühdiagenetischer Zementation.
- β<sub>1</sub>) Pellet-führende oder strukturlose mudstones mit Fenstergefügen, keystone vugs, stalaktitischem Zement, Kristallsilt und aufgearbeiteten „vadosen Pisoiden“.
- β<sub>2</sub>) Pellet-führende oder strukturlose mudstones mit Fenstergefügen.
- γ) Stromatolithe.
- δ) Stromatolithische Autoklasthorizonte mit oder ohne Kristallsilt.
- ε) Lagen mit „vadosen Pisoiden“, stalaktitischem Zement, inverser Gradierung und Lösungshohlräumen.
- ζ) Dolomitsandsteine.

Die Mikrofaziestypen sind durch Übergänge miteinander verbunden und wechseln lateral sehr stark. Einzelne Typen führen Trockenrisse verschiedenster Ausbildung (KAHLE & FLOYD 1971).



α) **Biogenschutt-Dolomite**: Kennzeichnende Merkmale sind die starke Korrosion der Partikel, die Umkrustungen mit geopetaler Anlagerung zeigen; häufig sind zusammengesetzte Klaste mit ähnlichen Phänomenen. Hinzu treten stalaktitischer Zement, bisweilen Meniskuszement, sowie die Füllung von Hohlräumen mit Kristallsilt (Taf. 3, Fig. 1–5). An Biogenen treten neben Echinodermen und Stromatolithenbruchstücken, Codiaceen und Dasycladaceen, Korallen, Gastropoden- und anderer Schalenbruch auf, deren Umlagerung teilweise durch verstellte Geopedalgefüge erkennbar ist. Die Biogenschuttkalke zeigen bisweilen Schrägschichtung.

β) **Pellet-führende und strukturlose mudstones mit Fenstergefügen**: An laminaren Fenstergefügen treten vorwiegend die Typen LF-A, LF-B-I und LF-B-II auf, dazu kommen noch keystone-vugs (DUNHAM 1970), die zumeist hangend zu den laminaren Fenstergefügen auftreten. Die so aufgebauten Gefüge gleichen dabei den von SHINN 1968: 220, Fig. 7 durch künstliche Austrocknung erzeugten völlig. Eine Untergliederung dieses Mikrofaziestypus (z. B. UNLAND 1975, ZORN 1971) wurde deswegen durchgeführt, da stalaktitischer Zement und Kristallsilt ihn zum Teil als vadoses Sediment ausweisen, während in anderen Fällen die Hohlräume der Fenstergefüge lediglich durch Zement A und B gefüllt sind (BECHSTÄDT 1974). Aufgearbeitet in diesem Mikrofaziestypus finden sich „vadose Pisoide“, die uns anzeigen, daß diese kein oberflächennahes rezentes Phänomen darstellen (BERNOULLI & WAGNER 1971) (Taf. 4, Fig. 1–4).

γ) **Stromatolithe**: Die lateral schnell „auskeilenden“ und flachen Stromatolithen treten zumeist innerhalb des Mikrofaziestypus β auf und sind aus unregelmäßigen Hell-Dunkel-Lagen aufgebaut. REM-Aufnahmen (vgl. auch GREGOIRE & MONTY 1963) zeigen, daß die Ursache der Hell-Dunkel-Lagen in unterschiedlichen Korngrößen zu suchen ist (Taf. 5, Fig. 2). Die durchschnittliche Korngröße der untersuchten Proben liegen für die dunklen, feinkörnigen Lagen bei 6 my und für die der hellen bei 17 my. Dies werten wir als Ausdruck eines unterschiedlichen Diagenesegrades, dessen Ursache in einem primär unterschiedlichen Anteil an organischer Substanz zu sehen ist (GEBELEIN 1969). Neben laminierten Stromatolithen finden sich auch Typen, die unter dem Mikroskop keine deutliche Lamination erkennen lassen (TEXTORIS & CAROZZI 1966). Austrocknungsphänomene, wie sie unter anderem für Stromatolithen typisch sind (vgl. PURSER & LOREAU 1973) finden sich häufig (Taf. 5, Fig. 1, 3; Taf. 7, Fig. 1). Es handelt sich dabei zumeist um LF-A-Gefüge und keystone vugs in Verbindung mit Trockenrissen, die gelegentlich ein polygonales Muster im Querschnitt erkennen lassen. Die Stromatolithe sind sehr flach. Von 42 vermessenen Stromatolithen sind 65% maximal 2 cm hoch.

δ) **Stromatolithische Autoklaste** (Taf. 6, Fig. 1, 3): In mehreren Horizonten des untersuchten Profils tritt zumeist im Hangenden der Stromatolithe, aber auch den Stromatolithen zwischengeschaltet, dieser Mikrofaziestypus auf. In den meisten Fällen führen die Zwickelfüllungen Kristallsilt (Taf. 6, Fig. 2). Zwischen Stromatolithen und stromatolithischen Autoklast-Lagen gibt es sämtliche Übergänge. Die Größe der einzelnen Autoklaste liegt im mm- bis cm-Bereich (TRUSWELL & ERIKSON 1973, HANSELMAN et al. 1974).

ε) Lagen „vadoser PISOIDE“ (Taf. 7, Fig. 3, 4): Sie sind zumeist sehr dünn (mm-Bereich) und zeichnen sich durch inverse Gradierung und stalaktitischen Zement aus. Die einzelnen Komponenten schwimmen dabei in ihrer Grundmasse und zeigen keinen Korn zu Korn-Kontakt. Teilweise kann man auch Aggregatbildungen einzelner „vadoser PISOIDE“ erkennen. Eine ausführliche Beschreibung über Genese und Ausbildungsformen „vadoser PISOIDE“ gibt DUNHAM 1969.

Gemeinsam mit den Lagen „vadoser PISOIDE“ treten Lösungshohlräume auf, deren Ausbildung z. B. denen von JACKA et al. 1969 beschriebenen sehr ähnelt. In den Schliffen erkennt man zum Teil runde Querschnitte, mit undeutlicher Bildung konzentrischer Ringe. Es könnte sich dabei um Höhlenperlen handeln (BLACK 1952, BAKER & FROSTICK 1954) (Taf. 8, Fig. 3). Einzelne Bereiche erinnern auch an die von PURSER & LOREAU 1973 beschriebenen „crystalline micro-dripstones“, bzw. an Mikrokavernen, wie sie von PURSER 1975, MASSARI 1968 beschrieben wurden.

ζ) Dolomit-Sandsteine: Sie treten im untersuchten Detailprofil nur in einer einzigen 12 mm mächtigen Lage auf. Die Sortierung der Quarzkörner ist schlecht. Die Rundung ist heterogen.

Im Gesamtprofil konnten noch zwei weitere geringmächtige Dolomitsandsteinlagen nachgewiesen werden.

## b) Einheit 2

### α) Grobgebankte bis massige Dolomite

Der ca. 7 m mächtige Abschnitt besteht aus massigen nur undeutlich im m-Bereich gebankten Dolomiten, die sich im Schliff als grobkristalline, pelletführende wackestones ausweisen. Untergeordnet treten auch andere Partikel auf, die aufgrund der starken Umkristallisation nicht eindeutig identifizierbar sind. Neben homogenen wackestones treten auch solche mit key-stone vugs auf. Das häufig Horizontalstylolithen-führende Gestein zeigt lokal Verwühlungserscheinungen. Von besonderem Interesse sind zwei Erscheinungen:

- a) In Probe 100/1 läßt sich eine bis zu 4 mm mächtige, im Liegenden und Hangenden durch Stylolithen begrenzte kryptokristalline Lage nachweisen, mit Merkmalen, die den von PURSER & LOREAU 1973, MASSE 1969 an Coniatoliten beschriebenen entsprechen.
- b) Die im Gelände gezogene Obergrenze der Einheit 2 führt eine Lage mit fenestrierten grainstones. In dieser Lage lassen sich neben individuellen Gips/Anhydritkristallen auch kleine Gips/Anhydritrosetten nachweisen (BHATT 1975) (Taf. 7, Fig. 2).

### β) Bemerkungen zum Gesamtprofil

Das übersichtsmäßig beprobte Gesamtprofil zeigt in seiner Mikrofazies keine weiteren Merkmale gegenüber den Daten aus den Detailprofilen.

Auf zwei Erscheinungen sei noch hingewiesen:

- a) Knapp unter der Einheit 2 tritt eine Brekzienlage (2/45<sup>+</sup>) auf, die kalzitisches Bindemittel besitzt und monomikt ist. Es könnte sich dabei um eine Kollapsbrekzie handeln.
- b) Im Bereich der Probe 2/55 tritt ein ca. 8 m mächtiger Horizont auf, dessen Sedimentstrukturen  $\pm$  senkrecht ss stehen. Es handelt sich um tepee-Strukturen, die rezent z. B. von SHINN 1969 und EVAMY 1973 beschrieben wurden. Fossile tepees wurden unter anderem von BECHSTÄDT 1975, ASSERETO & KENDALL 1977, JACKA et al. 1969, KENDALL 1969, GOLDBERG 1967, KAHLE & FLOYD 1971, NEWELL et al. 1953 beschrieben. Tepee-Strukturen mit derartigen Mächtigkeiten sind zwar fossil bekannt, rezente sind geringmächtiger (Abb. 2).
- c) Gegen das Hangende zu treten zunehmend Kleinhöhlen auf, die ein Interngefüge zeigen, das den von FOLK & ASSERETO 1976 aus dem Holozän (Karlsbader Höhlen, New Mexico) und der Trias der Lombardei beschriebenen Bildungen weitgehend entspricht (Taf. 8, Fig. 2). Erfolgte bei den zuletzt genannten lediglich eine Inversion von Aragonit nach Kalzit, so sind unsere Gefüge völlig in Dolomit umgewandelt. Es dürfte sich um syngenetische Bildungen handeln.

### 3. Eichberg zwischen Kanzel und Weinzödl

#### a) Profilaufbau

Der untersuchte Profilausschnitt liegt am SW-Hang des Eichberg-Kanzel-Zuges (Abb. 1). Untersucht wurde die mittlere, morphologisch deutlich hervortretende Felsnase. Die Mächtigkeit dieses Ausschnittes beträgt ca. 30 m und stellt nach dem Geländebefund einen regen Wechsel von plattigen, massigen und laminierten Dolomiten mit Dolomitschiefern dar. Die Position dieses Profilausschnittes innerhalb des Gesamtprofiles ist nicht eindeutig, da ihn SW-NE verlaufende Störungen begrenzen.

#### b) Mikrofaziestypen

- a) Biogen- und/oder Pellet-führende mudstones.
- ß) Laminierte mudstones.
- γ) *Amphipora*-führende mudstones.
- δ) Pellet-führende oder strukturlose mudstones mit Fenstergefügen.
- ε) Resedimente.
- ζ) Dolomit-Schiefer.

Diese Gliederung entspricht auch der im Basisteil des Profiles am deutlichsten ausgeprägten Zyklizität.

a) *Biogen- und/oder Pellet-führende mudstones*: Die kryptokristallinen Dolomite führen in unterschiedlicher Häufigkeit Biogene (vorwiegend Echinodermaten), Biogenrus und/oder Pellets. Als untergeordnete Komponenten treten lagenweise authigene, teilweise stark corrodiierte Quarze mit einem

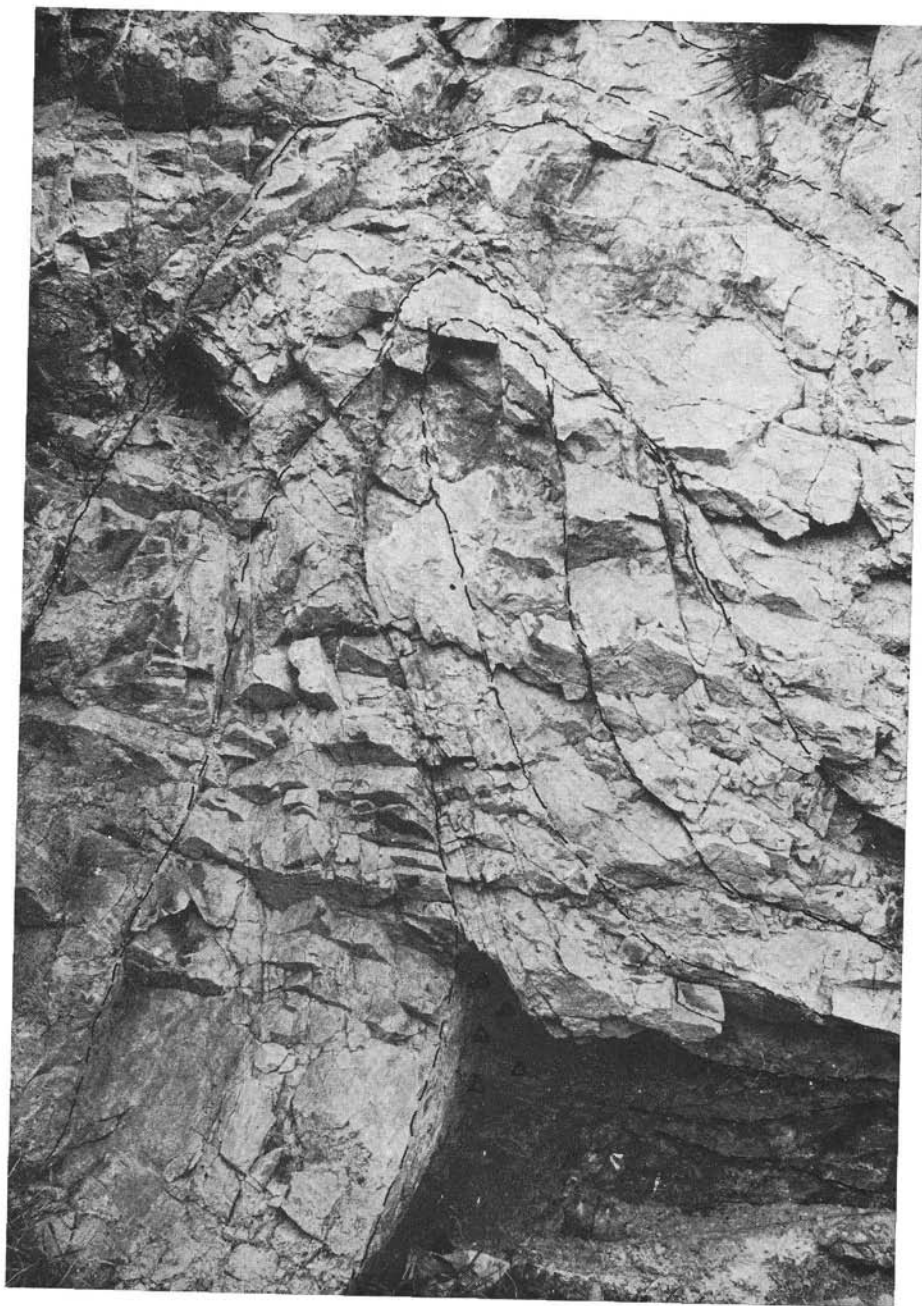


Abb. 2: Tepee-Strukturen im Profil Pfaffenkogel.

maximalen Durchmesser von 0,1 mm und sehr feine Gips/Anhydritkristalle auf. Die Dolomite zeigen in unterschiedlichem Maße Bioturbation, in Teilbereichen Lamination. Sie gehen kontinuierlich in Laminite über.

β) *Laminierter mudstones* (Taf. 9, Fig. 1, 2): Vom letzteren Mikrofaziestypus durch die deutliche Lamination in Form unregelmäßiger Hell-Dunkel-Lagen unterschieden, führt dieser ebenfalls diverse, zumeist nicht identifizierbare Biogenreste und Pellets. Die Lamination erscheint aufgelöst und zeigt flache Fenstergefüge, was für eine untergeordnete Beteiligung von Blau-Grün-Algen spricht (FRIEDMAN et al. 1973). Deformationserscheinungen und syngedimentäre Verstellungen sind vor allem im Mittelteil des Profils häufig, wo eine intensive Wechsellagerung von Dolomitschiefern und Laminiten gegeben ist.

γ) *Amphipora-führender mudstones* (Taf. 9, Fig. 3): Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Mikrofaziestypen sind die dunkelgrauen *Amphipora*-führenden mudstones grobkristallin (vgl. HANSLMAYER 1952). Die Mächtigkeit dieser Lagen mit *Amphipora* sp. verändert sich lateral auf kürzeste Distanz und steht in Abhängigkeit zur Amphiporenführung. Neben Amphiporen treten noch Schalenbruch und Algenreste auf. Wie schon durch FENNINGER 1975 gezeigt werden konnte, kann die Auffassung, daß die Amphiporendolomite als hangendstes Schichtglied der Dolomitsandstein-Folge zu betrachten sind, nicht aufrecht erhalten werden. Bestätigt wird diese Auffassung auch durch die im Rahmen der Voruntersuchungen für den Phyrnautobahntunnel am Plabutsch niedergebrachte Bohrung II/2 B, wo sich Amphiporen-Horizonte bis zu einer Teufe von 163 m (die Bohrung durchteuft mit Ausnahme der hangenden 20 m immer nur die dunklen Dolomite der Dolomit-Sandstein-Folge) nachweisen lassen.

δ) *Pellet-führender oder strukturloser mudstones mit Fenstergefügen*: Dieser Mikrofaziestypus, der durch LF-A Gefüge und keystone vugs gekennzeichnet ist, tritt im Hangenden des basalen Amphiporen-Horizontes auf. Biogene sind selten. In Teilbereichen läßt sich beginnende syngedimentäre Aufarbeitung erkennen. Das Hohlraum-Gefüge zeigt A und B Zement. Auffallend ist in den hangenden Anteilen eine starke Pyritführung.

ε) *Resedimente*: An der Grenze Dolomit-Dolomitschiefer treten häufig hellgraue-weiße, milchige Dolomite auf, die sich im Schliff als Aufarbeitungshorizonte ausweisen. Es handelt sich zumeist um Inhomogenitätsbrekzien, die zu einer Zeit aufgearbeitet wurden, als das Material noch plastisch gewesen sein muß, wodurch Gekröse-artige Bildungen entstehen. Den Abschluß des Profilausschnittes bildet eine ca. 1 mm mächtige Brekzienlage, mit eckigen bis kantengerundeten mudstone-Komponenten, wobei auch Typen mit Quarz und Gips/Anhydrit-Kristallen zu erkennen sind. Die Komponentenränder sind stylolithisch überprägt, in den Zwickeln sind Quarzkörner angereichert.

ζ) *Dolomitschiefer*: In unterschiedlicher Mächtigkeit (mm-m Bereich) sind den Dolomiten Dolomitschiefer mit  $\pm 40\%$  unlöslichem Rückstand zwischengeschaltet. Diese Dolomitschiefer gehen entweder bei Zunahme der terrigenen

Komponente aus den Dolomiten hervor, oder sind basal durch einen Aufarbeitungshorizont von diesen abgeschnitten. Die rötlichbraunen Schiefer führen sehr selten Organismenreste (Echinodermaten) und zeigen neben Parallelschichtung auch Schrägschichtungsstrukturen.

#### 4. Treffenberg bei Rein

Das N von Rein am Forstweg zum Treffenberg anstehende, durch Störungen zerlegte Profil stellt eine Folge von grauen bis hellbraunen Dolomitmergeln und -schiefern mit linsenförmiger Einschaltung echinodermenführender Dolomite dar. Die Dolomitmergel und Dolomitschiefer zeigen Flaserschichtung, wellige Wechschelung und Linsenschichtung, in Teilbereichen liegt die Flaserschichtung basal zur welligen Wechschelung und Linsenschichtung (Taf. 1, Fig 3; Taf. 10, Fig. 1, 2). Bioturbation ist lokal erkennbar. Die eingeschalteten biogenführenden Lagen – neben Echinodermaten treten untergeordnet auch Korallen und Schalenbruch auf – weisen sich als biogenführende mudstones-grainstones aus.

Die Aufschlußverhältnisse erlauben es nicht immer, die Geometrie dieser Einschaltungen festzustellen. Zum Teil handelt es sich aber um lateral engbegrenzte Körper, die in den Feinanteilen wiederholte Gradierung zeigen, was sich vor allem in der Größe der Echinodermatenreste ausdrückt, und eine erosive Basis haben.

	Unlöslicher Rückstand (%)	FeO (%)	Sr (ppm)	Mn (ppm)
<b>399-Göstinggraben</b>				
qu.-führ. geflaserte Dolomite (1)	10,20	0,48	59	161
qu.-führ. geflaserte Dolomite m. Biogenen (2)	24,69	0,69	89	186
Biogenschuttdolomite (3)	11,59	0,60	90	216
Dolomit-Sandsteine (4)	69,32	0,36	36	131
<b>Pfaffenkogel bei Stübing</b>				
Stromatolithe (5)	2,42	0,14	58	180
fenestrierte mudstones (6)	3,06	0,16	71	184
Biogenschuttdolomit (7)	2,07	0,11	68	166
massige-grobgebankte Dolomite (8)	0,67	0,08	62	134
<b>Eichberg</b>				
mudstones (tlw. biogenführend) (9)	5,10	0,30	81	122
laminierte mudstones (10)	2,00	0,12	90	90
fenestrierte mudstones (11)	2,85	0,13	107	106
Amphiporendolomite (12)	0,64	0,12	86	96
Dolomitschiefer (13)	36,48	0,48	73	128
<b>Treffenberg</b>				
Flaserdolomite (14)	54,55	0,81	63	209
Biogenschuttdolomite (15)	6,49	0,78	86	296

Tab. 2: Mittelwerte der geochemischen Parameter der untersuchten Profile

Eine sehr interessante Einschaltung findet sich im Hangendbereich des untersuchten Ausschnittes. Es handelt sich um eine geflaserte Sandstein-Feinkieslinse, deren Komponenten ein magmatisches Gestein sind, das fast zur Gänze aus Mikroklin und untergeordnet Orthoklas besteht. Derartige Gesteine wurden bisher selten bekannt gemacht und lassen sich am ehesten mit einem Syenitaplit (vgl. TRÖGER 1969, Nr. 167) vergleichen. Die Herkunft dieser magmatischen Komponenten ist unbekannt. Lokal treten in dieser Folge auch rotgefärbte, teilweise kreuzgeschichtete Dolomitmergel auf. Die Aufschlußverhältnisse lassen leider eine Untersuchung von Schichtflächen nicht zu.

### C) Geochemische Untersuchungen

Aus den beschriebenen Profilen wurden ca. 150 Proben geochemisch, in Hinblick auf den %-Anteil an unlöslichem Rückstand sowie die FeO (%), Sr- und Mn-Gehalte (ppm) untersucht. Um einen repräsentativen Probenquerschnitt zu

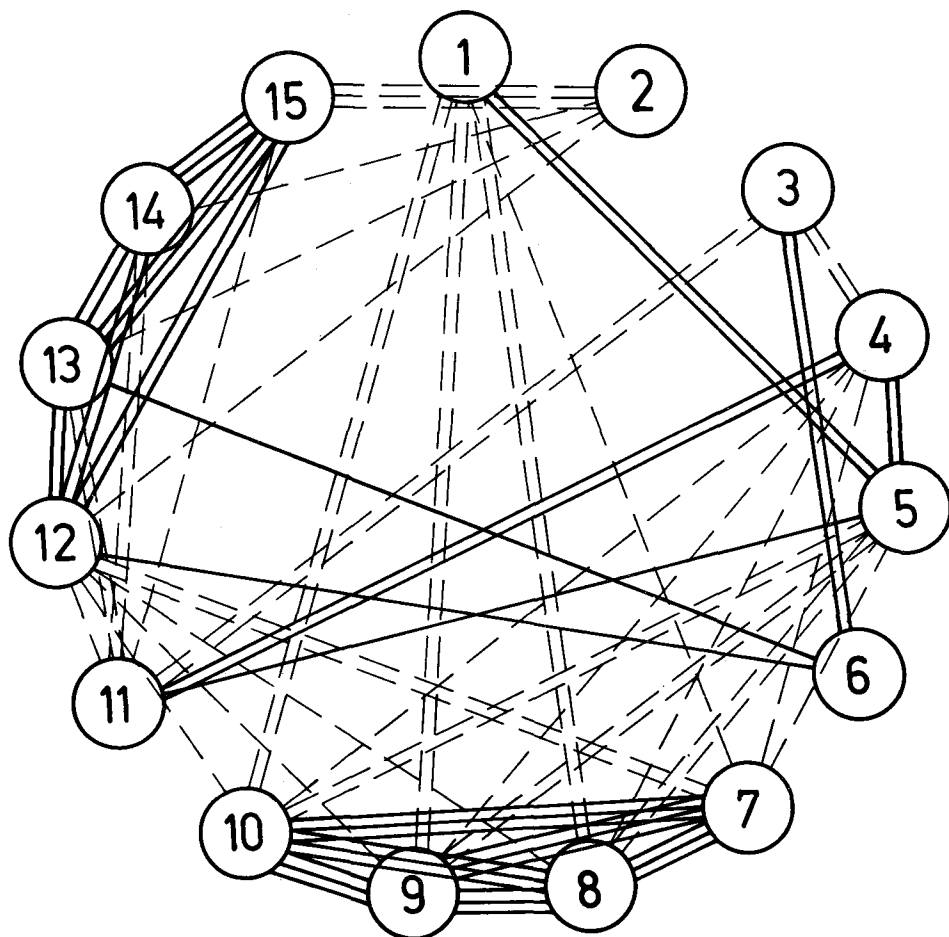


Abb. 3: Clusterdiagramm im R-mode der 15 aufgrund geochemischer Daten gebildeten Gruppen. Zuordnung 1—15 vgl. Tab. 2. (—  $r > .50$ , =  $r > .70$ , ≡  $r > .90$ , die unterbrochenen Linien kennzeichnen die entsprechenden negativen Korrelationen)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1															
2	.391														
3	.152	.482													
4	.404	-.341	-.833												
5	.797	.049	-.475	.869											
6	.480	.229	.861	-.478	-.097										
7	-.621	.477	.210	-.627	-.684	-.317									
8	-.861	.120	-.006	-.529	-.765	-.493	.929								
9	-.887	.077	.122	-.645	-.865	-.359	.907	.985							
10	-.867	.114	.027	-.560	-.791	-.461	.928	.999	.991						
11	.165	.115	-.812	.764	.640	-.782	.001	.001	-.173	-.041					
12	.295	-.573	.223	.084	.131	.630	-.804	-.694	-.574	-.669	-.578				
13	-.207	-.562	.452	-.410	-.456	.602	-.332	-.179	-.015	-.142	-.877	.822			
14	-.386	-.683	.311	-.332	-.460	.464	-.332	-.124	.030	-.090	-.802	.800	.986		
15	-.308	-.911	-.077	-.013	-.292	.139	-.431	-.125	-.016	-.103	-.514	.748	.852	.924	

Tab. 3: Korrelationsmatrix

1 qu.-führ. geflaserte Dolomite, 2 qu.-führ. geflaserte Dolomite mit Biogenen, 3 Biogenschuttdolomite, 4 Dolomitsandsteine, 5 Flaserdolomite, 6 Biogenschuttdolomite, 7 Mudstones (tlw. biogenführend), 8 laminierte mudstones, 9 fenestrierte mudstones, 10 Amphiporen-dolomite, 11 Dolomitschiefer, 12 Stromatolithe, 13 fenestrierte mudstones, 14 Biogenschuttdolomite, 15 massige-großgebaukte Dolomite.  
1—4: 399-Göstinggraben, 5—6: Treffenberg, 7—11: Eichberg, 12—15: Pfaffenkogel bei Strübing.



erhalten, mußten einzelne Mikrofaziestypen, soweit dies aufgrund der mikro-faziellen Ausbildung zulässig war, zusammengefaßt werden. Der Vergleich der so gebildeten Gruppen untereinander stützt sich auf die Auswertung von Mittel-werten (Tab. 2).

Der von KOLMER 1975 angegebene Sr-Mittelwert für Gesteine der Dolomit-Sandstein-Folge liegt gegenüber unseren Daten höher, was seine Ursache darin hat, daß bei unseren Mittelwertbildungen kalkige Partien nicht berücksichtigt wurden; diese zeigen nach unseren Untersuchungen Sr-Werte um  $\pm 500$  ppm.

Abb. 3 berücksichtigt lediglich deutlichere Korrelationen ( $r = .50$ ); sie zeigt in gleicher Weise wie Tab. 3 den Zusammenhang der einzelnen Mikrofaziestypen untereinander, und zwar in der Form, daß die klastisch beeinflussten Sedimente sich von den „reinen“ Dolomiten durch deutliche negative Korrelationen abheben, und die einzelnen Mikrofaziestypen zu den untersuchten Profilen sich durch starke positive Korrelationen auszeichnen.

Die Cluster-Analyse (Abb. 4) ergänzt das aufgrund einfacher Korrelationsbezüge dargestellte Diagramm. Sie wurde nach der „weighted pair-group method“ mit

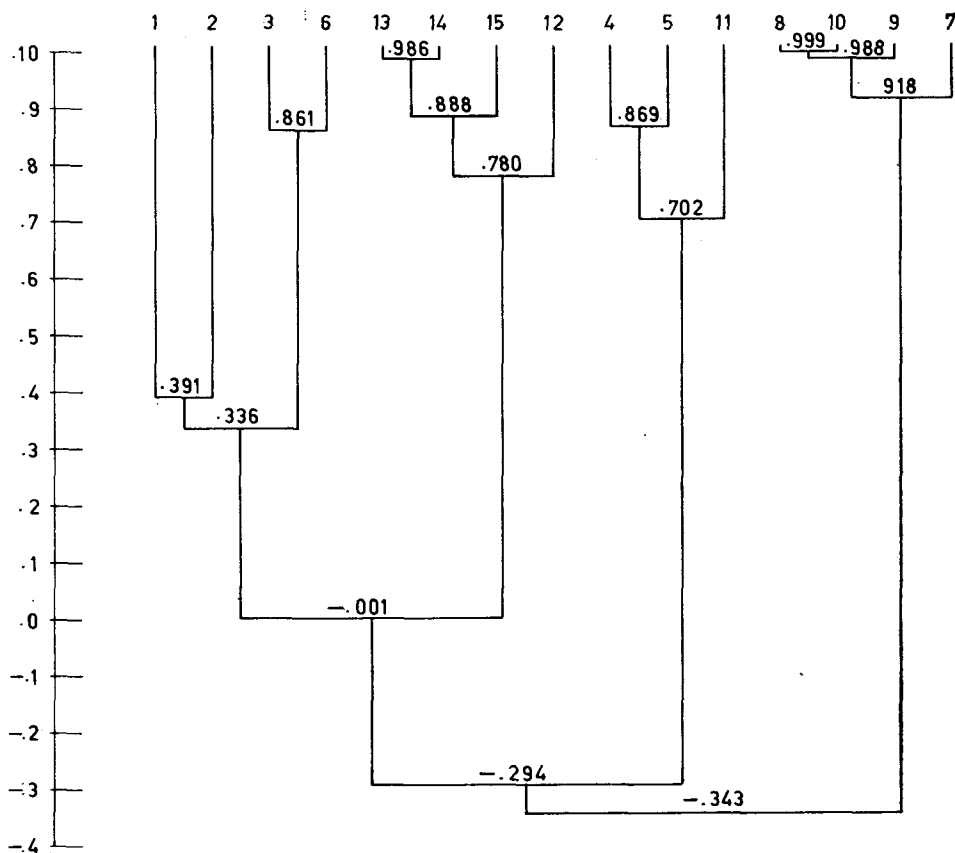


Abb. 4: Dendrogramm zur Clusteranalyse im R-mode. Zuordnung 1—15 vgl. Tab. 2.

<b>399-Göstinggraben</b>	I	II	III	I	II	III
qu.-führ. geflaserte Dolomite	-0,53	-0,65	-0,48	--	--	-
qu.-führ. geflaserte Dolomite mit Biogenen	0,37	-0,24	-0,80	+		---
Biogenschuttdolomite	-0,16	0,52	-0,82		++	---
Dolomit-Sandsteine	-0,24	-0,79	0,54		---	++
<b>Pfaffenkogel bei Stübing</b>						
Stromatolithe	-0,95	0,26	0,09	---		
fenestrierte mudstones	-0,63	0,76	0,08	--	+++	
Biogenschuttdolomite	-0,58	0,78	0,25	--	+++	
massige-grobgeb. Dolomite	-0,56	0,58	0,58	--	++	++
<b>Eichberg</b>						
Mudstones (tlw. biogen- führend)	0,91	0,33	-0,22	+++	+	
laminierte mustones	0,87	0,46	0,13	+++	+	
fenestrierte mudstones	0,78	0,61	0,08	+++	++	
Amphiporendolomite	0,85	0,50	0,10	+++	++	
Dolomitschiefer	0,39	-0,83	0,31	+	---	+
<b>Treffenberg</b>						
Flaserdolomite	-0,37	-0,91	0,04	-	---	
Biogenschuttdolomite	-0,63	0,31	-0,68	--	+	--
0,90-0,70:	+++					
	---					
0,70-0,50:	++					
	--					
0,50-0,30:	+					
	-					

Tab. 4: Faktorenladungen

Hilfe von Mittelwertsbildungen (vgl. DAVIS 1973) gerechnet und veranschaulicht in noch deutlicherer Weise die Zusammenhänge der einzelnen Mikrofaziestypen und ihren jeweiligen Profilbezug.

Die Faktorenanalyse (vgl. z. B. HARMAN 1960, ÜBERLA 1968) wurde nach der Zentroidmethode von THURNSTONE auf 3 Faktoren gerechnet. Tab. 4 zeigt die Faktorenladungen der drei berechneten Faktoren und läßt erkennen, daß die Hauptinformation im wesentlichen durch 2 Faktoren getragen wird. Von einer Rotation der Faktorenladungen wurde abgesehen. „Factor reaction groups“ (TOOMEY 1966) (Abb. 5) zeigen, daß mit Ausnahme der Dolomitschieferlagen im Profil Eichberg eine Gruppenbildung der klastisch beeinflussten Dolomite und Dolomitsandsteine auf den Faktor III vorliegt. Dagegen sind Dolomittypen mit geringerem Anteil an unlöslichem Rückstand in zwei Gruppen aufgeteilt. Die auf den Faktor I bezogene Gruppe charakterisiert das Profil am Eichberg, während die auf den Faktor II bezogene Gruppe vorwiegend für die Abfolge des Pfaffenkogelprofiles typisch ist.

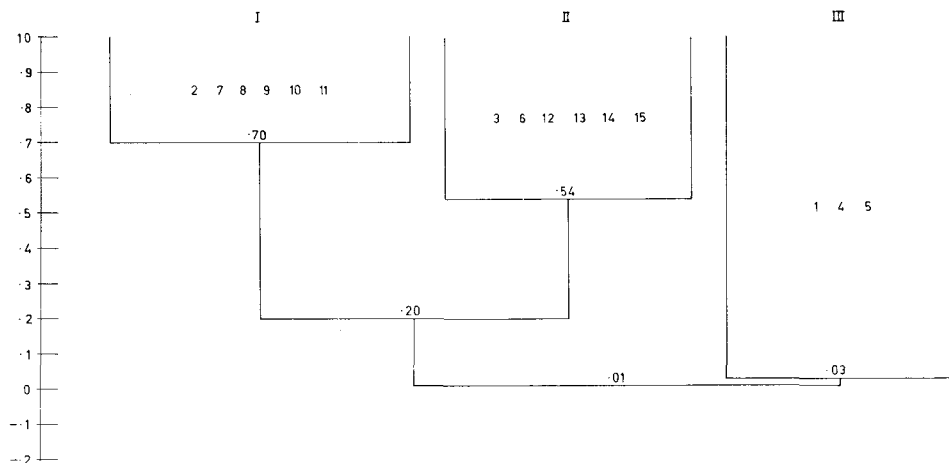


Abb. 5: Dendrogramm der „factor reaction groups“. Zuordnung 1—15 vgl. Tab. 2.

Eine Deutung unserer Daten wird im Rahmen der geochemischen Durcharbeitung der Schichtglieder des Grazer Paläozoikums erfolgen.

#### D) Der unlösliche Rückstand

Sieht man von Kiesen (Pyrit) ab, die lokal in einzelnen Lagen stärker auftreten können, so zeigt sich im Hinblick auf den unlöslichen Rückstand ein relativ einheitliches Bild. Neben Quarz und Feldspäten ließen sich noch Illit/Muskovit und Chlorit nachweisen (vgl. KOLMER 1973, 1975). Innerhalb der einzelnen untersuchten Profilabschnitte bleibt die Zusammensetzung und Verteilung des unlöslichen Rückstandes sehr einheitlich. Lediglich beim Profil Pfaffenkogel bei Stübing ließen sich aufgrund des Chloritreichtums die sehr rückstandsarmen massigen Dolomite der Einheit 2 von den durch eine Illit/Muskovitvormacht gekennzeichneten Dolomite der Einheit 1 klar abtrennen. Illit/Muskovit ist auch für die Dolomitschiefer-Dolomit-Wechselfolge am Eichberg kennzeichnend. Die Zusammensetzung des unlöslichen Rückstandes der Profile Treffenberg bei Rein und Pt. 399 im Göstinggraben ist durch die Vormacht von Quarz gekennzeichnet. Bei Pt. 399 bezieht sich dies nicht nur auf die hangende Folge der Dolomitsandsteine, sondern auch auf die basalen Plattendolomite (? Crinoidenschichten), die sich bei Zunahme des Feldspatanteiles ebenfalls durch eine qz-Vormacht auszeichnen.

Von einer quantitativen Bestimmung der Zusammensetzung des unlöslichen Rückstandes wurde abgesehen. Es wurde lediglich aufgrund der Röntgenhauptreflex-Intensitäten die relative Verteilung in 6 Klassen (Abb. 6) abgeschätzt. Auffallend ist das weitgehende Fehlen von Mineralen der Kaolinitgruppe, worauf auch HAYES hinweist. RICHTER 1974 zeigt auf, daß nur Kalifeldspat-hältige Proben und Dedolomitisierungszonen Kaolinit führen und bringt die Bildung dieses Minerals in den Dolomiten der Eifel mit jungen Verwitterungsvorgängen in Zusammenhang.

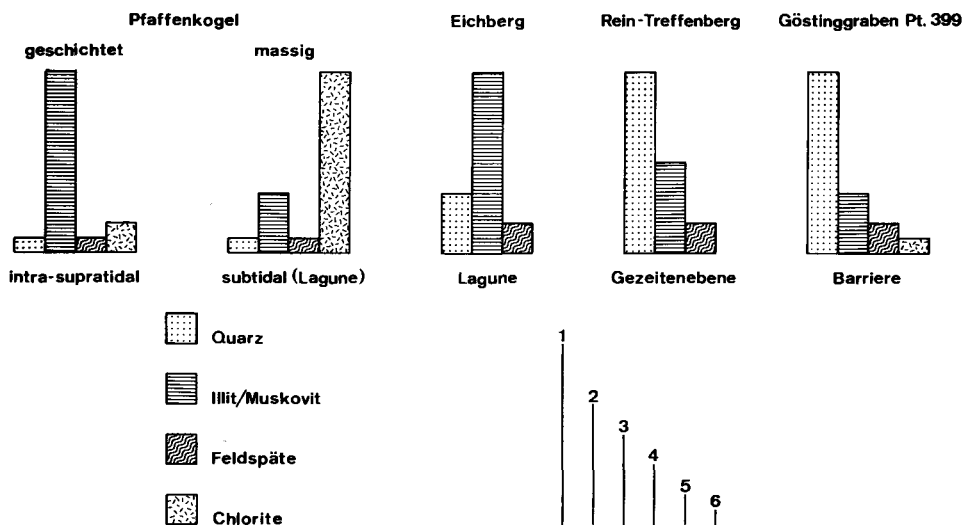


Abb. 6: Geschätzte relative Häufigkeit der Anteile des unlöslichen Rückstandes in 6 Klassen (Klasse 6 gibt das fakultative Auftreten in Spuren an).

### E) Schwerminerale

Aus dem Profil bei Pt. 399 im Göstinggraben wurden Schwermineralanalysen durchgeführt. Es wurden sowohl die Dolomitsandsteine als auch die liegenden Plattendolomite in die Untersuchung miteinbezogen, da ihr teilweise hoher Gehalt an unlöslichem Rückstand auswertbare Daten erwarten ließ. Die Aufbereitung der Proben erfolgte nach dem üblichen Verfahren (vgl. STATTEGGER 1976). Es wurde ein Korngrößenbereich zwischen 63–500  $\mu\text{m}$  gewählt. Als Schwereflüssigkeit diente Tetrabromäthan. Die schweregetrennte Mineralfraktion wurde in Caedax eingebettet. Opake Mineralkörner wurden nicht detaillierter behandelt (ANGEL weist darauf hin, daß es sich dabei zumeist um Leukoxen und Pyrit inklusive deren Verwitterungsprodukte handelt. Der unterschiedlich hohe Leukoxengehalt beeinflußt naturgemäß die Auswertung der durchsichtigen Ti-hältigen Schwerminerale). Chlorit wurde nicht ausgezählt, sondern lediglich seine relative Häufigkeit beurteilt, und bei der Auswertung der durchsichtigen Schwerminerale nicht berücksichtigt. Bei den Zirkonen wurde besonderes Augenmerk auf das Verhältnis idiomorpher und gerundeter Körner sowie auf das Auftreten rötlich- bzw. bräunlichgelb-gefärbter Varietäten gelegt. Von über 50 aufbereiteten Proben wiesen 25 Proben eine genügende Menge durchsichtiger Schwerminerale auf, um auch Prozentwerte zu ermitteln. Darauf beziehen sich auch die nachfolgenden Auswertungen (vgl. Tab. 5 [Urliste] und Abb. 7).

Den bisherigen Kenntnisstand über die Schwermineralführung der genannten Folgen faßt FLÜGEL 1975 zusammen; er stützt sich auf Angaben von ANGEL 1929 und BLÜMEL 1956 und weist darauf hin, daß aufgrund des Fehlens von Hornblende und Granat auf ein plutonisches Liefergebiet geschlossen werden kann.

Pt. Nr.	Apatit	Zirkon	Turmalin	Rutil	Anatas	Granat	Hornblende	Klino.Epi.	Titanit	% Opak	% ger. Zirkone	% gefärbte Zirkone
1a	60,68	1,12	3,37	—	3,37	30,34	1,12	—	—	93	—	—
2	2,56	11,54	9,62	1,92	0,64	55,13	7,69	10,90	—	79	94	—
5	—	90,90	3,64	1,82	—	3,64	—	—	—	89	96	6
1e	7,38	31,15	5,74	2,46	2,46	42,61	3,28	4,92	—	84	79	—
10	69,69	7,58	6,06	—	9,09	7,58	—	—	—	93	80	—
13	82,13	5,36	5,36	—	1,79	5,36	—	—	—	97	67	—
14	24,37	3,13	1,88	—	49,37	20,00	—	—	—	96	60	—
19	12,65	45,78	18,68	15,06	1,81	3,01	1,20	1,25	—	96	84	4,6
21	61,84	16,45	17,11	1,32	—	3,28	—	—	—	91	96	—
26	17,68	49,39	12,20	16,46	1,83	1,83	—	0,61	—	91	—	—
28	47,92	18,75	12,50	6,25	—	8,33	4,17	2,08	—	97	89	—
29	87,23	8,51	—	—	4,26	—	—	—	—	97	100	—
31	—	4,29	5,15	1,29	—	66,10	9,44	13,73	—	45	100	—
53b	6,83	22,55	30,21	8,51	0,43	8,51	5,96	17,45	—	91	83	3,8
53c	5,63	4,23	4,23	—	4,23	40,84	5,63	29,58	5,63	91	100	—
50	2,02	43,32	7,29	3,64	1,21	27,94	2,43	10,53	1,62	57	94	6,5
51	3,13	81,24	9,82	1,34	1,79	1,34	—	1,34	—	53	91	18,5
52	3,90	40,98	15,12	6,34	10,73	1,95	5,37	6,83	8,78	78	92	11,9
48	4,13	66,97	14,68	4,59	6,88	0,92	—	1,83	—	71	100	13,7
47	3,64	65,91	21,82	6,36	—	1,36	—	0,91	—	76	100	19,3
45	11,17	44,17	6,31	1,46	2,43	12,62	2,91	17,96	0,97	85	91	—
44	6,12	65,71	22,86	—	—	1,63	0,82	2,86	—	78	100	20,5
41	8,22	60,21	8,22	4,11	8,22	8,22	1,40	1,40	—	93	93	13,6
40	11,25	38,75	20,00	2,50	5,00	7,50	1,25	13,75	—	85	90	6,5
39	1,91	54,07	33,97	—	2,87	—	—	7,18	—	70	98	15,9

Tab. 5: Urliste der Schwermineraldaten

	1a	2	5	1e	10	13	14	19	21	26	28	29	31	53b	53c	50	51	52	48	47	45	44	41	40	39
1a																									
2	.12																								
5	-.44	-.42																							
1e	.20	.80	-.03																						
10	.85	-.32	-.33	-.28																					
13	.87	-.28	-.32	-.28	.95																				
14	.31	-.14	-.18	-.01	.48	.20																			
19	-.44	-.37	.15	-.33	-.31	-.26	-.28																		
21	.56	-.44	-.32	-.56	.75	.82	-.04	.02																	
26	-.31	-.45	.24	-.29	-.19	-.13	-.20	.96	.00																
28	.41	.11	-.42	-.15	.38	.52	-.25	.46	.53	.31															
29	.84	-.30	-.21	-.25	.95	.98	.19	-.27	.70	-.12	.47														
31	.16	.99	-.40	.82	-.27	-.23	-.27	-.42	-.47	-.47	.09	-.24													
53b	-.51	.32	-.42	-.17	-.50	-.42	-.44	.36	-.08	.14	.26	-.52	.25												
53c	.02	.52	-.37	.31	-.19	-.16	-.04	-.56	-.15	-.54	-.29	-.13	.58	.13											
50	-.39	.41	.28	.53	-.68	-.61	-.32	-.17	-.80	-.11	-.54	-.53	.45	.01	.67										
51	-.54	-.52	.96	-.21	-.33	-.34	-.17	.16	-.19	.20	-.46	-.27	-.53	-.29	-.45	.13									
52	-.28	-.09	.00	-.22	-.22	-.23	-.04	-.01	-.24	-.02	-.12	-.19	-.08	-.02	.43	-.03	-.01								
48	-.65	-.68	.76	-.43	-.33	-.40	-.01	.52	-.12	.50	-.36	-.36	-.71	-.07	-.64	-.45	.86	-.01							
47	-.67	-.56	.54	-.47	-.44	-.40	-.38	.70	.07	.60	-.10	-.45	-.64	-.64	-.66	.68	.68	-.03	.87						
45	-.30	.28	.13	.15	-.35	-.29	-.18	-.41	-.52	-.37	-.40	-.20	.35	.35	.73	-.32	.07	.08	-.19	-.32					
44	-.57	-.39	.51	-.42	-.35	-.32	-.35	.13	.14	-.02	-.30	-.40	-.46	-.46	-.43	-.16	.72	-.04	.70	.78	-.09				
41	-.46	-.46	.85	-.08	-.24	-.36	.21	.35	-.35	.43	-.30	-.22	-.45	-.45	-.56	.02	.83	-.01	.84	.54	-.12	.36			
40	-.57	-.14	-.07	-.43	-.34	-.35	-.16	.04	-.02	-.11	-.36	-.42	-.18	-.18	.12	.02	.15	-.17	.27	.36	.43	.54	-.13		
39	-.55	-.33	.13	-.52	-.30	-.31	-.23	.14	.23	-.06	-.29	-.43	-.42	-.42	-.29	-.25	.40	-.06	.53	.69	-.09	.89	.06	.77	

Tab. 6: Korrelationsmatrix

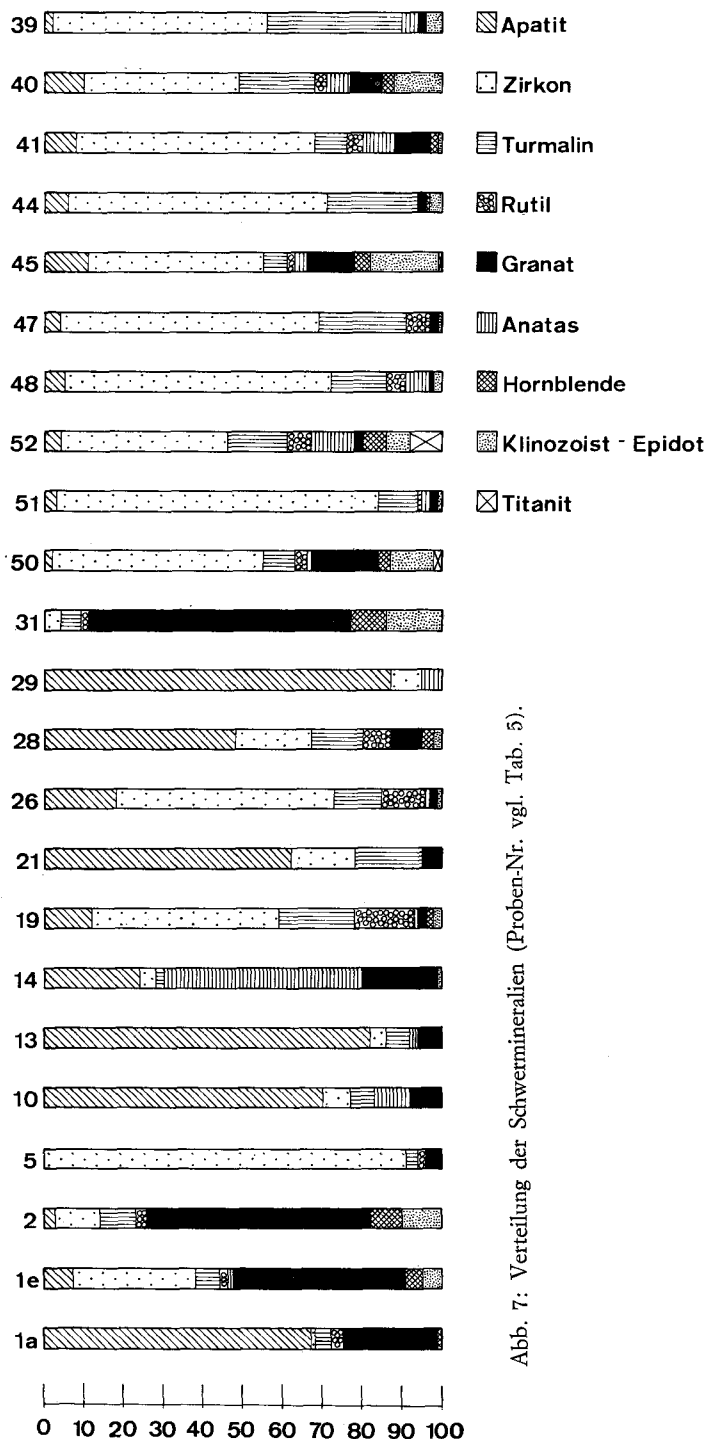


Abb. 7: Verteilung der Schwerminerale (Proben-Nr. vgl. Tab. 5).

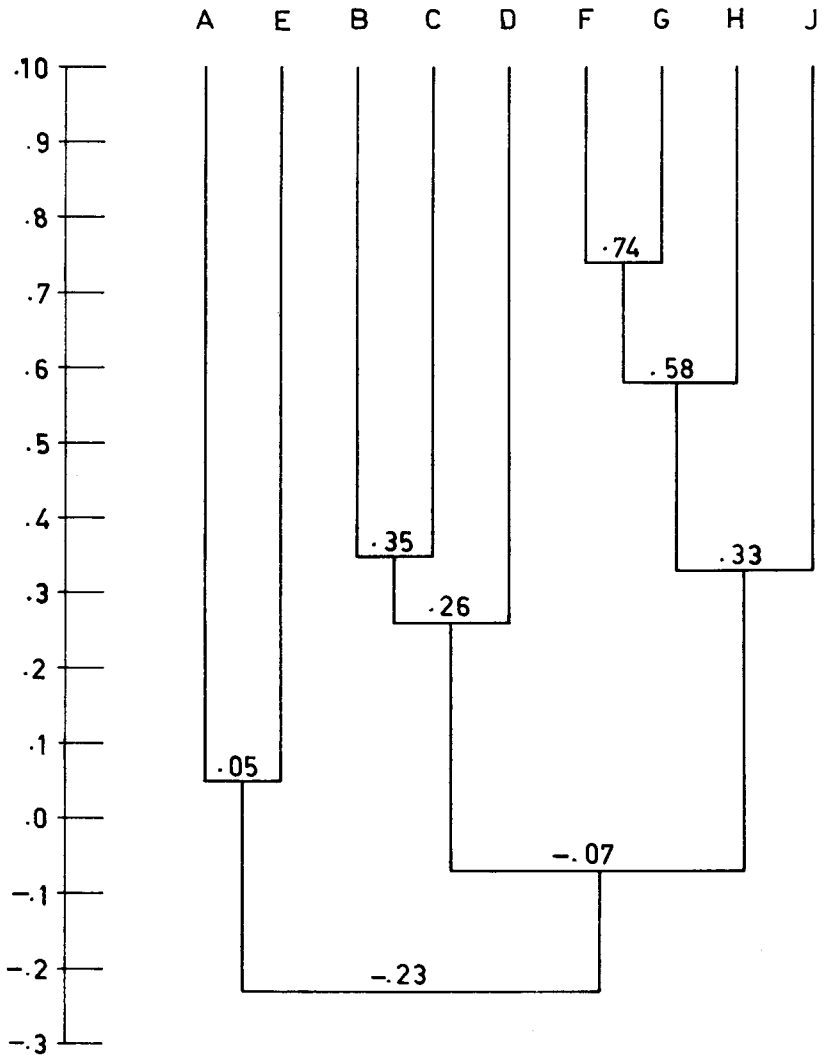


Abb. 8: Dendrogramm der Schwermineralien zur Clusteranalyse im R-mode (A Apatit, B Zirkon, C Turmalin, D Rutil, E Anatas, F Granat, G Hornblende, H Klinozoisit/Epidot, J Titanit).

Wie Tab. 5 und Abb. 7 zeigen, ist diese auf wenige Einzelproben beruhende Feststellung nicht aufrechtzuerhalten. Die sowohl die Plattendolomite als auch die Dolomitsandsteine (Abb. 8) berücksichtigende Clusteranalyse im R-mode zeigt eine interpretierbare Gruppenbildung in der Form, daß wir eine Gruppe mit Zirkon-Turmalin begleitet von Rutil einer Granat-Hornblende-Klinozoisit-Epidot-Gruppe begleitet von Titanit gegenüberstellen können. Die Gruppe Apatit-Anatas kann nicht als signifikant betrachtet werden. Es zeigt dies, wenn man die erste



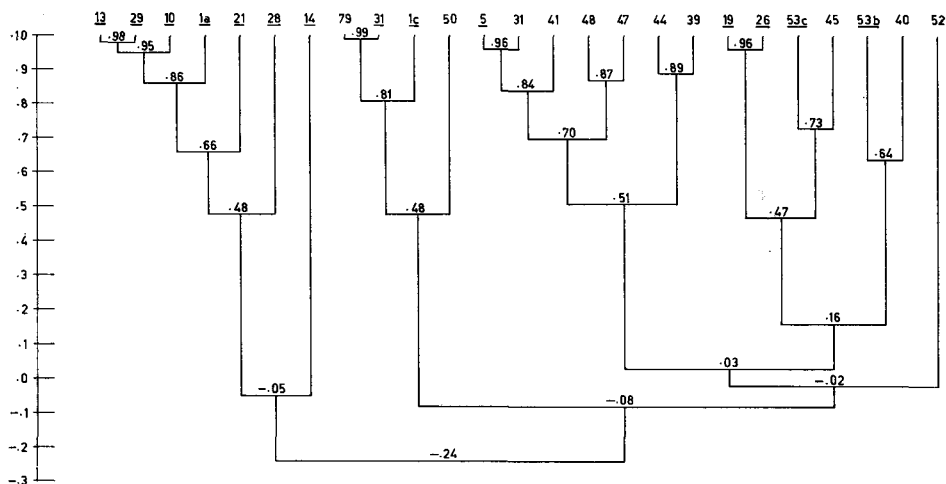


Abb. 9: Dendrogramm der Schwerminerale zur Clusteranalyse im Q-mode (25 Proben, vgl. Tab. 5, Abb. 7).

Gruppe, wie dies bereits ANGEL tat, als Hinweis auf ein plutonisches Liefergebiet betrachtet, daß diesem ein metamorphes Spektrum gegenüberzustellen ist.

Entsprechend der unterschiedlichen Schwermineralmaxima von Plattendolomit und Dolomitsandstein zeigt der  $\chi^2$ -Test naturgemäß keine Übereinstimmung ( $\chi^2$  99%, F: 9 = 21,67  $\chi^2$  = 47,23).

Die Q-mode Analyse (Abb. 9, Tab. 5) bestätigt diesen Tatbestand in der Form, daß wir signifikante Gruppen bekommen, die im allgemeinen Plattendolomite und Dolomitsandsteine abtrennen. Lediglich die Zirkon-reichen Bänke der Plattendolomite werden in die Sandsteingruppen miteinbezogen.

Betrachtet man Sandsteine und Plattendolomite mit Hilfe der R-mode Clusteranalyse getrennt, so zeigt sich trotz der Unvergleichbarkeit der beiden Mineralspektren ein auffallend ähnliches Bild im Hinblick auf das Auftreten von zusammengehörenden Schwermineralgruppen (Abb. 10) – gegenüber dem Gesamt-Cluster-Diagramm werden hier die %-Anteile Opak sowie die %-Anteile an gerundeten Zirkonen in die Analyse miteinbezogen –. In beiden Fällen bildet Apatit und % opak eine signifikante Gruppe und in beiden Fällen kann eine Turmalin-Zirkon-Gruppe abgetrennt werden. Die geringen %-Anteile von Anatas, Rutil und Titanit, ihre inhomogene Verteilung sowie ihre Beteiligung am Leukoxen lassen die durch Granat-Hornblende-Klinzoisit-Epidot gekennzeichnete Gruppe(n) inhomogener erscheinen.

Die hohen Apatit- und Granatgehalte in den Plattendolomiten deuten – bei Berücksichtigung des ebenfalls erhöhten Gehaltes an opaker Substanz – einerseits auf ein erhöhtes Angebot detritisch geschütteter Schwerminerale hin, andererseits zeigen sie die bessere Konservierbarkeit dieser verwitterungsunbeständigen Schwerminerale in den Plattendolomiten an.

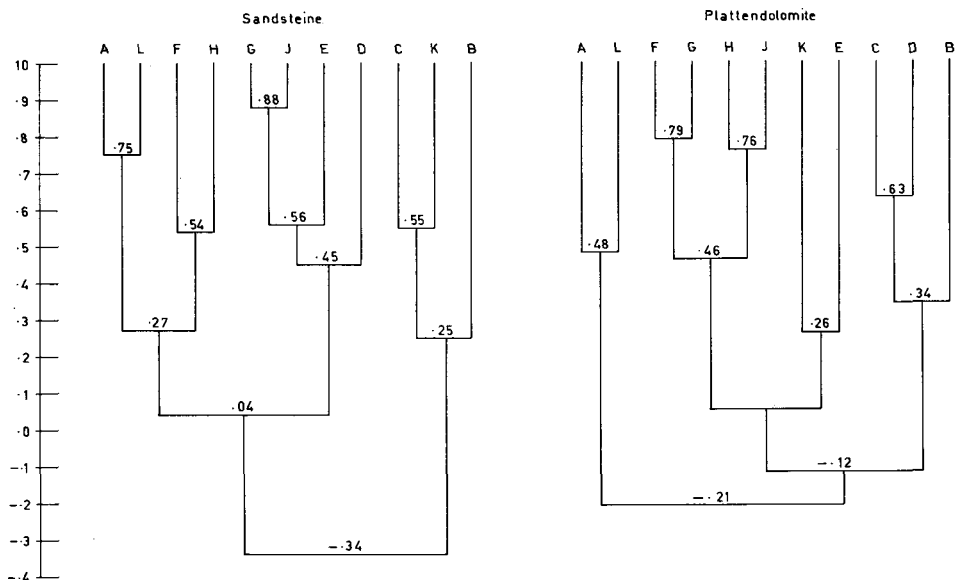


Abb. 10: Dendrogramme zur Clusteranalyse im R-mode für Plattendolomite und Sandsteine (Zuordnung A—J, vgl. Abb 8, K %-Anteile gerundeter Zirkone, L %-Anteile opaker Mineralien).

### F) Zusammensetzung der Dolomite

Der überwiegende Anteil der untersuchten Proben weist aufgrund titrimetrischer Bestimmungen, ohne Berücksichtigung des  $\text{CaCO}_3$ -Überschusses im Dolomitgitter, einen Dolomitgehalt zwischen 92–96 Prozent auf (die Probenanzahl mit geringeren Dolomitgehalten liegt um 5% und wurde daher auch bei der Mittelwertbildung der geochemischen Parameter nicht berücksichtigt).

Nahezu sämtliche Proben zeigen einen  $\text{CaCO}_3$ -Überschuß im Dolomitgitter: Mg-Dolomite sind nach unseren Ergebnissen äußerst selten. Die Grenzwerte der bestimmten  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte im Dolomitgitter sowie die Grenzwerte des Ordnungsgrades (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965) bezogen auf die einzelnen Mikrofaziestypen zeigt Tab. 7. Sie liegen im allgemeinen zwischen  $\text{Ca}_{.50}\text{Mg}_{.50}\text{CO}_3$  und  $\text{Ca}_{.82}\text{Mg}_{.18}\text{CO}_3$ . Wie FÜCHTBAUER 1964 zeigt, ist dies für früdiagenetische Dolomite bei sehr hohen Dolomitgehalten charakteristisch. Die grobkristallinen, massigen Kalke des Profils Pfaffenkogel bei Stübing, sowie der Amphiporen-dolomite aus dem Profil Eichberg, zeigen bei annähernd ähnlichen  $\text{CaCO}_3$ -Gehalten im Dolomitgitter einen besseren Ordnungsgrad, was mit den Kristallgrößen des Dolomites in Zusammenhang gebracht werden kann.  $\text{CaCO}_3$ -Überschuß gegen den Ordnungsgrad aufgetragen, bestätigt auch in unserem Fall die häufig getroffenen Feststellungen, daß bei steigendem  $\text{CaCO}_3$ -Überschuß der Ordnungsgrad kleiner wird (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965, RICHTER 1974, WOLFF & FÜCHTBAUER 1976).

	Zusammensetzung der Dolomite				Ordnungsgrad
<b>399-Göstinggraben</b>					
qu.-führ. geflaserte Dolomite	Ca. <sub>51</sub>	Mg. <sub>49</sub>	–	Ca. <sub>517</sub> Mg. <sub>483</sub>	.640–.769
qu.-führ. geflaserte Dolomite mit Biogenen	Ca. <sub>51</sub>	Mg. <sub>49</sub>	–	Ca. <sub>525</sub> Mg. <sub>475</sub>	.618–.770
Biogenscuttdolomite	Ca. <sub>507</sub>	Mg. <sub>493</sub>	–	Ca. <sub>525</sub> Mg. <sub>475</sub>	.632–.783
Dolomit-Sandsteine	Ca. <sub>505</sub>	Mg. <sub>495</sub>	–	Ca. <sub>52</sub> Mg. <sub>48</sub>	–
<b>Pfaffenkogel bei Stübing</b>					
Stromatolithe	Ca. <sub>50</sub>	Mg. <sub>50</sub>	–	Ca. <sub>52</sub> Mg. <sub>48</sub>	.625–.712
fenestrierte mudstones	Ca. <sub>505</sub>	Mg. <sub>495</sub>	–	Ca. <sub>52</sub> Mg. <sub>48</sub>	.638–.740
Biogenscuttdolomite	Ca. <sub>50</sub>	Mg. <sub>50</sub>	–	Ca. <sub>515</sub> Mg. <sub>485</sub>	.600–.753
massige-grobgebankte Dolomite	Ca. <sub>507</sub>	Mg. <sub>493</sub>	–	Ca. <sub>52</sub> Mg. <sub>48</sub>	.714–.852
<b>Eichberg</b>					
Mudstones (tlw. biogenführend)	Ca. <sub>51</sub>	Mg. <sub>49</sub>	–	Ca. <sub>52</sub> Mg. <sub>48</sub>	.662–.736
laminierte mudstones	Ca. <sub>51</sub>	Mg. <sub>49</sub>	–	Ca. <sub>515</sub> Mg. <sub>485</sub>	.672–.804
fenestrierte mudstones	(Ca. <sub>515</sub>	Mg. <sub>485</sub>	–	Ca. <sub>517</sub> Mg. <sub>483</sub> )	(.738)
Amphiporendolomite	(Ca. <sub>507</sub>	Mg. <sub>493</sub>	–	Ca. <sub>515</sub> Mg. <sub>485</sub> )	(.868)
	(Ca. <sub>52</sub>	–	Mg. <sub>48</sub> )		–
<b>Treffenberg</b>					
Flaserdolomite	Ca. <sub>515</sub>	Mg. <sub>485</sub>	–	Ca. <sub>525</sub> Mg. <sub>475</sub>	(.835)

Tab. 7: Chemische Zusammensetzung der Dolomite

Die mit Klammern versehenen Werte können nicht als repräsentativ betrachtet werden.

## G) Deutung der Genese

Die Flachwassernatur der Sedimente der Dolomitsandstein-Folge ist schon lange bekannt und stützt sich auf Angaben von ANGEL 1929, FLÜGEL 1956, 1975, HANSELMAYER 1952, HERITSCH 1917, 1919.

Es war daher nicht Ziel vorliegender Arbeit allein, die Flachwassernatur der Dolomit-Sandsteinfolge durch weitere Argumente zu stützen, sondern die faziellen Zusammenhänge und das räumlich-zeitliche Bild im Unterdevon – tieferen Mitteldevon der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums zu rekonstruieren.

### 1. Die Genese der Plattendolomite und Dolomitsandsteine bei Pt. 399 im Göstinggraben

Die Sedimentation von Karbonatgesteinen in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums setzt mit den Schichten von Kher ein, wobei vor allem in den Oberen Schichten von Kher die klastisch-tonige Entwicklung durch zunehmende Einschaltungen von Kalklinsen gekennzeichnet ist. Eine kontinuierliche Karbonatsedimentation beginnt erst mit den Crinoiden-Schichten, die von FLÜGEL 1960 dem Pragium zugeordnet werden und reicht lückenlos bis ins Visè. Dieser lokal

weit über 1000 m mächtige Schichtkomplex hat, wie noch zu zeigen sein wird, nach einer anfänglich regressiven Phase (Pragium?) transgressiven Charakter, was darin zum Ausdruck kommt, daß stratigraphisch jüngere Sedimente tiefere und landfernere Ablagerungsräume einnehmen. Erst nach einer Schichtlücke im Namur A setzt mit einer reinen Flachwasserentwicklung der deutlichste Umschlag ein (EBNER 1976). Auch die bei Pt. 399 im Göstinggraben aufgeschlossene Folge von Plattendolomiten wurde mit Vorbehalt den Crinoidenschichten zugeordnet. Wie bereits gezeigt wurde, handelt es sich zumeist um sandige, stark bioturbat verwühlte, dm-gebankte, nur gelegentlich Crinoiden-führende, gefaserte Dolomite, in denen lokal Biogenschuttlagen eingeschaltet sind. Kalke treten äußerst selten auf. Kalkige Dolomite sind auf nicht bzw. nur schwach dolomitisierte Crinoidenreste zurückzuführen. Durch das Auftreten von Sandsteinlagen in den Plattendolomiten, bzw. aufgrund der Einschaltung von Biogenschutt-Dolomiten und Dolomikriten in den dazu hangenden Dolomitsandsteinen, sehen wir sie mit diesen genetisch verbunden. Sie lassen sich mit typischen Crinoidenschichten nicht vergleichen. Die starke Bioturbation, die Einschaltung von Lagen mit *Scalarituba*, der Faunen- und Floreninhalt (neben Echinodermaten treten noch Korallen und Algen auf) weisen die Plattendolomite als eine flachmarine Entwicklung aus, wobei Teilbereiche dieser Folge als „shoreface“-Sedimente zu den hangenden Dolomitsandsteinen anzusehen sind (DICKINSON et al. 1972). Dies würde eine Ablagerungstiefe um die 10 m bedingen.

Ein Idealzyklus durch die Dolomitsandsteine im Hangenden der Plattendolomite setzt mit einer Biogenschuttlage ein. Diese wird von siltigen-feinsandigen Dolomiten oder Dolomitschiefern mit *Scalarituba* überlagert. Aus ihnen gehen bei kontinuierlicher Korngrößenzunahme Dolomitsandsteine hervor. Die Korngrößenzunahme innerhalb eines jeden Zyklus, die wechselnde Sortierung, das lithologische Spektrum von Ton – Sandgröße, das Auftreten von Wurmspuren (*Scalarituba*) in den feinkörnigen Anteilen, sowie das Vorhandensein von Schwermineralkonzentrationen, Wellenrippeln und die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen sprechen für Barriersande (VISHER 1965, KLEIN 1970, HOWARD 1972, JANSKA 1975), die während einer Regression des Meeres abgelagert wurden (POTTER 1967). Lediglich die Biogenschuttlagen deuten auf stärkeren, kurzfristigen, marinen Einfluß hin. Betrachtet man die Verteilung der Schwerminerale, so zeigt sich, daß einem Spektrum instabiler Schwerminerale in den Plattendolomiten ein stabiles in den Dolomitsandsteinen gegenübersteht.

Auffallend ist, daß auch in einzelnen Lagen der Plattendolomite eine Vormacht von Zirkonen gegeben ist, während sonst (vom Apatit abgesehen) in den Plattendolomiten Schwerminerale metamorpher Provenienz gegenüber solchen, die sich auf Plutonite beziehen lassen, dominieren. Dies läßt sich nur in der Form deuten, daß metamorphe und primäre Gesteine als Liefergebiet in Frage kommen. ANGEL vertrat die Meinung, daß die Zusammensetzung des Sandmaterials als Hinweis für ein postkristallin deformiertes Kristallinebiet zu werten wäre und dachte dabei an Gesteine des steirischen Kristallinbogens. Sieht man von deckentheoretischen Überlegungen, die dies ausschließen würden, ab, dann könnte dadurch auch nur das „plutonische“ Spektrum erklärt werden, da für den steirischen

Bogen, aufgrund unserer heutigen Kenntnis mit einem jüngeren Metamorphose-Alter gerechnet werden muß.

Der hohe Anteil detritischer Zirkone sowie das Auftreten gefärbter Zirkone weisen nach ZIMMERLE 1972 auf ein hohes (? praekambisches) Alter des Liefergebietes hin, während GRAUERT, HÄNNY & SOPTRAJANOVA 1973 aufzeigen, daß derartige Feststellungen, solange sie nur aufgrund rein optischer Studien getroffen wurden, vorsichtig zu beurteilen sind.

Im Raume von Gösting und im Plabutsch-Buchkogel-Zug tritt im Hangenden der Dolomitsandsteine eine Wechselfolge von Dolomiten und Dolomitsandsteinen mit grünen und violetten Tuff- und Tuffitbänken auf. Eine Zusammenfassung über Ausbildung und Chemismus dieser Diabastuffhorizonte gibt FLÜGEL 1975 (cum lit.). Bei den Dolomiten handelt es sich zumeist um dichte, teilweise laminierte, häufig durch Trockenrisse und Fenstergefüge gekennzeichnete mudstones, die den hellen Dolomiten, wie sie von uns im Profil Pfaffenkogel untersucht wurden, weitgehend entsprechen.

## 2. Die Genese der Dolomite am Pfaffenkogel bei Stübing

Wie gezeigt (S. 116f.), läßt sich die Folge am Pfaffenkogel in zwei Einheiten gliedern, und zwar in eine laminierte, Stromatolithen-führende Einheit 1 und eine massige-grobgebankte Einheit 2. Wir betrachten die Einheit 1 als supra- bis intertidale Fazies (MATTER 1967), während wir für die Einheit 2 einen flachen subtidalen Ablagerungsraum annehmen. Nach KAHLE & FLOYD 1971 ist für die Einheit 1 mit sehr hohen Sedimentationsraten zu rechnen. Wir begründen unsere Auffassung mit den in den Schliffen auftretenden Merkmalen und anderen Indikatoren, die in Tab. 8 zusammengefaßt sind. Tab. 8 berücksichtigt vor allem die für supra- bis intertidale Ablagerungsräume charakteristischen Merkmale und strebt keine Vollständigkeit für das Subtidal an. Sie stützt sich dabei auf Angaben und Zusammenstellungen bei FLÜGEL 1976, WILSON 1975, WALKER & LAPORTE 1970, LUCIA 1972, CASTELLARIN & SARTORI 1973, PURSER 1969, 1973, 1975, PIALLI 1971, FÜCHTBAUER & TISJLAR 1975, KAHLE & FLOYD 1971, TEXTORIS 1968, ROEHL 1967, ZENGER 1972 u. a. m. Die in der Tabelle angeführten Merkmale lassen sich auch in der Einheit 1 des Pfaffenkogelprofiles nachweisen und zeigen, daß die laminierten Stromatolithen-führenden Horizonte dem supra-intertidalen Ablagerungsraum angehören. Auch der „Exposure index“ nach GINSBURG et al. 1970 führt zu gleichem Ergebnis. Nicht eindeutig zuweisen lassen sich die mehrfach auftretenden grainstones, die als Hinweise für Untiefen, aber auch als Sturmflutsedimente betrachtet werden können. Texturelle Merkmale, vor allem die häufigen Anlösungserscheinungen deuten auf letzteres hin. Einen weiteren Problembereich bieten die im einzelnen geringmächtigen Lagen auftretenden „vadosen Pisoide“ (CROUZEL et al. 1972). Seit THOMAS 1968 und DUNHAM 1965, 1969 sah man in derartigen Lagen mit vadosen Pisoiden (vgl. BOSELLINI & ROSSI 1974, SMITH 1974) vielfach Hinweise für fossile Caliche-Bildung (z. B. NAGTEGAL 1969). Eine alternative Interpretation ging von KENDALL 1969 aus, der für sie eine peritidale Genese

	Supratidal	Intertidal	Subtidal
Fenstergefüge	X	O	
Trockenrisse	X	X	
Diskontinuierliche Feinrisse	O	X	
Helle frühdiagenetische Dolomite	X	X	
Unregelmäßige, laminierte Dolomikrite (Beteiligung von Algen)	X	O	
LLH-Stromatolithe (tlw. aufgearbeitet)	X	X	O
Vadose Pisoide	X	O	
Kristallsilt	X	O	
Dolomit mottling	O	X	
Kollapsbrekzien	X		
Bioturbation		O	X
Onkoide		O	X
„Beach rock-Zemente“	X	X	
„Keystone vugs“	X	X	
Dolomitkrusten	X		
Quarzsilt-Lagen	X	X	
Fossilhäufigkeit:			
gering	X	X	
groß			X
Diversität:			
gering	X	X	
groß			X
Korngröße:			
Lithoklaste-Schlamm	X		
Feinsand-Schlamm		X	
Grobsand-Schlamm			X
Lösungserscheinungen	X		
Microcavernen	X	X	
Biogene Strukturen			X
Bankung:			
mm-dm	X	X	
dm-m-massiv			X
Erosionskanäle (mit Lithoklasten u. Bioklasten)	O	X	
Tepee-Strukturen	X	O	
Geringmächtige inversgradierte Lagen	X	O	

Tab. 8: Faziesindikatoren für karbonatische Küsten- und küstennahe Sedimente

in einem hypersalinen Milieu annahm (ESTEBAN & LLOYD 1976, ESTEBAN 1976). ASSERETO & FOLK 1976 fassen „brick-like texture and radial rays“ als Hinweise für primär aragonitische Pisoide des hypersalinen Milieus auf (vgl. LOUCKS & FOLK 1976). Bei den zur Gänze dolomitisierten Pisoiden im Pfaffenkogelprofil wurde von einem von uns (FENNINGER 1975) ebenfalls an

geringmächtige Caliche-Horizonte gedacht. Vor allem die von ASSERETO & FOLK 1976 gebrachten Argumente zwingen uns dazu, dieses Phänomen vorsichtiger zu beurteilen. Daß es sich dabei um Sedimente eines hypersalinen Milieus handeln könnte, dafür spricht das gemeinsame Auftreten mit Tepee-Strukturen, wobei letztere nicht allein die Pisoid-Lagen erfassen, sondern bis zu 8 m mächtige Pakete mit verschiedensten Mikrofaziestypen. Wenn auch aufgrund der gänzlichen Dolomitisierung die von ASSERETO & FOLK angegebenen Merkmale nicht eindeutig zu beobachten sind, so scheint uns die Summe der auftretenden und oben aufgezeigten Merkmale eher für eine hyper saline Genese zu sprechen. Dafür sprechen auch die von KENDALL 1969 zur Kennzeichnung angeführten Merkmale, die mit Ausnahme des Auftretens von Pisolithgeröll-Lagen (in unserem Fall treten lediglich aufgearbeitete PISOIDE in fenestrierten mudstones auf), auch im Pfaffenkogelprofil nachgewiesen werden können.

Ungeachtet der Genese der PISOIDE, weisen diese zusammen mit den tepee-Strukturen, bei weitgehendem Fehlen von Ca-Sulfaten auf ein semiarides Klima (SMITH 1974) hin. Es ist dabei anzunehmen, daß der Ablagerungsraum starken Salinitätsschwankungen unterworfen war, wenn auch eine reine, nicht hypersaline, vadose Diagenese, wie sie z. B. GROVER 1976 beschrieb, für die Einheit 1 auszuschließen ist. Einheit 2 unterscheidet sich, im lithologischen Habitus und in der Art der Verwitterung von den Gesteinen der Einheit 1. Dazu kommen noch die Kristallgröße und das weitgehende Fehlen der in Einheit 1 nachgewiesenen textuellen Merkmale. Die starke Umkristallisation läßt eine Identifikation der einzelnen Partikeln nicht zu, es dürfte sich dabei aber um Pellets, Intraklaste und Biogenreste handeln. Teilweise gewinnt man den Eindruck, als seien (Brachio-poden?)-Schillagen eingeschaltet. Wir sehen in der Einheit 2 den Ablagerungsraum einer tiefintertidal-flach subtidalen Fazies, die stark fluktuierenden Bedingungen ausgesetzt war und glauben, daß die diagenetische Umwandlung relativ später als in der Einheit 1 erfolgte und der frühen Spätdiagenese zuzuordnen ist (FÜCHT-BAUER & MÜLLER 1970, MISIK 1972). Die unterschiedliche Korngröße zwischen Einheit 2 und Einheit 1 allein auf das Rekristallisationsverhalten aufgrund des unterschiedlichen Anteils an unlöslichem Rückstand zurückführen zu wollen (MARSCHNER 1967), scheint in unserem Fall nicht ausreichend zu sein, da die in Einheit 1 auftretenden typischen Merkmale nur sporadisch auftreten. Die Chloritvormacht des unlöslichen Rückstandes der Einheit 2 könnte in der Weise gedeutet werden, daß sie mit der Diagenese der Porenwässer in Zusammenhang steht, insofern als diagenetische Vorgänge unter Bildung von Dolomit und Chlorit den Porenlösungen Magnesium entzogen (ENGELHARDT 1973). Auch dies wäre wiederum kennzeichnend für eine Diagenese, bei der marine Porenwässer eine Rolle spielten, und würde bedeuten, daß der größte Teil der Chlorite diagenetischer Natur ist.

### 3. Die Genese der Dolomit-Dolomitschiefer-Folge am Eichberg

Im Hangenden der hellen Dolomite tritt im Raume des Plabutsch-Buchkogel-zuges und bei Gösting eine über 200 m mächtige Wechselfolge von Dolomiten und Dolomitschiefern auf, die von HERITSCH als dunkle Dolomite bezeichnet

wurde. Die Abfolge am Eichberg läßt sich einerseits durch den Wechsel von grauen Dolomiten und Dolomitschiefern, andererseits durch das Auftreten von stark bituminösen, schwarzen Dolomiten charakterisieren, die in einzelnen Horizonten mit lateral ansteigender Mächtigkeit reichlich *Amphipora* sp. führen, deren Autochtonie nachweisbar ist. Typisch ist das Auftreten von feinkörnigen Karbonatgesteinen, zyklischen Folgen, lokalem Auftreten von Ca-Sulfaten, konglomeratischen Lagen, detritischem Quarz, Lagen von frühdiagenetischem Dolomit, relativ ansteigender Bitumengehalt und abnehmende primäre Porosität, sowie das häufige Auftreten von Erosionsdiskordanzen. Dazu kommt noch Bioturbation sowie die Bildung von Amphiporenrasen („dark *Amphipora*-Facies“).

Diese Merkmale sprechen für eine vom offenen Meer durch eine Barriere geschützte Schelflagune mit z. T. reduzierenden Bedingungen (KREBS 1974). Während die *Amphipora*-führenden schwarzen Dolomite sowie die biogen- und/oder pelletführenden mudstones als subtidale Sedimente angesehen werden, zeigen die restlichen Mikrofaziestypen intra-supratidale Merkmale. Damit läßt sich das zyklische Verhalten der Lagunensedimente mit regressiven und transgressiven Tendenzen des Meeres erklären, die, wie KREBS 1974 zeigte, gerade in der Schelf-Lagune am deutlichsten ausgeprägt sind. In den Schieferlagen sehen wir teilweise Emersionshorizonte, vor allem dann, wenn sie von Dolomitkrusten überlagert oder unterlagert werden, bzw. wenn in den Dolomitschiefern Dolomitkrusten aufgearbeitet sind (MULTER & HOFFMEISTER 1968, GERMANN 1969). In der ungleichen Körnung der Dolomite und den groben Dolomitkristallen (–1,00 mm) (HANSELMAYER 1952), der biogen- und/oder pelletführenden mudstones, sowie der Amphiporendolomite sehen wir wiederum Hinweise für eine spätdiagenetische Dolomitisierung (vgl. NICHOLS 1974), während für die restlichen Mikrofaziestypen eine frühdiagenetische Dolomitisierung angenommen werden muß.

#### 4. Die Genese der Dolomitsandstein-Folge am Treffenberg bei Rein

Die relativ einheitliche, tektonisch stark zerstückelte Folge am Treffenberg bei Rein zeigt gegenüber den zuletzt besprochenen Subfazies eine sehr starke klastische Beeinflussung. Die Korngröße der klastischen Partikel liegt im Ton-Siltbereich; Feinsande sind selten. Die dominierenden textuellen Merkmale sind wellige Wechschelung, Linsenschichtung und Flaserschichtung, dazu kommt noch untergeordnet Bioturbation, sowie die Einschaltung biogenführender gradiert grainstones, mit linsenförmiger Geometrie sowie Linsen, deren Sandstein-feinkiesgroßen Komponenten magmatischer Herkunft sind. Aufgrund der Ausbildung, Geometrie und der textuellen Merkmale lassen sich diese Linsen unschwer als Rinnensedimente deuten.

Betrachtet man die von REINECK 1973 (cum lit.), WUNDERLICH 1970, DE VRIES, KLEIN 1970, 1971, JOHNSON & FRIEDMAN 1969, RAAF & BOERSMA 1972 u. a. vorgelegten Zusammenfassungen der Charakteristika klastischer Gezeitensedimente, so läßt sich die Abfolge am Treffenberg mit großer Wahrscheinlichkeit einer Gezeitenebene zuordnen, wobei an den Bereich des Schlick- und Schlicktsandwatts zu denken wäre. Die im Hangenden auftretenden rotgefärbten Sedimente könnten verstärkten kontinentalen Einfluß anzeigen.



## H) Dolomitisierung

Auf die primäre (penekontemporäre-)frühdiaogenetische Dolomitisierung wurde seit ANGEL 1929 mehrfach hingewiesen. Auch die z. B. bei FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970 und MISIK 1972 gegebenen Zusammenstellungen der Merkmale frühdiaogenetischer Dolomite bestätigen dies.

Die Frage, welcher der derzeit vorherrschenden Theorien „seepage refluxion“ KING 1947 oder „evaporative pumping“ HSÜ & SIEGENTHALER 1969 der Vorzug zu geben ist, soll hier nicht entschieden werden. Es sei in diesem Zusammenhang lediglich auf die ausführlichen Diskussionen bei FAIRBRIDGE 1957, CHILINGAR & BISSEL 1961, FRIEDMAN & SANDERS 1967, MISIK 1972, BATHURST 1975 u. a. hingewiesen.

Wichtig für beide Theorien sind das Mg/Ca-Verhältnis und die Salinität, die ständig starken Schwankungen unterworfen sind („schizohalines environment“). Unter solchen Bedingungen ist nach FOLK & LAND 1975, FOLK & SIEDLECKA 1974 eine Dolomitisierung am besten gewährleistet. Dafür sprechen auch die geringen, sicherlich aufgrund des weiteren Diageneseablaufes weiterhin stark reduzierten Sr-Gehalte, da damit zu rechnen ist, daß Sr nur im geringen Maße im Dolomit-Gitter eingebaut werden dürfte (KRANZ 1976) und auch der Frischwassereinfluß unabhängig von der Art des primären Karbonates sehr niedrige Strontiumkonzentrationen zur Folge hat (FLÜGEL & WEDEPOHL 1967). Bezüglich des ebenfalls geringen Mn-Gehaltes vertreten BENCINI & TURI 1974 die Meinung, daß diagenetische Prozesse den primären Mn-Gehalt nur kaum verändern und niedrige Mn-Gehalte als Anzeichen für flache Ablagerungsräume anzusehen sind. Für die hellen, massigen-grobgebankten, grobkristallinen Dolomite im Profil Pfaffenkogel bzw. für die Amphiporen-Dolomite und biogen- und/oder pelletführenden mudstones am Eichberg kann die Vorstellung einer frühdiaogenetischen Dolomitisierung nicht gelten. Darauf hat bereits HANSELMAYER 1952 hingewiesen, der von einer metasomatischen Dolomitisierung sprach.

Der unterschiedliche Diagenesegrad innerhalb der massigen Dolomite selbst, sowie die zwar undeutliche aber weitgehend vollständige Erhaltung der Amphiporen läßt an eine frühe spätdiaogenetische Dolomitisierung denken; dafür spricht auch der paläogeographische Bezug. Außerdem kann dabei das Magnesium unschwer aus Mg-reichen Porenlösungen der frühdiaogenetischen Dolomite (RICHTER 1974) bezogen werden.

## I) Gedanken zur Paläogeographie der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums

Der Versuch, die einzelnen Subfazies dieser peritidalen Entwicklung zu einem Faziesmodell zu vereinen, stößt aus zwei Gründen auf Schwierigkeiten:

1. Die biostratigraphische Einstufung der einzelnen Schichtglieder der Dolomit-Sandstein-Folge ist nur beschränkt gegeben; sie beruht vorwiegend auf der Kenntnis des Alters der über- und unterlagernden Schichtglieder. Ansonsten liefern

stratigraphische Anhaltspunkte die Amphiporendolomite, die uns zeigen, daß diese Anteile dem Eifel angehören. Die wenigen bisher aus der Dolomitsandstein-Folge nachgewiesenen Conodontenfunde können nicht als signifikant betrachtet werden. So konnte SCHARFE 1976 (unpubl.) aus einer Wechsellagerung von Dolomiten und Dolomitschiefern mit Flaserkalken und Kalkschiefern an der Straße zwischen Stiwoll und St. Pankrazen eine kleine, schlecht erhaltene Conodontenfauna des Ems wahrscheinlich machen. Die z. T. endemische Coelenteratenfauna (vgl. Zusammenfassung bei FLÜGEL 1960, 1975) läßt auch nur beschränkte Aussagen zu. Sie zeigt uns aber, daß im Raume des Plesch-Buchkogel-Zuges die Dolomit-Sandsteinfolge bis in das höhere Givet (FLÜGEL 1956) reicht. Auf der anderen Seite konnten EBNER 1976, PLODOWSKI 1976 zeigen, daß die von FLÜGEL 1958 als Teil der Dolomit-Sandstein-Folge (helle Dolomite) angesprochenen Dolomite im Raume N. Eggenfeld am Kontakt zum Diabas eine Conodonten- und Brachiopodenfauna der *siluricus*- (Oberes Silur) bis *woschmidt*-Zone (Gedinne) führen. Es scheinen somit auch tiefere Anteile als die Crinoiden-Schichten, aber auch die Barrandei- und die Kanzelkalke von einer Dolomit-Fazies vertreten zu werden.

2. Der Mannigfaltigkeit der Subfazies im Raume des Plabutsch-Buchkogel-Zuges und im Raume von Gösting-Weinzödl-Kleinstübing steht eine relativ monotone, lokal reichlich Echinodermen-führende Dolomit-Silt-Sandstein-Folge mit lokaler Einschaltung von braunen und schwarzen Schiefern, Flaserkalken, massigen Kalken und Kalkschiefern gegenüber, die sowohl hangend als auch lateral von Kalkschiefern überlagert bzw. vertreten sein kann. Daneben stellen auch Barrandei-Kalke das Hangende der Dolomitsandstein-Folge dar. Die lokal reiche Echinodermatenführung, sowie die Einschaltungen von Kalken weisen diese Fazies der Dolomitsandstein-Folge als vorwiegend marine Entwicklung aus. Der fazielle Zusammenhang zwischen diesen beiden Fazies ist zur Zeit noch weitgehend unklar.

Das Auftreten von reinen Karbonatgesteinen und dolomitisierten klastischen bzw. klastisch stark beeinflussten Sedimenten weist auf eine klastisch-karbonatische Küstenentwicklung hin. Für derartige Küstenentwicklungen führt zur Klärung ihrer Genese SELLEY 1970 folgende Ursachen, die entweder einzeln oder kombiniert wirken können, an:

1. Aufgrund der geringen Zufuhr durch die Flüsse, eventuell in Verbindung mit einem flachen Hinterland, kommt nur lokal terrigenes Material an die Küste.
2. Ist das Einfallen der Küste gegen das offene Meer sehr flach, bildet sich eine breite Küstenzone, wobei sich um Flußmündungen terrigene Sedimente in Form von Gezeitenebenen anlagern. Dabei wird die Sandkomponente dem offenen Meer näher als Sandwatt oder als Barriersand abgelagert.
3. Zuletzt ist noch zu fordern, daß landwärts gerichtete Strömungen Karbonate an die Küste bringen.

Aufgrund der von uns durchgeführten Faziesanalyse der einzelnen Profilausschnitte scheinen die Argumente 2 und 3 im besonderen Maße den Verhältnissen im Grazer Paläozoikum gerecht zu werden, während 1 zwar wahrscheinlich aber derzeit kaum nachweisbar ist.

Wenn wir nun im folgenden versuchen wollen, die einzelnen Subfazies zu einem Faziesmodell zusammenzufügen, dann sind wir uns dabei aus dem oben Gesagten bewußt, daß wir eine Magnafazies unsicheren stratigraphischen Umfangs beschreiben.

Abb. 11 veranschaulicht das von uns gewonnene Bild der paläogeographischen Entwicklung zur Zeit der Ablagerung der Sedimente der Dolomitsandstein-Folge. Wir gehen davon aus, daß wir eine im Detail kaum untersuchte Gezeitenebenen-Fazies, für die derzeit das Profil am Treffenberg als charakteristisch angesehen wird, die allmählich mit Kalken und Kalkschiefern wechsellagernd in eine Kalkschieferentwicklung übergeht, einer Küstenlagunen-Fazies gegenüberstellen, wobei die Entwicklung am Pfaffenkogel die Küste selbst, die Entwicklung am Eichberg die Lagune und die Entwicklung bei Pt. 339 die Lagune gegen das offene Meer mit einer Sandsteinbarriere abgeschrmt wird (vgl. MAZZULO & FRIEDMAN 1975). Sie stellt die genetische Verbindung zur Gezeitenebenen-Fazies her. Die eingeschalteten und unterlagernden Flaserdolomite und Biogenschuttdolomite werden dabei als Strandstufen-Fazies gedeutet.

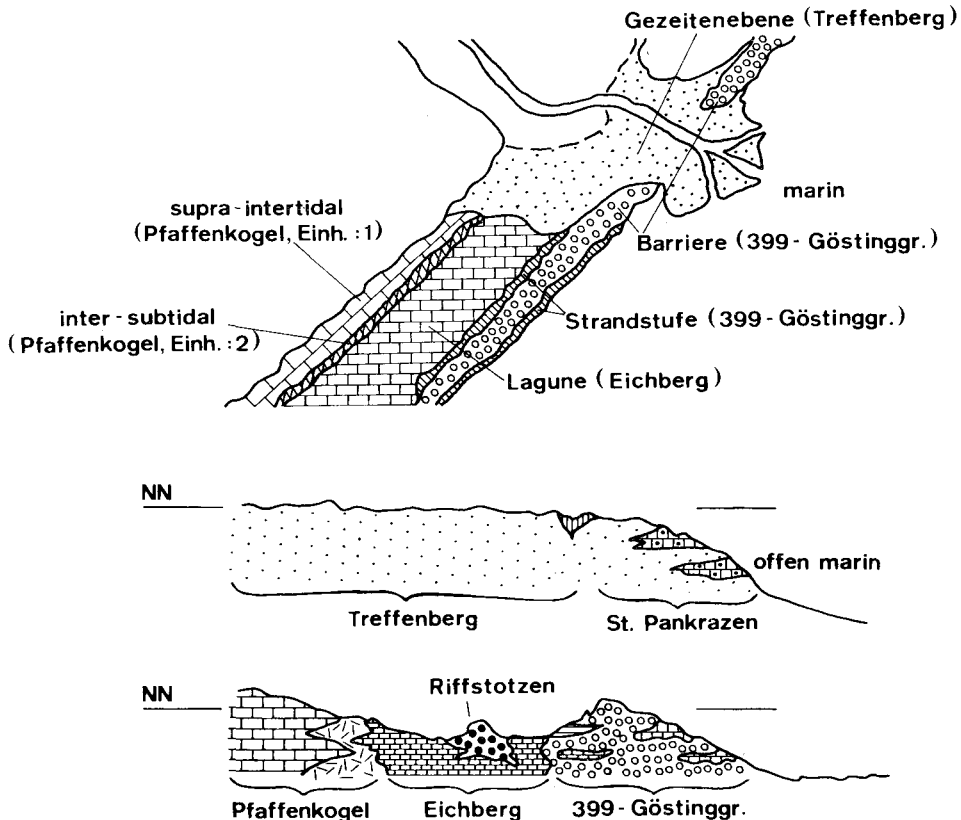


Abb. 11: Schematisches Modell der Faziesentwicklung der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums.

Wie bereits ausgeführt, scheint diese peritidale Fazies lokal auch im höheren Devon weiterzubestehen. Der transgressive Charakter (KAMAL 1976) bleibt dabei erhalten, sodaß die Barriere verlorengelassen (vgl. BALL et al. 1971) und eine generelle Verbindung zwischen offenem Meer und Küste gegeben ist. Dabei dürften aus den Amphiporenolomititen die Barrandeischichten hervorgehen, die in den tieferen Anteilen, zumindest lokal noch stärker reduzierende Bedingungen erkennen lassen, während die Hangendbereiche bereits den alleinigen Einfluß des offenen Meeres vermuten lassen, wodurch ein Hinweis auf einen flachen sublitoralen Ablagerungsraum mit Crinoidenrasen, Brachiopodenschillbänken, sowie Korallen und Stromatoporen-Biostromen gegeben ist (FLÜGEL 1972). Dieser transgressive Charakter bleibt bis an die Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums erhalten (EBNER 1976), wobei sich allerdings die beginnende Umstellung bereits an der Devon-Karbondgrenze zum erstenmal andeutet.

### J) Regionaler Ausblick

Der Nachweis einer Küstenentwicklung wirft die Frage auf, inwieweit ihr eine regional-paläogeographische Relevanz zukommt. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972, FLÜGEL 1975, 1976 vermuten einerseits Zusammenhänge des Grazer Paläozoikums mit dem von Mittelkärnten (dies betrifft vorwiegend die vulkanogen-klastischen Sedimente des Silur und Unterdevon), andererseits auch solche mit der Nördlichen Grauwackenzone. Betrachtet man – entsprechend den zuletzt von SCHÖNLAUB (im Druck) geäußerten Vorstellungen – die Karnischen Alpen und die Grauwackenzone als Plattformentwicklungen, zwischen denen eine sehr mobile Beckenentwicklung liegt, so erhebt sich die Frage, welche Stellung dabei dem Grazer Paläozoikum zukommt. Dabei ist zu bedenken, daß die Ansicht, das Grazer Paläozoikum stelle einen Sonderfall in der ostalpinen Entwicklung dar, durch immer weniger Argumente gestützt werden kann (FLÜGEL 1975).

Ein Vergleich der Entwicklung der Karnischen Alpen mit der Norischen Decke der steirischen Grauwackenzone erscheint ab dem oberen Ordovizium bis ins tiefere Unterdevon im Hinblick auf die lithologische Entwicklung und der Faziesdifferenzierung als durchaus legitim, und wird zum Teil durch den Nachweis lokal gleicher Schichtfolgen gestützt (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976), während ab dem Mitteldevon ein Unterschied in der viel stärkeren Faziesdifferenzierung der Karnischen Alpen gegeben ist.

Dafür liegt ab diesem Zeitpunkt eine weitgehend fazielle Übereinstimmung zwischen der Norischen Decke der Grauwackenzone, dem Paläozoikum von Murau-Neumarkt (?) und dem Grazer Paläozoikum vor.

Betrachtet man das Einsetzen der dominanten Karbonatgesteinsentwicklung im Paläozoikum der Ostalpen, dann ist auffallend, daß gerade das Grazer Paläozoikum in der Rannach-Fazies mit einer Küstenentwicklung einsetzend, relativ am spätesten unter den Einfluß einer reinen Karbonatproduktion kommt. Bringt man die heutige Anordnung der Groß-Fazies des Grazer Paläozoikums in Zusammenhang mit dem tektonischen Bau, dann könnte die Tonschiefer-Schöckelkalk-

Fazies (?) eine primär westliche, die Hochlantsch-Fazies eine mittlere und die Rannach-Fazies eine östliche Position einnehmen. Darauf weisen auch die nach Osten gerichteten transgressiven Tendenzen im Altpaläozoikum und die nach Westen weisenden Regressionen im Jungpaläozoikum (EBNER 1976) hin. Eine klare Vorstellung darüber ist aber erst dann zu erwarten, wenn die laufenden stratigraphisch-faziellen Arbeiten im Grazer Paläozoikum abgeschlossen sind.

Dehnt man mit FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972 und FLÜGEL 1976 diese Vorstellung auch auf das Mittelkärntner Paläozoikum und Remschnig und Sausal (EBNER 1974, BUGGISCH et al. 1975) aus, so könnte man einer sich ab dem Unterdevon erweiternden Plattformentwicklung eine intensiv vulkanogen beeinflusste Beckenentwicklung gegenüberstellen. Dies würde bedeuten, daß die genannten Paläozoika zumindest seit dem Unter-/Mitteldevon in einer paläogeographischen Position waren, die diese fazielle Verknüpfung ermöglicht.

### Literatur

- ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. — Mitt. natw. Ver. Steiermark, **60**, 302 S., 51 Tab., 19 Taf., Graz 1924.
- Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums. — Mitt. natw. Ver. Steiermark, **64/65**, 136—149, Graz 1929.
- ASSERETO, R. & FOLK, R. L.: Brick-like Texture and Radial Rays in Triassic Pisolites of Lombardy, Italy: A Clue to Distinguish Ancient Aragonitic Pisolites. — *Sediment. Geol.*, **16**, 205—222, 2 Abb., 7 Taf., Amsterdam 1976.
- ASSERETO, R. & KENDALL, Ch.: Nature and origin of peritidal tepee structures and related breccias. — *Sedimentology*, **24**, 153—210, 31 Abb., Amsterdam 1977.
- BAKER, G. & FROSTICK, A. C.: Pisoliths, Oololiths and Calcareous Growth in Limestone Caves of Port Cambell Victoria, Australia. — *J. sediment. Petrol.*, **21**, 85—104, 5 Tab., 3 Taf., Tulsa 1951.
- BALL, St. M., ROBERTS, W., NORTON, J. & POLLARD, W. D.: Queen Formation (Guadalupian, Permian) Outcrops of Eddy County, New Mexico and their Bearing on Recently Proposed Depositional Models. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **55**, 1348—1355, 3 Abb., Menasha 1971.
- BATHURST, R. G. C.: Carbonate Sediments and their Diagenesis. — *Developm. Sediment.*, **12**, 658 S., 359 Abb., 25 Tab., (2. Aufl.), Amsterdam 1975.
- BECHSTADT, Th.: Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calcit Faziesindikatoren. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1974**, 643—663, 17 Abb., Stuttgart 1974.
- Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **149**, 73—95, 8 Abb., Stuttgart 1975.
- BENCINI, A. & TURI, A.: Mn Distribution in the Mesozoic Carbonate Rocks from Lima Valley, Northern Apennines. — *J. sediment. Petrol.*, **44**, 2 Abb., 3 Tab., Tulsa 1974.
- BERNOULLI, D. & WAGNER, C. W.: Subaerial Diagenesis and Fossil Caliche Deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **138**, 135—149, 8 Abb., Stuttgart 1971.
- BHATT, J. J.: Evidence of Evaporite Deposition in the Lower Carboniferous Main Limestone Series of South Wales, U.K. — *Sediment. Geol.*, **13**, 65—70, 3 Abb., Amsterdam 1975.
- BLACK, D. M.: Cave Pearls in Carlsbad Caverns. — *Sci. Month.*, **1952**, 206—210, 2 Abb., 1952.
- BLUMEL, O. W.: Über Sandsteine der Grazer Umgebung. — *Festschr. F. ANGEL*, 13—18, Graz 1956.
- BOSELLINI, A. S. & ROSSI, D.: Triassic Carbonate Buildups of the Dolomites, Northern Italy. — [In:] LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: *Reefs in Time and Space*. — *Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **18**, 209—233, 33 Abb., Tulsa 1974.

- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G. & LÜTKE, F.: Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschnigg (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten. — N. Jb. Geol. Mh., **1975**, 263—278, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.
- CASTELLARIN, A. & SARTORI, R.: Desiccation Shrinkage and Leaching Vugs in the Calcarei Grigi Infra-Iassio Tidal Flat (S. Massenza and Loppia, Trento, Italy). — *Eclogae geol. Helv.*, **66**, 339—343, 2 Abb., 2 Taf., Basel 1973.
- CHILINGAR, G. V. & BISSEL, H. J.: Dolomitization by Seepage Refluxion (Discussion). — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **45**, 679—681, Tulsa 1961.
- CONKIN, J. E. & CONKIN, B. M.: *Scalarituba missouriensis* and its stratigraphic distribution. — Paleont. Contr. Univ. Kansas, Pap., **31**, 7 S., 1 Tab., 4 Taf., Lawrence 1968.
- CROUZEL, F., LANG, J., LUCAS, G. & SEGONZAC, G.: Un environnement carbonate continental: concrétions algaires du Miocène d'Aquitaine. — Bull. Soc. géol. France, (7) **14**, 228—236, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 4, 5, Paris 1972.
- DAVIS, J. C.: Statistics and Data Analysis in Geology. — 550 S., 159 Abb., 91 Tab., New York 1973.
- DICKINSON, K. A., BERRYHILL, H. L. & HOLMES, Ch. W.: Criteria for Recognizing Ancient Barrier Coastlines. — [In:] RIGBY, J. K. & HAMBLY, Wm. K. [Hrsg.]: Recognition of Ancient Sedimentary Environments. — Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **16**, 192—214, 14 Abb., Tulsa 1972.
- DUNHAM, R. J.: Vadose Pisolite in the Capitan Reef. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **49**, 338, Menasha 1965.
- Vadose Pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. — [In:] FRIEDMAN, G. M. [Hrsg.]: Depositional Environments in Carbonate Rocks. A Symposium. — Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **14**, 182—191, 22 Abb., Tulsa 1969.
- Early Vadose Silt in Townsend Mound (Reef), New Mexico. — [In:] FRIEDMAN, G. M. [Hrsg.]: Depositional Environments in Carbonate Rocks. A Symposium. — Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **14**, 139—181, 22 Abb., Tulsa 1969.
- Keystone vugs in Carbonate Beach Deposits. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **54**, 845, Tulsa 1970.
- EBNER, F.: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). — Verh. geol. B.-A., **1975**, 281—287, 2 Abb., Wien 1975.
- Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. — Verh. geol. B.-A., **1976**, 65—93, 3 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien 1976a.
- Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld — Ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **37**, 275—305, 2 Abb., 5 Tab., 5 Taf., Graz 1976b.
- ENGELHARDT, v. W.: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. III. — 378 S., 133 Abb., 55 Tab., Stuttgart (E. Schweizerbart) 1973.
- ESTEBAN, M. C.: Vadose Pisolite and Caliche. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **60**, 2048—2057, 4 Abb., 1 Tab., Tulsa 1976.
- ESTEBAN, M. & LLOYD, C. P.: Non Vadose Origin of Pisolitic Facies, Capitan Reef Complex (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **60**, 670, Tulsa 1976.
- EVAMY, B. D.: The Precipitation of Aragonite and its Alteration to Calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. — [In:] PURSER, B. H. [Hrsg.]: The Persian Gulf, Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. — 329—342, 6 Abb., New York 1973.
- FAIRBRIDGE, Rh. W.: The Dolomite Question. — [In:] LE BLANC, R. J. & BREEDING, T. G. [Hrsg.]: Regional Aspects of Carbonate Deposition. — Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Pap. **5**, 125—178, 14 Abb., Tulsa 1957.
- FENNINGER, A.: Die Fazies der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums — ein Vorbericht. — Mineral. Mitt. Joanneum, **42**, 285—286, Graz 1975.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). — Verh. geol. B.-A., **1976**, 257—303, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Wien 1976.
- FLUGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Karbonatgesteinen (Faziesanalyse und Faziesmodelle). — 236 S., 80 Abb., Erlangen 1976.

- FLÜGEL, H.: Das sedimentäre Gefüge der Dolomitsandsteine (Grazer Paläozoikum). — Mitt. natw. Ver. Steiermark, **83**, 31—42, 5 Abb., Graz 1953.
- Die „Sandsteinfazies“ des Mitteldevons von Graz. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **1956**, 45—77, 2 Tab., Wien 1956.
- Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und Silur/Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — Prager Arbeitstgg. Stratigr. Silur/Devon, (1958). — 115—121, 1 Abb., Praha 1960.
- Das Paläozoikum von Graz. — Exk. Führer 42. Jahresvers. paläont. Ges., **1972**, 117—140, 7 Abb., 1 Tab., Graz 1972.
- Die Geologie des Grazer Berglandes. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, 288 S., 6 Abb., 47 Tab., Graz 1975a.
- Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. — Geol. Rdsch., **64**, 62 S., 13 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1957b.
- FLÜGEL, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. geol. Ges. Wien, **63**, 142—148, Wien 1972.
- FLÜGEL, H. & WEDEPOHL, K. H.: Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. Ein Beitrag zur Diagenese von Karbonatgesteinen. — Contr. Mineral. Petrol., **14**, 229—249, 6 Abb., 7 Tab., Heidelberg 1967.
- FOLK, R. L. & ASSERETO, R.: Comparative Fabrics of Length-Slow and Length-Fast Calcite of calcitized Aragonite in a Holocene Speleothem, Carlsbad Caverns, New Mexico. — J. sediment. Petrol., **46**, 486—496, 11 Abb., Tulsa 1976.
- FOLK, R. L. & LAND, L. S.: Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **59**, 60—68, 2 Abb., Tulsa 1975.
- FOLK, R. L. & SIEDLECKA, A.: The “schizohaline” environment: Its sedimentary diagenetic Fabrics as exemplified by Late Paleozoic Rocks of Bear Island, Svalbard. — Sediment. Geol., **11**, 15 S., 9 Abb., Amsterdam 1974.
- FRIEDMAN, G. M., AMIEL, A. J., BRAUN, M. & MILLER, D. S.: Generation of Carbonate Particles and Lamination in Algal Mats. — Example from Sea-Marginal Hypersaline Pool, Gulf of Aquaba, Red Sea. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **57**, 541—557, 17 Abb., 2 Taf., Tulsa 1973.
- FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E.: Origin and Occurrence of Dolostones. — [In:] CHILINGAR, G. V., BISSEL, H. J. & FAIRBRIDGE, Rh. W. [Hrsg.]: Carbonate Rocks: Origin, Occurrence and Classification. — Developm. Sediment., **9A**, 267—348, 2 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Amsterdam 1967.
- FUCHTBAUER, H.: Influence of Salinity on Carbonate Rocks in the Zechstein Formation, North-Western Germany. — Proc. Hannover Symp.: Geology of Saline Deposits, **1968**, 123—131, 1 Abb., 1 Tab., Hannover 1972.
- FUCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H.: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — Geol. Rdsch., **55**, 29—40, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1965.
- FUCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. II. — 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- FUCHTBAUER, H. & TISLJAR, J.: Peritidal Cycles in the Lower Cretaceous of Istria (Yugoslavia). — Sediment. Geol., **14**, 219—233, 5 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1975.
- GEBELEIN, C. D.: Distribution, Morphology and Accretion Rate of Recent Subtidal Algal Stromatolites, Bermuda. — J. Sed. Petrol., **39**, 49—69, 1 Tab., Tulsa 1969.
- GERMANN, K.: Reworked Dolomite Crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as Indicators of Early Supratidal Dolomitization and Lithification. — Sedimentology, **12**, 257—277, 13 Abb., Amsterdam 1969.
- GIBBS, R. J.: X-Ray Diffraction Mounts. — [In:] CARVER, R. E. [Hrsg.]: Procedures in Sedimentary Petrology. — 531—539, 5 Abb., New York (WILEY-Interscience) 1971.
- GINSBURG, R. N.: Recent Stromatolitic Sediments from South Florida. — J. Paleont., **29**, 723—724, Tulsa 1955.
- GINSBURG, R. N., BRICKER, O. P., WANLESS, H. R. & GARRET, P.: Exposure Index and Sedimentary Structures of a Bahama Tidal Flat. — Abstr. geol. Soc. America, **2**, 744, Washington 1970.
- GOLDBERG, M.: Supratidal Dolomitization and Dedolomitization in Jurassic Rocks of Hamakhtesh Hagatan, Israel. — J. sediment. Petrol., **37**, 760—773, 22 Abb., Tulsa 1967.

- GOLDSMITH, J. R. & GRAF, D. L.: Structural and compositional variations in some natural dolomites. — *J. Geol.*, **66**, 678—693, Chicago 1958.
- GOLDSMITH, J. R., GRAF, D. L. & JOENSUU, O. I.: The Occurrence of Magnesian Calcites in Nature. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **7**, 212—230, Heidelberg 1955.
- GRAUBERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Age and Origin of Detrital Zircons from the Pre-Permian Basement of the Bohemian Massif and the Alps. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **40**, 105—130, 7 Abb., 2 Tab., Heidelberg 1973.
- GREGOIRE, Ch. & MONTY, C.: Observations au microscope électronique sur le calcaire à Pâte fine entrant dans la constitution de structures stromatolithiques du Viséen moyen de la Belgique. — *Ann. Soc. géol. Belgique*, **85**, B389—B397, 4 Taf., Bruxelles 1963.
- GROVER, G.: Fenestral Fabrics in Noncyclic "Low" Salinity Tidal-Flat Carbonate Rocks, Middle Ordovician, Virginia. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **60**, 676, Menasha 1976.
- HADITSCH, J. G.: Die Geologie des Raumes zwischen Graz/Göting, Judendorf und Straßengel. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 164 S., 18 Abb., 4 Beil., Graz 1958.
- HANSELMAN, D. H., CONOLLY, J. R. & HORNE, J. C.: Carbonate environments in the Wilkute Formation of Central Eastern Tennessee. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, **85**, 45—50, 4 Abb., Boulder 1974.
- HANSELMAYER, J.: Beiträge zur Sedimentationspetrographie der Grazer Umgebung II. Petrographie und Chemismus der Dolomite des Plabutsch-Buchkogelzuges bei Graz. — *Mitt. natw. Ver. Steiermark*, **81—82**, 117—133, 5 Abb., Graz 1952.
- HARMAN, H. H.: Modern Factor Analysis. — 417 S., Chicago (The University of Chicago Press) 1964.
- HAYES, J. B.: Clay Mineralogy of Mississippian Strata of Southeast Iowa. — 10<sup>th</sup> nat. Conf. Clays Clay Mineral. (Sd.)
- HENBEST, L.: Fossil Spoor and their Environmental Significance in Morrow and Atoka Series, Pennsylvanian, Washington County, Arkansas. — *Prof. Pap. US. geol. Surv.*, **400**, 383, Washington 1960.
- HERITSCH, F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, II. Die geologische Stellung der Schichten mit *Heliolites barrandei* in der Umgebung von Graz etc. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **94**, 53—112, 6 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1917.
- Korallen vom Göstinger Jungfernsprung bei Graz. — *Mitt. natw. Ver. Steiermark*, **55**, 87—92, 2 Abb., Graz 1919.
- HOFMANN, H. J.: Stromatolites. Characteristics and Utility. *Earth Sci. Rev.*, **9**, 339—373, 12 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1973.
- HOWARD, J. D.: Trace Fossils as Criteria for Recognizing Shorelines in Stratigraphic Record. — [In:] RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K. [Hrsg.]: Recognition of Ancient Sedimentary Environments. — *Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **16**, 215—225, 6 Abb., Menasha 1972.
- HSU, K. J. & SIEGENTHALER, C.: Preliminary Experiments on Hydrodynamic Movement Induced by Evaporation and their Bearing on the Dolomite Problem. — *Sedimentology*, **12**, 11—26, 2 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1969.
- JACKA, A., THOMAS, C. M., BECK, R. H., WILLIAS, K. W. & HARRISON, S. I. C.: Guadalupian Depositional Cycles of the Delaware Basin and Northwest Shelf. — [In:] ELAM, J. G. & CHUBER, St. [Hrsg.]: Cyclic Sedimentation in the Permian Basin. — 152—196, 17 Abb., 22 Taf., Midland 1969.
- JOHNSON, K. G. & FRIEDMAN, G. M.: The Tully Clastic Correlatives (Upper Devonian) of New York State: A Modell for Recognition of Alluvial, Dune (?), Tidal, Nearshore (Bar and Lagoon) and Offshore Sedimentary Environments in a Tectonic Delta Complex. — *J. sediment. Petrol.*, **39**, 451—485, 25 Abb., 4 Tab., Tulsa 1969.
- KAHLE, Ch. F. & FLOYD: Stratigraphic and Environmental Significance of Sedimentary Structures in Cayugan (Silurian) Tidal Flat Carbonates, Northwestern Ohio. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, **82**, 2071—2098, 15 Abb., 5 Tab., Washington 1971.
- KAMAL, R. A.: Gull River Limestone-Transgressive Sequence of Supratidal to Subtidal and Shoal Deposits in Medial Ordovician of Central New York. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **60**, 685—686, Tulsa 1976.
- KENDALL, Ch. G. St. C.: An Environmental Re-interpretation of the Permian Evaporite/Carbonate Shelf Sediments of the Guadalupe Mountains. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, **80**, 2503—2525, 12 Abb., Boulder 1969.



- KING, R. H.: Sedimentation in Permian Castille Sea. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **31**, 470—477, Tulsa 1947.
- KLEIN, G., DE VRIES: Comparison of recent and ancient tidal flat and estuarine sediments. — Amer. Assoc. Advanc. Sci., 207—218, 1967.
- A sedimentary model for determining paleotidal range. — Bull. geol. Soc. Amer., **82**: 2585—2592, Boulder 1971.
- Sedimentary model for determining paleotidal range: Reply. — Bull. geol. Soc. Amer., **83**: 539—546, Boulder 1972.
- KOLMER, H.: Mineralfazielle Untersuchung der Dolomit-Sandstein-Folge (Rannach-Fazies) und der Kalkschiefer-Folge (Hochlantsch-Fazies). — Mitt. natw. Ver. Steiermark, **103**, 23—28, 1 Abb., 1 Tab., Graz 1973.
- Spurenanalytische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Grazer Paläozoikums. — Mitt. natw. Ver. Steiermark, **105**, 53—69, 3 Abb., 4 Tab., Graz 1975.
- KRANZ, J. R.: Strontium — ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen. — Geol. Rdsch., **65**, 593—615, 9 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1976.
- KREBS, W.: Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. — [In:] LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in Time and Space. Selected Examples from the Recent and Ancient. — Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **18**, 155—208, 25 Abb., 10 Tab., Tulsa 1974.
- LINDHOLM, R. C. & FINKELMAN, R. B.: Calcite Staining Semiquantitative Determination of Ferrous Iron. — J. Sediment. Petrol., **42**, 239—242, 1 Abb., 1 Tab., Tulsa 1972.
- LOUCKS, R. G. & FOLK, R. L.: Fanlike Rays of Former Aragonite in Permian Capitan Reef Pisolite. — J. Sediment. Petrol., **46**, 483—485, 5 Abb., Tulsa 1976.
- LUCIA, F. J.: Recognition of Evaporite — Carbonate Shoreline Sedimentation. — [In:] RIGBY, J. K. S. & HAMBLIN, W. K. [Hrsg.]: Recognition of Ancient Sedimentary Environments. — Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **16**, 160—191, 34 Abb., Tulsa 1972.
- MARSCHNER, H.: Relationship between Carbonate Grainsize and Non-Carbonate Content in Carbonate Sedimentary Rocks. — [In:] MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. [Hrsg.]: Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. — **55—57**, 2 Abb., Heidelberg (Springer) 1968.
- MASSARI, F.: Aspetti sedimentologici in una serie Calcarea Titonico — Berriasiana di Bassa profondità della Sardegna orientale. — Mem. Inst. Geol. Mineral. Univ. Padova, **26**, 56 S., 9 Abb., 4 Taf., Padova 1968.
- MASSE, J. P.: Présence de structures a affinités stromatolitiques dans l'Urgonien des îles du Frioul (Rade de Marseille, B.-du-Rh.). — Bull. Soc. géol. France, (7), **11**, 128—132, 1 Abb., Paris 1969.
- MATTER, A.: Tidal Flat Deposits in the Ordovician of Western Maryland. — J. Sediment. Petrol., **37**, 601—609, 5 Abb., Tulsa 1967.
- MAZZULO, S. J. & FRIEDMAN, G. M.: Conceptual Model of Tidally Influenced Deposition on Margins of Epeiric Seas: Lower Ordovician (Canadian) of Eastern New York and South-western Vermont. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **59**, 2123—2141, 13 Abb., 1 Tab., Tulsa 1975.
- MÍŠIK, M.: Lithologische und fazielle Analyse der mittleren Trias der Kerngebiete der West-karpaten. — Acta Univ. Comensk. Geol., **22**, 5—154, 9 Abb., 64 Taf., Bratislava 1974.
- MULTER, H. G.: Field Guide to same Carbonate Rock Environments — Florida Keys and Western Bahamas. — 158 S., Madison 1971.
- MULTER, H. G. & HOFFMEISTER, J. E.: Subaerial Laminated Crusts of the Florida Keys. — Bull. geol. Soc. Amer., **79**, 183—192, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Boulder 1968.
- NAGTEGAL, P. J. C.: Microtextures in Recent and Fossil Caliche. — Leidse geol. Meded., **42**, 131—142, 12 Abb., Leiden 1969.
- NEWELL, N. D., RIGBY, K. J., FISCHER, A. G., WHITEMAN, A. J., HICKOX, J. E. & BRADLEY, J. S.: The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico. A Study in Paleoecology. — 236 S., 85 Abb., 32 Taf., San Francisco (Freeman) 1953.
- NICHOLS, K. M.: Coextensive Supratidal Dolomite and Underlying Secondary Dolomite in the Triassic of North-Central Nevada. — J. Sediment. Petrol., **44**, 783—789, 5 Abb., Tulsa 1974.
- PENNECKE, K. A.: Das Grazer Devon. — Jb. geol. R.-A., **43**, 567—616, Taf. 7—12, Wien 1894.

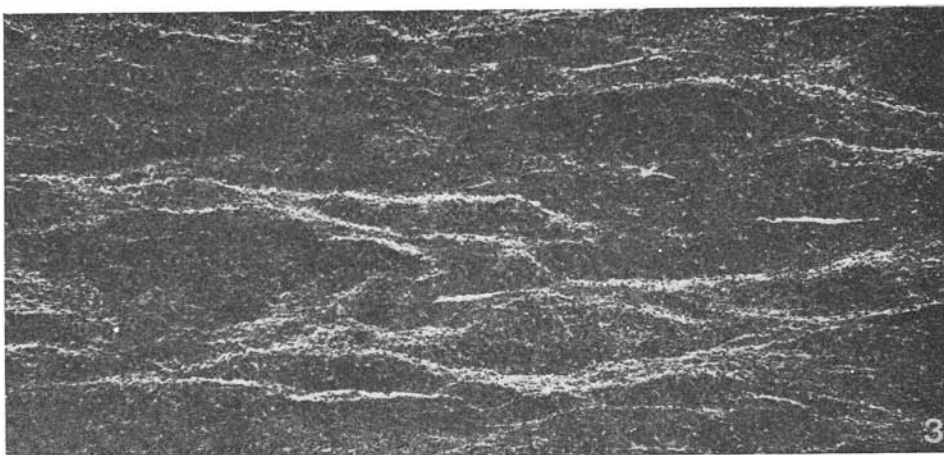
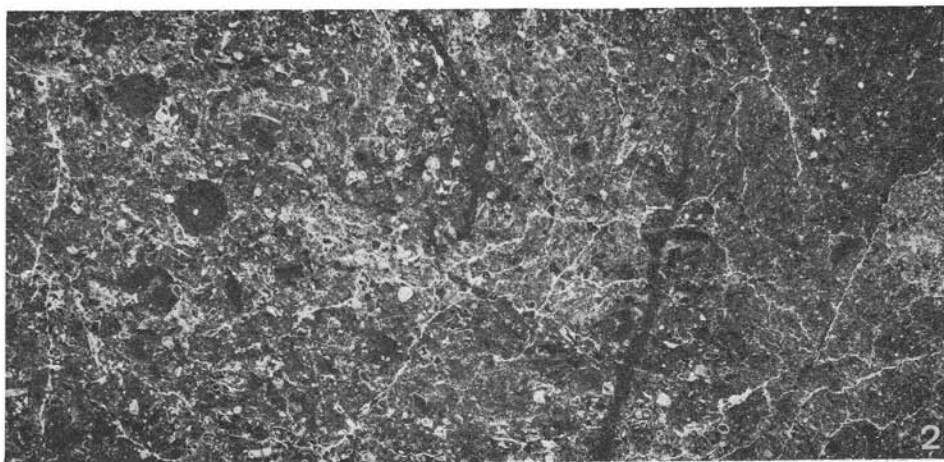
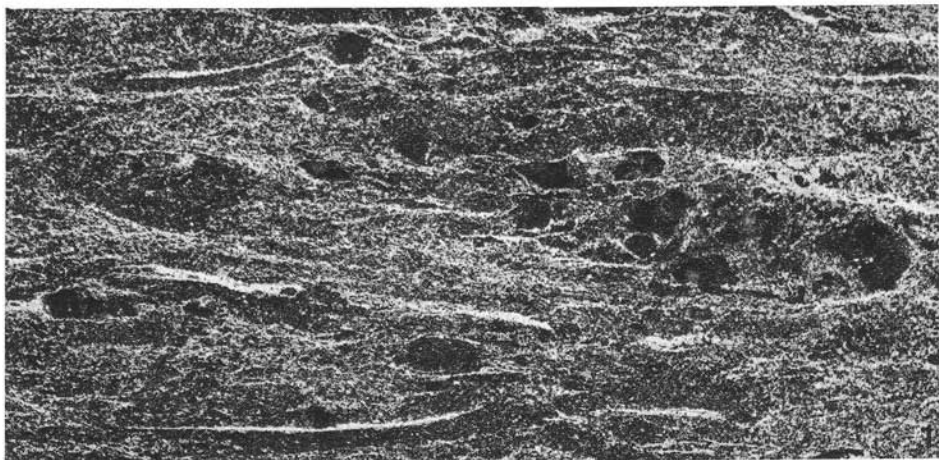
- PIALLI, G.: Facies di piana cotidale nel Calcare Massiccio dell' Appennino Umbro Marchigiano. — *Boll. Soc. geol. ital.*, **90**, 481—507, 15 Abb., Roma 1971.
- PLODOWSKI, G.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofiles von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). — *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **37**, 307—323, 20 Abb., 2 Taf., Graz 1976.
- POTTER, P. E.: Sand Bodies and Sedimentary Environment: A Review. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **51**, 337—365, 12 Abb., 6 Tab., Tulsa 1967.
- PURSER, B. H.: Syn-Sedimentary Marine Lithification of Middle Jurassic Limestones in the Paris Basin. — *Sedimentology*, **12**, 205—230, 16 Abb., Amsterdam 1969.
- Tidal Sediments and their Evolution in the Bathonian Carbonates of Burgundy, France. — [In:] GINSBURG, R. N. [Hrsg.]: Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts. — 335—343, 7 Abb., New York (Springer) 1975.
- PURSER, B. H. & LOREAU, J.-P.: Aragonitic Supratidal Encrustations of the Trucial Coast, Persian Gulf. — [In:] PURSER, B. H. [Hrsg.]: The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. — 343—376, 20 Abb., New York (Springer) 1973.
- RAAF, de J. F. M. & BOERSMA, J. R.: Tidal Deposits and their Sedimentary Structure (Seven Examples from Western Europe). — *Geol. en Mijnb.*, **50**, 479—504, 7 Abb., Utrecht 1971.
- REINECK, H.-E.: Über die Entstehung von Linsen- und Flaserschichten. — *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin*, (3. Kl.) **1**, 369—374, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1960.
- Bibliographie geologischer Arbeiten über rezente und fossile Kalk- und Silikatwatten (Bibliography of Recent and Ancient Tidalites). — *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **6**, 57 S., Frankfurt/M. 1973.
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F.: Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding. — *Sedimentology*, **11**, 99—104, 5 Abb., Amsterdam 1968.
- RICHTER, D. K.: Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite in der Eifel. — *Contr. Sedimentology*, **2**, 101 S., 48 Abb., Stuttgart 1974.
- RODRIGUEZ, J. & GUTSCHICK, R. C.: Late Devonian — Early Mississippian Ichnofossils from Western Montana and Northern Utah. — [In:] CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. [Hrsg.]: Trace Fossils. — 407—438, 6 Abb., 10 Taf., Liverpool (Seel House Press) 1970.
- ROEHL, P. O.: Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) Facies Analogs of Recent Low-Energy Marine and Subaerial Carbonates, Bahamas. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **51**, 1979—2032, 48 Abb., Tulsa 1967.
- SEILACHER, A.: Bathymetry of Trace Fossils. — *Marine Geol.*, **5**, 413—428, 4 Abb., 2 Taf., Amsterdam 1967.
- SEILACHER, A. & MEISCHNER, D.: Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. — *Geol. Rdsch.*, **54** (1964), 596—619, 13 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1965.
- SELLEY: Ancient Sedimentary Environments. — 237 S., London (Chapman & Hall) 1970.
- SMITH, D. B.: Origin of Tepees in Upper Permian Shelf Carbonate Rocks of Guadalupe Mountain, New Mexico. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **58**, 63—70, 8 Abb., Tulsa 1974.
- Sedimentation of Upper Artesia (Guadalupean) Cyclic Shelf Deposits of Northern Guadalupe Mountains, New Mexico. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **58**, 1699—1730, 23 Abb., Tulsa 1974.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen im Paläozoikum der Ost- und Zentralpyrenäen. — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 121 S., 18 Abb., 8 Tab., Graz 1976.
- TENNANT, C. B. & BERGER, R. W.: X-ray Determination of Dolomite-Calcite Ratio of a Carbonate Rock. — *Amer. Mineral.*, **42**, 23—29, Menasha 1957.
- TEXTORIS, D. A.: Petrology of Supratidal, Intertidal and Shallow Subtidal Carbonates, Black River Group, Middle Ordovician, New York, USA. — *Rept. 23. Int. Geol. Congr.*, **8**, 227—248, 6 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Prag 1968.
- TEXTORIS, D. A. & CAROZZI, A. V.: Petrography of a Cayugan (Silurian) Stromatolite Mound and Associated Facies, Ohio. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **50**, 1375—1388, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Tulsa 1966.
- THOMAS, C. M.: Origin of pisolites. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**, 360, Tulsa 1965.
- TOOMEY, D. F.: Application of Factor Analysis in a Facies Study of the Leavenworth Limestone (Pennsylvanian-Virgilian) of Kansas and Environs. — *Spec. Distr. Publ. Geol. Surv. Univ. Kansas*, **27**, 28 S., 13 Abb., 6 Tab., Lawrence 1966.

- TRUSWELL, J. F. & ERIKSON, K. A.: Stromatolitic Associations and their Paleo-Environmental Significance: A Re-Appraisal of a Lower Proterozoic Locality from the Northern Cape Province, South Africa. — *Sediment. Geol.*, **10**, 1—23, 18 Abb., Amsterdam 1973.
- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptionsgesteine. — Ein Nomenklatur-Kompendium mit 1. Nachtrag. Eruptivgesteinsnamen. — 360 S., 41—90, 2 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1969.
- UBERLA, K.: Faktorenanalyse. — 399 S., Berlin (Springer) 1968.
- UNLAND, W.: Sedimentary and Diagenetic Environments of the Dosso dei Morti-Limestone/Judicarie (Lower and Middle Anisian; Italy). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975**, 54—64, 6 Abb., Stuttgart 1975.
- VISHER, G. S.: Use of Vertical Profile in Environmental Reconstruction. — *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**, 41—61, 16 Abb., Tulsa 1965.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. — 471 S., 30 Taf., Berlin-Heidelberg (Springer) 1975.
- WOLFF, M. & FUCHTBAUER, H.: Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — *Geol. Jb.*, (D) **14**, 3—53, 7 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Hannover 1976.
- WUNDERLICH, F.: Genesis and Environment of the "Nellenköpfchenschichten" (Lower Emsian, Rheinian Devon) at Locus Typicus in Comparison with Modern Coastale Environment of the German Bay. — *J. Sediment. Petrol.*, **40**, 102—130, 42 Abb., Tulsa 1970.
- ZENGER, D. H.: Significance of Supratidal Dolomitization in the Geological Record. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, **83**, 12 S., 9 Abb., Boulder 1972.
- ZIMMERLE, W.: Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete? — *Geol. Rdsch.*, **61**, 116—139, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1972.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 8. 8. 1977.

### Tafelerläuterungen

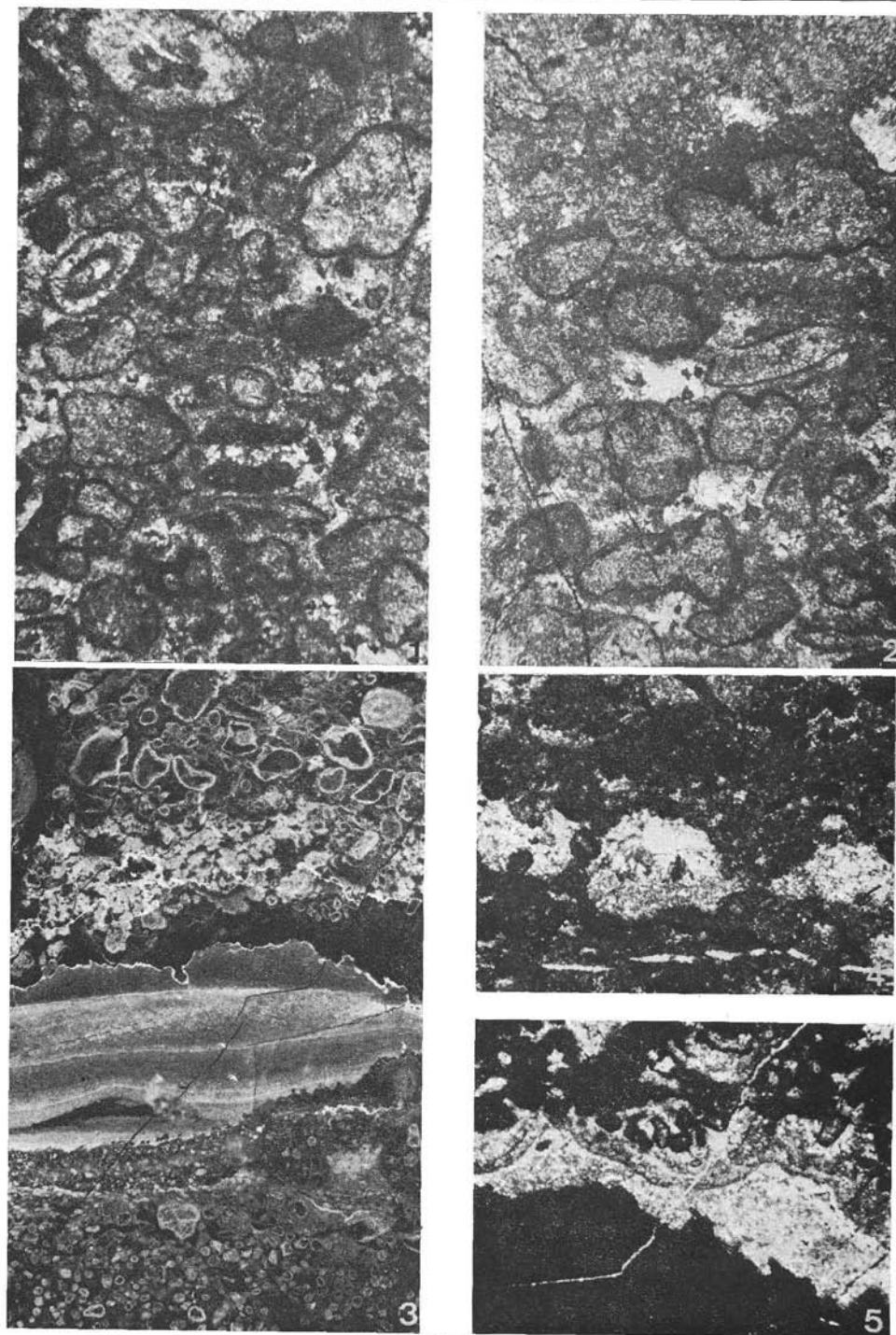
- Taf. 1: Fig. 1 Feinsandführende, geflaserte Dolomite mit lokal angereicherter Crinoidenführung. Plattendolomite bei Pt. 399 im Göstinggraben. Schliffnegativ, 456/5, 4,7×.  
Fig. 2 Biogenschuttlage innerhalb der Dolomitsandsteinbank. Pt. 399 im Göstinggraben. Schliffnegativ, 456/33, 4,7×.  
Fig. 3 Dolomitmergel mit Flaserschichtung. Treffenberg bei Rein, Schliffnegativ, 470/7, 4,7×.
- Taf. 2: Fig. 1,2 Bioturbat verwühlte, siltige-feinkörnige Dolomitsandsteine mit Bauten von *Scalarituba*. SW-Fuß des Gamskogel, Stübinggraben. Schliffnegative, G 8: 2,7×; G 6: 2,7×.
- Taf. 3: Fig. 1-3 Biogenschuttdolomite mit Anzeichen vadoser frühdiagenetischer Zementation und Kleinhöhlenfüllungen. Fig. 1, 2: Pfaffenkogel, Schliffnegative, 2/53, 8,2×. Fig. 3: Pfaffenkogel, Schliffnegativ, 2/57, 4,4×.  
Fig. 4 Kristallsilt in fenestrierten Dolomiten, Pfaffenkogel, 2/5, 8×.  
Fig. 5 Stalaktitischer Zement, Pfaffenkogel, 2/57, 8×.
- Taf. 4: Fig. 1-4 Typen fenestrierter Dolomite, Pfaffenkogel, Schliffnegative. Fig. 1: 2/15, 1,6×; Fig. 2: 2/4, 4,7×; Fig. 3: 2/25, 1,6×; Fig. 4: 2/37, 4,7×.
- Taf. 5: Fig. 1-3 Stromatolithe (tlw. mit Trockenrissen). Pfaffenkogel. Fig. 1: Schliffnegativ, 2/45, 4,2×; Fig. 2: REM-Aufnahme, 2/56, 333×; Fig. 3: Schliffnegativ, 2/63b, 4×.
- Taf. 6: Fig. 1-3 Stromatolithische Autoklaste. Pfaffenkogel. Fig. 1: Schliffnegativ, 2/59, 3,7×; Fig. 2: Kristallsilt, 2/59, 7,2×; Fig. 3: Schliffnegativ, 2/63a, 3,6×.
- Taf. 7: Fig. 1 Trockenrisse in ss. Pfaffenkogel. Schliffnegativ, 2/2, 3,6×.  
Fig. 2 Gipsrosette. Pfaffenkogel. 1/110, 160×.  
Fig. 3,4 Typen vadoser Pisoide, Pfaffenkogel, Schliffnegative, Fig. 3: 2/65, 4,4×; Fig. 4: 2/56, 6,6×.
- Taf. 8: Fig. 1-3 Kleinhöhlenezementation, tlw. mit interner Sedimentation. Pfaffenkogel. Schliffnegative. Fig. 1: 2/53a, 4,8×; Fig. 2: 2/56x, 1,4×; Fig. 3: 2/57/2, 6,6×.
- Taf. 9: Fig. 1,2 Laminierte mudstones. Eichberg. Schliffnegative. Fig. 1: K 3, 4,8×; Fig. 2: K 11, 4,8×.  
Fig. 3 Amphiporendolomite. Eichberg. Schliffnegativ. K/4, 4×.
- Taf. 10: Fig. 1,2 Flaserungstypen der Dolomitmergel und -schiefer am Treffenberg bei Rein, Schliffnegative, Fig. 1: 470/8, 4,7×; Fig. 2: 470/9, 4,7×.



Tafel 1

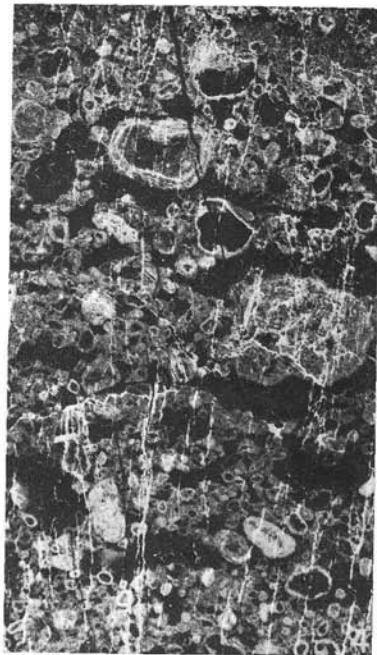
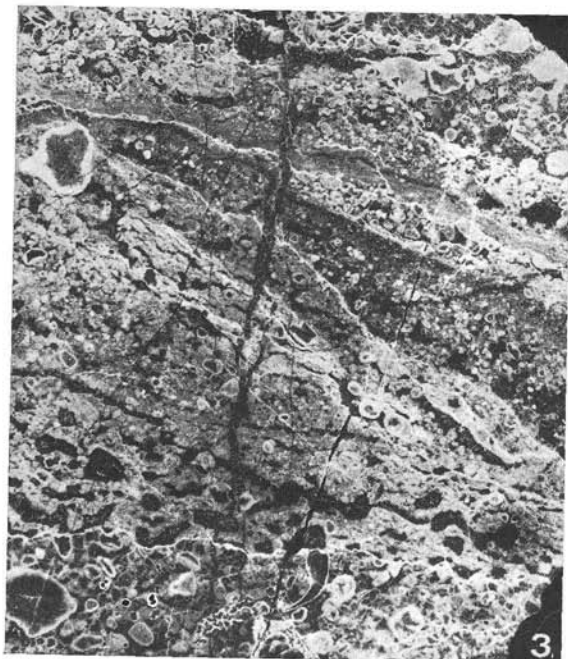
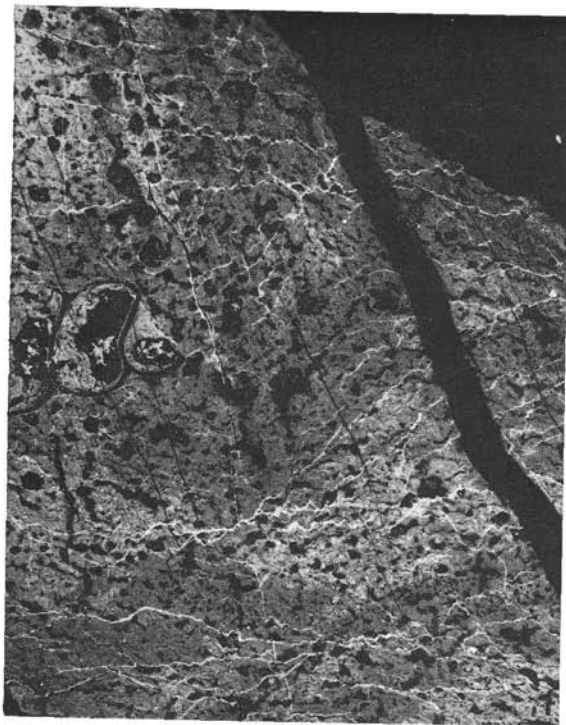


Tafel 2



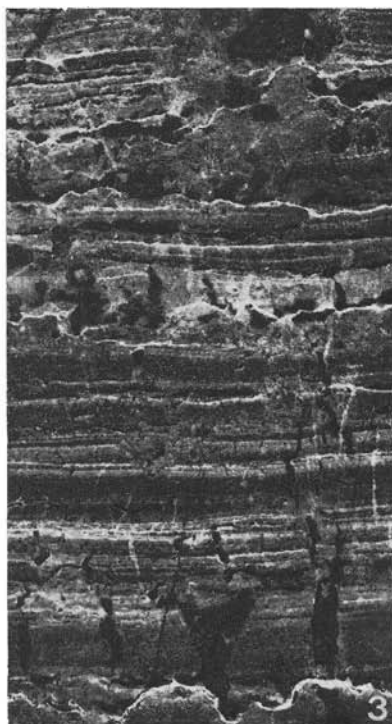
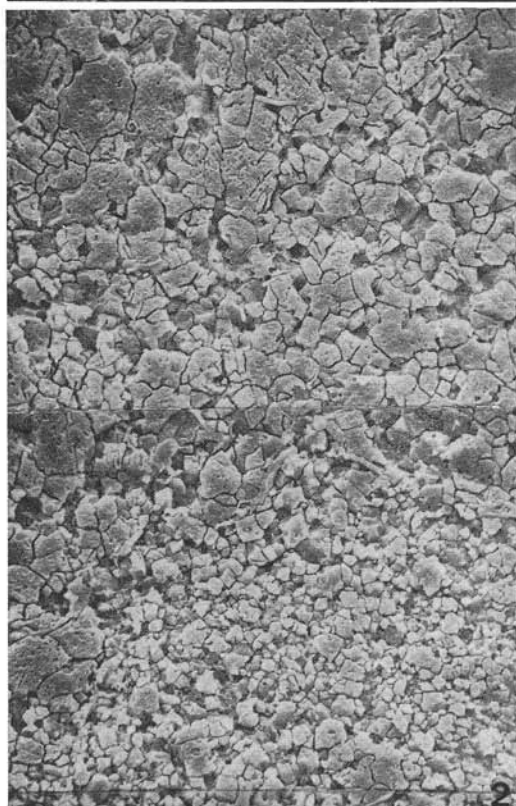
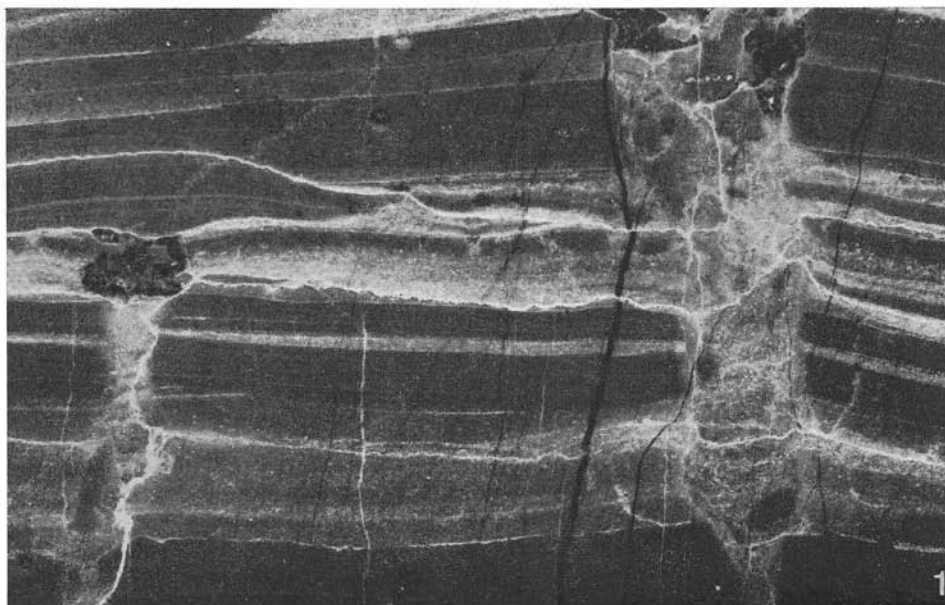
Tafel 3



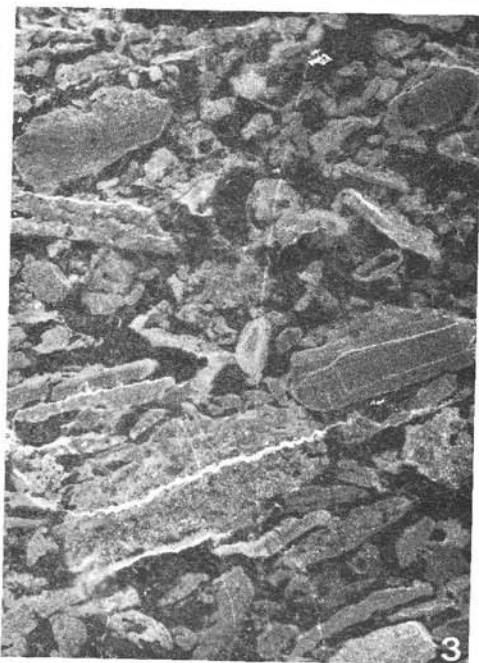
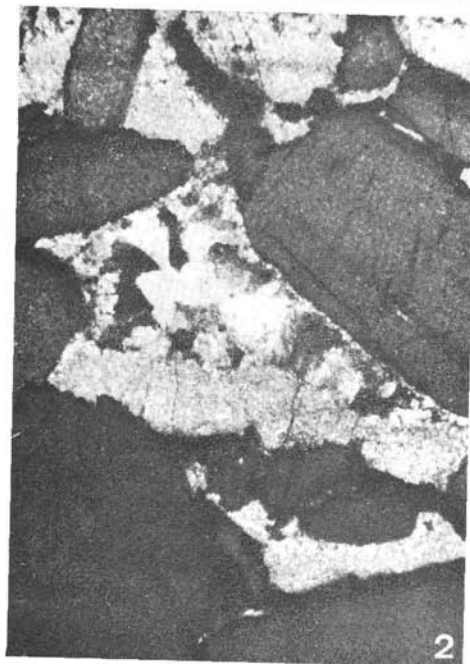
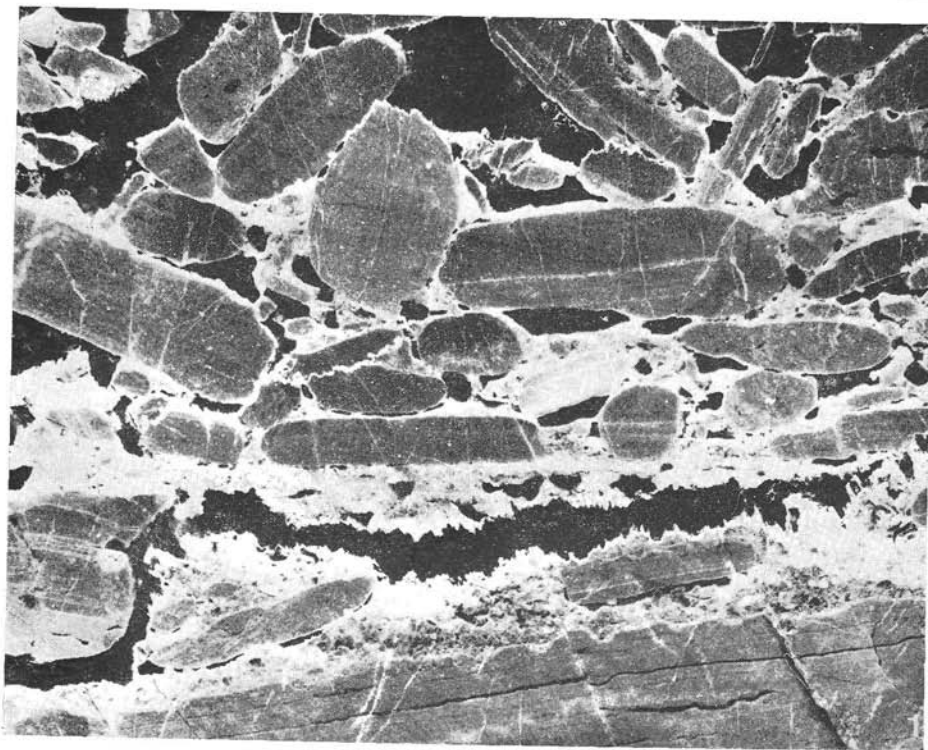


Tafel 4

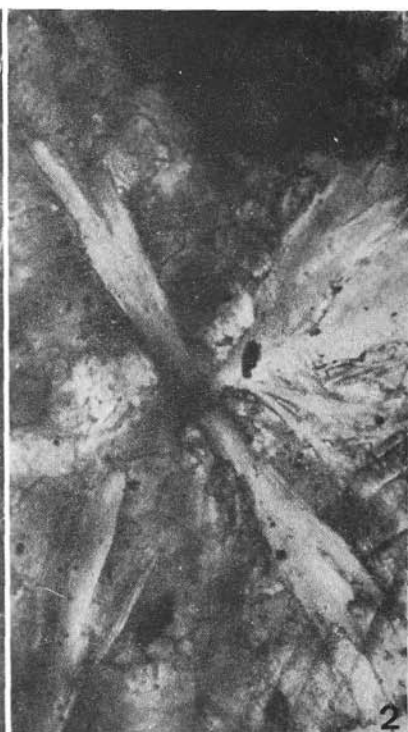
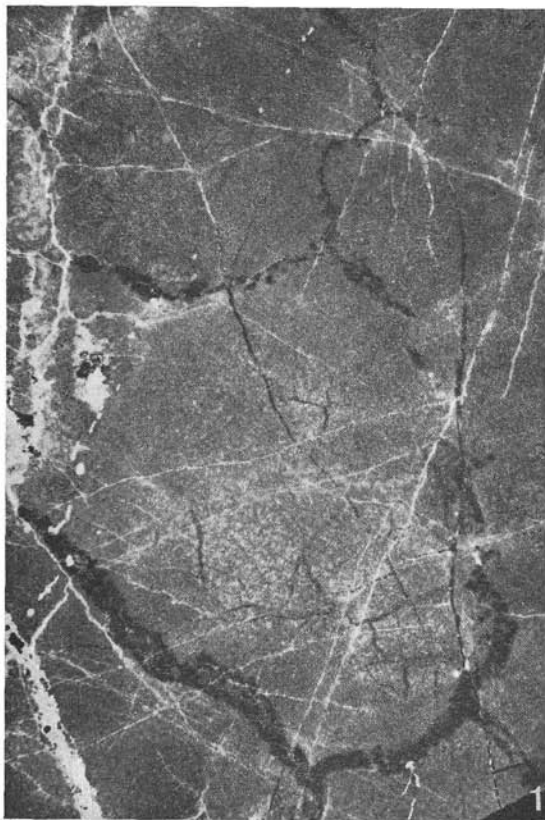




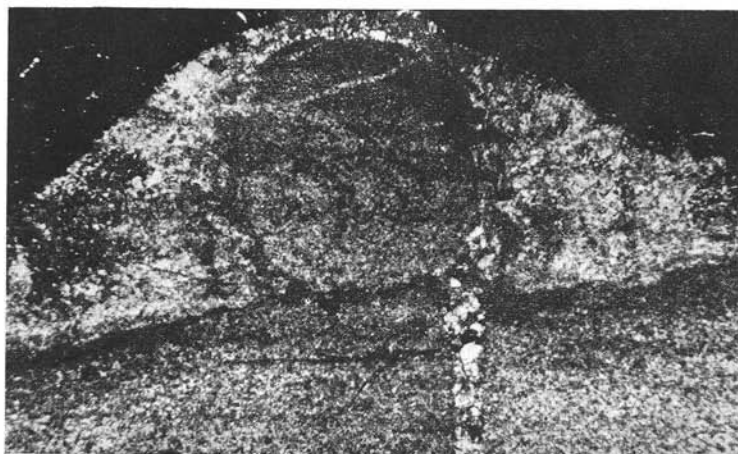
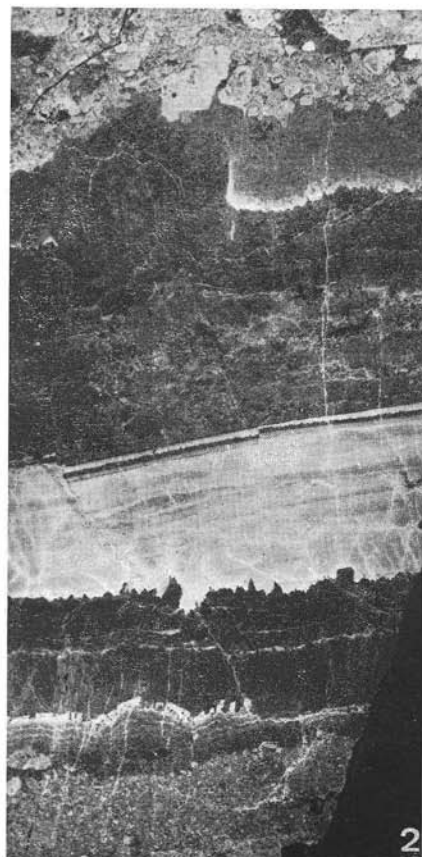
Tafel 5



Tafel 6

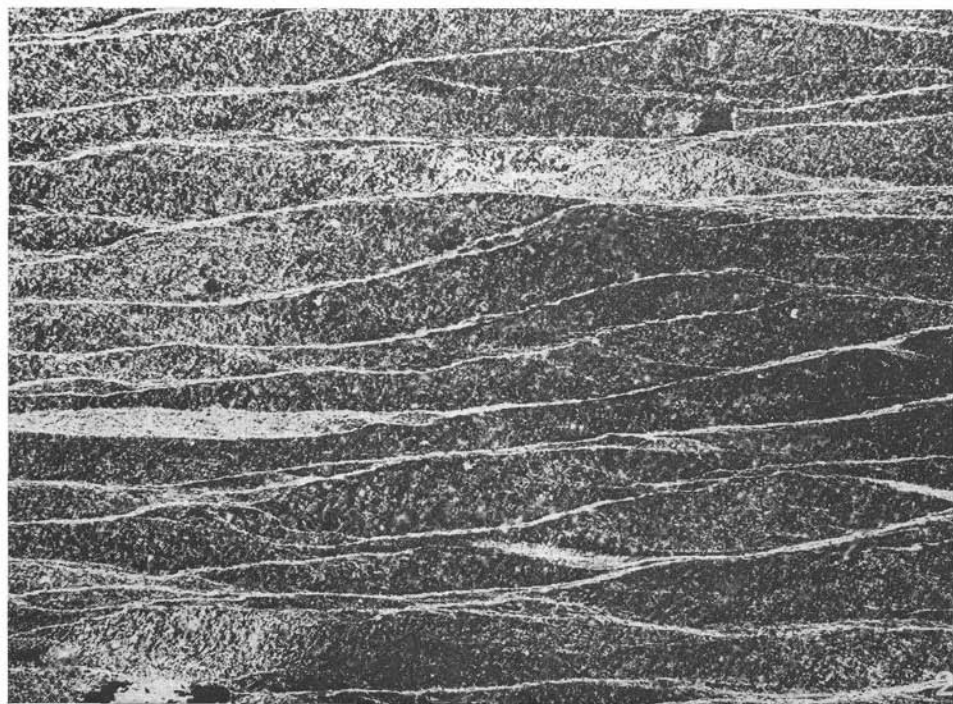


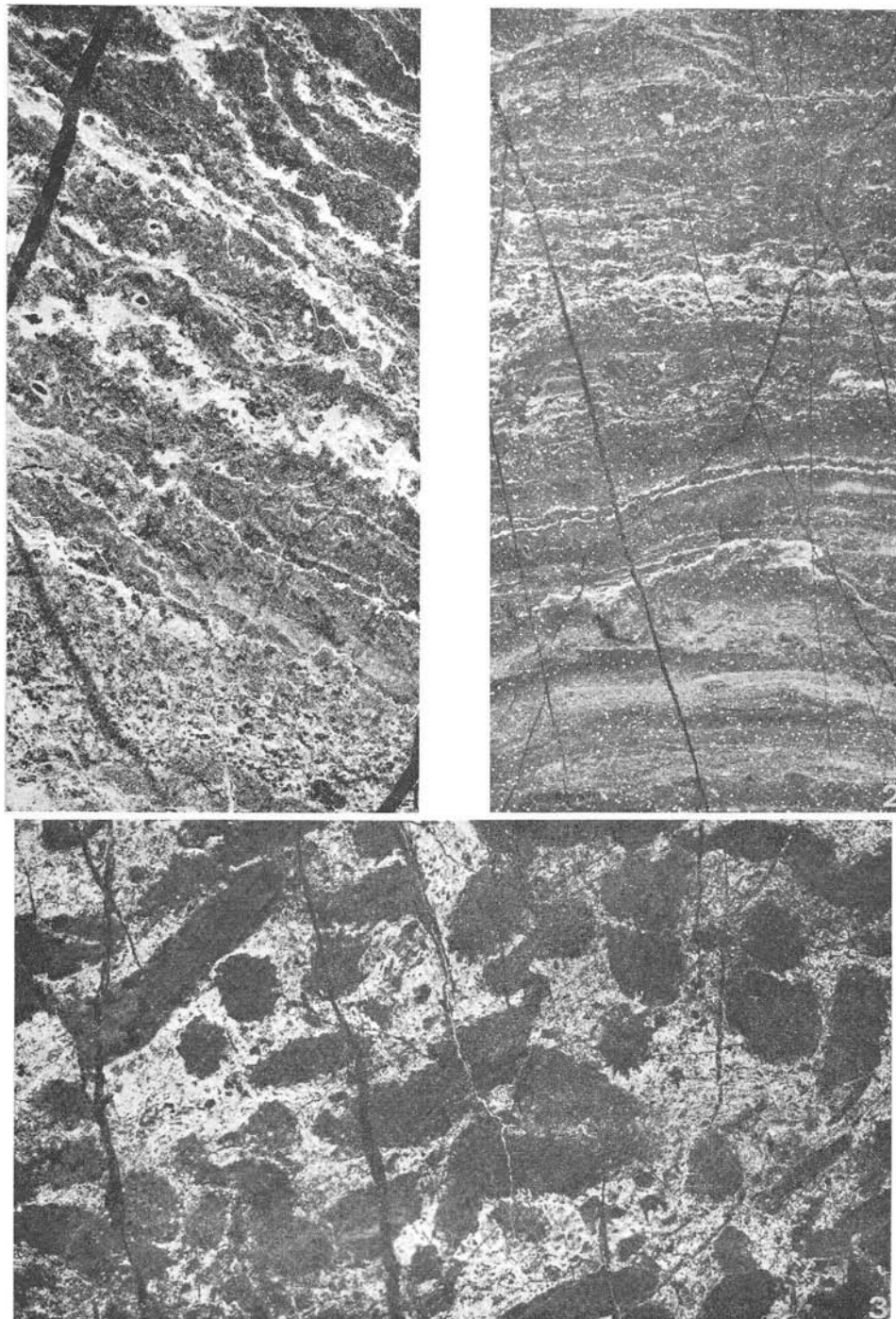
Tafel 7



Tafel 8







Tafel 10