

Litho- und Biofazies eines Detailprofils in den Oberen Pseudoschwagerinen — Schichten (Unter-Perm) der Karnischen Alpen

VON ERIK FLÜGEL, WOLFGANG HOMANN und GERD-FRIEDRICH TIETZ

Mit 6 Abbildungen und 4 Tabellen im Text

Schlüsselwörter

Südalpen	Biofazies
Kärnten	Lithofazies
Karnische Alpen	Palökologie
Unter-Perm	Sedimentologie

Zusammenfassung

Die sedimentologische und palökologische Detailaufnahme von 107 geringmächtigen Kalk- und Dolomitbänken aus dem unteren Abschnitt des Typusprofils der Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke gestattet Aussagen über die unterschiedliche Brauchbarkeit der durch biofazielle Merkmale kontrollierbaren sedimentologischen Parameter (Bank-Dicken, Schliff-Texturen, säurelösliche Rückstände, Kalzit/Dolomit-Verhältnis) für Fazies-Interpretationen. Die Schlußfolgerungen sind auf Seite 36 zusammengestellt.

Abstract

Detailed litho- and biofacies section of the upper *Pseudoschwagerina* beds (Lower Permian), Carnic Alps (Austria).

107 thin-bedded limestones and dolomites have been studied in detail in the lower part of the type section of the Upper *Pseudoschwagerina* beds (Lower Permian). The investigation reveals different utilities of sedimentological parameters (bed-thickness-analysis, textures in thin-sections, insoluble contents, calcite/dolomite ratios) for the interpretation of the environment.

Conclusions:

1. According to the results of bed-thickness-analysis there are no or only weak hiata in sedimentation.
2. The bedding of the limestones and dolomites is due to differences in the allochems (different fossils, different size grades).
3. Thin-sections show the limestones to be biomicrites and biosparites. The total ratio of all allochems is 68 (skeletal elements): 4 (intraclasts): 9 (pellets): 18 (algal oncoids): 1 (ooids) percent.
4. Different dolomite textures (microgranular hypidiotopic and granular hypidiotopic to xenotopic) correspond with differences in modal analysis and with differences in the dolomite content (20% and 85%).
5. The fossils show dolomitization according to the following sequence: Dasycladaceae and Codiaceae, Fusulinidae, algal oncoids, Smaller foraminifera, echinoderms.
6. The total carbonate content is 87,6 to 99,2 weight percent. The mean (106 samples) is 96,3%. Only 22% of all samples show carbonate contents below 95%.
7. Carbonate minerals as determined by X-rays are low-Mg calcite and well ordered dolomite with approximately 2 Mol% CaCO₃ surplus. The distribution of these minerals in the section is as follows: at the base calcite, lower part of the section calcite and dolomite, middle part of the section dolomite, upper part of the section calcite only.

8. The mean of the HCl insoluble carbonate free residuals is just about 3,5 weight percent. According to the distribution of the residuals there are hints to symmetrical cycles and perhaps abrupt changes of sedimentation from bed to bed.

9. There is no regular relationship between bed thickness and amount of residual. This may be explained by different behaviour of terrigenous clay and chemical precipitated carbonate in time.

10. The quartz grains of the residuals seem to be of eolian origin.

11. The residuals consist of quartz, sericite or muscovite, and illites. These main components are found together with kaolinite, feldspars (partial albite), very seldom chlorite, common pyrite. Pyrites (and albite?) only seem to be of authigenic origin.

12. The existence of kaolinite and illite may be a hint to a relative inshore sedimentation in a normal marine area.

13. According to a semi-quantitative survey of thin-sections the fauna and flora of the whole section consist of approximately 47% vagile benthos, 52% sessile benthos, and 1% nekton only.

14. Corals, echinoderms, bryozoa, dasycladaceae and codiaceae show the environment to be euhaline.

15. Calcareous algae, boring algae, and micrite envelopes around skeletal particles show that the sedimentation took place in depths of a few meters only.

16. Because of the change of micrite and sparitic beds and of limestones with fusulinides and limestones with algal oncoids environments with different water movements seem to be possible (current- and non-current deposits).

17. The water temperatures may have been between 18 and 20° C according to the abundant dasycladacean algae and corals. The investigation of oxygen isotope ratios ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) shows falsified values only.

18. There is an irregular change between hard and soft bottoms with regard to the primary sedimentation conditions. Endofauna or bioturbate textures have not been recognized.

19. According to the abundant green algae and fusulinidae as to the distribution patterns of the benthonic Smaller Foraminifera an environment in a coastal lagoon or in the Inner Shelf area seems to be probable but there are no good hints for a very near coastal line.

20. The different dolomite contents in the section may be caused by late diagenetic dolomitization which starts rapidly after lithification of the limestones and is controlled by the amount of lime muds. Textures of dolomites and the distribution of dolomites in the section show the dolomitization to be ascendent, and perhaps Permian in age.

These investigations are parts of a comprehensive facies analysis of the Permian shelf carbonates in the Carnic Alps.

Einleitung

Im Rahmen der Vorarbeiten für eine umfassende Fazies-Analyse der permischen Schichten in den Karnischen Alpen erwiesen sich sedimentologische Detailuntersuchungen im Bereich der aus gebankten Karbonaten bestehenden Folge der „Oberen Pseudoschwagerinen — Kalke“ (obere Rattendorfer Schichten, Unter-Perm) als notwendig. Aus diesem Grund wurde im Anschluß an eine Neuaufnahme des von F. & G. KAHLER (1937) beschriebenen Typus-Profiles der Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke am NW-Hang des Zottachkopfes der untere, etwa 20 m mächtige aus Biomikriten und Biospariten bestehende Profilabschnitt mit Hilfe von Schliffen sowie chemischen und röntgenographischen Analysen bearbeitet. Da die Mikrofossilien der untersuchten Folge bereits bekannt sind (Kleinforminiferen — E. FLÜGEL 1970, Fusuliniden — F. & G. KAHLER 1937, Kalkalgen — W. HOMANN 1970), ergaben sich Vergleichsmöglichkeiten hinsichtlich der bio- und lithofaziellen Daten.

Das Zottachkopf-Profil erschließt eine im wesentlichen aus Algen- und aus Fusuliniden-Karbonaten aufgebaute Schichtenfolge, die nach dem Sedimentationsmuster des „Bank-Modells“ (LAPORTE & IMBRIE 1964) im Bereich eines küstenfernen Innen-Schelf-Gebietes entstanden sein dürfte (siehe E. FLÜGEL 1970). Es handelt sich um dünn- bis mittelbankige Kalke und Dolomite mit ebenen, untereinander parallelen Schichtflächen. Die Schichtfugen sind im allgemeinen nicht durch Tonbeläge charakterisiert.

Untersuchungsmethoden

Die Geländeaufnahme (W. HOMANN) erbrachte den Nachweis von insgesamt 197 Karbonatbänken in einem 74 m mächtigen Profil, welches etwa zwei Fünftel der Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke und den Übergang in die hangenden Trogkofel-Kalke umfaßt. Die sedimentologische Untersuchung beschränkte sich auf die tiefsten Profilabschnitte; die Bank für Bank entnommenen Proben stammen daher nur aus den vier tiefsten der insgesamt acht im Oberen Pseudoschwagerinen-Kalk und im untersten Trogkofel-Kalk von W. HOMANN (1970) unterschiedenen Algen-Coenozonen.

Die Laborarbeiten (G.-F. TIETZ) umfaßten chemische und röntgenographische Untersuchungen, welche der quantitativen und qualitativen Bestimmung der säureunlöslichen Rückstände sowie der Feststellung der Ca/Mg-Verhältnisse dienen. Für diese Untersuchungen wurden 10 g jeder Probe mechanisch auf Korngrößen unter 40 Mikron zerkleinert. Aus jeweils 1 g Probenmaterial ließen sich die Karbonate mit etwa 500 ml 0,08 n HCl quantitativ herauslösen. Die Filtration der Lösungen über Membranfilter mit 0,45 μ Porenweite führte zur Gewinnung der säureunlöslichen Rückstände; hierbei ist mit einem mittleren Fehler von 2–3% zu rechnen.

Aus dem auf 1 l aufgefüllten Filtrat konnten Ca und Mg direkt komplexometrisch bestimmt werden (G. MÜLLER 1956). Eine Umrechnung der Ca- und Mg-Werte auf Karbonat ergab die Gesamtkarbonat-Gehalte. Der mittlere Fehler der chemischen Bestimmung liegt bei 2%. Da der Gehalt an Ton-Mineralen sehr gering ist, kann eine mögliche adsorptive Bindung von Ca und Mg an Tonminerale vernachlässigt werden.

Die röntgenographischen Untersuchungen wurden an einem PHILIPS-Röntgendiffraktometer (Cu-K α -Strahlung durchgeführt: Hierbei wurden an weitgehend texturfreien Pulverpräparaten der Gesamtproben die Intensitäten der jeweils stärksten Linien von Kalzit (d_{112}) und Dolomit (d_{112}) gemessen (GOLDSMITH & GRAF 1958). Die mineralogische Zusammensetzung der karbonatfreien Rückstände läßt sich quantitativ nur schätzen, da die Rückstandsmengen für die Herstellung von texturfreien Pulverpräparaten nicht ausreichen.

Dünnschliff-Untersuchungen (E. FLÜGEL) beschränken sich auf die halbquantitative Erfassung des Fossilinhaltes und auf die Festlegung der Karbonattypen im Sinne der von FOLK (1959) vorgeschlagenen Klassifikation

sowie auf die Beschreibung der für die Diskussion wesentlichen textuellen Daten (Mikrit/Sparit, Dolomit-Texturen, Energie-Indizes). Die Dolomit-Verteilung wurde durch Anfärben der Schiffe mit Alizarinrot-S überprüft.

Die Korngrößen-Verteilung der Dolomit-Körner im Bereich der Grundmasse und in den Biogenen gestattet zusätzliche Aussagen über den Verlauf der Dolomitisierung (siehe K. GERMANN 1966). Hierbei wurden pro Schliff 300 Körner ausgewertet und der jeweils längste Korn-Durchmesser gemessen. Eine Umrechnung dieser Schliff-Daten in Siebanalysen-Werte (G. M. FRIEDMAN 1958) führte lediglich zu einer geringfügigen Verlagerung der Verteilungskurven.

Profil-Beschreibung

Die Lage des Profils ist durch die geographischen Koordinaten R 13° 12' 02" und H 46° 34' 35" auf der Österreichischen topographischen Karte 1 : 25.000, Blatt 198/3, Hochwipfel, definiert. Die Profilbasis liegt 1780 m über NN, die Gesamtmächtigkeit beträgt (einschließlich der tiefsten Trogkogel-Kalke) 73,60 m. Hievon fallen 63;60 m auf die Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke. Für die sedimentologischen Untersuchungen wurde der 19,77 m mächtige, tiefste Profilabschnitt ausgewählt, da in diesem Bereich bereits im Gelände eine auffallende Dolomitisierung beobachtet ist.

Im Gesamtprofil können vom Hangenden zum Liegenden folgende Einheiten unterschieden werden: Hellgraue, ungebantk-massige Kalke (Bank 198, Proben 4434-4431); hellgraue Kalke mit vereinzelt Fusuliniden (Bänke 197-196, Proben 4430-4429); hellgraue, dickbankige Kalke (Bänke 195-193, Proben 4428-4426); mittelgraue, relativ gut gebantkte Fusuliniden-Kalke mit bankweise gesteinsbildend häufigen Fusuliniden (Bänke 192-169, Proben 4425-4402); mittelgrauer, meist ungebantk-massiger bis grobbankiger, fusulinidenführender Kalk (Bänke 168 B und 168 A, Proben 4401-4400); hellgraue, sehr deutlich gebantkte Kalke mit Algenknollen und in einzelnen Bänken häufigeren Fusuliniden (Bänke 167-158, Proben 4399-4390); hellgrauer, ungebantk-massiger Kalk (Bank 157, Proben 4389-4388); hell- bis mittelgraue, mäßig gut gebantkte Fusuliniden-Kalke mit in einzelnen Bänken häufigeren Algenknollen (Bänke 156-121, Proben 4387-4353). Unter einem kleinen Geländeabsatz folgen: mittelgraue, relativ dick gebantkte, an Algen und Fusuliniden arme Kalke (Bänke 120-117, Proben 4352-4349); mittel- bis dunkelgraue, sehr einheitlich gebantkte homogene Fusuliniden-Kalke, im obersten Abschnitt der Folge mit großen Algenknollen (Bänke 116-54, Proben 4348-4286); hell- bis mittelgraue, relativ gut gebantkte detritische Kalke, bankweise mit häufigen Fusuliniden, die gesamte Folge ist stark dolomitisiert (Bänke 53-12, Proben 4285-4244); mittelgraue, sehr unregelmäßig gebantkte Algenknollen-Bänke (Bänke 11-2, Proben 4242-4234); hellgrauer, ungebantk-massiger Echinodermenschutt-Kalk (Bank 1, Probe 4233).

Genauere Angaben über die Bankmächtigkeiten finden sich bei W. HOMANN (1970 a).

Der sedimentologisch bearbeitete Profil-Ausschnitt umfaßt die Proben 4233 bis 4350.

Sedimentologische Merkmale

1. Bank-Dicken-Analyse: Die überwiegende Zahl der im Gesamtprofil festgestellten Bänke ist nach der Bankdicken-Klassifikation von INGRAM (1954) als mittel- bis dünnbankig anzusprechen; das gleiche gilt für den untersuchten Profilausschnitt (Abb. 1). Eine Bank-Dicken-Analyse (KOLOMOGOROV 1951, WAY 1968) zeigt, daß Unterschiede zwischen dem Gesamtprofil und dem Profilausschnitt gegeben sind (Abb. 2):

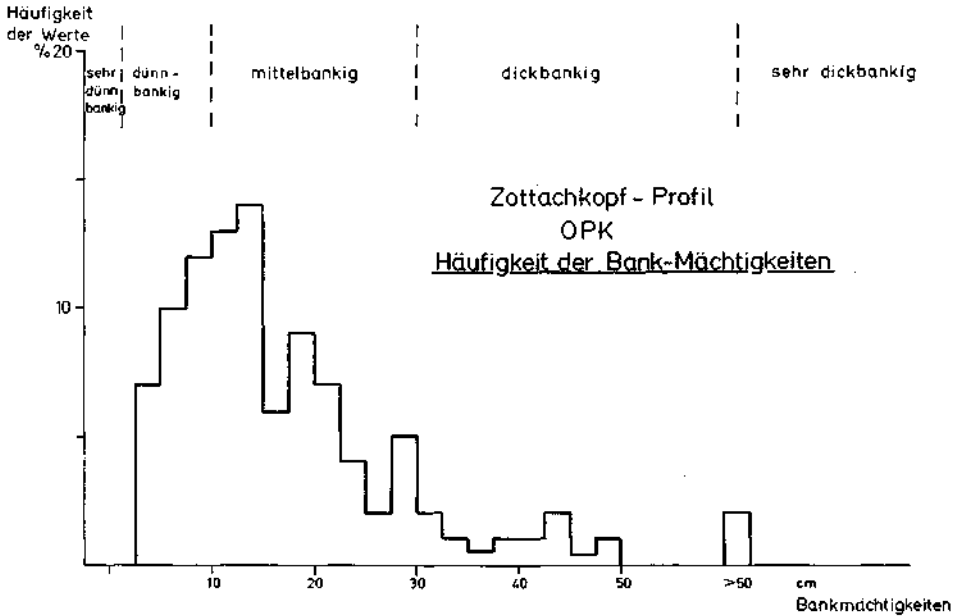


Abb. 1: Häufigkeit der Bank-Mächtigkeiten im untersuchten Profilausschnitt.

Während die Verteilung der Bank-Dicken im Gesamtprofil weitgehend einer Normalverteilung entspricht, fällt bei der die Dicken-Verteilung im Profilausschnitt charakterisierenden Geraden ein deutlicher Knick auf, der durch den geringprozentigen Anteil von dickeren Bänken (bzw. von bankungsfreien Profilausschnitten mit ungebant-massig ausgebildeten Kalken) bedingt ist. Im Histogramm (Abb. 1) wird deutlich, daß im untersuchten Profilausschnitt die mittelbankigen Bänke (unter 30 cm) deutlich überwiegen.

Die im Gesamtprofil sichtbare Normalverteilung könnte im Sinne von KOLOMOGOROV (1951) dahin gedeutet werden, daß die ausgemessene Schichtfolge tatsächlich die gesamte Mächtigkeit des abgelagerten Sediments repräsentiert und daß während der Sedimentation keine oder nur geringe Erosion erfolgte. Hiedurch gewinnen jedoch die absoluten Bank-Dicken an Wert als relatives Maß für die Sedimentationsgeschwindigkeit.

Einen weiteren Hinweis auf homogene oder inhomogene Sedimentationsbedingungen im Bereich des Profilausschnittes liefert eine Zusammenstellung der textu-

rellen Merkmale benachbarter Bänke, wenn man davon ausgeht, daß Schichtfugen Perioden der Nichtablagerung oder Perioden eines abrupten Wechsels in den Sedimentationsbedingungen darstellen (CAMPBELL 1967). Aus Tabelle 1 geht hervor, daß die im Zottachkopf-Profil zu beobachtende Bankung nicht ausschließlich auf Unterschiede im Materialbestand oder in der Korngröße der sedimentierten Bioklasten zurückgeführt werden kann:

2. Unterschiede benachbarter Bänke: Ein Vergleich der im Schliff-Bereich typisierbaren textuellen Merkmale (Grundmasse-Typus, Art und relative Größe der Biogene, Grad der Rekristallisation und Dolomitisierung, Energie-Indizes) sowie des Kalzit/Dolomit-Verhältnisses und der Rückstandsmenge benachbarter Bänke gibt Hinweise auf die möglichen Ursachen von 76 Bank-Fugen im Profil-Ausschnitt. Hierbei zeigt es sich, daß deutliche Unterschiede in den Rückstandsmengen (= Unterschiede von Bank zu Bank größer als 0,5 Gew. %) an 58 Bank-Fugen auftreten, Unterschiede in der Art der quantitativ

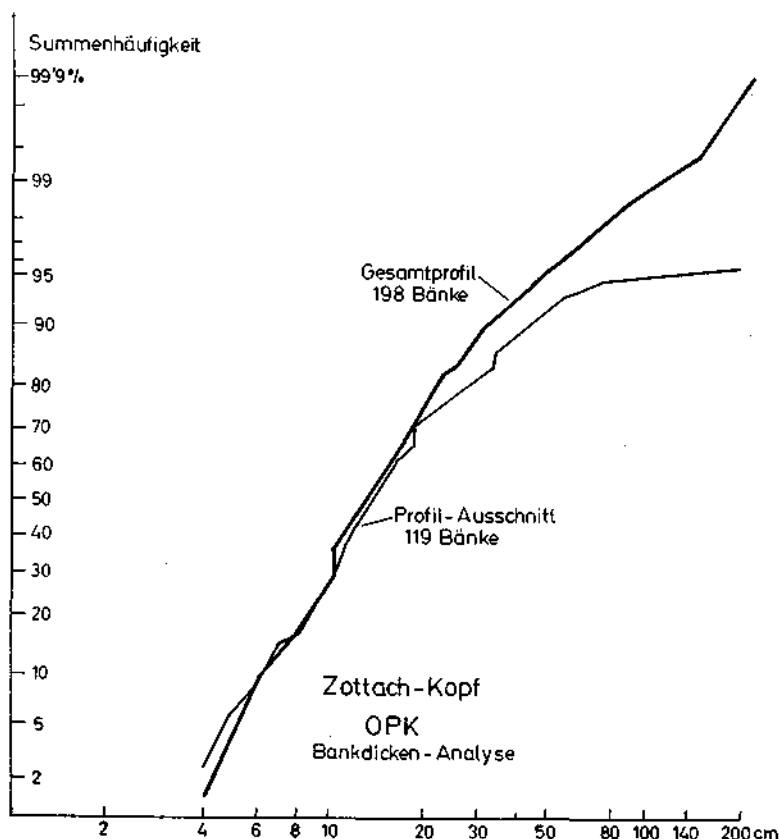


Abb. 2: Bank-Dicken-Analyse der Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke im Zottachkopf-Profil. Vergleich von Gesamtprofil und untersuchtem Profil-Ausschnitt. Annähernd lognormale Verteilung im Gesamtprofil, Abweichungen im Profilausschnitt.

vorherrschenden Biogene an 47 Bank-Fugen, Unterschiede in der durchschnittlichen Größe der Biogene an 46 Bank-Fugen, Unterschiede in den Energie-Indizes (ermittelt aus den Grundmasse-Typen und der Komponenten-Verteilung) an 43 Bank-Fugen und Unterschiede in den Grundmasse-Typen (Mikrit bzw. Sparit) an 22 Bank-Fugen. An 22 Bank-Fugen sind deutliche Unterschiede im Grad der Dolomitisierung und der Rekrystallisation feststellbar (siehe Seite 18); 18 Bank-Fugen trennen Bänke mit stark unterschiedlichem Dolomit-Gehalt.

Diese Übersicht könnte bedeuten, daß etwa zwei Drittel der erfaßten Bank-Fugen durch Materialunterschiede und durch unterschiedliche Wasser-Bewegung zur Zeit der Sedimentation bedingt sind. Wie jedoch aus Tabelle 1 hervorgeht, sind nur 12 Bank-Fugen durch ein einziges Merkmal unterschieden. Bei allen übrigen Bank-Fugen müssen mindestens zwei bis sieben unterschiedliche Merkmale als Ursache der Bankung in Betracht gezogen werden. Andererseits darf nicht vergessen werden, daß in 7 Fällen keine der auf Unterschiede überprüften Merkmalsgruppen die Existenz der Bank-Fugen erklärt. Hier müssen andere, weder im Schilff noch im Gesteinschemismus erkennbare Faktoren zu Deutung herangezogen werden, wobei Nicht-Ablagerung nach den Befunden der Bank-Dicken-Analyse ausgeschlossen werden darf. Bei Berücksichtigung der primär unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung der Biogene (geschätztes Aragonit/Kalzit/Mg-Kalzit-Verhältnis etwa 40 : 40 : 20, bezogen auf die relative Menge der einzelnen Fossilgruppen) wird man mit verschieden starker Löslichkeit der Skelettelemente und mit hiedurch bedingter verschieden schneller Kompaktion des Kalkschlammes rechnen können (siehe EBHARDT 1968).

3. Sediment-Typen: Dünnschliff-Untersuchungen gestatten Aussagen über die im Profil-Ausschnitt auftretenden Kalk-Typen und über die texturellen Merkmale der Dolomite.

a) Klassifikation der Schliffproben: Alle Proben sind als Biomikrite oder Biosparite anzusprechen (FOLK 1959). Die mikritische Grundmasse ist in den meisten Proben rekristallisiert, wobei eine Kornvergrößerung zu beobachten ist (Mikrosparit). Da in Meßserien Übergänge zwischen den Korngrößen des Mikrosparits und des Sparites fehlen, kann angenommen werden, daß Pseudosparit mengenmäßig zurücktritt.

Unter den Komponenten (Allocheme) treten die Biogene auffallend stark hervor, was sich im Gesamtverhältnis aller Komponenten (Summenprozente der Komponenten aller Proben gleich 100%) äußert: Biogene : Intraklaste : Pellets : Onkoide : Ooide = 68 : 4 : 9 : 18 : 1%. Diese Werte beziehen sich auf die Proben des Gesamtprofils. Über die Häufigkeit der Fossilgruppen in 203 Dünnschliffen aus dem Gesamtprofil unterrichten folgende Zahlen:

Kleinforaminiferen (in 86,0% aller Proben bzw. aller Bänke), Echinodermen (73,5%), Fusuliniden (69,0%), Algen-Onkoide (67,0%), Kalkalgen (57%), Gastropoden (34,5%), Brachiopoden (9,4%), Bryozoen (8,0%), Tubiphyten (7,4%), Kalkschwämme (5,4%) und Korallen (0,9%). Hiezu kommen noch sehr seltene Conodonten-Funde (in 2% der Bänke).

b) Textur der Dolomite: In den Oberen Pseudoschwagerinen-Kalken und in den Trogkofel-Kalken können drei texturell verschiedene Dolo-

Tabelle 1: Unterschiede an Bank-Fugen. Unterer Teil des Zottachkopf-Profiles; Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk. 1 = unterschiedliche Grundmasse-Typen, 2 = unterschiedliche Biogene, 3 = Unterschiede in der durchschnittlichen Größe der Biogene, 4 = Unterschiede im Grad der Dolomitisierung und Rekristallisation, 5 = Unterschiede in den Energie-Indizes, 6 = Unterschiede im Dolomit-Gehalt, 7 = Unterschiede in der Rückstandsmenge. · = keine Unterschiede von Bank zu Bank.

Unterschiedliche Merkmale							Zahl der hiedurch charakterisierbaren Bank-Fugen
1	2	3	4	5	6	7	5
1	2	3	4	5	·	7	7
1	2	3	4	5	·	·	2
1	2	3	·	5	·	7	5
1	2	3	·	5	·	·	1
1	2	3	·	·	·	7	1
1	·	3	·	·	·	7	1
·	2	3	4	5	6	7	5
·	2	3	4	5	·	7	1
·	2	3	·	5	6	7	1
·	2	3	·	5	·	7	7
·	2	3	·	5	·	·	6
·	2	3	·	·	·	7	3
·	2	3	·	·	·	·	1
·	2	·	4	5	6	7	1
·	2	·	·	·	6	7	1
·	2	·	·	·	·	7	3
·	2	·	·	·	·	·	1
·	·	·	4	·	·	7	1
·	·	·	·	·	6	7	5
·	·	·	·	·	6	·	1
·	·	·	·	·	·	7	10
·	·	·	·	·	·	·	7

mit-Vorkommen auseinandergehalten werden, die als Typus A (euhedrale Dolomit-Kristalle in mikritischen Algen-Fragmenten), Typus B (feinkörnig-hypidiotopisches Gefüge) und Typus C (grobkörnig-hypidiotopisches Gefüge) bezeichnet werden sollen. Nachfolgend werden nur die beiden im Profilausschnitt auftretenden Typen B und C besprochen (Tabelle 2):

Die beiden Textur-Typen sind in erster Linie durch unterschiedliche Korngrößen-Intervalle und durch unterschiedliche Dolomitanteile am Modalbestand der Proben trennbar. Ein weiterer Unterschied liegt darin, daß Typus B im unteren Teil des Profilausschnittes auftritt, während Typus C auf den mittleren Teil beschränkt ist (Abb. 3). Jedoch können Proben mit niedrigen Dolomit-Gehalten nicht immer dem Typus B zugeordnet werden, da im Schliff-Bereich sowohl der Typus B als auch der Typus C zu beobachten ist (Probe 4253, 4254). Hierbei fehlen gleitende Übergänge der Korngrößen:

Korngrößen-Messungen in 10 ausgewählten Schliffen zeigen, daß die Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz nicht einer Geraden entsprechen, sondern daß eine deutlich schiefe Verteilung vorliegt. Die Kornsummenkurven von Proben des Typus C weisen bimodale Verteilungen auf, was im Sinne von GERMANN (1966) als Überprägung der ursprünglich lognormalen Verteilungen durch die Dolomitisierung gedeutet werden kann. Die Korngrößen-Intervalle

sind beim Typus B relativ klein (6 bis 36 Mikron), bei Typus C ist eine breitere Streuung zu beobachten (30 bis 360 Mikron). Meßtraversen im Bereich von Typus B und Typus C zeigen, daß in den Korngrößen abrupte Grenzen ausgedrückt sind (Korngrößen im Typus B 6 bis 24 Mikron, Korngrößen im Typus C 50 bis 70 Mikron).

Der Dolomit vom Typus B fällt im Handstück und im Schliff durch die schlierenartige Verteilung der Dolomit-Areale auf. Die in den Dolomit-Arealen liegenden Biogene sind (nach Überprüfung mit Alizarinrot-S) nicht dolomitisiert. Im Gegensatz hierzu sind die Biogene in Typus C weitgehend in Dolomit umgewandelt, wobei folgende Reihung der Dolomitierbarkeit festzustellen ist: Dasycladaceen und Codiaceen, Fusuliniden, Algen-Onkoide, Kleinforaminiferen, Echinodermen. Hierbei sind die Strukturen der Dasycladaceen und der Codiaceen meist vollkommen verwischt. Bei den Fusuliniden ist die kalzitische Keriothek durch ein sehr feinkörniges hypidiotopisches Dolomitpflaster ersetzt (siehe K. FELSER, F. & G. KAHLER 1958), das gleiche ist bei Palaeotextulariiden zu beobachten. Die Kalzit-Einkristalle der Crinoiden und Echinoiden sind in den meisten Fällen ebenfalls durch Einkristalle ersetzt, wobei die optische Hauptachse des Dolomitkristalls mit der des Kalzitkristalls übereinzustimmen scheint (MURRAY 1964).

Tabelle 2: Vergleich der Dolomit-Texturen im Profilausschnitt des Zottackkogel-Profiles

	Typus B	Typus C
Korn-Größe	6—36 μ , meist 6—24 μ	30—360 μ , meist 30—220 μ
Korn-Gestalt	subhedral und euhedral	subhedral und euhedral
Gefüge	hypidiotopisch	hypidiotopisch bis xenotopisch
Anteil am Modalbestand	bis etwa 20%	über 85%
Dolomit-Gehalt im Gesamtkarbonat	3 bis 23 Gew.%	meist über 95 Gew.%
Sediment-Typen	Echinodermen-Dolomikrite und Onko-Dolomikrite	vielfältige Bio-Dolosparite, selten Bio-Dolomikrite
Verteilung im Profilausschnitt	unterer Teil (Proben 4234 bis 4253)	mittlerer Teil (Proben 4254 bis 4281 und 4284 bis 4286)

3. **Karbonat-Gehalte:** Der Gesamtkarbonatgehalt von 106 Proben liegt zwischen 86,7 und 99,2 Gew.%, der Mittelwert beträgt 96,3%. Nur 22% aller Proben weisen Karbonatgehalte unter 95 Gew.% auf.

Die Proben enthalten Kalzit und/oder Dolomit. Es lassen sich drei Proben-Gruppen unterscheiden:

1. 18% aller Proben bestehen aus Dolomit.
2. 29% aller Proben enthalten Kalzit und Dolomit.
3. 53% aller Proben bestehen aus Kalzit.

Hierbei ist die Gruppe 2 auf den unteren Profilausschnitt, die Gruppe 1 auf den mittleren Profilausschnitt und die Gruppe 3 auf den oberen Profilausschnitt beschränkt (siehe Tabelle 3). In diesem Verteilungsschema treten jedoch einige Ausnahmen auf.

Zur Mineralogie der Karbonatminerale ist zu bemerken:

- a) **Kalzit:** Der d_{112} -Wert der stärksten Kalzitlinie beträgt 3,033 Å, dem-

nach sind nicht mehr als maximal 2—3 Mol% $MgCO_3$ im Kalzitgitter eingebaut (GOLDSMITH & GRAF 1958). Dies stimmt mit den geringen Mg-Gehalten dieser Kalzite in chemischen Analysen überein. Es handelt sich daher bei allen kalzitführenden Proben um low-Mg-Kalzit.

b) Dolomit: Die d_{112} -Werte der Dolomite liegen zwischen 2,892 Å und 2,886 Å, danach ist nur ein geringer Ca-Überschuß von bis zu 2 Mol% $CaCO_3$ vorhanden. Nach Ausbildung der d_{221} - und d_{111} -Reflexe sind die Dolomite gut geordnet (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965; SHINN, GINSBURG & LLOYD 1965). Eine Verschiebung der d-Werte durch Einbau von $FeCO_3$ in das Dolomit-Gitter ist unwahrscheinlich, da die chemisch bestimmten Ca-Gehalte der Dolomite mit den röntgenographischen Daten gut übereinstimmen.

4. Rückstände: Die Mengen der säureunlöslichen karbonatfreien Rückstände sind gering. Der Mittelwert von 106 Proben beträgt 3,5 Gew.%, nur in 2 Proben liegen die Rückstandsmengen über 10 Gew.%.
Über die absoluten Werte und über die Verteilung der Rückstände im untersuchten Profilausschnitt unterrichten Abbildung 3 und Tabelle 3.

Der Mineralbestand der Rückstände läßt sich auf Grund von Röntgendiffraktometer-Aufnahmen von 25 Proben wie folgt charakterisieren:

Hauptbestandteile:

Quarz (in 100% aller Proben)

Serizit bzw. Muskovit (in 92% aller Proben)

Illite bzw. glimmerähnliche Tonminerale (in 96% der Proben)

Nebenbestandteile:

Kaolinit (34% der Proben)

Pyrit (51%)

Feldspäte (49%)

Chlorit (0,3%)

Quarz und Muskovit finden sich im Silt-Bereich, desgleichen Pyrit. Die Korngrößen unter 4 μ werden von Illit und Kaolinit eingenommen.

Bis auf die Pyrite dürften alle Minerale als terrigene Komponenten aufzufassen sein. Die Quarz-Körner sind meist subangular bis angerundet und häufig zerbrochen.

Bedingt durch die geringen Rückstandsmengen war es bisher nicht möglich, die glimmerähnlichen Tonminerale (Illite) weiter aufzugliedern. Gleiches gilt auch für die nur in geringer Menge auftretenden Feldspäte, bei welchen nur in einer Probe Albit bestimmt werden konnte.

Eine grobe quantitative Abschätzung der Hauptbestandteile ist in Abb. 6 dargestellt. Die Unterscheidung Illit/Serizit erfolgte an Texturpräparaten im wesentlichen nach der Lage der (004)-Reflexe.

Wie Abb. 6 zeigt, ist in den bisher untersuchten Testproben keine deutliche Tendenz hinsichtlich der Zu- oder Abnahme des Quarz/Ton-Verhältnisses im Profil feststellbar. Es fällt auf, daß der Quarzgehalt in benachbarten Bänken bis zu 20% schwanken kann.

Tabelle 3: Rückstandsmengen und Karbonat-Gehalte, Obere Pseudoschwagerinen-Schichten, Zottachkogel

Probe	Bank- Mächtigkeit (cm)	Karbonat- freier Rückstand (Gew.%)	Gesamt- karbonat (Gew.%)	Karbonate = 100% Kalzit %	Dolomit %
4350	27	1,6	98,20	100	—
4349	27	5,0	94,77	100	—
4348	17	0,8	99,19	100	—
4347	9	1,3	98,70	100	—
4346	10	2,2	97,78	100	—
4345	20	1,0	98,99	100	—
4344	18	2,1	97,78	100	—
4343	9	1,8	97,93	100	—
4342	18	1,7	98,20	100	—
4341	15	2,1	97,54	100	—
4340	13	1,8	97,70	100	—
4339	14	1,9	97,78	100	—
4338	6	3,5	96,34	100	—
4337	10	3,1	96,85	100	—
4336	6	3,9	96,09	100	—
4335	11	3,1	96,61	100	—
4334	4	4,6	95,27	100	—
4333	12	2,6	97,27	100	—
4332	22	3,9	96,03	100	—
4331	10	3,9	96,03	100	—
4330	11	2,1	97,54	100	—
4329	10	2,1	97,78	100	—
4328	16	2,5	97,03	100	—
4327	12	3,4	96,50	100	—
4326	17	2,1	97,86	100	—
4325	7	2,0	97,93	100	—
4324	16	2,4	97,59	100	—
4323	19	2,3	97,43	100	—
4322	18	2,0	97,85	100	—
4321	13	1,9	97,93	100	—
4319	8	2,2	97,78	100	—
4318	5	2,3	97,58	100	—
4317	13	1,9	97,86	100	—
4316	10	2,0	97,86	100	—
4315	15	2,0	97,86	100	—
4313	9	2,1	97,73	100	—
4312	7	2,9	96,78	100	—
4311	10	1,9	97,85	100	—
4310	12	1,4	98,38	100	—
4309	25	3,1	96,53	100	—
4308	10	2,3	97,35	100	—
4307	23	1,4	98,58	100	—
4306	12	3,2	96,78	100	—
4305	11	3,5	96,35	100	—
4304	48	1,0	98,93	100	—
4303	28	2,0	97,90	100	—
4302	19	5,1	94,79	100	—
4301	21	2,7	97,09	100	—
4300	39	2,6	97,00	100	—
4299	17	5,6	94,40	80,3	19,7
4293	7	1,3	98,35	100	—
4291	14	2,6	97,33	100	—
4290	15	1,5	98,50	100	—
4289	28	2,2	97,72	100	—
4288	9	2,9	96,83	93,0	7,0

Probe	Bank- Mächtigkeit (cm)	Karbonat- freier Rückstand (Gew.%)	Gesamt- karbonat (Gew.%)	Karbonate = 100%	
				Kalzit %	Dolomit %
4287	30	3,4	96,36	72,2	27,8
4286	9	2,9	97,04	—	100
4285	25	2,6	97,40	—	100
4284	23	1,0	98,75	—	100
4283	11	7,2	92,54	52,8	47,2
4282	24	3,8	95,81	88,3	11,7
4281	7	1,2	98,45	—	100
4280	14	2,6	97,35	—	100
4279	13	3,1	96,40	—	100
4277	14	10,7	89,16	—	100
4276	43	2,2	97,75	—	100
4275	12	3,1	96,68	4,0	96,0
4274	18	2,2	97,52	—	100
4273	4	12,1	87,58	—	100
4272	11	8,8	90,96	—	100
4271	9	8,8	90,96	—	100
4270	5	7,9	91,81	—	100
4269	7	5,3	94,50	—	100
4268	80	4,2	95,50	—	100
4267	11	2,3	97,50	—	100
4266	29	3,4	96,50	Sp	99
4265	43	2,0	97,70	—	100
4264	15	2,0	97,70	—	100
4263	13	1,5	98,10	3,5	96,5
4262	11	2,9	97,00	1,6	98,4
4261	7	2,6	97,00	4,2	95,8
4260	6	5,2	94,50	—	—
4259	30	7,1	92,80	5,5	94,5
4258	6	2,1	97,70	4,6	95,4
4257	20	4,9	95,10	5,3	94,7
4256	14	5,4	94,30	20,8	79,2
4255	9	6,4	93,50	4,4	95,6
4254	7	5,4	94,30	4,5	95,5
4253	14	7,0	92,90	76,3	23,7
4252	16	6,1	93,90	89,1	10,9
4251	21	2,8	96,90	80,6	19,4
4250	34	5,4	94,50	95,3	4,7
4249	20	4,3	95,60	100	—
4248	11	3,0	97,70	96,2	3,8
4247	18	4,0	95,80	96,9	3,1
4246	20	3,3	96,40	82,8	17,2
4245	14	3,9	95,90	92,6	7,4
4244	18	4,4	95,50	95,4	4,6
4243	8	3,9	95,60	93,1	6,9
4242	9	6,1	93,90	76,4	23,6
4240	10	7,2	92,50	81,7	18,3
4239	5	7,5	92,50	91,7	8,3
4238	4	4,6	95,40	79,0	21,0
4236	9	8,9	91,00	88,2	11,8
4234	5	5,9	93,90	96,5	3,5
4233	140	2,1	97,60	100	—

Palökologische Merkmale

In den Schichten des Zottachkopf-Profiles wurden bisher folgende Fossilien festgestellt (FELSER 1937, E. FLÜGEL 1970, F. HERITSCH 1933 und 1935; W. HOMANN 1970 a, b; F. & G. KAHLER 1937):

Kleinforminiferen

- Ammobaculites* ? sp.
- Ammodiscus* sp.
- Ammovertella* sp. cf. *A. inversa* (SCHELLWIEN)
- Ammovertella* sp.
- Apterinella* sp.
- Climacammina* sp.
- Cribrogenerina* sp.
- Deckerella* sp.
- Eotuberitina* sp.
- Geinitzina* sp.
- Hedraites* sp.
- Hemidiscus carnicus* SCHELLWIEN
- Langella* sp.
- Pachyphloia* sp.
- Palaeobigenerina* sp.
- Palaeotextularia* sp.
- Serpulinopsis* sp.
- Tetrataxis* cf. *T. maxima* SCHELLWIEN
- Tetrataxis* sp.
- Tuberitina* cf. *T. bulbucea* GALLOWAY & HARLTON

Fusuliniden

- Pseudoschwagerina nitida* F. & G. KAHLER
- Zellia heritschi heritschi* F. & F. KAHLER
- Zellia heritschi magnaesphaera* COLANI
- Zellia heritschi media* F. & G. KAHLER
- Zellia heritschi elatior* F. & G. KAHLER
- Zellia heritschi colanii* F. & G. KAHLER
- Zellia heritschi mira* F. & G. KAHLER
- Zellia pulchra* F. & G. KAHLER

Kalkschwämme

- Colospongia* sp.

Korallen

- „*Caninia*“ *fredericesi* HERITSCH
- Carinthiaphyllum suessi* HERITSCH
- Carinthiaphyllum* sp.
- Durhamina ampferi* (HERITSCH)
- Wentzellophyllum arminiae* (FELSER)

Bryozoen

Brachiopoden

- Athyris planosulcata* PHILIPS
- Dielasma elongatum* SCHLOTHEIM
- Martinia parvula* TSCHERNYSCHEV

Würmer

Serpulidae

Gastropoden

Lamellibranchiaten

Ostrakoden

Echinodermen

- Crinoiden
- Echinoideen

Kalkalgen

- Solenopora texana* JOHNSON
- Archaeolithophyllum* sp.
- Cuneiphyucus johnsoni* E. FLÜGEL
- Eugonophyllum johnsoni* KONISHI & WRAY
- Neoanchicodium catenoides* ENDO
- Palaeochara* ? n. sp. HOMANN
- Atractyliopsis carnica* E. FLÜGEL
- Epimastopora alpina* KOCHANSKY & HERAK
- Epimastopora hunzaensis* ZANIN BURI
- Epimastopora kansaensis* JOHNSON
- Epimastopora minima* ELLIOTT
- Epimastopora piae* BILGÜTAY
- Gyroporella symetrica* JOHNSON
- Mizzia cornuta* KOCHANSKY & HERAK
- Pseudoepimastopora iwaizakiensis* ENDO
- Pseudoepimastopora japonica* (ENDO)
- Pseudoepimastopora* n. sp. HOMANN
- Pseudoepimastopora likana* (KOCHANSKY & HERAK)
- Salopekiella* ? sp.
- Vermiporella nipponica* ENDO
- Girvanella permica* PIA
- Girvanella* n. sp. HOMANN
- Tubiphytes obscurus* MASLOV

Diese Fossilgruppen lassen sich bei Berücksichtigung der Organismenverteilung in den einzelnen Bänken des Gesamtprofils zu etwa 47% dem vagilen Benthos (Kleinforminiferen, Fusuliniden, Gastropoden, Ostrakoden, Serpuliden, Echinoideen), zu 52% dem sessilen Benthos (Kleinforminiferen, Spongien, Korallen,

Bryozoen, Brachiopoden, Crinoiden und Kalkalgen) und zu etwa 1% dem Nekton (Conodonten) zuordnen. Planktonische Mikroorganismen konnten bisher nicht festgestellt werden.

Aus der Verteilung und aus den Lebensform- und Lebensorttypen können folgende Aussagen über den Ablagerungsraum der im Gesamtprofil überlieferten Karbonate gemacht werden (siehe hiezu auch E. FLÜGEL 1970 und W. HOMANN 1970 a):

1. **Salinität:** Das Auftreten von Korallen, Echinodermen, Bryozoen, Dasycladaceen und Codiaceen spricht für euhaline Salinitätsbedingungen. Die in einzelnen Bänken stark wechselnde Arten-Zahl dürfte eher durch unterschiedliche Wasser-Bewegung (und durch die Art der Probenahme) zu erklären sein, als im Sinne der Arten-Kurve von REMANE (1943). Aus dem Verhältnis der Häufigkeit von kalkschaligen und agglutinierten Gehäusen bei Foraminiferen ergibt sich ebenfalls kein Hinweis auf Brackwasser-Bedingungen.

2. **Wasser-Tiefe:** Die besten Aussagen über die mutmaßliche Wasser-Tiefe gestatten Kalkalgen, bohrende Organismen und Mikrit-Hüllen um Echinodermen- und Brachiopoden-Fragmente. Unter den Kalkalgen liefern die in reicher Individuenzahl auftretenden Dasycladaceen und Codiaceen bei Vergleichen mit rezenten Verhältnissen (SENEŠ 1967, JOHNSON 1961) Hinweise auf durchschnittliche Wasser-Tiefen von nur wenigen Metern. Das häufige Auftreten von durch Bohralgen angebohrte und hiedurch mikritisierte Biogenen spricht ebenfalls für Flachmeer-Bedingungen (SWINCHATT 1969, ALEXANDERSSON 1969).

3. **Wasser-Bewegung:** Hinsichtlich der wahrscheinlichen Wasser-Bewegung sind verschiedene Aussagen möglich. Während das Nebeneinander-vorkommen von unterschiedlichen Größenklassen bei Fusuliniden und Echinodermen als Hinweis auf das Fehlen oder Zurücktreten von Bodenströmungen gewertet werden kann (F. & G. KAHLER 1942) und das Fehlen von Intraklasten ebenfalls gegen die Existenz von stärkerer Wasser-Bewegung spricht, muß für die allseitige Kalkanlagerung der Onkoide mit einer zumindestens sporadischen Wasserbewegung gerechnet werden. Hiefür sprechen auch Regelungsmessungen (E. FLÜGEL 1968, W. HOMANN 1970 a), die eine Einregelung der Algen-Onkoide der Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke anzeigen. Ferner ergeben sich Hinweise auf eine zeitweise stärkere Wasser-Bewegung aus dem Wechsel von mikritischen und sparitischen Bänken im Profil, aus dem Vorkommen von Biospariten mit sehr häufigen Dasycladaceen-Sporen (E. FLÜGEL 1966) und aus seltenen echten Kalkareniten.

Diese Kriterien — sowie die allerdings nur sehr seltenen Ooide — sprechen für die Existenz von lokalen Strömungen, Hinweise auf die Tätigkeit von Wellen wurden nicht festgestellt.

4. **Wasser-Temperatur:** Das Vorkommen von Dasycladaceen und Korallen spricht für Warmwasser, wobei Temperaturen zwischen 18 und 28° C möglich sind (WELLS 1957, TEICHERT 1958). Einige Paläotemperaturbestimmungen mit Hilfe des ¹⁸O/¹⁶O-Mischungsverhältnisses (Dr. H. FRIEDRICHSEN, Mar-

burg a. d. L.) ergaben keine brauchbaren Werte. Die ^{18}O PDB I-Werte liegen zwischen -3.90 und -10.71 , daraus ergeben sich „Temperaturen“ zwischen $35,4$ und $79,7^\circ\text{C}$. Es ist unklar, wodurch die Verfälschungen der Paläotemperaturen der aus verschiedenen Teilen der Rattendorfer Schichten stammenden Proben bedingt sind. Da die Existenz von normal marinen Salinitätsbedingungen wahrscheinlich ist (siehe oben), dürfte Umkristallisation bei erhöhten Temperaturen oder ein Isotopen-Austausch durch Grundwasser oder Regenwasser als mögliche Ursache dieser diagenetischen Verfälschungen anzusehen sein.

5. **Beziehung zum Sediment:** Es fällt auf, daß keine Hinweise auf die Existenz von Endofauna gegeben ist, bioturbate Strukturen fehlen sowohl im Schluff- als auch im Handstücksbereich. Betrachtet man die Bedeutung der Biogene als Sedimentbildner, so ist hier die sedimentstabilisierende Wirkung der zahlreichen sessilen Foraminiferen und Algen hervorzuheben. Hiedurch wurden Hartböden aus bioarenitischem Detritus und aus Kalkalgen-Fragmenten gebildet. Einen anderen Bodentyp lieferten Massenanhäufungen von Fusuliniden, Echinodermen oder Dasycladaceen-Sporen; derart entstanden Böden aus sandkorngroßen Partikeln, die zur Zeit der Besiedlung durch Organismen als Weichböden fungierten. Diese Bödentypen lösen sich im Gesamtprofil ohne auffallende Regelmäßigkeit ab. Hinweise auf Hartgründe fehlen.

6. **Küstennähe:** Aus dem Vorkommen von benthonischen Grünalgen, Fusuliniden und nach der Arten-Häufigkeit der benthonischen Kleinforaminiferen (siehe E. FLÜGEL 1970) kann geschlossen werden, daß der Lebensraum der Organismen im Bereich einer Küstenlagune oder im Gebiet des Innen-Schelfes lag. Eine unmittelbare Küstennähe läßt sich aus den festgestellten Organismen nicht ableiten; Hinweise auf ökologische Zonierungen oder gehäuft auftretende Epizoen und bohrende Organismen fehlen.

Ein Vergleich der biofaziellen Merkmale mit der Organismen-Verteilung in Gezeiten-Bereichen (z. B. FISCHER 1964, TEXTORIS 1968) zeigt daß die an Organismen reichen Kalklutite und Bioarenite mit den sehr häufigen Dasycladaceen, Codiaceen und Rotalgen sowie mit häufigen Foraminiferen am besten in den Subtidal-Bereich eingeordnet werden können. Die Algen-Onkoide sind im Zottachkopf-Profil mit mehreren nach Zusammensetzung und Wuchsform verschiedenen Typen vertreten, die durch *Girvanella ducii*, *Girvanella permica*, *Girvanella* n. sp. und durch *Collenella guadalupensis* gebildet werden. Inwieweit diese Onkoide als Anzeiger von Sub- oder Intertidal-Bedigungen anzusehen sind, ist unklar, da rezente Onkoide sowohl zwischen als auch unterhalb der Gezeiten-Flächen entstehen können (GINSBURG 1960, GEBELEIN 1969) und zudem auch in verschiedenen limnischen Faziesbereichen gebildet werden (GLAZEK 1965, SCHÖTTLE & MÜLLER 1968).

Zusammenfassend können für die im Zottachkopf-Profil festgestellten Organismen folgende Umweltsbedingungen angenommen werden:

Euhalines, durch sporadische Bodenströmungen bewegtes Warmwasser mit Hart- und Weichböden in Tiefen von nur wenigen Metern, ohne unmittelbaren terrigenen Einfluß.

Betrachtet man die Verteilung der Organismen im Profil, so erweisen sich die palökologisch wichtigen Algen als Durchläufer. Kleinforaminiferen und Fusuliniden sind in bestimmten Profilabschnitten gehäuft, finden sich jedoch mit wenigen Individuen in der Mehrzahl aller Proben. Man wird daher für die einzelnen Bänke kaum sehr stark schwankende bathymetrische Bedingungen annehmen können. Die Echinodermen sind ebenfalls ausgesprochene Durchläufer, jedoch treten sie gehäuft im wesentlichen nur im unteren Profilabschnitt auf. Ausgesprochen selten sind Kalkschwämme, Korallen und Ostrakoden. Onkoide finden sich häufig in gesteinsbildender Menge, wobei deutlich gestörte und gekappte Lagen die rasche Zerstörbarkeit dieser Biogene durch Wasser-Bewegung (Bodenströmungen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten, siehe GEBELEIN 1969) anzeigen. Nach der Verteilung der Dasycladaceen und der Onkoide sowie unter Berücksichtigung der Tatsache, daß der Übergangsbereich zwischen Oberen Pseudoschwagerinen-Kalken und Trogkofel-Kalken im Zottachkopf-Profil durch eine an Stromatolithen reiche Zone charakterisiert ist, wäre eine zunehmende Verflachung der Sedimentationsbasis denkbar (W. HOMANN 1970 a). Hierbei scheint jedoch kein gradueller Übergang vom Subtidal-Bereich über den Intertidal-Bereich in den Supratidal-Bereich (teilweise im Trogkofel-Kalk nachweisbar) vorzuliegen.

Diskussion

Die quantitativen und qualitativen Rückstände können als Maß für die Homogenität oder Inhomogenität der Sedimentation angesehen werden. Die Dolomit-Verteilung gestattet Aussagen über die Art der Dolomitisierung und damit eine Stellungnahme zu den von K. FELSER, F. & G. KAHLER (1958) geäußerten Ansichten über den Verlauf der Dolomitisierung in den Oberen Pseudoschwagerinen-Kalken.

1. Rückstände: Die Diskussion der unlöslichen Rückstände muß von der relativen Menge und von der mineralogischen Zusammensetzung ausgehen.

a) Rückstandsmengen: Bei einem Mittelwert von 3,5% verteilen sich die relativen Rückstandsmengen zu 35% auf den Bereich zwischen 2 und 2,9 Gew.%, 19% der Proben liegen im Bereich zwischen 3 und 3,9 Gew.% und 17% zwischen 1 und 1,9 Gew.%. Die prozentuelle Verteilung der übrigen Proben ergibt sich aus folgender Übersicht: unter 1 Gew.% (0,9% der Probenzahl), 4—4,9 Gew.% (6,6), 5—5,9 Gew.% (8,5), 6—6,9 Gew.% (2,8), 7—7,9 Gew.% (5,6), 8—8,9 Gew.% (2,8) und über 10 Gew.% (0,18). Die häufigen Werte liegen demnach beträchtlich unter Durchschnittswerten von neritischen und bathyalen Karbonaten (H. FLÜGEL 1968) sowie von Kalk/Mergel-Wechselfolgen (SEIBOLD 1952). Annähernd vergleichbare Rückstandsmengen wurden aus verschiedenen Fazieszonen innerhalb von Flachwasser-Karbonaten angeführt (mitteldevonischer Massenkalk — FÜCHTBAUER 1963, mitteldevonische Schelf-Kalke — MEENTS & SWANN 1965, Lagunenränder von Zechstein-Riffen — SMYKATZ-KLOSS 1966). Selbstverständlich lassen sich aus diesen Werten keine Hinweise auf die Fazieszuordnung der untersuchten Proben ablesen. Es ist jedoch von Interesse,

daß die Mehrzahl der von uns festgestellten Werte im Bereich der Rückstandsmengen von Algen-Kalken liegen (siehe Tabelle 4). Geht man davon aus, daß kalkabscheidende Algen im allgemeinen nur geringe Verschlämzung des Wassers tolerieren, könnten die Werte zwischen etwa 1 und 4 Gew.% als relatives Maß für den Grad der Verschlämzung und damit als Maß für die (dem Algenwachstum noch zusagende) Durchlichtung des Wassers angesehen werden.

Tabelle 4: Karbonatfreie Rückstände verschiedener Algen-Kalke

Alter	Fundort	Algen-Gruppe	Rückstandsmenge (Gew.%)
Ordovic	Geschiebe aus Skandinavien	Palaeoporellen	0,95
Unter-Devon	Chios	Codiaceen	1,33
Unter-Devon	Karnische Alpen	Codiaceen	0,76
Unter-Perm (Grenzland-Schichten)	Karnische Alpen	Anthracoporellen	1,56
—	—	Girvanellen-Onkoide	3,07
Unter-Perm (Obere Pseudoschwagerinen-Kalke)	Karnische Alpen	—	3,37
Mittel-Perm	Sextener Dolomiten	Mizzien	3,91
Mittel-Perm	Velebit, Kroatien	Dasycladaceen	1,24
Mittel-Trias	Gutenstein, N.O.	Dasycladaceen	2,95
Mittel-Trias	Velebit, Kroatien	Dasycladaceen	1,09
Ober-Trias (Hauptdolomit)	Sella, Dolomiten	Stromatolithen	0,31
Ober-Jura (Tithon)	Sulzfluh, Vorarlberg	Clypeinen	0,29
—	—	Codiaceen	1,26
Ober-Jura	Lörrach/Baden	Solenoporaceen	3,47
Unter-Kreide	Apennin	Dasycladaceen	0,28
Oligozän	Pohlkotte bei Osnabrück	Lithothamnien	3,82
Torton	Wildon/Steiermark	Lithothamnien	4,65
rezent	Persischer Golf	Lithothamnien	2,34

Bei den in Tabelle 4 ausgewerteten Proben handelt es sich um Kalke, die ausgesprochen reich an Algen-Resten sind. Typische „Dasycladaceen-Kalke“ weisen demnach unabhängig vom stratigraphischen Alter Rückstandsmengen zwischen 0,28 und 3,91 Gew.% auf; hierbei fällt jedoch auf, daß die aus Plattform-Karbonaten stammenden Algen-Proben fast immer sehr geringe Rückstandswerte besitzen (Sulzfluh-Kalk; Dolomiten; südlicher Apennin), die weit unter 1 Gew.% liegen.

Die Korngrößen-Klassen der untersuchten Rückstände entsprechen den in der Literatur beschriebenen Mineralverteilungen (Illite vorwiegend in der Tonfraktion, Quarze in der Silt-Fraktion; siehe SCHLANGER 1964).

Betrachtet man die Verteilung der relativen Rückstandsmengen im Profilausschnitt (Abb. 3), so fallen drei Punkte auf:

Im unteren Teil des Profilausschnittes ist zwischen den Proben 4236 und 4252 und zwischen den Proben 4253 und 4259 sowie zwischen den Proben 4259 und 4273 eine relativ gleichförmige Abnahme und ein Neuansteigen der Rückstands-

mengen festzustellen. Darüber folgen zwischen 4273 und 4277 bzw. zwischen 4277 und 4283 ähnliche Verteilungsmuster. Weiters fällt auf, daß ab 4284 eine Vereinheitlichung der Werte einsetzt, die dann ab 4305 zu nur gering unterschiedenen Rückstandswerten führen. Als dritter Punkt ist der einige Male zu beobachtende abrupte Wechsel von sehr hohen und niedrigen Rückstandswerten in übereinanderfolgenden Bänken anzuführen (4273/4274, 4276/4277, 4283/4284).

Die von hohen Rückstandswerten eingerahmten geringprozentigen Intervalle könnten im Sinne einer nach symmetrischen Zyklen verlaufenden Einstreuung von terrigenen Komponenten verstanden werden (siehe hierzu REED & BURCHETT 1964). Allerdings würden diese Rückstandszyklen quer durch die nach Fossilinhalt und Texturtypen charakterisierbaren Mikrofaziesseinheiten hindurch laufen.

Ein abrupter Wechsel in der Menge des unlöslichen Rückstands kann entweder nur vorgetäuscht sein (sofern die im Vertikalprofil zu beobachtende Variation geringer ist als die Variationsbreite innerhalb einer Bank) oder es handelt sich um Verfälschungen durch die Art der Probennahme (Proben von Bank-Oberkanten und Bank-Unterkanten können im Rückstand stark variieren) oder aber die unterschiedlichen Rückstandsmengen markieren eine Sedimentationsunterbrechung (HAYES 1963, H. FLÜGEL 1968). Die erste Deutung kann ausgeschlossen werden, da die laterale Variation von Rückständen kaum Unterschiede bis zu 80% beinhaltet (siehe GALLE & WAUGH 1966). Fehler durch die Art der Probennahme können ebenfalls ausgeschlossen werden, da die meisten Proben von der Oberkante der geringmächtigen Bänke stammen.

Sedimentationsunterbrechungen, die mit Bödenbildungen und Neuabsatz am Beginn einer transgressiven Phase verbunden sind, erscheinen durch stark unterschiedliche Rückstandsmengen, unterschiedliche Tonminerale (die teilweise subaerisch durch Verwitterung gebildet wurden) und durch eine Zunahme der Grobfraktion charakterisiert. In unseren Proben sind keine Unterschiede hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung des Rückstandes feststellbar, desgleichen scheinen keine Unterschiede in der Menge der Grobfraktion zu bestehen. Die Unterschiede in den Grundmasse-Typen der Kalkbänke und im Fossilinhalt sind auffallend, aber nicht beweisend: Die Bänke 4277 und 4283 sind als Fusuliniden-Biomikrit entwickelt und werden jeweils von Algen-Biospariten unterlagert. Die an unlöslichem Rückstand reichste Bank des Profilausschnittes 4273 ist als Onkobiomikrit zu bezeichnen, desgleichen die unterlagernde Bank 4272; in der hangenden Bank 4274 treten neben zahlreichen Onkoiden auch Fusuliniden auf. Betrachtet man diese verschiedenen Schliff-Typen als Ausdruck von verschiedenen intensiver Wasser-Bewegung zur Zeit der Sedimentation, so ist sowohl die Deutung der verschiedenen Rückstandsmengen als Hinweis auf durch Sedimentationsunterbrechung geänderte Sedimentationsbedingungen vertretbar als auch die Erklärung im Sinne einer primär höheren Schlammanlieferung im Wohn- und Einbettungsbereich der Fusuliniden.

Die Annahme einer sekundären Veränderung des Rückstandes (PÖLSLER 1967) bringt keine Erklärung für die mineralogische Homogenität der Rückstände sowie für das Auftreten der hochprozentigen Rückstandsproben an den Rändern eines zyklischen Sedimentationsmusters.

Die Beziehung zwischen Rückstandsmenge und Bank-Mächtigkeit ist in Abb. 4 dargestellt.

Das Diagramm zeigt keine deutliche Beziehung zwischen den beiden sedimentologischen Parametern. Auch die Berechnung des absoluten Rückstandsgehaltes (SEIBOLD 1952) bringt keine eindeutigen Hinweise auf die Zusammenhänge zwischen Sedimentationsrate und der Menge der terrigenen Komponenten; für den unteren Abschnitt des Profils zeigt sich lediglich eine geringfügige Zunahme der Rückstandsmenge mit der Bank-Mächtigkeit. Die von SEIBOLD (1952) diskutierte Möglichkeit, daß eine kontinuierliche Ton-Zufuhr von einer verschieden intensiven Kalkfällung überlagert war, trifft für unseren Profilausschnitt demnach nicht zu. Am wahrscheinlichsten erscheint der von H. FLÜGEL (1968) skizzierte Fall, wonach die Ton-Zufuhr und die Karbonatsedimentation in der Zeit schwanken (Beispiel: triadische Amphiclinen-Schichten, Slowenien).

Für eine unterschiedliche Sedimentationsgeschwindigkeit der Bänke würde sprechen, daß die Mehrzahl der rückstandsreichen Bänke geringmächtig ist und damit eine längere Sedimentationsdauer dieser Bänke angedeutet ist.

Was die Beziehung zwischen der Rückstandsmenge und Schluff-Typen der Karbonate betrifft, so wäre eine negative Korrelation zwischen hohen Rückstandswerten und den Sparitgehalten abzunehmen, wenn man die Entstehung von Orthosparit als Porenfüllung akzeptiert (FOLK 1965). Eine Überprüfung von je 25 Proben mit mikrischer und mit sparitischer Grundmasse ergab folgende Verteilung:

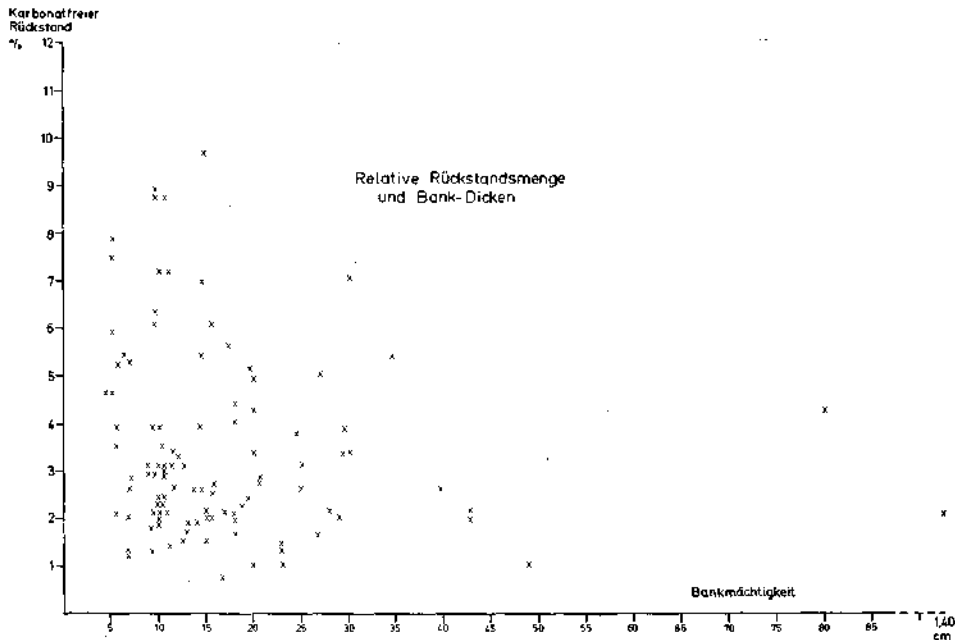


Abb. 4: Beziehungen zwischen relativer Rückstandsmenge und Bank-Dicken. Siehe Seite 27.

Rückstand (%)	Mikrit	Sparit
1—1,9	1	3
2—2,9	8	10
3—3,9	8	4
4—4,9	3	2
5—5,9	4	2
6—6,9	—	2
7—7,9	1	—
8—8,9	—	2

Diese Werte spiegeln die Gesamtverteilung der verschiedenen Rückstandsmengen wider (siehe Seite 27). Das von FOLK (1962) beschriebene übereinstimmende Verhalten von Mikrit und der Tonfraktion der Rückstände gegenüber unterschiedlichen Wasser-Bewegungen läßt sich aus diesen Befunden nicht ableiten. Die von BURRI (1968) zusammengestellten Einwände gegen eine kritiklose Verwendung der von PLUMLEY, RISLEY, GRAVES & KALEY (1962) vorgeschlagenen Energie-Indizes werden hiedurch unterstützt.

Vergleicht man die durchschnittliche Rückstandsmenge und die Verbreitung der in den Proben häufigsten Biogene, so fällt auf, daß die an Dasycladaceen und Codiaceen reichen Kalke meist Rückstände unter 4 Gew.% enthalten, während Fusuliniden-Kalke oft durch hohe Rückstandswerte (über 3 Gew.%) charakterisiert sind. Dies könnte dafür sprechen, daß die an Fusuliniden reichen Kalke Ablagerungen in einem Bereich von nur geringer Wasser-Bewegung darstellen.

Eine Zunahme der Korngrößen der Kalke mit erhöhter Rückstandsmenge im Sinne von H. MARSCHNER (1968) ist bei unseren Proben nicht feststellbar.

b) Mineralbestand der Rückstände: Der Mineralbestand der Rückstände entspricht mit dem häufigen Vorkommen von Illiten und Seriziten sowie von Quarz dem Normalfall für Rückstände aus marinen Karbonaten (siehe MILLOT 1964, ROBBINS & KELLER 1952, WEAVER 1958, 1963).

Eine Deutung der qualitativen Unterschiede muß von der Frage ausgehen, ob die Gesamtmenge des Rückstandes als terrigener Detritus aufzufassen ist oder ob eine Neubildung von Tonmineralen während des Transportes oder im Sediment wahrscheinlich ist. Nach WEAVER (1963) und MILLOT (1964) dürfte die überwiegende Menge der in Kalken enthaltenen Tonminerale terrestrische Verwitterungsbildung sein, die ohne gesetzmäßige Umwandlung in das Meer eingeschwemmt wurde. Für die detritische Natur der meisten im marinen Bereich auftretenden Tonminerale sprechen auch die Beobachtungen über die Tonmineralverteilung in rezenten Meeren (BISKAYE 1965; RATEEV, GORBUNOVA, LISITZYN & NOSOV 1969). Umwandlungen und Mineralneubildungen sind selbstverständlich nicht auszuschließen (v. ENGELHARDT 1961). Im Falle der in unseren Proben vertretenen Tonminerale wird man daran denken müssen, inwieweit ein Teil der Illite durch Umwandlung aus Kaolinit entstanden ist (BECHER 1965), der in einigen Proben mit Häufigkeitswerten unter 20% nachgewiesen ist.

Die Serizite dürften als detritische Komponente aufzufassen sein (siehe GITTINGER 1969), desgleichen die Quarze (siehe unten).

Eine Veränderung des Mineralbestandes durch Grundwassereinwirkung und Oberflächenverwitterung (VALETON 1954) kann ausgeschlossen werden, da keine auffallenden Korngrößen-Unterschiede festzustellen sind und Mineralneubildungen wie zum Beispiel Montmorillonit fehlen.

Damit kann die fazielle Auswertung der Tonminerale von der Vorstellung ausgehen, daß es sich bei den festgestellten Illiten, Seriziten und Kaoliniten überwiegend um detritische Komponenten handelt, die zusammen mit den terrigenen Quarzen abgelagert wurden.

Die Verteilung der Tonminerale wurde für Aussagen über die relative Küstennähe, über Reliefunterschiede der Sedimentationsbasis und über die Salinität des Meeres ausgewertet:

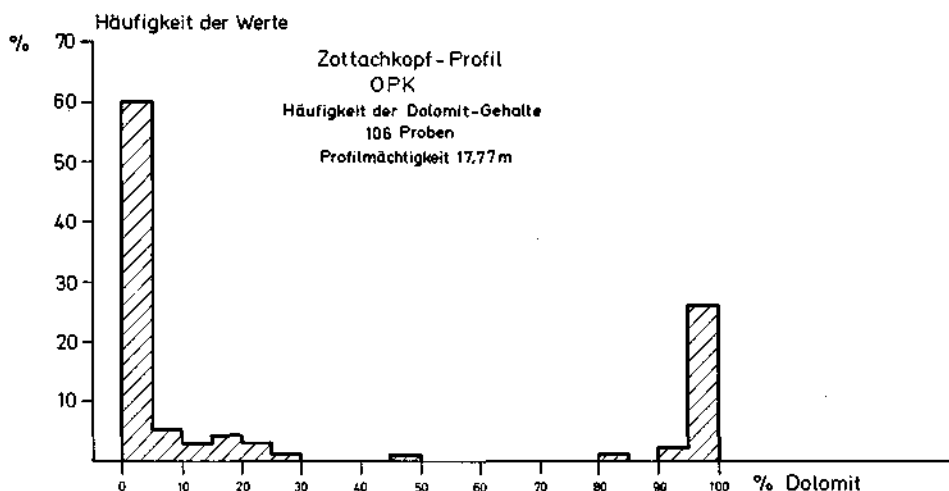


Abb. 5: Häufigkeit der Dolomit-Gehalte im untersuchten Profilausschnitt. Das Fehlen von Übergängen zwischen den beiden Häufigkeitsgruppen deutet eine spät-diagenetische Dolomitisierung an.

Hiebei schwanken die Ansichten der verschiedenen Autoren hinsichtlich einer Aussage über die Paläosalinität beträchtlich: Während DEGENS (1968) in dieser Frage sehr zurückhaltend ist, versucht KÜBLER (1963) einen Zusammenhang zwischen der Tonmineralverteilung und zwischen der Salinität verschiedener Meeresbereiche zu sehen. Demnach würden Proben mit vorwiegend Illit und etwas Kaolinit in den küstennahen Raum mit normal-mariner Salinität einzuordnen sein.

Einheitlicher beurteilen die Autoren die regionale Verteilung der Tonminerale im Meer (BECHER 1965, HAYES 1963, GRIFFIN 1962, MERELL, JONES & SAND 1957): Demnach wäre das Auftreten von Kaolinit als Hinweis auf relativ küstennahe Bildungen aufzufassen, während Illite küstentfern gegen das Becken zu zur Ablagerung gelangen. Geht man davon aus, daß der in unseren Proben erhaltene Kaolinit als Restbestand dieses noch nicht zu Illiten umgewandelten Minerals anzusehen ist, so wäre ein weiterer Hinweis auf relativ küstennahe Ablagerungen gewonnen. Allerdings finden derartige Mine-

ralumbildungen bevorzugt im Übergangsbereich zwischen brackischen und marinen Wässern statt (GRIFFIN & INGRAM 1955, KRUMM 1961); gegen eine derartige Einordnung spricht jedoch der Fossilinhalt der untersuchten Schichten (siehe Seite 25).

Deutet man das Illit/-Kaolinit-Verhältnis im Sinne von MURRAY (1954), so wäre ein Hinweis auf eine ausklingende Transgression im normal-marinen Bereich gegeben.

TOOMEY (1966) und TWISS & STINDL (1968) haben festgestellt, daß auch in der Verteilung der Tonminerale aus (permischen) Kalken Regelmäßigkeiten festzustellen sind, wobei die an Kaolinit reicheren Proben Ablagerungsräumen entsprechen, die durch vorwiegend plattige Kalkalgen, Brachiopoden und durch Algen-Onkoide (*Osagia*) charakterisiert sind. Die an Illiten reichen Proben entsprechen Fusuliniden- und Bioklasten-Kalken. Derartige Zusammenhänge konnten bis jetzt in unseren Proben nicht festgestellt werden, da Kaolinit sowohl in Algen- als auch in Fusuliniden-Kalken auftritt.

Die fazielle Deutung der meist über 50% der Rückstände einnehmenden Quarze muß von der Gestalt und Rundung der Körner ausgehen, die für die terrigene Natur der Komponenten sprechen. Die Mehrzahl der Körner weist schwach bis gut gerundete Ecken auf, wobei sowohl Groß- als auch Kleinbuchten noch erhalten sind.

Trägt man die geschätzte Quarz-Menge gegen den relativen Rückstand auf, so zeigt es sich, daß unabhängig von der Rückstandsmenge der Quarzanteil meist zwischen 50 und etwa 75% liegt, wobei keine merklichen Veränderungen in verschiedener Profil-Höhe feststellbar sind. Dieser Befund kann dahin gedeutet werden, daß der Transport der Quarz-Körner äolisch erfolgte (siehe BOLLINGER & BURRI 1967). Diese Interpretation würde auch die fehlenden Beziehungen zwischen Karbonat-Grundmassetypen und Rückstandsmenge erklären, da eine gleichförmige äolische Schüttung im Kalksandbereich die terrigene Komponente während und nach der Sedimentation der Biogene liefert. Zur Untermauerung dieser Erklärung werden derzeit Untersuchungen der Oberflächentexturen der Quarz-Körner mit Hilfe des Elektronenrastermikroskopes durchgeführt (siehe KRINSLEY & DONAHUE 1968, KRINSLEY & MARGOLIS 1969).

2. Dolomit-Gehalte: Die im Profilausschnitt auftretenden Gesteine sind nach dem RUCHIN-Diagramm (RUCHIN 1958) als Kalke, tonige Kalke, tonig-dolomitische Kalke, tonige Dolomitkalke, dolomitische Kalke, Dolomitkalke, kalkige Dolomite und als Dolomite zu bezeichnen. Nach der auf dem Ca/Mg-Verhältnis basierenden Klassifikation von BISSELL & CHILLINGAR (1967) wäre die an der Profilbasis zu beobachtende Lithologie als eine Folge von Kalk, dolomitischem Kalk, stark dolomitischem Kalk, dolomitischem Kalk, stark dolomitischem Kalk, dolomitischem Kalk, stark dolomitischem Kalk und Dolomit zu beschreiben.

Betrachtet man die Dolomit-Verteilung im Profil, so fällt auf, daß die verschieden stark dolomitische Basisfolge mit der Bank 4254 abrupt von einer bis zur Bank 4281 reichenden Dolomit-Folge überlagert wird. Nach einem plötzlichen Absinken und einem neuerlichen Anstieg des Dolomit-Gehaltes

sind ab Bank 4289 mit einer Ausnahme nur mehr reine Kalke vorhanden. In dieser Abfolge zeigt sich eine deutliche selektive Dolomitisierung, insbesondere im Bereich zwischen den Bänken 4281 und 4289. Überraschend ist der starke Anstieg der Dolomit-Gehalte von einer Bank zur anderen (von Bank 4253 zu Bank 4254 von 23,17 auf 95,15%, bei einem Vertikalabstand von etwa 10 cm!).

Die Erklärung für diese unterschiedlichen Dolomit-Gehalte kann in der Textur der Karbonate, in der unterschiedlichen Ton-Menge oder in der Bindung der Dolomitisierung an organogene Strukturen zu suchen sein:

Eine Beziehung zwischen dem Grad der Dolomitisierung und der ursprünglichen Textur der Karbonate haben MURRAY & LUCIA (1967) festgestellt, wobei die Dolomit-Verteilung in erster Linie vom Mikrit-Gehalt der Karbonate kontrolliert wird. Bedingt durch diagenetisch bedingte Permeabilitätsunterschiede oder durch die größere Aktivität von dolomitisierenden Wässern in feinkörnigen Sedimenten sind vorwiegend Karbonatsande mit mikritischem Bindemittel dolomitiert, während mikritfreie Karbonatsande des Bewegtwasserbereiches weniger als 15% Dolomit enthalten. Versucht man, die von den Autoren herausgestellten Kriterien für strömungsbewegte Kalkarenite auf unsere Proben zu übertragen, so ergeben sich Vergleichsmöglichkeiten: Die Bank 4252 (Dolomit-Gehalt 10,1 Gew.%) ist als Onkobiosparit entwickelt, die Bank 4253 (Dolomit-Gehalt 22,0 Gew.%) als Echinodermen-Biosparit und die Bank 4254 (Dolomit-Gehalt 90,1 Gew.%) als Gastropoden-Biomikrit. Die beiden Proben 4252 und 4253 können als Sedimente des strömungsbewegten Wassers angesehen werden, während die Gastropoden-Schalen offenbar nicht transportiert wurden (keine Mikrit-Hüllen, keine Zerbrechung der im gleichen Schliff auftretenden zarten Bryozoen). Ähnliche Zusammenhänge zeigen sich in der Bankfolge 4281 bis 4290:

4290 Fusuliniden-Biosparit, Echinodermen nicht umkrustet	kein Dolomit
4289 Bioarenit	kein Dolomit
4288 Bioarenit mit zahlreichen Dasycladaceensporen, Biogene umkrustet	6,78 Gew.%
4287 Fusuliniden-Biosparit	26,79 Gew.%
4286 Biomikrit	97,40 Gew.%
4285 Biomikrit, viele umkrustete Komponenten	97,40 Gew.%
4284 Biomikrit mit Algenkrusten	98,79 Gew.%
4283 Fusuliniden-Biomikrit mit zahlreichen kleinen zerbrochenen und umkrusteten Echinodermen-Resten	43,73 Gew.%
4282 Biosparit mit zahlreichen Dasycladaceensporen und umkrusteten Biogenen	11,21 Gew.%
4281 Biomikrit mit Algenkrusten und Serpuliden	98,45 Gew.%

Die Zusammenstellung läßt erkennen, daß die durch mikritische Grundmasse gekennzeichneten Proben im allgemeinen höhere Dolomit-Gehalte haben als die sparitischen Proben, für welche man ein strömungsbewegtes Medium annehmen kann. Allerdings fällt auf, daß die von MURRAY & LUCIA als Hinweis auf Bewegtwasser gewerteten Umkrustungen der Biogene sowohl in Biomikriten als in Biospariten auftreten.

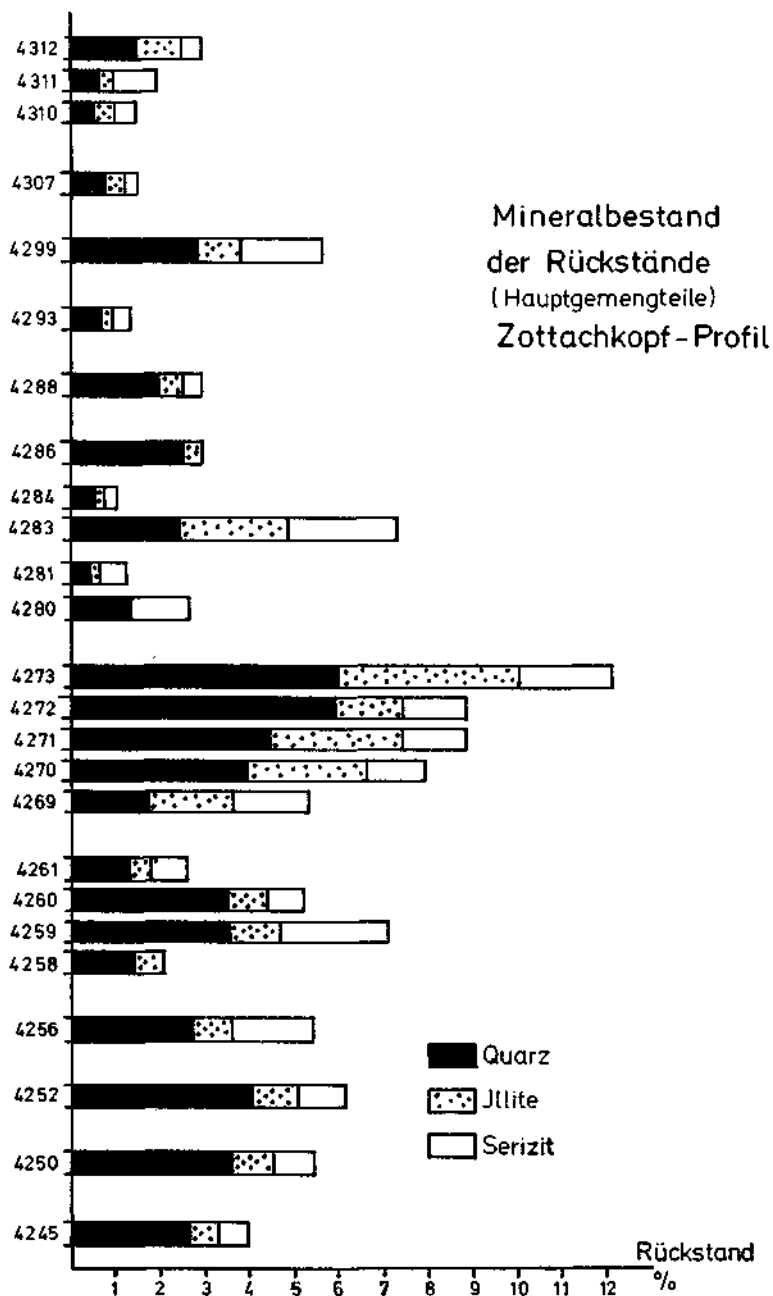


Abb. 6: Mineralbestand der säureunlöslichen, karbonatfreien Rückstände. Hauptbestandteile; relative Prozentsätze nach Intensitäten geschätzt.

Eine Bindung der hohen Dolomit-Gehalte an Proben mit bestimmten oder gehäuft auftretenden Biogenen (siehe GERMANN 1966) läßt sich nicht postulieren, wenn man davon absieht, daß im gesamten untersuchten Profilausschnitt Echinodermen häufig sind. Inwieweit auch die Algen $MgCO_3$ eingebaut hatten, ist unklar, da die wenigen Rotalgen nicht mit den rezenten, an $MgCO_3$ reichen Corallinaceen verglichen werden dürfen.

Ebenso ist eine Beziehung zwischen Dolomit-Gehalt und Rückstandsmenge (BLIND 1965, BOCCALETTI & MANETTI 1969, KAHLE 1965, ZELENOV 1956, ZENGER 1965) nicht gegeben.

Für die genetische Deutung der Dolomite im untersuchten Profilausschnitt erscheinen folgende Feststellungen wesentlich:

- a) Die Dolomit-Gehalte nehmen vom Liegenden zum Hangenden hin zu.
- b) Höhere und hohe Dolomit-Gehalte finden sich vorwiegend in Biomikriten, die vermutlich in nicht-strömungsbewegtem Wasser sedimentiert wurden.
- c) Die Textur-Typen (siehe Seite 18) entsprechen den für sekundäre Dolomite geforderten Merkmalskombinationen (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965).
- d) Eine Erhöhung der Salinität ist unwahrscheinlich, da im gesamten Profilausschnitt stenohaline Organismen auftreten.

Aus diesen Beobachtungen kann geschlossen werden, daß es sich um spätdiagenetische Dolomite (im Sinne von FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970) handelt:

Diese Erklärung deckt sich mit den Vorstellungen von FELSER, F. & G. KAHLER (1958), wonach die Dolomite der Oberen Pseudoschwagerinen-Schichten und der Trogkofel-Schichten metasomatisch entstanden sind. Allerdings scheinen die hier mitgeteilten Befunde eher für eine aszedente als für deszedente Dolomitierung im Sinne von FELSER et al. sprechen. Die oben beschriebenen Beziehungen zwischen Dolomit-Gehalt und primären Kalktexturen lassen vermuten, daß die Dolomitierung recht bald nach der Lithifikation der Kalkschlamm- und Kalksand-Bänke erfolgte. Eine von präalpidischen Kluftsystemen ausgehende epigenetische Dolomitierung (wie sie FELSER et al. insbesondere für die Trogkofel-Schichten annehmen) kann die im Zottachkopf-Profil festgestellten Befunde nicht erklären.

Schlußfolgerungen

Die sedimentologische und palökologische Detailuntersuchung des aus gebankten Kalken und Dolomiten bestehende Profilausschnittes im unteren Abschnitt des Standardprofils der Oberen Pseudoschwagerinen-Kalke an der NW-Flanke des Zottachkopfes (Karnische Alpen) gestattet folgende Aussagen:

1. Die Bank-Dicken-Analyse zeigt, daß im untersuchten Profilausschnitt keine oder nur geringe Sedimentationslücken auftreten.
2. Die Bankung dürfte bei etwa zwei Drittel der Bänke durch Materialunterschiede (verschiedene Biogene, verschieden große Komponenten) bedingt sein.
3. Die Kalke sind nach Schliffuntersuchungen als Biomikrite und Biosparite anzusprechen. Das Gesamtverhältnis aller Komponenten (in den Proben des

Gesamtprofils) beträgt 68 (Biogene) : 4 (Intraklaste) : 9 (Pellets) : 18 (Onkoide) : 1 Ooide) %.

4. Die im Schlibfbereich typisierbaren Texturen der Dolomite (feinkörnig-hypidiotopisch und grobkörnig-hypidiotopisch bis xenotopisch) entsprechen generell Unterschieden im Dolomit-Anteil im Modalbestand und im chemisch ermittelten Dolomit-Gehalt (unter 20 Gew.% und über 85 Gew.%).

5. Der Grad der Dolomitierbarkeit der Biogene ist durch die Reihe Dasycladaceen und Codiaceen, Fusuliniden, Algen-Onkoide, Kleinforaminiferen, Echinodermen charakterisiert.

6. Der komplexometrisch bestimmte Gesamtkarbonatgehalt liegt zwischen 78,6 und 99,2 Gew.%, der Mittelwert (106 Proben) bei 96,3%. Nur 22% der Proben besitzen Karbonatgehalte unter 95 Gew.%.

7. Die röntgenographisch ermittelten Karbonatminerale low-Mg-Kalzit und gut geordneter Dolomit mit bis zu 2 Mol% CaCO_3 -Überschuß) zeigen folgende Verteilung im Profilausschnitt: Basisbank aus Kalzit, unterer Profilausschnitt Kalzit und Dolomit, mittlerer Profilausschnitt Dolomit, oberer Profilausschnitt Kalzit.

8. Der Mittelwert der säureunlöslichen karbonatfreien Rückstände liegt bei 3,5 Gew.%. In der Verteilung der Rückstandsmengen deuten sich symmetrische Zyklen und möglicherweise auch abrupte Änderungen der Sedimentationsbedingungen von Bank zu Bank an.

9. Bank-Mächtigkeit und Rückstandsmenge zeigen keine geregelte Beziehung, was für eine wechselnde Ton-Zufuhr und Karbonatsedimentation in der Zeit spricht. Die geringmächtigen rückstandsreichen Bänke dürften einen längeren Zeitbereich repräsentieren als dickere rückstandsarme Bänke.

10. Die fehlenden Beziehungen zwischen Rückstandsmenge und Grundmasse-Typen lassen sich durch die Annahme einer äolischen Schüttung der Quarzkomponenten der Rückstände erklären.

11. Die Hauptbestandteile der säureunlöslichen Rückstände sind Quarz, Serizit bzw. Muskovit und Illite bzw. glimmerähnliche Tonminerale. Hierzu kommen Kaolinit, Feldspäte (zum Teil Albit), sehr selten Chlorit und relativ häufig Pyrit. Hievon dürften lediglich die Pyrite (und Albit?) als authigene Bildungen aufzufassen sein.

12. Das Vorkommen von Kaolinit und Illit spricht für relativ küstennahe Ablagerungen in einem normal-marinen Fazies-Bereich.

13. Die palökologische Auswertung der Schlibf-Proben zeigt, daß die Fauna und Flora des Gesamtprofils zu etwa 47% dem vagilen Benthos, zu 52% dem sessilen Benthos und nur mit 1% dem Nekton zuzuordnen ist.

14. Korallen, Echinodermen, Bryozoen, Dasycladaceen und Codiaceen sprechen für euhaline Salinität.

15. Kalkalgen, bohrende Algen und Mikrithüllen um Biogene weisen auf geringe Wasser-Tiefen hin.

16. Aus dem Wechsel von mikritischen und sparitischen Bänken, Fusuliniden-

Kalken und onkolithischen Kalken und aus dem Vorkommen von Dasycladaceensporen-Spülsäumen kann auf unterschiedliche Wasser-Bewegung (Bereiche ohne und mit Strömungen) geschlossen werden.

17. Dasycladaceen und Korallen sprechen für Wasser-Temperaturen zwischen 18 und 28° C. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Bestimmungen ergaben nur verfälschte Werte.

18. Weich- und Hartböden wechseln sich im Profil ab. Endofauna und Bioturbation fehlen.

19. Die häufig auftretenden Grünalgen und Fusuliniden sowie die Arten- und Gruppen-Häufigkeit der benthonischen Kleinforaminiferen weisen auf einen Lebensraum im Bereich einer Küsten-Lagune oder im Innen-Schelf hin, wobei eine unmittelbare Küstennähe nicht nachweisbar erscheint.

20. Die verschieden starken Dolomit-Gehalte der Proben können im Sinne einer bald nach der Verfestigung der Karbonate einsetzenden, vom Kalkschlammgehalt kontrollierten, selektiven Dolomitisierung erklärt werden. Die Textur-Typen der Dolomite und die Dolomit-Verteilung im Profilausschnitt (Zunahme vom Liegenden zum Hangenden) sprechen für eine aszendente spätdiagenetische Dolomitisierung, die vermutlich unabhängig von Kluftsystemen bereits im Perm erfolgte.

Dank

Die Untersuchungen wurden durch die großzügige Unterstützung der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT ermöglicht, die Sach-, Reise- und Personalkosten zur Verfügung stellte (Projekt Fl 42/12, 42/13). Die Paläotemperaturbestimmungen wurden von Herrn Dr. H. FRIEDRICHSEN (Min. Inst. Univ. Marburg a. d. L.) durchgeführt. Die röntgenographischen Untersuchungen konnten im Laboratorium für Sedimentpetrographie der Universität Heidelberg (Prof. Dr. G. MÜLLER) durchgeführt werden. Allen genannten Herren und Institutionen danken wir herzlich.

Literatur

- ALEXANDERSSON, T. (1969): Recent marine high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. — *Sedimentology*, 12, 47—61, Amsterdam.
- BECHER, A. (1965): Eine Tonmineralfolge vom Beckenrand zum Beckeninneren im Buntsandstein Nordost-Bayerns. — *Beitr. Min. Petrographie*, 11, 586—613, 17 Abb., Heidelberg.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 803—832, New York.
- BISSELL, H. J., & CHILINGAR, G. V. (1967): Classification of Sedimentary Carbonate Rocks. — In: CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J., & FAIRBRIDGE, R. W.: *Carbonate Rocks*, Dev. Sed., 9 A, 87—168, 16 Taf., 4 Tab., 3 Abb., Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- BLIND, W. (1965): Dolomit in Lithothamnien-Kalk der ostbayerischen Molasse. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1965, 8, 460—480, 12 Abb., Stuttgart.
- BOCCALETTI, M., & MANETTI, P. (1969): Osservazioni petrografiche e sedimentologiche sui calcari con selce delle „serie“ autoctona e sovrascorsa nella parte nord-occidentale del Monte Pisano e nei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca). — *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 7, 325—342, 31 Abb., Pisa.
- BOLLIGER, W., & BURRI, P. (1967): Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformcarbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). — *Eclogae geol. Helvetiae*, 60, 2, 491—507, 4 Abb., Basel.
- BURRI, P. (1968): Sedimentologische und stratigraphische Beziehungen zwischen Becken und Carbonatplattform im unteren Malm des zentralen Schweizer Jura (Berner Jura). — *Diss. Univ. Basel*, Verkürzte Fassung, 8 S., 4 Abb., Riehen.

- CAMPBELL, CH. V. (1967): Lamina, Laminaset und Bedset. — *Sedimentology*, 8, 7—26, 3 Taf., 1 Tab., 4 Abb., Amsterdam.
- DEGENS, E. T. (1968): Geochemie der Sedimente. — 282 S., 75 Abb., 20 Tab., Stuttgart (F. Enke).
- EBHARDT, G. (1968): Experimentelle Untersuchungen zur Kompaktion karbonatischer Sedimente. — Diss. Univ. Würzburg, 99 S., 3 Taf., 9 Tab., 27 Abb., Würzburg (Photodruck).
- ENGELHARDT, W. v. (1961): Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung. — *Geol. Rundschau*, 51, 2, 457—477, 11 Tab., Stuttgart.
- FELSER, K. (1937): Rugose Korallen aus dem Oberkarbon-Perm der Karnischen Alpen zwischen Schulterkofel und Tresdorfer Höhe. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 74, 5—20, Taf. 1, Graz.
- FELSER, K., KAHLER, F., & KAHLER, G. (1956): Dolomite im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. — *ANGEL-Festschrift, Naturwiss. Ver. Steiermark und Naturwiss. Ver. Kärnten*, 40—48, 4 Abb., Graz-Klagenfurt.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — *Symposium on Cyclic Sedimentation, State Geol. Surv. Kansas, Bull. 169/1*, 107—170, 38 Abb., Lawrence.
- FISHER, I. S. (1968): Interrelation of Mineralogy and Texture within an Ordovician Lexington Limestone Section in Central Kentucky. — *J. Sed. Petrol.*, 38, 3, 775—784, 6 Abb., Tulsa.
- FISHER, W. L., & RODDA, P. U. (1969): Edwards Formation (Lower Cretaceous), Texas: Dolomitization in a Carbonate Platform System. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 53, 1, 55—72, 14 Abb., Tulsa.
- FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. — *Sonderheft Carinthia II*, 25, 76 S., 11 Taf., 15 Abb., 12 Tab., Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. (1968): Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. — *Carinthia II*, 78, 38—65, 5 Tab., 1 Abb., Klagenfurt.
- FLÜGEL, Erik (1970): Palökologische Interpretation des Zottachkopf-Profiles mit Hilfe von Kleinforaminiferen (Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk, unteres Perm: Karnische Alpen). — *Carinthia II, KAHLER-Festschrift (im Druck)*.
- FLÜGEL, Helmut W. (1968): Some Notes on the Insoluble Residues in Limestones. — In: FRIEDMAN, G. M. & MÜLLER, G.: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, 46—54, 2 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographical classification of limestones. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 43, 1—38, Tulsa.
- FRIEDMAN, G. M. (1958): Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. — *J. Geol.*, 66, 4, 394—416, 9 Abb., Chicago.
- FÜCHTBAUER, H. (1963): Petrographische Untersuchungen des Unterkarbons und Devons der Bohrung Münsterland 1. — *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 11, 353—364, 5 Taf., 1 Abb., 3 Tab., Krefeld.
- FÜCHTBAUER, H., & GOLDSCHMIDT, H. (1965): Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — *Geol. Rundschau*, 55, 29—40, 2 Tab., 8 Abb., Stuttgart.
- GALLE, O. K., & WAUGH, W. N. (1966): Compositional Variance in the Plattsmouth Limestone Member (Pennsylvanian) in Kansas. — *Geol. Surv. Kansas, Bull.*, 180, 1, 1—9, 2 Abb., Lawrence.
- GEBELIN, C. D. (1969): Distribution, Morphology, and Accretion Rate of Recent Subtidal Algal Stromatolites. — *J. Sed. Petrol.*, 39, 1, 49—69, 19 Abb., Tulsa.
- GERMANN, Kl. (1966): Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. Univ. München, 122 S., 17 Taf., München (Photodruck).
- GINSBURG, R. N. (1960): Ancient analogues of recent stromatolites. — *Internat. Geol. Congress, Norden*, 22, 26—35, Kopenhagen.
- GITTINGER, K. (1969): Geochemische Faziesuntersuchungen im oberen Hauptmuschelkalk und unteren Keuper Luxemburgs. — *Veröff. Luxemburger Geol. Dienstes*, 19, 109 S., 41 Abb., Luxembourg.
- GLAZEK, J. (1965): (Recent oncolites in streams of North Vietnam and of the Polish Tatra Mts.). — *Ann. Soc. geol. Pologne*, 35, 2, 221—242, Taf. 25—28, 3 Abb., Krakau (poln. mit engl. Zusammenfassung).
- GOLDSMITH, J. R., & GRAF, D. L. (1958): Structural and compositional variations in some natural dolomites. — *J. Geol.*, 66, 678—693, Chicago.

- GRIFFIN, G. M. (1962): Regional Clay-Mineral Facies-Products of Weathering Intensity and Current Distribution in the Northeastern Gulf of Mexico. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73, 737—768, 1 Taf., 19 Abb., New York.
- GRIFFIN, G. M., & INGRAM, R. L. (1955): Clay Minerals of the Neuse River Estuary. — *J. Sed. Petrol.*, 25, 3, 194—200, Tulsa.
- HAYES, J. B. (1963): Clay mineralogy of Mississippian strata of southeast Iowa. — *Clay and Clay Minerals*, 10, 413—425, 7 Abb., Oxford-London-New York-Paris (Pergamon Press).
- HERITSCH, F. (1933): Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 26, 162—190, Wien.
- HERITSCH, F. (1936): Korallen aus der Moskauer-, Gsehl- und Schwagerinenstufe der Karnischen Alpen. — *Palaeontographica*, A, 83, 99—162, 6 Taf., Stuttgart.
- HÖLLER, H., & WALITZ, E. M. (1965): Mineralogische Untersuchungen an den Oberalmer Schichten und an den mikritischen Plassen-Kalken, Nördliche Kalkalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1965, 9, 552—555, Stuttgart.
- HOMANN, W. (1970 a): Litho- und biofazielle Gliederung der Rattendorfer Schichten (Rattendorfer Stufe, Unter-Perm) in den Karnischen Alpen, unter besonderer Berücksichtigung der Kalkalgen-Flora und Korallen-Fauna. — *Diss. TH Darmstadt, Maschinschrift*, 316 S., 12 Photo-Tafeln, 3 Taf., 48 Abb., 19 Profilen, Darmstadt.
- HOMANN, W. (1970 b): Die Korallen-Fauna der Rattendorfer Schichten (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. — *Carinthia II, KAHLER-Festschrift (im Druck)*.
- INGRAM, R. L. (1954): Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 65, 937—938, New York.
- JOHNSON, J. H. (1961): Limestone-Building Algae and Algal Limestones. — 297 S., 139 Taf., 14 Abb., Boulder (Colorado School of Mines).
- KAHLE, C. F. (1965): Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. — *J. Sed. Petrol.*, 35, 2, 448—453, 2 Abb., Tulsa.
- KAHLER, F., & KAHLER, G. (1937): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des Oberen Schwagerinenkalkes. — *Palaeontographica*, A, 87, 1—43, Taf. 1—3, 2 Abb., Stuttgart.
- KAHLER, F., & KAHLER, G. (1942): Lebensraum und Lebensweise der Fusuliniden. — *Palaeontographica*, A, 94, 1—28, Taf. 1—2, Stuttgart.
- KOLOMOGOROV, A. N. (1951): Solution of a problem in probability theory connected with the problem of the mechanism of stratification. — *Trans. Amer. Math. Soc.*, 53, 8 S., New York.
- KRINSLEY, D., & DONAHUE, J. (1968): Diagenetic Surface Textures on Quartz Grains in Limestones. — *J. Sed. Petrol.*, 38, 3, 859—862, 4 Abb., Tulsa.
- KRUMM, H. (1965): Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone. — *Beitr. Min. Petrographie*, 11, 91—137, 24 Abb., 3 Tab., Heidelberg.
- KÜBLER, B. (1963): Untersuchungen über die Tonfraktion der Trias der Sahara. — *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 10, 319—324, Krefeld.
- LAPORTE, L. F., & IMBRIE, J. (1964): Phases and Facies on the Interpretation of Cyclic Deposits. — *State Geol. Surv. Kansas, Bull.* 169/1, 249—263, 11 Abb., Lawrence.
- MARSCHNER, H. (1968): Relationship Between Carbonate Grain Size and Non-Carbonate Content in Carbonate Sedimentary Rocks. — In: FRIEDMAN, G. M., & MÜLLER, G.: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, 55—57, 2 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- MEENTS, W. F., & SWANN, D. H. (1965): Grand Tower Limestone (Devonian) of Southern Illinois. — *Illinois State Geol. Surv., Circular*, 389, 34 S., 7 Abb., Urbana.
- MERRELL, H. W., JONES, D. J., & SAND, L. B. (1957): Sedimentation features in Paradox shales, Southeastern Utah. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 68, 1766, New York.
- MILLOTT, G. (1964): Géologie des Argiles. Altérations, Sédimentologie, Géochimie. — 499 S., 75 Abb., 15 Tab., 12 Taf., Paris (Masson).
- MÜLLER, G. (1956): Die Schnellbestimmung des CaCO₃/MgCO₃-Anteils in karbonatischen tonarmen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE). — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1956, 330—344, Stuttgart.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. — *Sediment-Petrologie I*, 303 S., 91 Abb., 29 Tab., 3 Beil., Stuttgart (Schweizerbart).

- MURRAY, H. H. (1954): Genesis of Clay Minerals in some Pennsylvanian shales of Indiana and Illinois. — *Clays and Clay Minerals*, Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council, Publ. 327, 47—67, Oxford-London-New York-Paris (Pergamon Press).
- MURRAY, R. C. (1964): Preservation of Primary Structures and Fabrics in Dolomite. — In: IMBRIE, J., & NEWELL, N. D.: *Approaches to Paleocology*, 388—403, 9 Abb., New York-London-Sidney (Wiley).
- MURRAY, R. C., & LUCIA, F. J. (1967): Cause and Control of Dolomite Distribution by Rock Selectivity. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78, 21—36, 5 Taf., 7 Abb., New York.
- PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GRAVES, R. W., & KALEY, M. E. (1962): Energy Index for Limestone Interpretation and Classification. — *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, 85—107, 5 Abb., Tulsa.
- PÖLSLER, P. (1967): Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest—Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). — *Carinthia II*, 77, 37—58, 4 Abb., 2 Beil., 1 Tab., Klagenfurt.
- RATEEV, M. A., GORBUNOVA, Z. N., LISITZYN, A. P., NOSOV, G. L. (1969): The distribution of clay minerals in the oceans. — *Sedimentology*, 13, 1/2, 21—43, 6 Abb., Amsterdam.
- REED, E. C., & BURCHETT, R. R. (1964): Stratigraphic Sequences in the Pennsylvanian of Nebraska and Their Relationships to Cyclic Sedimentation. — *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169/2, 441—447, 3 Abb., Lawrence.
- REMANE, A. (1943): Die Bedeutung der Lebensformtypen für die Ökologie. — *Biol. Generalis*, 17, 164—182.
- ROBBINS, C., & KELLER, W. D. (1952): Clay and other non-carbonate minerals in some limestones. — *J. Sed. Petrol.*, 22, 3, 146—152, 2 Abb., Tulsa.
- RUCHIN, L. B. (1958): Grundzüge der Lithologie. — 806 S., 304 Abb., Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHLAGER, S. O. (1964): Petrology of the Limestones of Guam. — *Geol. Surv. Prof. Paper*, 403-D, 50 S., 21 Taf., Washington.
- SCHÖTTLE, M., & MÜLLER, G. (1968): Recent Carbonate Sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany. — In: FRIEDMAN, G. M., & MÜLLER, G.: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, 148—156, 5 Abb., Berlin-New York-Heidelberg (Springer).
- SEIBOLD, E. (1952): Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 95, 337—370, 11 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- SENEŠ, J. (1967): Répartition bathymétrique des algues fossilisables en medi terranéè. — *Geol. Sbornik*, 18, 141—150, 3 Abb., Bratislava.
- SHINN, E. A., GINSBURG, R. N., & LLOYD, R. M. (1965): Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. — In: PRAY, L. C., & MURRAY, R. C.: *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. — *Spec. Paper Soc. Econ. Paleont. Min.*, 13, 112—123, Tulsa.
- SMYKATZ-KLOSS, W. (1966): Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Zechsteins. Teil II: Spezieller Teil. — *Contr. Min. Petrol.*, 13, 232—268, 11 Tab., 19 Abb., Heidelberg.
- SWINCHATT, J. P. (1965): Algal Boring: A Possible Depth Indicator in Carbonate Rocks and Sediments. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 80, 7, 1391—1396, New York.
- TEICHERT, C. (1958): Cold- and deep-water coral banks. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 42, 1064—1082, Tulsa.
- TEXTORIS, D. (1968): Petrology of Supratidal, Intertidal, and Shallow Subtidal Carbonates, Black River Group, Middle Ordovician, New York, U. S. A. — XXIII Internat. Geol. Congress, 8, 227—248, 6 Abb., 2 Taf., Prag.
- TOOMEY, D. F. (1966): Application of Factor Analysis to a Facies Study of the Leavenworth Limestone (Pennsylvanian — Virgilian) of Kansas and Environs. — *State Geol. Surv. Kansas, Spec. Distribution Publ.*, 27, 28 S., 13 Abb., Lawrence.
- TWISS, P. C., & STINDL, H. (1968): Clay Mineralogy of Cottonwood Limestone. — *Ann. Meetings, Progr., Geol. Soc. Amer.*, Mexico City, 1968, 301, Boulder.
- VALETON, I. (1954): Beitrag zur Petrographie des mittleren Muschelkalkes Süd-Deutschlands. — *Heidelberger Betr. Min. Petrographie*, 4, 207—216, 3 Abb., Heidelberg.
- WAY, J. H., Jr. (1968): Bed Thickness Analysis of Some Carboniferous Fluvial Sedimentary Rocks Near Joggins, Nova Scotia. — *J. Sed. Petrol.*, 38, 2, 424—433, 8 Abb., Tulsa.

- WEAVER, C. E. (1958): Geological interpretation of argillaceous sediments. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 42, 245—271, Tulsa.
- WEAVER, C. E. (1963): A Discussion on the Origin of Clay Minerals in Sedimentary Rocks. — Clays and Clay Minerals, 10, 159—173, 4 Abb., Oxford-London-New York-Paris (Pergamon Press).
- WELLS, J. W. (1957): Coral Reefs. — Mem. Geol. Soc. Amer., 67/1, 609—631, 9 Taf., 2 Abb., New York.
- ZELENOV, K. K. (1956): (Dolomites of Lower Cambrian deposits of northern slope of Aldan Mountain Range and the conditions of their formation. — In: STRAKHOV, N. M., & BUSHINSKY, G. I.: (Types of Dolomite Rocks and Their Genesis), Trudy Geol. Inst. Akad. nauk. SSSR, 4, 28—74, Moskva (russ.).
- ZENGER, D. H. (1965): Calcite-dolomite ratios vs. insoluble content in the Lockport Formation (Niagaran) in New York State. — J. Sed. Petrol., 35, 1, 262—265, Tulsa.

Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. ERIK FLÜGEL, Dr. GERD-FRIEDRICH TIETZ, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Hochschule, Schnittspahnstraße 9, D-61 Darmstadt; Dr. WOLFGANG HOMANN, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.