

**Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes
(Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal,
Oberösterreich)**

Werner Piller

15 Abbildungen, 1 Tafel (4)

Anschrift:

Dr. Werner Piller
Paläontologisches Institut, Universität Wien
Universitätsstraße 7/2, 1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	23	S. 113—152	Wien, Sept. 1976
---------------------------------------	----	------------	------------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung	115
Summary	
2. Einleitung	115
3. Regionale Übersicht und Methodik	116
4. Faziesbereiche	118
4.1. Grapestone-Fazies (i. w. S.)	119
4.1.1. Grapestone-Fazies (i. e. S.)	119
4.1.2. Oolithische Fazies	120
4.1.3. Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies	121
4.2. Schlamm-Fazies (i. w. S.)	122
4.2.1. Pellet-Schlamm-Fazies	122
4.2.2. Schlamm-Fazies (i. e. S.)	123
5. Diagenese	125
6. Loferer Zyklis	128
7. Lithostratigraphische Gliederung	130
7.1. Unterer Dachsteinkalk	131
7.2. Mittlerer Dachsteinkalk	131
7.3. Oberer Dachsteinkalk	133
8. Profilbeschreibung	134
8.1. Schermberg Nordwand	135
8.2. Kreuz Westgrat	137
9. Bemerkungen zur Großrhythmik	140
10. Biogene	140
10.1. Algen	140
10.2. Foraminiferen	142
10.3. Korallen	142
10.4. Gastropoden	142
10.5. Bivalven	142
10.6. Crustaceen	143
10.7. Echinodermaten	143
11. Literatur	144

1. Zusammenfassung

Am Nordrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, O.-Ö.) wurden zwei Profile im gebankten Dachsteinkalk der riffernen Rückriffzone detailliert untersucht. Die fazielle Analyse erbrachte eine Gliederung in zwei Hauptfaziesbereiche, die sich in Häufigkeit und Art der Komponenten sowie der Grundmasse unterscheiden: 1. Grapestone-Fazies (i. w. S.) und 2. Schlamm-Fazies (i. w. S.). Diese beiden Bereiche lassen sich weiter untergliedern, nämlich einerseits in Grapestone-Fazies (i. e. S.), oolithische Fazies und Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies, andererseits in Pellet-Schlamm- und Schlamm-Fazies (i. e. S.). Auf Grund dieser Faziesbereiche läßt sich der Ablagerungsraum des gebankten Dachsteinkalkes rekonstruieren. Die von FISCHER (1964) aufgestellte Loferer Zyklik kann nur bedingt bestätigt werden, weil eine regelmäßige Abfolge der Glieder ABC häufig fehlt. Außerdem können über Glied C noch Mergellagen, die in etwas tieferem Wasser und unter geringer Wasserbewegung gebildet wurden, auftreten. In den Profilen konnte eine Dreigliederung (unterer, mittlerer und oberer Dachsteinkalk) gefunden werden. Die drei Abschnitte unterscheiden sich in Bankmächtigkeit, Häufigkeit der einzelnen Glieder und im Biogehalt. In den oberen Partien sind in den Dachsteinkalk Kössener Schichten eingelagert. Generell ist von unten nach oben eine transgressive Entwicklung zu beobachten. Eine Großrhythmik konnte nicht festgestellt werden.

Summary

In the northern part of Totes Gebirge (Northern Limestone Alps, Upper Austria) two profiles in bedded Dachstein limestone of the far-reef back-reef zone were examined in detail. The facies analysis resulted in a division of two main facies-zones, which are distinguished by the frequency of the components and the micritic matrix, namely 1) Grapestone-facies (s. l.) and 2) Mud-facies (s. l.). These two facies are subdivided on the one hand into Grapestone-facies (s. str.), Oolithic facies, and Calcareous algal-foraminiferal-detritus-facies and into Pellet-mud- and Mud-facies (s. str.) on the other. The morphology of the Dachstein limestone-lagoon could be reconstructed on the basis of these facies. The Lofer Cyclothem established by FISCHER (1964) can be confirmed to very limited extent only, because of the scarcity of a regular sequence of members ABC. Moreover marly layers, which were formed in deeper and still waters may appear above member C. The profiles prove a division into lower, middle and upper Dachstein limestone. These three parts differ from one another by thickness of the beds, the frequency of the members and the fossils. The Dachstein limestone contains Kössen beds in its upper parts. Roughly speaking, a transgressiv upward evolution is discernible. A megacyclic grouping of the beds could not be concerned.

2. Einleitung

In den Nördlichen Kalkalpen dominieren im Nor-Rhät-Bereich Flachwasserkarbonatgesteine, die durch ihre Mächtigkeit und weite Verbreitung

in der geologischen Literatur schon sehr früh bekannt waren. Unter den verschiedenen Gesteinsausbildungen nehmen Hauptdolomit und Dachsteinkalk die erste Stelle ein, wobei der Hauptdolomit im Westteil der Nördlichen Kalkalpen vorherrscht und der Dachsteinkalk im Osten.

Da es sich bei diesen Gesteinen sowohl lithologisch als auch in Hinblick auf ihre Fossilführung um relativ einförmige Serien handelt, fand ihre Untersuchung in früheren Zeiten nur sehr geringen Anklang. Erst in den letzten zwanzig Jahren kam es, bedingt durch den Aufschwung der Karbonatsedimentologie in Rezentbereichen, zu intensiveren Untersuchungen dieser Gesteine. Aber auch hier lagen die Schwerpunkte der Bearbeitungen in jenen Bereichen, die durch größere Fossilführung ausgezeichnet sind, nämlich den Dachsteinriffkalken (z. B. OHLEN, 1959; FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1963; ZANKL, 1969). Durch das Fehlen von „Riff“-Bereichen in den westlichen Nördlichen Kalkalpen wurde dort in den letzten Jahren auch die gebankte Fazies — Hauptdolomit — eingehend studiert und gezeigt, daß sich selbst diese eintönigen, aber mächtigen Serien lithostratigraphisch gliedern lassen und eine Differenzierung in verschiedene Faziesbereiche möglich ist (z. B. MÜLLER-JUNGLUTH, 1968, 1970; CZURDA & NICKLAS, 1970). Im gebankten Dachsteinkalk sind derartig eingehende Untersuchungen aber bisher ausständig, obwohl FISCHER (1964) bereits ein geniales Konzept für die Ablagerungsbedingungen dieser Fazies erstellt hat.

Im Rahmen einer Dissertation am Paläontologischen Institut der Universität Wien wurden nun vom Autor gebankte Dachsteinkalke in sedimentologischer und ökologischer Hinsicht bearbeitet (PILLER, 1975). Die vorliegende Arbeit stellt einen Auszug aus dieser Dissertation dar. Die Ergebnisse über die Foraminiferenökologie im gebankten Dachsteinkalk sowie über die Foraminiferendiagenese wurden bereits in anderen Arbeiten dargestellt (HOHENEGGER & PILLER, 1975 a, b).

Die Zuteilung und Förderung dieser Arbeit verdanke ich meinen Lehrern Prof. Dr. A. PAPP und Prof. Dr. H. ZAPFE. Besonderen Dank schulde ich meinen Freunden Dr. J. HOHENEGGER und Dr. H. LOBITZER (beide Wien), in deren Händen meine fachliche Betreuung lag. Dr. W. SCHÖLLNBERGER (Madrid) überließ mir freundlicherweise Schliffmaterial zu Vergleichszwecken, und Dr. G. RABEDER (Wien) gab mir wertvolle Geländehinweise. Für anregende Diskussionen möchte ich Prof. Dr. W. SCHLAGER (Miami, Florida), Doz. Dr. F. STEININGER, Dr. L. KRYSZYN und Dr. G. SCHÄFFER (alle Wien) danken. Die Anfertigung der Photographien lag in den Händen von Herrn Ch. REICHEL (Wien), Zeichenarbeiten führte Herr L. LEITNER (Wien) durch.

Der ÖMV-AG verdanke ich finanzielle Unterstützungen im Gelände und das bereitwillige Überlassen eines umfangreichen Schliffmaterials zur Bearbeitung und Veröffentlichung. Weiters stellte der Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 828) Geldmittel zur Verfügung.

3. Regionale Übersicht und Methodik

Für eine detaillierte sedimentologische Bearbeitung von Gesteinen sind gute Aufschlußverhältnisse und relativ ungestörte Lagerung der Schichten notwendig. In Hinblick auf den gebankten Dachsteinkalk kommt der Zentralteil des Toten Gebirges (Abb. 1) dieser Forderung am nächsten.

Das Tote Gebirge stellt wohl die größte unzerstückelte, obertriassische Karbonatplattform Europas dar. In seinem Mittelteil wird dieses Gebirgsmassiv zum Großteil aus gebanktem Dachsteinkalk aufgebaut. Die Lagerung der Schichten ist im allgemeinen flach, worauf schon GEYER (1884, S. 337) hingewiesen hat.

Am Südrand dieser Karbonatplattform (nördlich der Tauplitzalm und des Toplitzsees) befindet sich ein ungefähr NW-SE gerichteter Gürtel aus ungeschichteten Dachsteindriffkalke (vgl. ZANKL, 1967; TOLLMANN, 1976, S. 220), deren Verzahnung mit Zlambachschieben von SCHÖLLNER (1973, S. 122) gezeigt wurde. Nach N-NE gehen diese Dachsteindriffkalke in gebankten Dachsteinkalk über. Zwischen diesen beiden Faziesbereichen tritt am Sturzahn (NE der Tauplitzalm) eine Fazies der riff-

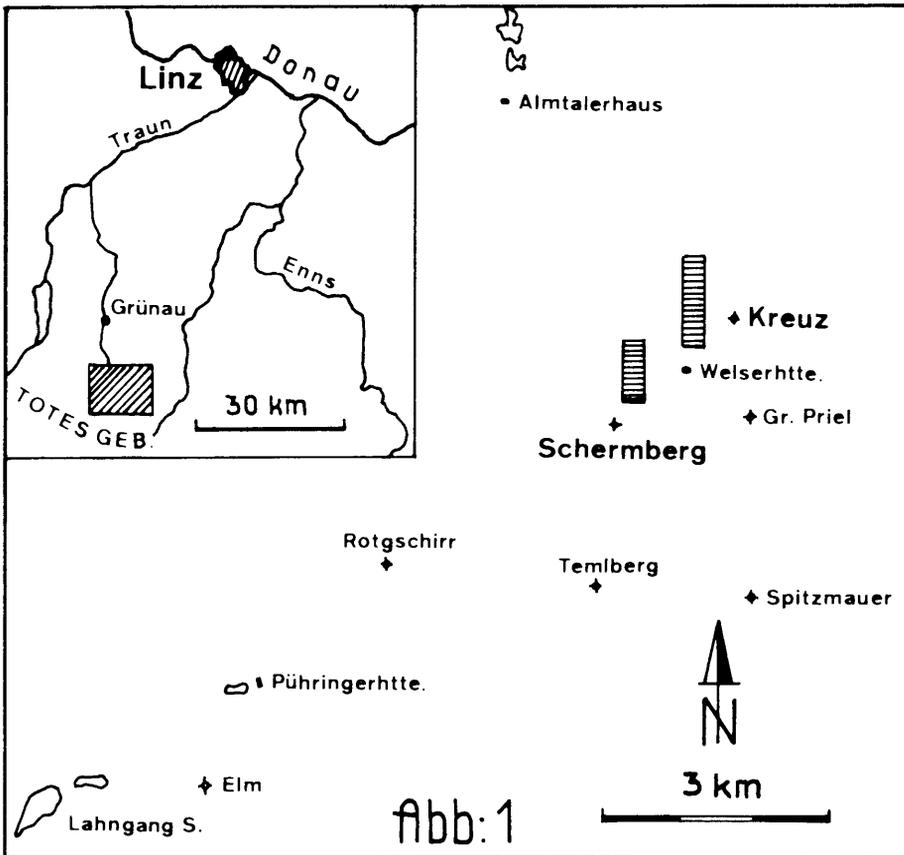


Abb. 1: Lageskizze des Untersuchungsgebietes mit Angabe der Profillokalitäten.

nahen Riffrückseite (sensu ZANKL, 1969) auf (vgl. SCHÖLLNBERGER, 1972).

Ziel der vorliegenden Arbeit war einerseits eine fazielle, andererseits eine stratigraphische Gliederung des gebankten Dachsteinkalkes der riffernen Rückriffzone. Zu diesem Zwecke wurde das Gebiet zwischen Gr. Priel und Rotgschirr (S Grünau/Almtal, OÖ.; vgl. Abb. 1) einer näheren Untersuchung unterzogen. Übersichtsbegehungen wurden auch nördlich der Tauplitzalm sowie im westlichen Toten Gebirge (Rinnerkogel—Schönberg) vorgenommen. Für eine Profilaufnahme wurden die Schermberg-Nordwand und der Kreuz-Westgrat (vgl. Abb. 1) ausgewählt, weil dort relativ ungestörte Schichtfolgen vorliegen.

In diesem Abschnitt vollzieht sich ebenso wie im Gebiet der Hohen Schrott (W-Teil des Toten Gebirges; SCHÖLLNBERGER, 1967) der Übergang von der Dachsteinkalk- in die Hauptdolomitfazies. Der Hauptdolomit unterlagert den Dachsteinkalk. Die Grenze zwischen beiden Gesteinsausbildungen bleibt jedoch nicht in einem konstanten stratigraphischen Niveau, sondern nach Norden nimmt die Mächtigkeit des Hauptdolomites auf Kosten des Dachsteinkalkes zu, so daß der Dachsteinkalk nach Norden allmählich auskeilt. Nach VACEK & GEYER (1916, S. 24) soll der Hauptdolomit von einem karnischen Carditaband unterlagert werden. Dieses Band konnte allerdings nirgends gefunden werden, womit die Frage der den Hauptdolomit unterlagernden Schichten offen bleibt.

Auflagerungen auf den gebankten Dachsteinkalk sind im zentralen Teil des Toten Gebirges nur von geringer Ausdehnung und Mächtigkeit. Meist handelt es sich um Hirlatzkalk bzw. Lias-Rotkalk, die häufig auch in Form von Spaltenfüllungen im gebankten Dachsteinkalk auftreten. Meist ist die Obergrenze des Dachsteinkalkes durch die Erosion gegeben.

Zur Aufnahme kamen etwa 1000 Profilmeter, wobei die Mächtigkeit jeder einzelnen Bank mit dem Maßband, senkrecht zur sedimentären Schichtung und auf Zentimeter genau, vermessen wurde. Aus den Profilen wurden ca. 170 Proben, meist orientiert, entnommen. Weitere Proben entstammen dem oben angegebenen näher untersuchten Gebiet.

Für mikrofazielle Untersuchungen wurden ca. 180 Dünnschliffe (5 mal 5 cm), meist senkrecht zur sedimentären Schichtung, sowie Anschliffe angefertigt. Die Aufbereitung der Mergelproben erfolgte mit H_2O_2 . Zur Gewinnung von vollkörperlichen Fossilien aus Hartgesteinen wurden vorher mechanisch zerkleinerte Proben in verdünnter Essigsäure aufgelöst.

Die Benennung der Karbonatgesteine erfolgte nach der Nomenklatur von FOLK (1959, 1962) und DUNHAM (1962) in etwas modifizierter Form. Die Korngrößenbezeichnungen für die Komponenten wurden folgendermaßen verwendet: Rudit: > 2,0 mm; Grobarenit: 2,0—0,5 mm; Mittelarenit: 0,5—0,25 mm; Feinarenit: 0,25—0,063 mm; Lutit: 0,063—0,004 mm.

4. Faziesbereiche

Das Ziel von sedimentologisch-mikrofaziellen Untersuchungen soll nicht eine reine Schlißbeschreibung sein, sondern ausgehend von dieser muß versucht werden, größere Faziesbereiche auszuscheiden und somit zu einem

geschlossenen Bild eines Ablagerungsraumes zu gelangen. Die Einzelbeschreibung bedingt nämlich eine sehr große Anzahl von Faziesbereichen (z. B. FLÜGEL, 1971), die sich nur in unbedeutenden Details unterscheiden und dadurch das Gesamtbild verwirren.

Von diesen Gesichtspunkten ausgehend, können im untersuchten Dachsteinkalk zwei große Faziesbereiche unterschieden werden, die bei guten Aufschlußverhältnissen bereits im Gelände determiniert und somit auch kartenmäßig ausgeschieden werden können.

4.1. Grapestone-Fazies (im weiteren Sinn)

Das Sediment dieser Fazies wird durch das Auftreten von Grapestones — in verschiedener Häufigkeit (vgl. HOHENEGGER & PILLER, 1975 b) — und der immer vorhandenen Mikritisierung der Komponenten (sensu BATHURST, 1971) geprägt. Die Größe der Komponenten liegt meist im Arenitbereich mit unterschiedlich hohem Anteil ruditischer Komponenten. Primäre, mechanisch angelagerte, mikritische Matrix tritt nur in geschützten Bereichen und im Übergang zur Schlamm-Fazies (i. w. S.) auf. Diese Gesteine sind also meist als grainstones, in den Übergangsbereichen seltener auch als wackestones, anzusprechen. Auf Grund der Zusammensetzung der Komponenten läßt sich diese Fazies weiter untergliedern.

4.1.1. Grapestone-Fazies (im engeren Sinn) (Abb. 6)

Schliffbilder aus dieser Fazies werden klar durch Grapestones dominiert. Diese unregelmäßigen, gelappten Aggregate werden zum überwiegenden Teil aus Peloiden (mikritische, rundliche bis elliptische Körner; sensu BATHURST, 1971) gebildet, die durch mikritischen Zement verklebt sind. Neben den Peloiden sind in den Grapestones Molluskenschalenreste und Ooide häufiger, selten hingegen Foraminiferen, Codiaceen und Echinodermatenreste anzutreffen. Der Durchmesser dieser Aggregate schwankt zwischen 0,2 und 8 mm, mit einem Maximum bei 1 mm.

Außer den Grapestones sind auch Peloiden und Schalenreste von Mollusken häufig, daneben treten Ooide, Codiaceen und Foraminiferen auf. Echinodermen und Dasycladaceenreste sind sehr selten. Die Ooide sind durchwegs als Einfachooide ausgebildet.

Neben den Peloiden besitzen nahezu alle Komponenten einen mehr oder weniger dicken Mikritsaum („micritic envelope“, sensu BATHURST, 1971).

Algenstromatolithe können bisweilen größere Flächen einnehmen.

Die Größe der Komponenten liegt meist im Grobarenit- bis Feinruditbereich. Ihre Rundung ist besser als in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies; die Sortierung ist schlecht.

Primäre mikritische Matrix tritt nur selten auf. Die sich gegenseitig abstützenden Komponenten werden von verschiedenen Zementformen und -generationen umgeben (vgl. Kap. 5). Auffällig in dieser Fazies sind unregelmäßige, fladenförmige, selten auch rundliche — jetzt zementgefüllte — Hohlräume, deren Entstehung nicht auf sperrige Lagerung der Komponenten zurückzuführen ist.

Vergleicht man die vorliegenden Daten mit jenen aus sedimentologischen Arbeiten in rezenten Bildungsräumen von Flachwasserkarbonaten, so zeigt sich eine weitgehende Ähnlichkeit mit der von PURDY (1963 a, b) von der Großen Bahamabank beschriebenen Grapestone-Fazies.

Wie dort scheint an der Sedimentoberfläche ein Algenfilm die Sedimentpartikel stabilisiert zu haben, wodurch deren Zementierung — und somit die Bildung der Grapestones — ermöglicht wurde (BATHURST, 1971, S. 122 ff.). Die Algen bewirkten aber nicht nur die Stabilisierung der Partikel, sondern durch aktive Ausfällung von Kalziumkarbonat möglicherweise auch deren Zementierung (MONTY, 1967, S. 82 ff.). Die Mikritsäume der Komponenten sind auf bohrende Algen zurückzuführen (BATHURST, 1966). Die Algenfilme selbst waren nicht fossilisationsfähig, jedoch dürften die oben genannten Hohlräume Zeugnis von ihrem Vorhandensein ablegen. Auch der hohe Anteil an Molluskenschalen könnte mit den Algenschleimen in Verbindung stehen, weil diese in den Algen eine gute Nahrungsquelle vorgefunden haben könnten (vgl. PURDY & KORNICKER, 1958). Neben diesen Algenfilmen waren aber auch Kalkalgen, insbesondere Codiaceen, an der Bildung der Sedimente und durch Rasenbildung an deren Stabilisierung maßgeblich beteiligt. Außerdem dürfte ein Großteil durch Mikritisierung von Kalkalgen entstanden sein, wie man an weniger stark mikritisierten Stücken noch erkennen kann. Für eine höhere Turbulenz spricht neben den Rezentbefunden auch das Fehlen von mikritischer Matrix, während die auftretenden Ooide aus anderen Faziesbereichen eingeschwemmt sein müssen, weil für deren Bildung die Bedingungen durch die Bodenstabilisierung nicht gegeben waren (vgl. Oolithische Fazies). Die angegebene Wassertiefe auf den Bahamas (bis 9 m) scheint auch im Dachsteinkalk in dieser Fazies durchaus realistisch; auch die häufig auftretenden intertidalen Algenstromatolithe weisen auf geringe Wassertiefe bzw. zeitweiliges Trockenfallen hin (vgl. Kap. 10.1.).

4.1.2. Oolithische Fazies (Abb. 7)

Charakteristisch für diese Fazies ist der relativ hohe Anteil an Ooiden, obwohl Grapestones und Pelloide einen höheren Volumensanteil einnehmen (vgl. HOHENEGGER & PILLER, 1975 b). Allerdings überwiegen im Gegensatz zur Grapestone-Fazies Pelloide die Grapestones. Auch Molluskenreste sind nicht selten, Echinodermen, Foraminiferen und Dasycladeenfragmente dagegen spärlich. Interessant in Hinblick auf Nachbarfaziesbereiche erscheint das seltene Vorkommen von Pellets.

Die Ooide sind meist als Einfachooide ausgebildet, mehr als 5 konzentrische Lagen konnten nicht beobachtet werden. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 100 und 650 Mikron, häufig sind Größen von 150—350 Mikron. Die Gesamtdicke der Schalen ist meist wesentlich geringer als der Durchmesser des Kernes (Schalendicke: 20—90 Mikron, meist 50—70 Mikron). Das für Ooide charakteristische pseudouniaxiale Interferenzkreuz unter gekreuzten Nikols konnte nicht beobachtet werden, was durch diagenetische Veränderungen bedingt ist (vgl. FABRICIUS, 1967, S. 150).

Die Größe der Komponenten reicht vom fein- bis grobarenitischen Bereich mit wenigen ruditischen Anteilen. Die Rundung und Sortierung der Komponenten ist besser als in allen anderen Faziesbereichen, ihre Mikritisierung weniger intensiv als in der Grapestone-Fazies.

Durch das häufige Auftreten von Grapestones zeigt diese Fazies große Affinität zur Grapestone-Fazies. Der hohe Ooid-Anteil weist jedoch auf die Nähe eines Oolith-Rückens hin, so daß ein Vergleich mit der von PURDY (1963) beschriebenen „mixed oölite facies“ auf den Bahamas gerechtfertigt erscheint. Wie in der Grapestone-Fazies wird auch hier der Boden von Algenmatten überzogen (fossil durch Hohlräume belegt), und die Komponenten zeigen starke Mikritisierung. Die bessere Rundung und Sortierung weist, wie im Rezentbereich (BATHURST, 1971, S. 132), auf stärkere Wasserbewegung als in der Grapestone-Fazies hin. Ihre Intensität reichte jedoch nicht zur Verhinderung der Grapestone-Bildung aus. Für eine Ooid-Bildung war sie aber zu gering bzw. der mit Algen überzogene Boden für eine freie Bewegung der Komponenten (was für eine Ooid-Bildung gefordert werden muß) ungeeignet. Die Ooide können von einem, lokal sehr begrenzten, Oolith-Rücken eingeschwemmt, gedeutet werden (Abb. 2), weil auch rezent Transportweiten von mehreren 10-er-Kilometern beobachtet werden konnten (z. B. Persischer Golf; LOREAU & PURSER, 1973).

4.1.3. Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies (Abb. 8)

Namensgebend für diese Fazies ist das relativ häufige, gemeinsame Auftreten von Kalkalgen und großen Foraminiferen (Involutinidae). Unter den Kalkalgen sind sowohl Dasycladaceen als auch Codiaceen vertreten. Letztere können in Form von Knollen oder krustenbildend vorkommen. Den inkrustierenden Formen dienen meist Molluskenschalen (Megalodonten) als Unterlage, sie können aber auch Dasycladaceenthalli überwachsen. In manchen Bereichen sind diese beiden Biogruppen dominierend, wobei dann die Dasycladaceen häufig in Lebensstellung vorliegen.

Die Mikritisierung der Komponenten ist im Vergleich zu den beiden vorangegangenen Faziesbereichen gering.

Der Detritusanteil liegt meist im fein- bis mittelarenitischen Bereich und ist geringer gerundet als in der Grapestone-Fazies. Die Sortierung ist schlecht.

Primär mechanisch angelagerte Matrix tritt bisweilen in geschützten Bereichen auf. Algenstromatolithe und größere Hohlräume sind selten zu beobachten.

Das Vorkommen von Dasycladaceen in Lebensstellung, die schlechte Rundung und Sortierung des Detritusanteiles, sowie das zeitweilige Auftreten von mikritischer Matrix läßt für diese Fazies auf eine geringere Wasserbewegung schließen als in der Grapestone-Fazies. Außerdem sind sedimentstabilisierende Algenfilme wesentlich seltener vorhanden, und die Mikritisierung der Komponenten ist weniger intensiv. Letzteres mag ein Hinweis auf etwas tieferes Wasser sein (SWINCHATT, 1969). Das Vorhandensein von Grapestones weist aber auf die Nachbarschaft der Grapestone-Fazies hin, das Auftreten von Pellets auf die der Pellet-Schlamm-

Fazies. Der Bildungsraum für diese Fazies dürfte also in seichten Becken (bis 20 m) innerhalb der Grapestone-Fazies oder an diese anschließend gelegen sein (vgl. Abb. 2). Die Foraminiferenzusammensetzung kann als Hinweis für etwas erhöhte Salinität gelten (vgl. HOHENEGGER & PILLER, 1975 b).

4.2. Schlamm-Fazies (im weiteren Sinn)

Neben den komponentenbestimmten Gesteinen des vorangegangenen Faziesbereiches treten auch solche Gesteine auf, die durch das Vorhandensein von mikritischer Grundmasse gekennzeichnet sind (meist wackestones, seltener mudstones). Grainstones treten nur in Übergangsbereichen zur Grapestone-Fazies (i. w. S.) auf. Eine weitere Untergliederung dieser Gesteine ist durch die unterschiedliche Komponentenhäufigkeit gegeben.

4.2.1. Pellet-Schlamm-Fazies (Abb. 9)

Die bei weitem häufigsten Komponenten in dieser Fazies sind Pellets. Es sind dies meist elliptische, selten auch runde, braune Körner, die aus Mikrit bestehen. Auffällig ist ihre ziemlich konstante Größe (Durchmesser: 50—70 Mikron). Daneben treten auch häufig Aggregate auf, die einen unregelmäßigen Umriß besitzen und eine Größe bis 8 mm erreichen können. Sie sollen als Schlamm-Aggregate bezeichnet werden. An manchen ist zu erkennen, daß sie aus Pellets oder aus deren Bruchstücken zusammengesetzt werden. Der Biogenanteil ist in dieser Fazies meist nicht sehr groß, zur Hauptsache wird er von Ostracodenschalen und Foraminiferen sowie Algenstromatolithen gestellt. Echinodermenreste, zarte Molluskenschalen(reste) und Kalkalgendetritus sind selten. Kalkalgen in Lebensstellung fehlen. Die durchwegs zarten Ostracoden- und Molluskenschälchen liegen meist unzerbrochen vor.

Eine Mikritisierung der Komponenten konnte nur selten beobachtet werden.

Die genannten Komponenten sind durchwegs in mikritischer Matrix eingebettet, die häufig zu Mikrosparrit bzw. Pseudosparrit rekristallisiert ist.

Auf der Bahama-Bank wurden derartige Sedimente von PURDY (1963 a, S. 483 ff.) als „pellet-mud-fazies“ bezeichnet. Die Pellets stammen von bodenwühlenden, sedimentfressenden Organismen, wahrscheinlich Würmern (CLOUD, 1962) oder Gastropoden (PURDY & KORNICKER, 1958). Sie sind ursprünglich weich und werden erst später durch Zement verfestigt. Bei geringer Wasserbewegung zerfallen sie in feinen Karbonatschlamm, oder Pelletfragmente können später durch schleimige organische Substanz verkleben, so daß größere Aggregate entstehen — Schlamm-Aggregate (mud aggregates — PURDY, 1963 b, S. 484 f.). Die Salinität erreicht in dieser Fazies Extremwerte, während die Wasserbewegung äußerst gering ist, wodurch die Erhaltung der Pellets ermöglicht wird. Für eine ziemlich erhöhte Salinität spricht im Dachsteinkalk der relativ geringe Biogenanteil sowie die sehr spezielle Foraminiferenzusammensetzung (vgl. HOHENEGGER & PILLER, 1975 b). Als Beweis für geringe Wasserbewegung können neben den Pellets und der mikritischen Matrix

auch die unzerbrochenen zarten Biogene herangezogen werden. Die Wassertiefe beträgt auf den Bahamas 2—7 m; für manche Gebiete dieser Fazies ist im Dachsteinkalk auch zeitweiliges Trockenfallen anzunehmen, wofür intertidale Algenstromatolithe in Verbindung mit Trockenrissen und Schrumpfungerscheinungen sprechen.

4.2.2. Schlamm-Fazies (i. e. S.) (Abb. 10)

Gesteine dieser Fazies sind meist als Biomikrite, aber auch als reine Mikrite oder Intramikrite ausgebildet.

Die häufigsten Biogene stellen Foraminiferen und Ostracoden, die oft nesterweise angehäuft sind und volumsmäßig den Grundmasseanteil überwiegen können. Daneben sind noch Echinodermenreste (insbesondere Holothuriensklerite) und zarte Molluskenschalen — besonders Kleingastropoden — von Bedeutung. In manchen Bereichen können Foraminiferen bis zu 100% des Biogenanteiles stellen.

Neben den Biogenen kommen auch Pellets und Schlamm-Aggregate häufiger vor. Die Pellets sind meist lagen- oder nesterweise angereichert. Die Häufigkeit der Schlamm-Aggregate ist größer als die der Pellets (vgl. HOHENEGGER & PILLER, 1975 b).

Häufig sind außerdem Intraklaste (Durchmesser bis 5 cm, keine oder nur schlechte Rundung) anzutreffen, bei denen es sich um Trümmer von Algenstromatolithen handelt, die vor dem Transport bereits verfestigt gewesen sein müssen.

Eine Mikritisierung der Komponenten konnte nicht beobachtet werden.

Oft ist eine Feinschichtung im mm-Bereich vorhanden, die in einer Wechsellagerung von dunklen und hellen Mikritlagen besteht, wobei meist auch Pellets lagenweise auftreten. Anstelle der Feinschichtung kann auch eine schlierige Textur ausgebildet sein, dabei sind die Pellets unregelmäßig verteilt.

In fast allen Fällen ist primärer, mechanisch angelagerter (häufig rekristallisierter) Mikrit vorhanden. Nur in einzelnen Lagen, meist zwischen Biogenen, kann sparitischer Zement auftreten.

Im Auftreten von mikritischer Matrix, Pellets und Schlamm-Aggregaten zeigt sich eine enge Verwandtschaft dieser Fazies mit der Pellet-Schlamm-Fazies. Sie würde der von PURDY (1963) beschriebenen „mud-facies“ entsprechen. Die maximale Wassertiefe beträgt dort 5 m. Auch im vorliegenden Gebiet scheint diese kaum größer gewesen zu sein, weil über weite Strecken intertidale Algenstromatolithe und verschiedene Austrocknungerscheinungen vorkommen. Durch die weite Verbreitung der Algenstromatolithe sind häufig auch abgerissene Trümmer derselben als Intraklaste zu finden. Die geringere Häufigkeit der Pellets muß keine primäre Erscheinung sein, denn durch eine höhere Turbulenz könnten die vorhandenen Pellets zu Schlamm zerfallen sein (PURDY, 1963 b, S. 492 f.), wofür auch der prozentuell höhere Anteil an Schlamm-Aggregaten sprechen würde. Auf größere Wasserbewegung als in der Pellet-Schlamm-Fazies weisen auch die selten auftretenden sparitischen Bereiche hin. Die lagenweise Anhäufung der Pellets sowie die häufig zerstörte Feinschichtung zeigen eine rege Tätigkeit bodenwühlender Organismen. Die Salinität

REKONSTRUKTION DES ABLAGERUNGSRRAUMES DES GEBANKTEN DACHSTEINKALKES DER RIFFERNEN RÜCKRIFFZONE

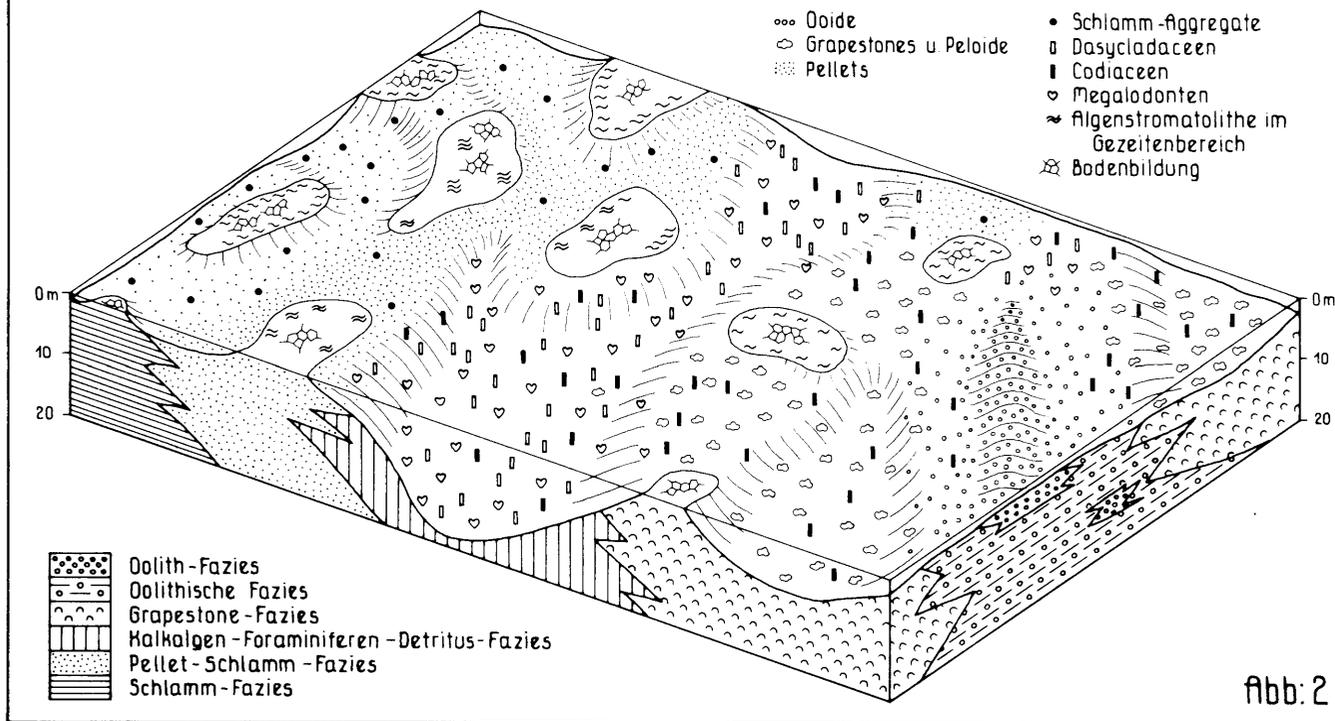


Abb. 2

scheint nicht die Extremwerte der Pellet-Schlamm-Fazies erreicht zu haben (vgl. HOHENEGGER & PILLER, 1975 b).

Auf Grund dieser Ergebnisse läßt sich somit ein Gesamtbild des Ablagerungsraumes des gebankten Dachsteinkalkes der riffernen Rückriffzone rekonstruieren (Abb. 2). Es zeigt sich dabei, daß die Verhältnisse von anderen Lagunensedimenten, und zwar vom Paläozoikum bis in den Rezentbereich, prinzipiell nur in der Organismenzusammensetzung unterschieden sind. Man sollte deshalb in Zukunft dazu übergehen, für sedimentologisch sich gleichende Bereiche gleiche Namen einzuführen, um eine bessere Vergleichsmöglichkeit zu bekommen und um die sich im Laufe der Erdgeschichte eintretenden Änderungen in der Biogenzusammensetzung genauer zu erfassen.

Was die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes betrifft, so ist die Anordnung der Faziesbereiche wie in Abb. 2 nicht zwingend. Aber wegen der auftretenden Übergangsbereiche (sowohl sedimentologisch als auch von der Biogenzusammensetzung her) scheint die vorgeschlagene Anordnung am wahrscheinlichsten zu sein. Da außerdem diese kontinuierlichen Übergänge eine Typisierung der einzelnen Faziesbereiche nicht zulassen (vgl. HOHENEGGER, 1974, S. 264 f.), sollte der Begriff „Mikrofazies-Typ“ (FLÜGEL, 1972) nicht verwendet werden.

5. Diagenese

Die oben vorgenommene Beschreibung der Faziesbereiche stellt insoweit bereits eine Interpretation dar, als dabei versucht wurde, die Gesteine in ihrem Ausgangszustand zu beschreiben. Tatsächlich ist aber der größte Teil der untersuchten Proben von diesem Zustand weit entfernt (vgl. HOHENEGGER & PILLER, 1975 b). Bekanntlich setzen schon während und besonders nach der Sedimentation Vorgänge ein, die das ursprüngliche Sediment in unterschiedlich hohem Maße verändern können. Diese Vorgänge werden unter dem Begriff der Diagenese zusammengefaßt, wobei die Grenzen zwischen Sedimentation und Diagenese häufig verschwimmen (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970). Diesen Veränderungen kommt nun aber zweifache Bedeutung zu: Einerseits eine negative, weil sie eine — bisweilen vollständige — Verwischung primärer Strukturen bewirken können, andererseits eine positive, da durch sie weitere Aussagen über das „environment“ möglich sind. Aus diesem Grund sollen hier die für das vorliegende Material wichtigsten Erscheinungen aufgezeigt werden.

Während in rezenten Flachwasserkarbonaten ein großer Teil des Sedimentes aus Aragonit besteht, konnte diese Modifikation des CaCO_3 im untersuchten Gebiet nirgends gefunden werden. Vielmehr bestehen hier alle zweifelsfrei primären Aragonitanteile aus Kalzit. Dieser Umstand ist — abgesehen von den aragonitischen Zementen — auf **Lösung des Aragonits** zurückzuführen. Insbesondere in der Grapestone-Fazies (i. w. S.) wirkt sich diese Lösung stark aus, weil ein Großteil der Komponenten dort aus Aragonit bestanden hat. Da jedoch in diesem Faziesbereich durchwegs starke Mikritisierung auftritt, blieb der Umriß der Komponenten erhalten, während das Innere der Komponenten mit sparitischem Zement erfüllt

ist. Nur an Hand des Umrisses kann aber ein Teil der Komponenten nicht bestimmt werden, wodurch eine Fazieszuordnung mancher Proben nicht möglich ist. Besonders betroffen von dieser Lösung sind Molluskenschalen und Ooide, wobei letztere nur dann determinierbar sind, wenn der Kern nicht gelöst wurde. Daß diese nach der Lösung übriggebliebenen Mikrit-hüllen überhaupt in ihrer ursprünglichen Form erhaltungsfähig waren, ist nur dadurch zu erklären, daß sich Lösung, Mikritisierung und Spatiation zeitlich überschneiden haben und bereits eine gewisse Festigkeit des Sedimentes gegeben war. Die mikritische Matrix blieb durchwegs von derartigen Lösungen verschont, wodurch die Veränderungen in der Schlamm-Fazies (i. w. S.) durch Aragonit-Lösung nicht die Ausmaße der Grapestone-Fazies (i. w. S.) erreichten. Wenn auch Aragonit-Lösung sowohl durch Meer- als auch durch Süßwasser erfolgen kann (SCHRÖDER, 1969), scheint doch der zweite Fall der bevorzugte zu sein und auch hier zuzutreffen. Als Beweis für Trockenfallen des Ablagerungsraumes kann er zwar nicht gelten, es ist jedoch auffällig, daß diese Erscheinungen in den riffnahen Rückriffbereichen und in Riffbereichen desselben Zeitabschnittes wesentlich seltener sind.

Wie oben bereits gesagt wurde, kam es gleichzeitig mit der Aragonit-Lösung, aber auch schon davor, zu einer **Zementation** des Sedimentes, d. h. es wurden inter- und intragranuläre Hohlräume durch Zement erfüllt, und dies führte zu einer Verfestigung des Sedimentes. Die Erscheinungsformen der Zemente können mannigfaltig und für die Bildungsbedingungen aussagekräftig sein.

An erster Stelle soll hier der **mikritische Zement** genannt werden. Er kann intergranulär als mehr oder weniger dicker Saum um Komponenten herum auftreten oder Hohlräume (Zwickelporen) völlig ausfüllen. Auch die Komponenten der Grapestones werden durch derartigen Zement verbunden. Innerhalb eines Dünnschliffbereiches kann dieser Zement sowohl randlich als auch den gesamten Porenraum ausfüllend erscheinen, wobei alle Übergangsformen auftreten. Das Gestein kann so das Aussehen eines „packstones“ erhalten. Die Gewißheit, daß es sich dabei um einen „diagenetischen packstone“ handelt, ist nur dann gegeben, wenn vor der Bildung des mikritischen Zementes eine andere Zementart (1. sparitische Zementgeneration) vorhanden war oder die Hohlräume nicht zur Gänze mit mikritischem Zement erfüllt sind. In diesen Resthohlräumen kam es in weiterer Folge zum Abscheiden von sparitischem Zement, wobei die Grenzen zwischen diesem und dem vorangegangenen mikritischen Zement immer unscharf sind.

TAYLOR & ILLING (1969, S. 91 ff.) und SHINN (1969, S. 129 ff.) beschreiben einen ähnlichen Zement aus dem Persischen Golf, wo er in einem frühdigenetischen Stadium im Inter- bis flachen Subtidal-Bereich unter biogenem Einfluß gebildet wird.

Mikritischer Zement kann aber auch innerhalb von Komponenten, in Form von Säumen („micritic envelopes“) oder die gesamte Komponente ausfüllend (Peloid), auftreten. Über die Entstehung dieses Zementes, der im Aussehen dem intergranulären gleicht, wurde von BATHURST (1966, 1971) ausführlich berichtet. Die Beteiligung von endolithischen Algen, die

die Komponenten anbohren, scheint durch die häufig auch im vorliegenden Material beobachteten Bohrgänge wahrscheinlich. Der Zement soll nach Verwesung der Algen unter biogenem Einfluß (Bakterien?) gebildet werden. Ähnlich der intergranulären Form scheint auch er bevorzugt in flachem Wasser zu entstehen. Beide Arten des mikritischen Zementes sind im untersuchten Dachsteinkalk auf die Grapestone-Fazies (i. w. S.) beschränkt.

Neben dem mikritischen Zement sind immer **sparitische Zemente** vorhanden, die häufig in verschiedenen Generationen auftreten. Die erste Generation wird immer aus länglichen Kristallen gebildet, die mehr oder weniger senkrecht auf ihre Unterlage aufgewachsen sind. Diese Generation bildet meist nur Säume um Komponenten bzw. in Hohlräumen aus, während der verbleibende Resthohlraum durch eine zweite Generation (Pflasterkalzit) ausgefüllt wird. Die erste Generation läßt zwei Erscheinungsformen unterscheiden. Die eine besteht aus kleinen, durchsichtig-klaaren, nadeligen Kalzitkristallen, die einen dünnen, innerhalb eines Hohlraumes ziemlich konstanten Überzug bilden, und zeigt große Ähnlichkeit zu einer aus dem Persischen Golf beschriebenen Zementart (TAYLOR & ILLING, 1969; SHINN, 1969). Dort besteht dieser Zement aus Aragonitnadeln, die frühdiagenetisch im Inter- bis flachen Subtidal-Bereich entstehen. Die kalzitische Natur des vorliegenden Zementes kann leicht durch eine „in situ“-Transformation von Aragonit in Kalzit, unter ungefährender Beibehaltung der ursprünglichen Form, erklärt werden.

Die andere Form der 1. Generation besteht aus länglichen, meist braunen Kristallzwillingen, die aus mehreren Subkristallen aufgebaut sind. Die Kristallgrenzen sind meist wellig. Innerhalb dieser Generation können mehrere Ausscheidungsfolgen auftreten, wobei dann die einzelnen Subgenerationen durch dünne Säume aus mikritischem Zement getrennt sind. Diese Form stellt aber schon eine Zementkombination dar.

Unter den Zementkombinationen tritt eine besonders wichtige auf, nämlich **mikrostralaktitische Zement**. Dieser Zement wurde in der Grapestone-Fazies beobachtet, und er kleidet Hohlräume nicht gleichmäßig aus, sondern bildet an deren Ober- und Unterseiten dickere Krusten. An deren Seitenwänden kann er vollständig fehlen. An der Decke ist die Kruste meist dicker als auf dem Boden (Mikrostralaktit; Abb. 11).

Dieser Zement weist einen Lagenbau aus dunklem, mikritischem und hellem, nadeligem Zement auf. Die Grenzen zwischen den Lagen sind meist unscharf. Derartige Zemente wurden von TAYLOR & ILLING (1969, S. 95) aus dem Persischen Golf beschrieben, und sie entstehen ähnlich Tropfsteinen durch Evaporation von Tröpfchen, die sich wiederholt an derselben Stelle ansetzen. Dazu muß aber gefordert werden, daß diese Bildung nicht unter Wasser stattfindet, was rezent auch gezeigt wurde. Somit kann dieser mikrostralaktitische Zement als ein Beweis für trockenfallende Bereiche im vorliegenden Dachsteinkalk angesehen werden.

Eine weitere häufig auftretende diagenetische Erscheinung ist die **Rekristallisation** (Kornvergrößerung). In erster Linie wird dadurch die mikritische Matrix der Schlamm-Fazies (i. w. S.) betroffen, die dadurch zu Mikrospatit bzw. Pseudospatit umgewandelt wird. Die sparitischen Ze-

mente bleiben durch ihre primär größeren Kristalle länger davon verschont. Auch der mikritische Zement (sowohl inter- als auch intragranulär) zeigt eine große Resistenz gegen eine derartige Kornvergrößerung, was möglicherweise auf seinen hohen organischen Anteil zurückzuführen ist (vgl. oben).

Bereits SANDER (1936) hat in seiner grundlegenden Arbeit über Anlagerungsgefüge Internsedimente aus dem gebankten Dachsteinkalk ausführlich beschrieben. Auch im untersuchten Gebiet waren in fast allen Bänken Internsedimente zu beobachten, die auf Grund ihres Auftretens erst nach dem Einsetzen der Diagenese sedimentiert worden sein konnten. Nach DUNHAM (1969, S. 139) soll dieses Sediment als **diagenetisches Sediment** bezeichnet werden. Charakteristisch dafür ist seine uniforme Korngröße (10—40 Mikron, meist 15—30 Mikron) und die gute Sortierung. Biogene treten nur sehr spärlich auf und werden fast ausschließlich von Ostracoden- und Foraminiferenresten gebildet. Auch deren Korngröße liegt immer im Silt- bis Feinsandbereich. Die Hohlräume, in denen dieses Sediment auftritt, können sowohl primärer als auch sekundärer Entstehung (Lösung) sein. Der Sedimentierung dieses Siltes ging häufig die Bildung einer ersten Zementgeneration voraus (Abb. 12). Häufig sind auch mehrere Lagen Internsediment vorhanden, die durch Zement voneinander getrennt sind. Die Oberfläche des Internsedimentes kann sowohl horizontal als auch geneigt sein, wobei innerhalb eines Dünnschliffbereiches verschiedene Neigungswinkel auftreten können.

Das Vorkommen dieses Sedimentes in sekundären Hohlräumen und seine Auflagerung auf Zement zeigt, daß die Diagenese bereits vor dessen Sedimentation eingesetzt haben muß. Selbst wenn kein Zement vorhanden ist, muß bereits Zementation vorliegen, weil sonst die Hohlräume einsinken würden. Die Siltkorngröße kann außerdem nicht durch Rekristallisation von Mikrit zu Mikrosparit entstanden sein, weil der Mikrit, der im primären Sediment in einem einzigen Dünnschliffbereich mit dem diagenetischen Sediment vorkommt, keine derartige Kornvergrößerung erkennen läßt. Es muß sich also primär um gröberkörniges Sediment gehandelt haben. DUNHAM deutet die Genese dieses Sedimentes durch einen selektiven Transport von Silt durch vadose Wässer, was auch nach seinen Ausführungen plausibel erscheint. Dadurch kann dieser vadose Silt als weiterer Beleg für Trockenfallen des Bildungsbereiches des gebankten Dachsteinkalkes gewertet werden.

6. Loferer Zyklus

FISCHER (1964) erkannte in seiner vorzüglichen Studie über den gebankten Dachsteinkalk eine Regelmäßigkeit in der Abfolge der Schichten und führte dafür den Begriff „Lofer Cyclothem“ ein. Er konnte innerhalb eines Zyklus drei „members“ unterscheiden, die er jeweils verschiedenen Bildungsbedingungen zuordnete (supra-, inter-, subtidal). Auch im vorliegenden Untersuchungsgebiet wurden ähnliche Verhältnisse vorgefunden, so daß eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Glieder entfallen kann.

Zu **Glied A** wäre zu bemerken, daß in der Korngröße dieses Sedimentes der Siltanteil bei weitem überwiegen kann. Insbesondere wenn Glied A als Hohlraumfüllung in darunterliegenden Bänken vorliegt, nimmt der Siltanteil nach unten immer mehr zu, und der Übergang zum diagenetischen Sediment wird fließend. Es liegt deshalb der Schluß nahe, das diagenetische Sediment von Glied A herzubeziehen. Da über die Bildung von Glied A während einer Trockenperiode in Form einer Bodenbildung, bedingt durch das Auftreten von Austrocknungserscheinungen, kaum Zweifel herrschen, kann dies als weiterer Beleg für die Entstehung des diagenetischen Sedimentes durch vadose Wässer angesehen werden.

Die von FISCHER beschriebenen fünf Ausbildungsformen des intertidalen **Gliedes B** (homogene Lutite, Algenmatten-Loferite, Pellet-Loferite, Loferit-Konglomerate, homogene Loferite) können auch hier bestätigt werden. Lediglich bei der Interpretation der Bildungsbedingungen scheint Vorsicht geboten. Als sicherer Beweis für Entstehung im Gezeitenbereich sollten hier nur Trockenrisse angesehen werden. Da die Algenmatten-Loferite durchwegs mit derartigen Erscheinungen gekoppelt sind, ist deren intertidale Entstehung meist gesichert. Bei den als Schrumpfungshohlräume beschriebenen Formen ist aber eine genaueste Prüfung vorzunehmen, ob diese Hohlräume nicht teilweise auf das Verschwinden submariner Algenmatten zurückzuführen sind, wie in der Grapestone-Fazies gezeigt wurde. Außerdem ist eine Abgrenzung von Glied B gegen Glied C oft nur schwer möglich. Schon ZANKL (1967) beschreibt das Auskeilen von Glied B bzw. dessen Übergang in Glied C in Bereichen von 10—100 m. In diesen Übergangsbereichen sind in der Schlamm-Fazies (i. w. S.) häufig homogene Lutite mit oft massenhaft vorkommenden Kleingastropoden und Foraminiferen (Involutinidae) zu beobachten. Auch auf den Bahamas wurden von SHINN et al. (1969, S. 1207 f.) ähnliche Sedimente aus dem Übergang vom Sub- in den Intertidal-Bereich beschrieben. Diese Gesteine können also auch ohne weiteres im flachen Subtidal gebildet worden sein, während das intertidale Gegenstück die homogenen Loferite bilden. Ähnliches gilt auch für die Loferit-Konglomerate. Die Hohlräume in dieser Fazies entstanden nämlich zum Großteil durch sperrige Lagerung der Komponenten bzw. durch submarine Algenmatten. Außerdem tritt häufig mikritischer Zement auf. Der Schwerpunkt der Loferit-Konglomerate liegt hauptsächlich in der Grapestone-Fazies (i. w. S.).

Mit den beiden letztgenannten Gesteinen ist bereits das dritte Glied, der Megalodontenkalk (**Glied C**), erwähnt. Diese Sedimente wurden im flachen Subtidal-Bereich (bis 20 m) gebildet und bereits in Kap. 4 beschrieben.

Bisweilen treten noch grüne Mergellagen auf, die bis zu 15 cm Mächtigkeit erreichen können, meist jedoch unter 5 cm bleiben. Das Sediment dieser Lagen unterscheidet sich von Glied A dadurch, daß es niemals in Lösungshohlräumen der darunterliegenden Bank zu finden ist und eine reichere Biogenführung aufweist. An Biogenen treten Ostracoden, Foraminiferen und Radiolarien auf. Während die beiden ersten auch selten in Supratidal-Bereichen auftreten können, ist dies für Radiolarien äußerst

unwahrscheinlich, woraus sich die Schlußfolgerung ergibt, daß diese Mergellagen submarin entstanden sind. Da sie nur über Glied C beobachtet werden konnten und außerdem auch kontinuierliche Übergänge von Glied C in diese Mergel beobachtet wurden, scheinen sie in etwas tieferem Wasser unter sehr geringer Turbulenz abgelagert worden zu sein.

Würde man nun FISCHER's Zykhlothem-Konzept konsequent verfolgen, könnte man jetzt das „Loferer Zykhlothem“ um ein weiteres Glied vermehren. Dies soll hier aber aus folgenden Gründen nicht geschehen: FISCHER meinte, daß die Abfolge der Glieder immer in derselben Reihenfolge vorkomme, wobei die Wassertiefe innerhalb eines Zyklus zunimmt, also eine transgressive Entwicklung darstellt. Eine regressive Phase sei nur selten und gering mächtig ausgebildet. Er führte dies auf die Erosion, die Glied A vorausgeht, zurück. ZANKL (1967) stellte fest, daß die Zyklen nicht immer ideal ausgebildet sein müssen, erweiterte sie aber (1971) durch die Aufnahme eines regressiven Teiles, wodurch ein vollständiges Zykhlothem aus der Folge CBABC bestehen sollte. Nach den hier vorliegenden Beobachtungen müßte ein ideal ausgebildeter Zyklus nun aus der Folge DCBABCD bestehen. Derartige Zykhlotheme konnten aber nicht beobachtet werden, selbst „ZANKL-Zykhlotheme“ sind äußerst selten, und auch die Folge ABC ist nicht immer ausgebildet, wodurch der Loferer Zyklik eher theoretischer Charakter zukommt.

FISCHER begründete diese Zyklik in eustatischen Meeresspiegelschwankungen, weil ihm diese Erklärung am einfachsten schien. ZANKL (1967, S. 135) will sie durch Wanderung des vorgegebenen Reliefs infolge von Materialtransport unter gleichzeitiger Absenkung des Sedimentationsraumes erklären. Diese Erklärung wäre zwar einfacher, und ein derartiger Materialtransport konnte auch rezent beobachtet werden, sie scheint aber für eine vollständige Erklärung nicht auszureichen. Eine tatsächliche Klärung dieses Problems kann aber nicht vom Dachsteinkalk allein ausgehen, sondern dazu müssen auch Untersuchungen in anderen Bereichen herangezogen werden. Eine derartige Regelmäßigkeit in der Oszillation, wie sie FISCHER annahm, war aber auf Grund der doch häufig unregelmäßigen Abfolge nicht gegeben. Die Ausbildung der einzelnen Glieder hängt von der Geschwindigkeit der Senkung bzw. Hebung, entweder des Wasserspiegels oder des Bodens, ab. Nur wenn es zu einem langsamen Auf- und Untertauchen des Bodens kam, konnten sich die Zyklen vollständig entwickeln. Durch eine vorzeitige Umkehr der Bewegungsrichtung kam es zur Ausbildung von unvollständigen Zyklen.

7. Lithostratigraphische Gliederung

Nachdem der gebankte Dachsteinkalk eine mächtige Abfolge von Flachwasserkarbonatgesteinen darstellt, liegt es nahe, nach einer Möglichkeit zu suchen, diesen stratigraphisch zu untergliedern. Eine biostratigraphische Gliederung ist an Hand des vorliegenden Materials nicht möglich, weil dafür geeignete Fossilien fehlen. Es bleibt folglich nur die Lithostratigraphie, wie dies bereits im Hauptdolomit der westlichen Nördlichen Kalkalpen durchgeführt wurde (z. B. MÜLLER-JUNGBLUTH, 1968;

CZURDA & NICKLAS, 1970), der dort eine dem gebankten Dachsteinkalk ähnliche Bildung darstellt.

Während ZANKL (1971, S. 162) für den gebankten Dachsteinkalk eine Gesamtmächtigkeit von 1000—1500 m angibt, umfassen die hier untersuchten Profile lediglich knappe 700 m. Dies ist einerseits darauf zurückzuführen, daß die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk keine stratigraphische, sondern eine fazielle darstellt und diese in den vorliegenden Profilen stratigraphisch relativ hoch anzusetzen sein dürfte, andererseits fehlt der hangendste Abschnitt des gebankten Dachsteinkalkes, was allerdings kaum ins Gewicht fallen dürfte.

Da durch tektonische Bewegungen der ungestörte Schichtverband im Toten Gebirge nirgends erhalten blieb, mußte die Gesamtmächtigkeit durch Aufnahme von zwei Profilen, die parallelisiert wurden, rekonstruiert werden. In diesem Gesamtprofil (Abb. 3) konnte eine Dreigliederung vorgenommen werden. Eine scharfe Abgrenzung der drei Bereiche zueinander ist jedoch nicht möglich.

7.1. Unterer Dachsteinkalk

Der Dachsteinkalk wird im vorliegenden Gebiet generell von Hauptdolomit unterlagert. Dazwischen ist ein Wechsellagerungsbereich von Kalk- und Dolomitbänken ausgebildet, der eine scharfe Grenzziehung verhindert.

Der untere Dachsteinkalk zeigt noch große Anklänge an den Hauptdolomit, besonders durch das häufige Auftreten von Glied B, das relativ große Mächtigkeiten erreicht, sowie durch das Vorherrschen von Gesteinen der Schlamm-Fazies. Charakteristisch für den unteren Dachsteinkalk sind im allgemeinen mächtige Bänke und — besonders im oberen Teil — größerer Reichtum an Megalodonten. Innerhalb dieses Abschnittes ist das Abnehmen der Mächtigkeit der Bänke aus dem Gezeitenbereich nach oben hin zu beobachten. Glied A fehlt im basalen Anteil völlig und tritt erst gegen das Hangende hin auf, wo es aber auch nicht die Häufigkeit des mittleren Dachsteinkalkes erreicht. Der Dolomitgehalt nimmt ebenfalls nach oben hin ab.

Auf Grund der Mächtigkeit der Glieder C und des Abnehmens der Glieder B ist für den unteren Dachsteinkalk generell eine zunehmende Sedimentationsrate und Absenkungsgeschwindigkeit anzunehmen, außerdem eine geringe Zunahme der Wassertiefe.

Dieser Abschnitt wird etwa 280 m mächtig, könnte aber mächtiger sein, weil das Profil Schermberg-Nordwand Störungen aufweist und das Profil Kreuz-Westgrat in diesem Bereich nicht vollständig aufgenommen werden konnte.

7.2. Mittlerer Dachsteinkalk

Dieser Bereich ist dadurch gekennzeichnet, daß er mit einer Folge von sehr geringmächtigen Bänken einsetzt und besonders Glied A häufiger auftritt und auch relativ mächtig werden kann (bis 40 cm). Die Bänke werden nach oben hin allmählich wieder mächtiger, um im obersten Abschnitt wieder sehr geringmächtig zu werden. Megalodonten sind weniger häufig als im obersten Teil des unteren Dachsteinkalkes.

SAMMELPROFIL DES GEBANKTEN DACHSTEINKALKES AM NORDRAND DES TOTEN GEBIRGES

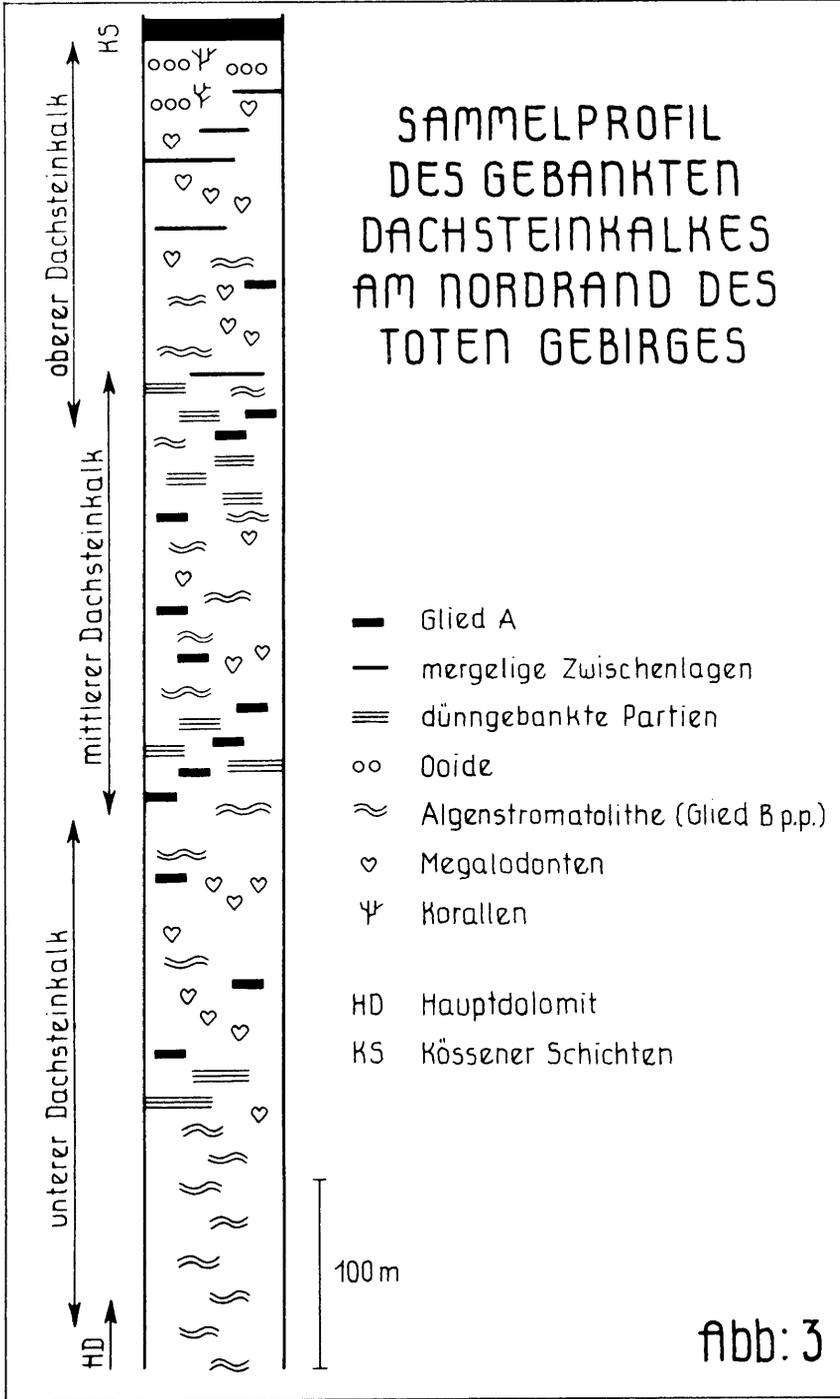


Abb: 3

Innerhalb dieser dünnbankigen Bereiche ist die Schichtfolge häufig durch tektonische Einflüsse nicht in ihrer gesamten Mächtigkeit anzutreffen. Da die weicheren Glieder A inkompetente Schichten darstellen, sind sie meist fein verfaltet und relativ häufig ausgedünnt. Im Profil Kreuz-Westgrat dürfte dieser Abschnitt ziemlich vollständig sein und erreicht dort 200 m.

Auf Grund dieser Ausbildung sind für den unteren und auch den oberen Abschnitt des mittleren Dachsteinkalkes relativ rasche Wechsel von Hebung und Senkung mit zum Teil langen Erosionsphasen anzunehmen. Dadurch kam es zur häufigeren Bildung von Gliedern A, in denen oft noch Reste von älteren aufgearbeiteten Gliedern, besonders B, aber auch C, vorhanden sind. Im mittleren Teil wurden die Sedimentationsrate und die Absenkungsgeschwindigkeit größer, wodurch mächtigere Bänke (Glieder C) entstanden und das intertidale Glied B häufig fehlt.

7.3. Oberer Dachsteinkalk

Nach den dünnbankigen Gesteinen der obersten Partien des mittleren Abschnittes wird die Bankung im oberen Dachsteinkalk wieder mächtiger, und die Bänke mit Megalodonten sind wieder häufiger. Gegen das Hangende nimmt der Biogengehalt zu, und neben den Megalodonten treten auch Korallenstöcke auf. Charakteristisch für den oberen Dachsteinkalk ist ferner das Auftreten von oolithischer Fazies. Bänke aus dem Gezeitenbereich nehmen nach oben hin immer mehr ab und fehlen in den oberen 100 m völlig. Dieselbe Tendenz ist auch für Glied A zu beobachten, das im oberen Bereich nicht auftritt.

Der Dachsteinkalk geht nach oben in Kössener Schichten über, die im untersuchten Abschnitt als Einlagerung in denselben auftreten. Dieser Übergang in die Kössener Schichten wird bereits vorher durch das häufigere Auftreten von mergeligen Zwischenlagen, durch die Zunahme des Pyritgehaltes und durch die etwas dunklere Farbe der im allgemeinen hell- bis mittelgrauen oder -braunen Kalke angekündigt, wie auch durch ein Ansteigen des Biogengehaltes.

Die größte Mächtigkeit dieses Abschnittes konnte mit 210 m im Profil Kreuz-Westgrat beobachtet werden.

Die Sedimentationsrate und die Absenkungsgeschwindigkeit waren in diesem Abschnitt größer als im mittleren Dachsteinkalk, gegen das Hangende nahm die Wassertiefe zu, und die Durchlüftung wurde schlechter, wodurch es zur Bildung von Kössener Schichten kam.

Die Faziesbereiche lassen sich zwischen den Profilen nur teilweise parallelisieren. Der Grund dafür liegt darin, daß in den Abschnitten zwischen den Profilen ein Fazieswechsel stattfindet. Für Profilparallelisierungen sind diese Faziesausbildungen deshalb im allgemeinen nicht verwendbar.

Ob diese drei Dachsteinkalkabschnitte, die sich in Bankmächtigkeit und Biogengehalt, sowie der Häufigkeit der einzelnen Glieder, unterscheiden, auch an anderen Lokalitäten anzutreffen sind, muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Anhaltspunkte dafür sind in der Literatur bei

SCHWARZACHER (1954) und BARTH (1968) zu finden. SCHWARZACHER dokumentiert Dachsteinkalkprofile aus den Loferer Steinbergen (1954, S. 47), und auch dort ist eine Dreigliederung, wie sie hier aufgestellt wird, zu erkennen. BARTH (1968) untersuchte Dachsteinkalke in den Berchtesgadener Alpen, und seine Ergebnisse stimmen weitgehend mit den vorliegenden überein: Einerseits zeigt auch sein Säulenprofil (Abb. 4, S. 131) eine Dreigliederung, die der hier vorliegenden entspricht, und andererseits sind in den obersten Dachsteinkalkanteilen Kössener Schichten eingeschaltet. Außerdem treten unter den Kössener Schichten mergelige Zwischenlagen im Dachsteinkalk auf. Aus eigenen Beobachtungen ist das Fehlen von Glied B im oberen Dachsteinkalk auch im westlichen Toten Gebirge anzutreffen (Gebiet Schönberg—Rinnerkogel), ebenso das Fehlen von Glied A, das dort aber auch in den unteren Abschnitten seltener auftritt. Interessant erscheint auch das Auftreten von oolithischer Fazies unterhalb der Kössener Schichten. Ähnliche Vorkommen sind auch im westlichen Toten Gebirge (Rettenbachtal E Bad Ischl) zu beobachten, und im Hauptdolomit in Tirol sind Oolithe in vergleichbarer Position (unter Kössener Schichten) vorhanden (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, S. 280). Das Vorkommen der Kössener Schichten als Einschaltung in den gebankten Dachsteinkalk zeigt, daß sich im untersuchten Gebiet der Übergang zwischen Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies vollzieht. Diesen Übergang konnte SCHÖLLNBERGER (1967) auch im Gebiet der Hohen Schrott nachweisen, wo ebenfalls Kössener Schichten mit Dachsteinkalkbänken wechsellagern. Mit diesen Vorkommen wird auch die Annahme von GANSS (1937, S. 333) und TOLLMANN (1964, S. 160) widerlegt, daß Kössener Schichten im Toten Gebirge nicht mehr auftreten und nur Dachsteinkalkfazies vorliegen soll.

Ganz allgemein kann für den untersuchten Abschnitt ein Zunehmen der Wassertiefe von unten nach oben angenommen werden: Während der Hauptdolomit zur Hauptsache im inter- und supratidalen Bereich abgelagert wurde und im unteren Dachsteinkalk Gesteine, die im Gezeitenbereich entstanden sind, noch häufig auftreten, werden die Dachsteinkalkbänke, die im flachen Subtidal-Bereich abgelagert wurden, gegen das Hangende immer häufiger. Die überlagernden Kössener Schichten wurden ausschließlich unter ständiger Wasserbedeckung gebildet, wobei die Wassertiefe etwas größer anzunehmen ist als im Bildungsbereich des gebankten Dachsteinkalkes. Diese transgressive Entwicklung scheint nicht nur für den vorliegenden Bereich Geltung zu haben, weil sie sowohl im Dachsteinkalk der Hochkalter-Gruppe (BARTH, 1968) als auch im Hauptdolomit der westlichen Nördlichen Kalkalpen (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, S. 296) festgestellt wurde. Diese Tendenz müßte folglich auch in anderen Dachsteinkalkprofilen, deren Stellung nicht so speziell wie die der vorliegenden ist, nachweisbar sein.

8. Profilbeschreibung

Um die vertikale Abfolge der Faziesbereiche und die etwas abweichende Ausbildung der einzelnen Dachsteinkalkabschnitte zu zeigen, sollen die beiden Profile detailliert beschrieben werden (vgl. Taf. 4).

8.1. Schermberg-Nordwand

Dieses Profil befindet sich am Ostrand der Schermberg-Nordwand (Abb. 14) und ist durch eine Schuttrinne leicht begehbar. Die Aufnahmen wurden in einer Höhe von ca. 1400 m begonnen. Das Profil umfaßt etwa 420 Profilmeter. Die Schichten weisen eine relativ flache Lagerung auf (20–40°) und fallen gegen NW bis NE ein.

Der Dachsteinkalk wird von Hauptdolomit unterlagert, der bis zur Talsohle zu verfolgen ist. Die Grenze zwischen beiden Schichtgliedern kann nicht scharf gezogen werden, sondern es ist ein Übergangsbereich vorhanden. Vorerst kommt es zur Einschaltung von wenigen Kalkbänken in den Hauptdolomit; diese werden nach oben allmählich häufiger und dominieren schließlich. Die Mächtigkeit der Bänke im Hauptdolomit und im Übergangsbereich ist relativ groß (2–13 m). Diese Gesteine sind überwiegend der Schlamm- und Pellet-Schlamm-Fazies zuzuordnen. Sehr häufig ist eine Feinschichtung vorhanden, die zum Großteil auf Algenstromatolithe zurückzuführen ist. Dadurch und durch das häufige Vorkommen von Trockenrissen und Schrumpfungerscheinungen ist die Entstehung dieser Gesteine zum Großteil im intertidalen, seltener im supratidalen Bereich anzunehmen.

Der untere Dachsteinkalk ist durch eine Folge von mächtigen Gliedern C (bis 13,5 m) und B (bis 6 m) gekennzeichnet, wobei letztere nach oben hin an Mächtigkeit verlieren. Bis zu Probe 2014 ist durch die mächtigen Glieder B, die im wesentlichen der Pellet-Schlamm-Fazies zuzuordnen sind, noch die nahe Verwandtschaft zum Hauptdolomit zu erkennen. Nur die Proben 2007 und 2008 zeigen durch das Vorkommen von feinem *Dasycladaceengrus* Beziehungen zur Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies. Darüber folgt Grapestone-Fazies (i. w. S.), in der basal Grapestone-Fazies (i. e. S.) mit Übergängen zur oolithischen vorkommt. Darüber schließt sich ein mächtiger Abschnitt von Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies an. Die Bänke (Glieder C) erreichen hier die größte Mächtigkeit innerhalb des Profiles (2028), während Glied B geringer mächtig ausgebildet ist. Mit dem Auftreten der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies konnten auch die ersten Megalodonten in diesem Profil beobachtet werden (vgl. Taf. 4). Abgeschlossen wird dieser Profilabschnitt mit oolithischer Fazies (2031, 2032).

Glied A konnte in diesem Bereich nur selten beobachtet werden. Wenn es vorkommt, tritt es immer als grüner, mergeliger Kalk auf, der nur wenige Zentimeter Mächtigkeit erreicht. Submarin gebildete Mergellagen fehlen völlig.

Eine Trennung in mittleren und oberen Dachsteinkalk ist in diesem Profil nicht möglich, weil in diesem Abschnitt Störungen auftreten, die nicht ausgerichtet werden konnten, wodurch Teile des Profiles fehlen. Aus diesem Grund müssen der mittlere und obere Abschnitt gemeinsam behandelt werden.

Dieser Bereich ist durch wesentlich geringer mächtige Bänke als der untere Dachsteinkalk charakterisiert; besonders Glied B erreicht nur

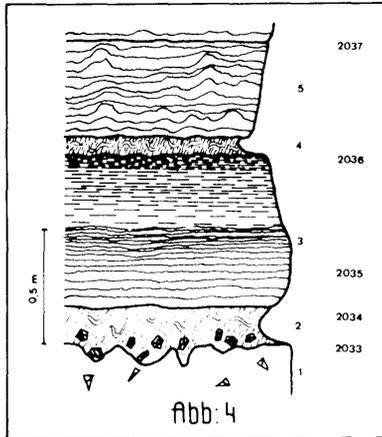


Abb. 4: Übergangsbereich vom unteren zum mittleren Dachsteinkalk im Profil Schermberg-Nordwand.

- 1) Glied C mit Gastropoden.
- 2) Grüner, toniger Kalk mit Breccienkomponenten von Glied B.
- 3) Mittelbrauner Kalk mit Feinschichtung, der nach oben hin mergeliger wird.
- 4) Grüner, kalkiger Mergel.
- 5) Glied B mit Feinschichtung.

geringe Mächtigkeiten (max. 2 m, meist < 1 m). Glied A ist hingegen häufiger als in den unteren Partien und auch als roter, toniger Kalk ausgebildet.

Die Grenze zwischen dem unteren Dachsteinkalk und diesem oberen Abschnitt wird durch einen Bereich, der ca. 1,80 m mächtig ist, gekennzeichnet (Abb. 4). An dessen Basis befindet sich eine 20 cm mächtige Schicht aus grünem, tonigem Kalk, der auch in Lösungshohlräumen der darunterliegenden Bank zu finden ist. In diesem Glied befinden sich Breccienkomponenten (schlecht gerundet; Durchmesser bis 10 cm) eines Gliedes B mit Algenstromatolithen. Dieses Glied B wurde während einer Erosionsphase, die dem Glied A vorausgegangen ist, aufgearbeitet. Darüber folgt eine 80 cm mächtige Bank aus mittelbraunem Kalk, der der Schlamm-Fazies zuzuordnen ist und Feinschichtung aufweist (2035). Dieser Kalk wird nach oben hin mergelig. Eine Schlammprobe daraus ergab aber keinerlei Mikrofossilien (2036). Anschließend folgt eine grüne, kalkige Mergellage (10 cm), die von einem Glied B (Schlamm-Fazies mit Feinschichtung; 2037) überlagert wird. Bei diesen mergeligen Lagen ist keine sichere Aussage über deren Bildungsbedingungen möglich. Einerseits sind diese kalkigen Mergel nicht in Hohlräumen der darunterliegenden Bank zu finden, und andere Hinweise auf Trockenfallen sind auch nicht vorhanden, andererseits ist auch keine Fossilführung festzustellen. Da die erste Lage (2036) ohne Schichtfuge direkt aus einem Glied C hervorgeht, muß sie subtidal entstanden sein, während 2037 auch Glied A repräsentieren könnte. Nach einem weiteren Glied B (20 cm) folgt ein Zyklus mit Glied A, B und C. Glied A ist auch in Hohlräumen des darunterliegenden Gliedes B zu finden.

Über diesem Grenzbereich folgt nach einer kurzen Einlagerung von Grapestone-Fazies (i. e. S.) (2039) ein Bereich mit Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies, in dem der Feindetritusanteil überwiegt und der einen Übergangsbereich zur Schlamm-Fazies (i. w. S.) darstellt. Über

dieser Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies, die in ihrem oberen Teil Anklänge an die Pellet-Schlamm-Fazies zeigt, folgt eine ziemlich mächtige Entwicklung der Schlamm-Fazies (i. e. S.) (2049—2063). Die Bänke erreichen hier die geringste Mächtigkeit. Zwischen Probe 2053 und 2054 ist allerdings eine Lücke, die durch eine Störung hervorgerufen wird.

Darüber werden die Bänke wieder mächtiger, die Gesteine sind in die Pellet-Schlamm-Fazies zu stellen, die Übergänge zur Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies aufweist. Zwischen Probe 2064 und 2068 sind grüne, mergelige Zwischenlagen subtidaler Entstehung vorhanden, die Ostracoden lieferten (2066).

Nach Probe 2071 konnte die Detailaufnahme wegen Störungen und schlechter Aufschlußverhältnisse nicht weitergeführt werden. Eine Übersichtsbegehung dieses obersten Abschnittes ließ aber ein Zunehmen der Bankmächtigkeiten nach oben hin erkennen; außerdem treten in den obersten Bänken häufig Korallenstöcke auf, und auch Rollstücke von Kössener Schichten konnten gefunden werden.

8.2. Kreuz-Westgrat

Dieses Profil befindet sich auf einem Grat, der vom Kreuz (2180 m) nach W bis WNW führt (Abb. 15). Die Aufnahme wurde in einer Höhe von 1690 m begonnen und bis zum Gipfel des Kreuzes durchgeführt. Die Schichten fallen flach (15—30°) nach SE bis SW ein. Die Schichtfolge ist kaum gestört.

Der Dachsteinkalk wird auch hier von Hauptdolomit unterlagert, dazwischen befindet sich ein Übergangsbereich. Auf Grund der schwierigen Geländebedingungen konnten hier aber keine Untersuchungen gemacht werden.

Die Dreigliederung des Dachsteinkalkes kann hier gut beobachtet werden. Dem unteren Abschnitt gehören 160 Profilmeter an. Er ist durch mächtige Bänke (bis 12 m) gekennzeichnet. Megalodonten konnten von der Basis weg beobachtet werden, ebenso Glied A. Glied B zeigt eine Mächtigkeitsabnahme innerhalb dieses Bereiches. In der untersten Partie sind Gesteine vorhanden, die der Grapestone-Fazies angehören (2090). Darüber folgt Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies mit hohem Detritus-Anteil und primärer mikritischer Matrix (2091), wodurch der Übergang zur folgenden Pellet-Schlamm-Fazies (2092) hergestellt wird. Anschließend folgt Schlamm-Fazies, die von Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies überlagert wird. Die darüberliegende Grapestone-Fazies zeigt Anklänge an die oolithische (2109). Der letzte Teil dieses untersten Abschnittes wird von Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies und abschließend durch Schlamm-Fazies gebildet.

Der mittlere Dachsteinkalk wird von einem 2,70 m mächtigen Schichtpaket eingeleitet (Abb. 5), an dessen Basis sich ein 40 cm mächtiger, dunkelroter bis ockerfarbener, teilweise auch grüner Kalk befindet, in dem dunkelbraune bis schwarze Breccienkomponenten (Hornstein?) vorhanden sind (2117). Darüber folgt ein hellgraues bis -braunes, dolomitisches Glied B mit Algenstromatolithen und Schrumpungsstrukturen, das nach oben

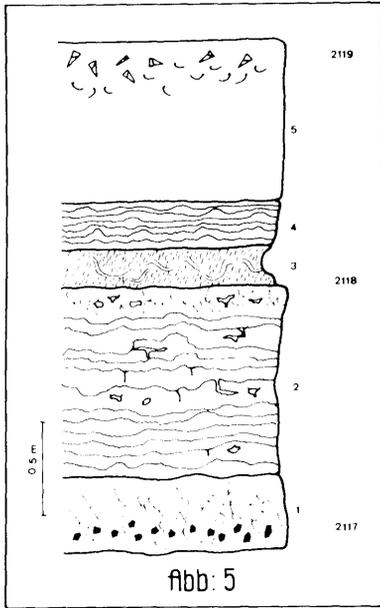


Abb. 5: Übergangsbereich vom unteren zum mittleren Dachsteinkalk im Profil Kreuz-Westgrat.

- 1) Bunter, dichter Kalk mit schwarzen Hornstein (?) - Breccienkomponenten.
- 2) Glied B mit Algenstromatolithen und Trockenrissen. Im oberen Teil dichter, bunter Kalk mit Schrumpfsstrukturen.
- 3) Grüner, mergeliger Kalk (Glied A), der nach oben hin kalkiger wird und rötliche Farbe annimmt.
- 4) Glied B mit Algenstromatolithen.
- 5) Glied C mit Bivalven und Gastropoden.

in dichten Kalk (Glied C?) übergeht, der grüne und rote, wolkige Schlieren aufweist. Gefolgt wird diese Bank von einem grünen, mergeligen Kalk, der nach oben hin kalkiger wird und rötliche Farbe annimmt (2118). Darüber liegen Glied B und C (2119). Dieser Bereich ist tektonisch stark beansprucht, und die Mächtigkeit ist einem starken Wechsel unterworfen. Die Schichtflächen sind meist wellig und die weichen Mergellagen feingefältelt.

Der mittlere Abschnitt (200 m) besitzt basal sehr gering mächtige Schichten, die nach oben hin mächtiger werden (vgl. Taf. 4). Gegen das Hangende werden sie aber wieder sehr dünn. Auffallend ist der wesentlich geringere Anteil an Megalodonten, im Gegensatz zum oberen und unteren Abschnitt, Gesteine, die im Intertidal-Bereich gebildet wurden, fehlen meist.

Die Gesteine gehören basal der Grapestone-Fazies an, die Übergänge zur oolithischen (2121) erkennen lassen. Darüber schließt ein Bereich mit Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies an, der nahe Beziehungen zur Pellet-Schlamm-Fazies aufweist, und durch Schlamm-Fazies abgeschlossen wird (2131). Im Hangenden tritt wieder Grapestone-Fazies, die in Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies und Pellet-Schlamm-Fazies übergeht, auf. Diese Faziesabfolge ist in diesem Abschnitt noch zweimal zu beobachten, wobei der größte Teil der Gesteine der Pellet-Schlamm-Fazies angehört. Die zwischen den Proben 2129 und 2130 und zwischen 2134 und 2138 vorhandenen Störungen rufen keine nennenswerten Versetzungsbeträge hervor, so daß dieser Abschnitt ziemlich vollständig sein dürfte.

Darüber (ab Probe 2153) folgt der obere Dachsteinkalk (210 m) in diesem Profil. Die Bänke sind hier wieder mächtiger als im mittleren Dachsteinkalk, Megalodonten sind häufiger und Korallen kommen vor. Die Gesteine gehören zunächst der Pellet-Schlamm-Fazies an, die in Probe 2156 Beziehungen zur Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies und auch zur Schlamm-Fazies (2153) zeigen. Darüber (2163) kommt Grapestone-Fazies, die von Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies (mit Übergängen zur Pellet-Schlamm-Fazies) überlagert wird. Eine Schlammprobe (2162) aus einer grünen, mergeligen Zwischenlage ergab eine Mikrofauna mit Foraminiferen („*Involutina*“ *communis*), Ostracoden und Radiolarien. Weiter gegen das Hangende zu kommt es zur Ausbildung von oolithischer Fazies (2167—2169), die aus Grapestone-Fazies hervorgeht und wieder in solche übergeht. In diesen Bänken treten auch Korallen auf, die nach oben hin an Häufigkeit zunehmen. In diesem Bereich ist auch roter Crinoidenspatkalk in Form von Spaltenfüllungen vorhanden. Am Gipfel des Kreuzes sind in den Dachsteinkalk Kössener Schichten eingelagert, die eine Mächtigkeit bis 10 m erreichen. Eine scharfe Grenzziehung ist nicht möglich. Makroskopisch zeigt sich die Änderung dadurch, daß die bisher vorherrschende hellgraue bis -braune Farbe dunkler wird. Im Dünnschliff sind diese Übergangsgesteine Biomikrite mit größeren Schalenresten und organischem Detritus, der schlecht gerundet ist.

Die Kössener Schichten zeigen eine Wechsellagerung von Kalkbänken und dünnen mergelig-kalkigen Schichten. Der Anteil an Makrofossilien ist wesentlich größer als im gebankten Dachsteinkalk, am häufigsten sind Bivalven, von denen folgende bestimmt werden konnten (det. Prof. Dr. H. ZAPFE):

Pecten (Chlamys) coronatus WINKLER
Lima (Plagiostoma) punctata SOWERBY
Lima cf. (Radula?) praecursor QUENSTEDT
Homomya caffii DESIO
Modiolus schafhaeutli (STUR)

Daneben treten noch auf (abnehmende Häufigkeit): Korallen, Brachiopoden, Echinodermaten und Nautiloideen. Häufig ist Pyrit vorhanden, und auch die Fossilien (besonders Korallen) weisen starke Pyritisierung auf. Das Gestein entspricht dem von FABRICIUS (1966, S. 15 f.) beschriebenen „Knolligen Kalk“. Dünnschliffe zeigen Biomikrite mit Pellets (Abb. 13). Biogene: Schalenreste von Bivalven und Brachiopoden, Korallenästchen, Schwämme?, Echinodermenreste und Foraminiferen (*Glomospirella kuthani* (SALAJ), *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER), *Trochammina* sp., *Nubecularia* sp., div. Lagenidae). Die Biogene sind teilweise zerbrochen, weisen aber nur sehr schlechte Rundung auf. In einer Schlammprobe (2174) einer mergeligen Zwischenlage der Kössener Schichten fand sich „Rogenpyrit“. Nach FABRICIUS (1961) handelt es sich dabei um vererzte Schwefelbakterien, die als Indikator für Halbfaulschlamm-Milieu zu betrachten sind. Auf Grund der Biogene (besonders Korallen, Brachiopoden und Bivalven) müssen aber auf der Sedimentoberfläche ausreichende Lebensbedingungen geherrscht haben.

Die Kössener Kalke werden nach oben hin wieder heller, die mergeligen Zwischenlagen werden weniger, und der Pyritgehalt nimmt schnell ab. Es bilden sich wieder Dachsteinkalkbänke, die in die Nähe der Pellet-Schlamm-Fazies zu stellen sind (2175). Die Obergrenze dieses Profiles wird durch die Erosion gegeben.

9. Bemerkungen zur Großrhythmik

Auf Grund seiner Untersuchungen in den Loferer Steinbergen fordert SCHWARZACHER (1954) eine Großrhythmik im gebankten Dachsteinkalk, wobei je ein Megazyklothem (R) aus fünf Schichten (r; entspricht Glied C) aufgebaut sei. Nach seiner eigenen Darstellung (S. 47, Abb. 2) ist diese Gliederung aber nur zweimal mit je drei Zyklen zu beobachten (XI, XII, XIII; XXV, XXVI, XXVII), während die anderen Profilteile keine derartige Rhythmik erkennen lassen. Außerdem unterzog er nur drei relativ geringmächtige Profilabschnitte einer näheren Untersuchung, die anderen Profile und -teile rekonstruierte er mittels photographischer Aufnahmen.

Auch FISCHER (1964) trat für das Vorhandensein einer Großrhythmik ein. Seine Untersuchungen können aber für diesen Fall nicht als repräsentativ angesehen werden, weil er nur drei geringmächtige Profile bearbeitete, die aus 5, 10 und 20 Loferer Zyklen bestehen, während FISCHER selbst im gebankten Dachsteinkalk etwa 300 Zyklen erwartet (1964, S. 144). Aus dem mächtigsten Profilabschnitt rekonstruierte er drei Megazyklotheme, wobei jedes aus 6—8 Loferer Zyklen besteht.

Zeigte sich bei den vorliegenden Untersuchungen bereits, daß selbst die Loferer Zyklik nicht immer ideal ausgebildet ist, so gilt dies in verstärktem Maße für die Großrhythmik. In den untersuchten Profilen könnten zwar auch Megazyklotheme, wie sie FISCHER aufzeigt, konstruiert werden, aber nie treten mehr als drei hintereinander auf. Aus diesem Grund kann für den gebankten Dachsteinkalk eine durchgehende Großrhythmik nicht angenommen werden. Auch BARTH (1968, S. 132) fand in den Berchtesgadener Alpen keine Hinweise auf eine Großrhythmik.

10. Biogene

10.1. Algen

Algenstromatolithe sind die dominierenden Biogene in Glied B, treten aber auch in Glied C auf. Eine detaillierte petrographische Beschreibung der Glied-B-Stromatolithen hat bereits SCHÖLLNBERGER (1973, S. 124) gegeben. Was die Klassifizierung der verschiedenen Stromatolithstrukturen anbelangt, erscheint nach wie vor eine rein deskriptive (z. B. LOGAN et al., 1964) am günstigsten. Danach überwiegen im untersuchten Material

LLH-S-Formen bzw. die Kombination $\begin{array}{c} \text{LLH-S} \\ \text{LLH-C} \end{array}$

LLH-C-Formen allein sind selten, SS-Formen (Onkoide) treten nicht auf.

LOGAN et al. (1964) und DAVIES (1970) fanden LLH-Formen hauptsächlich im inter- bis supratidalen Bereich. Auch im Dachsteinkalk treten

diese Formen nur in Glied B auf, während sie in Glied C fehlen. Häufiger als LLH-Formen treten in den Gliedern B aber sanft gewellte, seltener auch ebene, Lagen auf, die die für diese Bänke charakteristische Feinschichtung erzeugen. Neben Trockenrissen und Schrumpfungsstrukturen spricht auch die Dolomitisierung einzelner Lagen, die als sehr frühdiagenetisch angesehen werden muß (vgl. SCHÖLLNBERGER, 1973, S. 126), für eine Bildung im intertidalen Bereich.

In Glied C treten Stromatolithe ebenfalls häufig auf, doch sind sie hier wesentlich schwieriger zu erkennen, weil Feinschichtung, LLH-Formen und Dolomitisierung fehlen. Nur große, unregelmäßig verteilte Hohlräume lassen auf das einstige Vorhandensein von Algenschleimen schließen. Die Hohlräume entstanden wie in Glied B durch Verwesung der Algen bei vorangegangener Zementierung der Sedimente. Sie sind jetzt durch Internsediment und Zement oder Zement allein gefüllt. Dieses Internsediment besteht im untersuchten Material nicht aus Mikrit, wie dies SCHÖLLNBERGER (1973, S. 124) beobachtete, sondern es handelt sich um diagenetisches Sediment.

In den Bänken, die im Subtidal-Bereich gebildet wurden, sind neben den Stromatolithen Kalkalgen häufig anzutreffen. Hauptsächlich handelt es sich um Codiaceen und Dasycladaceen, während Solenoporaceen seltener zu sein scheinen. Durch die starken diagenetischen Veränderungen ist aber eine sichere Unterscheidung von Codiaceen und Solenoporaceen nicht immer möglich. **Codiaceen** sind in allen Bereichen der Grapestone-Fazies (i. w. S.) anzutreffen. Auf Grund des schlechten Materials mußte von einer näheren Bestimmung abgesehen werden. Sie treten meist in Form von stark mikritisierten Knollen auf, es sind aber auch inkrustierende Formen vorhanden. Durch die Mikritisierung wird außerdem eine geringere Häufigkeit vorgetäuscht, weil ein Teil der Pelloide ebenfalls aus Codiaceenfragmenten hervorgegangen ist. Während die Hauptverbreitung der Solenoporaceen besonders im zentralen Riff und im riffnahen Rückriffbereich liegt (ZANKL, 1969), überwiegen im riffernen Rückriff die Codiaceen.

Dasycladaceen zeigen im bearbeiteten Material eine im allgemeinen höhere Faziesabhängigkeit als Codiaceen und kommen bevorzugt in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies vor. Sie haben dort dicht bewachsene Rasen gebildet und sind zum Teil noch in Lebensstellung anzutreffen.

Neben diesen Dasycladaceen in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies sind in der Schlamm-Fazies (i. w. S.) häufig problematische Reste von Dasycladaceen vorhanden. Es sind dies Formen, die aus mehreren kugeligen, mikritgefüllten Kammern bestehen, die von sparitischem Zement umgeben sind. Der Kammerdurchmesser liegt zwischen 40—60 Mikron, der äußere Umriß kann verschiedenste Form haben. Ähnliche Dasycladaceenreste beschreibt auch GAZDZICKI (1974, Taf. 30, 5—8) aus dem Rhät der Tatra. Auch die aus Mergelproben von OBERHAUSER (1960, S. 44 f.) und KRISTAN-TOLLMANN (1964, S. 168 f.) und aus Dünnschliffen von BRÖNNIMANN & PAGE (1966, S. 89 f.) beschriebenen Ladinosphären könnten derartige Dasycladaceenfragmente darstellen.

In der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies und der Pellet-Schlamm-Fazies tritt auch häufig die möglicherweise zu den Solenopora-ceen gehörende Art (FLÜGEL, 1975) *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINER) auf. In Lebensstellung, in Form von Hängebrücken oder inkrustierend, ist sie in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies zu finden, in der Pellet-Schlamm-Fazies kommen nur Fragmente vor.

10.2. Foraminiferen

Bei der Untersuchung dieser Biogengruppe zeigte sich deren extrem hohe Faziesabhängigkeit, während in stratigraphischer Hinsicht keinerlei Aussagen zu machen sind. Diese Faziesabhängigkeit ist so stark, daß meist schon an Hand der Foraminiferenzusammensetzung allein der jeweilige Faziesbereich determiniert werden kann. Da aber diese Ergebnisse bereits eingehend dargestellt wurden (HOHENEGGER & PILLER, 1975 b), sollen hier nur noch die für die einzelnen Faziesbereiche charakteristischen Formen aufgezählt werden:

Oolithische Fazies: *Frondicularia*, *Glomospirella*, *Agathammina*, *Trochammina*.

Grapestone-Fazies: *Quinqueloculina*, *Miliolipora*.

Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies: „*Involutina*“ *communis*, „*I.*“ *sinuosa*, *Frondicularia*.

Pellet-Schlamm-Fazies: *Agathammina*, *Trochammina*, *Frondicularia*, *Palaeospiroplectammina*.

Schlamm-Fazies: „*Involutina*“ *friedli*, „*I.*“ *communis*, dünnchalige *Nodosariidae*.

10.3. Korallen

In den untersuchten Dachsteinkalkbereichen kommt Korallen eine sehr untergeordnete Rolle zu. Sie treten nur vereinzelt, durchwegs in den hangenden Partien, auf und sind immer durch diagenetische Einflüsse so stark in Mitleidenschaft gezogen, daß eine nähere Bestimmung unmöglich ist. Es handelt sich ausschließlich um hochwüchsige, verzweigte Kolonien.

10.4. Gastropoden

Gastropoden treten in den Gliedern B und C bisweilen häufig auf. Bis auf wenige unbestimmbare Steinkerne liegen sie aber nur in Form von Anschnitten auf der Gesteinsoberfläche vor. Besonders in Glied B können kleine, spitzgewundene Exemplare fast gesteinsbildend auftreten. In Glied C erreichen sie eine größere Formenmannigfaltigkeit, wobei unter den kleinen, hochgewundenen Stücken Formen vorliegen, die der von ZAPFE (1962) beschriebenen Art *Zygopleura variabilis* weitgehend ähneln.

10.5. Bivalven

Neben Gastropoden sind Bivalven die häufigsten Makrofossilien im Dachsteinkalk der riffernen Rückriffzone. Isolierte Exemplare konnten

jedoch nicht gesammelt werden, außerdem sind die Schalen durchwegs gelöst.

Neben verschiedenen kleinen Bivalven sind die für den gebankten Dachsteinkalk so charakteristischen Megalodonten massenhaft vertreten. Sowohl Vertreter der Dicerocardiidae als auch solche der Megalodontidae kommen vor. Eine bevorzugte Orientierung der Schalen, wie sie ZANKL (1967, 1971) feststellte, konnte jedoch — nach mehreren hundert Orientierungsmessungen — nicht beobachtet werden. Ihren Lebensraum hatten diese Bivalven bevorzugt in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies. Von einer Vergesellschaftung mit Grünalgen wird auch von MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, S. 267) aus dem Hauptdolomit berichtet. Sie bevorzugten also tiefere Bereiche (bis 20 m) mit geringer Wasserbewegung und größerem Biogenreichtum. Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch CZURDA (1973, S. 407) in der Hauptdolomitzfazies der westlichen Nördlichen Kalkalpen, nur fand er die Megalodonten in Sedimenten mit feinstkörniger Matrix und reicher Pelletführung. Die von ihm angegebene Todesart durch Zunehmen der Salinität, die im Gegensatz zu der von ZAPFE (1957) gegebenen Erklärung durch Einsedimentierung steht, scheint auch nach den vorliegenden Verhältnissen wahrscheinlich, ebenso ihre Nahrungsaufnahme als Sedimentfresser.

10.6. Crustaceen

In allen Faziesbereichen sind Querschnitte von Ostracoden in den Schlifften häufig zu finden. Eine Bestimmung aus den Dünnschliffen ist aber nicht möglich. Die Schalen dieser Formen sind meist glatt. Ihre Hauptverbreitung haben sie in der Schlamm-Fazies (i. w. S.). Aus Schlämmpfunden von Mergelzwischenlagen konnten auch skulpturierte Formen gewonnen werden.

In der Grapestone-Fazies (i. w. S.) sind häufig Kotpillen von dekapoden Krebsen anzutreffen, die von BRÖNNIMANN et al. (1972) mit dem Namen *Parafavreina thoronetensis* belegt wurden. Das Vorkommen dieser Koprolithen könnte ein Hinweis darauf sein, daß dekapode Krebse auch im Ablagerungsraum des gebankten Dachsteinkalkes, ähnlich wie in anderen, rezenten (vgl. SHINN, 1968) und fossilen Flachwasserkarbonatbereichen, ihre Bauten errichtet haben und dadurch eine nicht unbedeutende Sedimentumlagerung und -durchwühlung bewirkten.

10.7. Echinodermaten

Diese Organismengruppe erreicht im untersuchten Dachsteinkalk nur eine geringe Häufigkeit. In der Grapestone-Fazies und der oolithischen können im Dünnschliff Echinidenreste und Querschnitte von Crinoidenstielgliedern selten beobachtet werden, in den anderen Faziesbereichen fehlen sie völlig. Der Grund dafür scheint in der zu hohen Salinität dieser Bereiche zu liegen. Lediglich Holothuriensklerite sind häufiger vorhanden. Sie sind in der Schlamm-Fazies (i. w. S.) reichlicher vertreten als in den anderen Faziesbereichen, was auf eine größere Anpassungsfähigkeit schließen läßt.

11. Literatur

- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131**, 2, S. 119—177, 9 Abb., 2 Taf., 1 tekt. Karte, 1 Profiltaf., Stuttgart 1968.
- BATHURST, R. G. C.: Boring algae, micritic envelopes and lithification of molluscan biosparites. — Geol. J., **5**, 1, S. 15—32, 1 Abb., 3 Taf., Liverpool 1966.
- BATHURST, R. G. C.: Carbonate sediments and their diagenesis. — Dev. Sed., **12**, 620 S., 359 Abb., Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1971.
- BRÖNNIMANN, P. & PAGE, Cl.: Sur quelques Foraminifères du Trias à l'West de Jaun (Canton de Fribourg, Suisse). — Arch. Sc. Genève, **19**, 1, S. 83—91, 1 Taf., 1 Abb., Genève 1966.
- BRÖNNIMANN, P., CARON, J.-P. & ZANINETTI, L.: Parafavreina, n. gen., a new thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolite form-genus from the Triassic and Liassic of Europa and North Africa. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 2, S. 941—956, 4 Abb., 2 Taf., Innsbruck 1972.
- CLOUD, P. E.: Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. — U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., **350**, S. 1—138, 46 Abb., 10 Taf., Washington 1962.
- CZURDA, K.: Fazies und Stratigraphie obertriadischer Megalodontenvorkommen der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1973**, 3, S. 397—409, 8 Abb., Wien 1973.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L.: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). — Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier, Univ. Innsbruck, S. 165—254, 23 Abb., 23 Taf., Innsbruck 1970.
- DAVIES, G. R.: Algal-laminated sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. — In: LOGAN, B. W., DAVIES, G. R., READ, J. F. & CEBULSKI, D. E.: Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **13**, S. 169—205, 22 Abb., Tulsa 1970.
- DUNHAM, R. L.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — In: HAM, W. E. (ed.): Classification of carbonate rocks — a symposium. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, S. 108—121, 7 Taf., Tulsa 1962.
- DUNHAM, R. J.: Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico. — In: FRIEDMAN, G. M. (ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks: a Symposium. — Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., **14**, S. 139—181, 21 Abb., Tulsa 1969.
- FABRICIUS, F.: Die Strukturen des „Rogenpyrits“ (Kössener Schichten, Rät) als Beitrag zum Problem der „vererzten Bakterien“. — Geol. Rdsch., **51**, S. 647—657, 9 Abb., Stuttgart 1961.
- FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den bayerisch-tiroler Kalkalpen. — Int. Sediment. Petrograph. Ser., **9**, 143 S., 24 Abb., 27 Taf., Leiden (Brill) 1966.

- FABRICIUS, F.: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **56**, S. 140—170, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1967.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — Geol. Surv. Kansas Bull., **169**, S. 107—149, 38 Abb., Lawrence 1964.
- FLÜGEL, E.: Palökologische Interpretation des Zottachkopf-Profiles mit Hilfe von Kleinforaminiferen (Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk, unteres Perm: Karnische Alpen). — Carinthia II, Sh. **28** (Festschr. Kahler), S. 61—96, 3 Abb., 4 Taf., Klagenfurt 1971.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. Methoden und Probleme. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 1, S. 9—64, 1 Abb., 9 Taf., 1 Beil., Innsbruck 1972.
- FLÜGEL, E.: Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias (Beiträge zur Paläontologie und Mikrofazies obertriassischer Riffe, 1). — Verh. Geol. B.-A., **1974**, 2—3, S. 297—346, 4 Taf., Wien 1975.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **24**, 129 S., 11 Abb., 10 Taf., Graz 1963.
- FOLK, R. L.: Practical petrographic classification of limestones. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **43**, S. 1—38, 41 Abb., Tulsa 1959.
- FOLK, R. L.: Spectral subdivision of limestone types. — In: HAM, E. W. (ed.): Classification of carbonate rocks — a symposium. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, S. 62—84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa 1962.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — 726 S., 326 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- GANSS, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — Jb. Geol. B.-A., **87**, S. 331—374, 7 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Wien 1937.
- GAZDZICKI, A.: Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in Tatra Mts. — Acta Geol. Polonica, **24**, 1, S. 17—96, 13 Abb., 52 Taf., Warszawa 1974.
- GEYER, G.: Ueber jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Todten Gebirges in Steiermark. — Jb. Geol. R.-A., **34**, 2, S. 335—366, 9 Abb., Wien 1884.
- HOHENEGGER, J.: Über einfache Gruppierungsmethoden von Fossil-Vergesellschaftungen am Beispiel obertriadischer Foraminiferen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146**, 3, S. 263—297, 11 Abb., Stuttgart 1974.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Diagenetische Veränderungen bei obertriadischen Involutinidae (Foraminifera). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, 1, S. 26—39, 3 Abb., Stuttgart 1975a.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des Nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **18**, S. 241—276, 5 Abb., 8 Taf., Amsterdam 1975b.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. — Jb. Geol. B.-A., Sdbd. **10**, 189 S., 6 Abb., 39 Taf., Wien 1964.

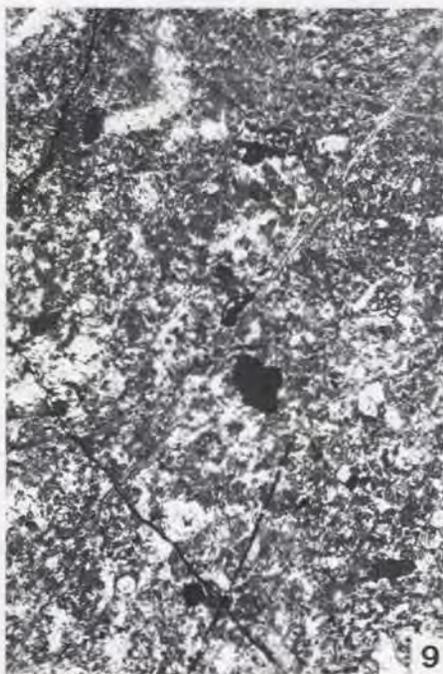
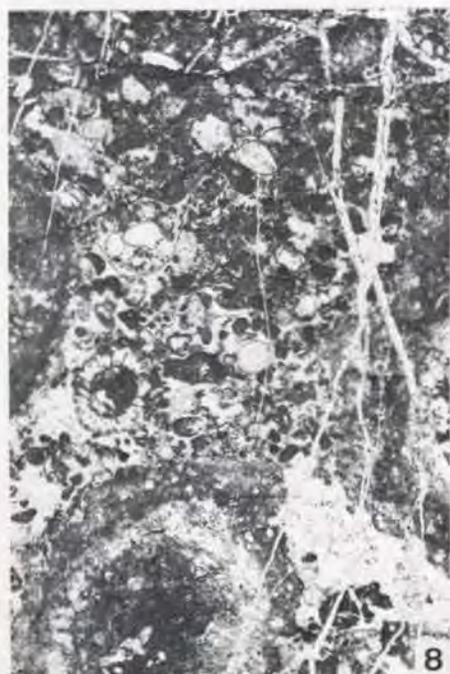
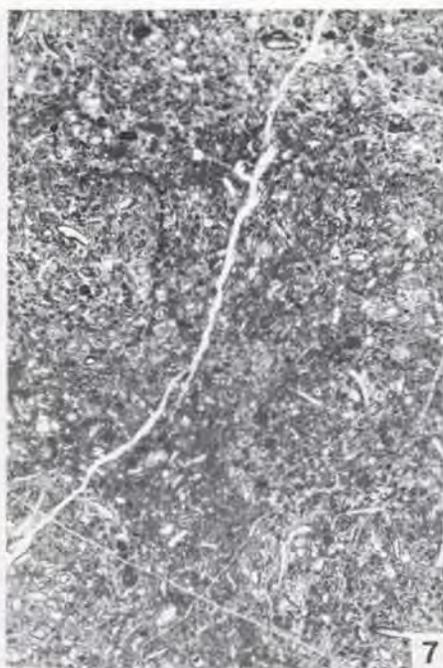
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of Algal Stromatolites. — *J. Geol.*, **72**, S. 68—83, 5 Abb., 4 Taf., Chicago 1964.
- LOREAU, J.-P. & PURSER, B. H.: Distribution and Ultrastructure of Holocene Ooids in the Persian Gulf. — In: PURSER, B. H. (ed.): *The Persian Gulf*, S. 279—328, 18 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1973.
- MONTY, C. L.: Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahama. — *Ann. Soc. Geol. Belgique*, **90**, 3, S. 55—100, 13 Abb., 19 Taf., Liège 1967.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic "Hauptdolomit" of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. — In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (ed.): *Recent Develop. in Carbonate Sedimentology Central Europe*. — S. 228—239, 14 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1968.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. — *Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier, Univ. Innsbruck*, S. 255—308, 30 Abb., 8 Taf., Innsbruck 1970.
- OBERHAUSER, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — *Jb. Geol. B.-A., Sdbd.* **5**, S. 5—46, 5 Abb., 6 Taf., Wien 1960.
- OHLEN, H. R.: The Steinplatte Reef Complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. — *Diss. Univ. Princeton*, 123 S., 3 Abb., 20 Taf., Princeton 1959.
- PILLER, W.: Mikrofazies, Lithostratigraphie und Ökologie im gebankten Dachsteinkalk am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, OÖ.), unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen. — *Diss. Univ. Wien*, 144 S., 57 Abb., 4 Taf., Wien 1975.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and Reaction Groups. — *J. Geol.*, **71**, 3, S. 334—355, 5 Abb., 5 Taf., Chicago 1963.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary Facies. — *J. Geol.*, **71**, 4, S. 472—497, 4 Abb., 1 Taf., Chicago 1963.
- PURDY, E. G. & KORNICKER, L. S.: Algal disintegration of Bahamian Limestone coasts. — *J. Geol.*, **66**, S. 97—99, 1 Taf., Chicago 1958.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — *Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48**, S. 27—139, S. 141—209, 46 Abb., 8 Diagr., Leipzig 1936.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E Bad Ischl, Salzkammergut) und die Auflösung der „Singer-eben-Teuflingkogel-Deckscholle“. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **17** (1966), S. 73—86, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1967.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Faziesübergänge in der Obertrias am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). *Vortragsskurz-*

- FABRICIUS, F.: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **56**, S. 140—170, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1967.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — Geol. Surv. Kansas Bull., **169**, S. 107—149, 38 Abb., Lawrence 1964.
- FLÜGEL, E.: Palökologische Interpretation des Zottachkopf-Profiles mit Hilfe von Kleinforaminiferen (Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk, unteres Perm: Karnische Alpen). — Carinthia II, Sh. **28** (Festschr. Kahler), S. 61—96, 3 Abb., 4 Taf., Klagenfurt 1971.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. Methoden und Probleme. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 1, S. 9—64, 1 Abb., 9 Taf., 1 Beil., Innsbruck 1972.
- FLÜGEL, E.: Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias (Beiträge zur Paläontologie und Mikrofazies obertriassischer Riffe, 1). — Verh. Geol. B.-A., **1974**, 2—3, S. 297—346, 4 Taf., Wien 1975.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **24**, 129 S., 11 Abb., 10 Taf., Graz 1963.
- FOLK, R. L.: Practical petrographic classification of limestones. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **43**, S. 1—38, 41 Abb., Tulsa 1959.
- FOLK, R. L.: Spectral subdivision of limestone types. — In: HAM, E. W. (ed.): Classification of carbonate rocks — a symposium. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, S. 62—84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa 1962.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — 726 S., 326 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- GANSS, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — Jb. Geol. B.-A., **87**, S. 331—374, 7 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Wien 1937.
- GAZDZICKI, A.: Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in Tatra Mts. — Acta Geol. Polonica, **24**, 1, S. 17—96, 13 Abb., 52 Taf., Warszawa 1974.
- GEYER, G.: Ueber jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Todten Gebirges in Steiermark. — Jb. Geol. R.-A., **34**, 2, S. 335—366, 9 Abb., Wien 1884.
- HOHENEGGER, J.: Über einfache Gruppierungsmethoden von Fossil-Vergesellschaftungen am Beispiel obertriadischer Foraminiferen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146**, 3, S. 263—297, 11 Abb., Stuttgart 1974.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Diagenetische Veränderungen bei obertriadischen Involutinidae (Foraminifera). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, 1, S. 26—39, 3 Abb., Stuttgart 1975a.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des Nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **18**, S. 241—276, 5 Abb., 8 Taf., Amsterdam 1975b.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. — Jb. Geol. B.-A., Sdbd. **10**, 189 S., 6 Abb., 39 Taf., Wien 1964.

- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of Algal Stromatolites. — *J. Geol.*, **72**, S. 68—83, 5 Abb., 4 Taf., Chicago 1964.
- LOREAU, J.-P. & PURSER, B. H.: Distribution and Ultrastructure of Holocene Ooids in the Persian Gulf. — In: PURSER, B. H. (ed.): *The Persian Gulf*, S. 279—328, 18 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1973.
- MONTY, C. L.: Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahama. — *Ann. Soc. Geol. Belgique*, **90**, 3, S. 55—100, 13 Abb., 19 Taf., Liège 1967.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic "Hauptdolomit" of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. — In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (ed.): *Recent Develop. in Carbonate Sedimentology Central Europe*. — S. 228—239, 14 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1968.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. — *Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier, Univ. Innsbruck*, S. 255—308, 30 Abb., 8 Taf., Innsbruck 1970.
- OBERHAUSER, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — *Jb. Geol. B.-A., Sdbd.* **5**, S. 5—46, 5 Abb., 6 Taf., Wien 1960.
- OHLEN, H. R.: The Steinplatte Reef Complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. — *Diss. Univ. Princeton*, 123 S., 3 Abb., 20 Taf., Princeton 1959.
- PILLER, W.: Mikrofazies, Lithostratigraphie und Ökologie im gebankten Dachsteinkalk am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, OÖ.), unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen. — *Diss. Univ. Wien*, 144 S., 57 Abb., 4 Taf., Wien 1975.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and Reaction Groups. — *J. Geol.*, **71**, 3, S. 334—355, 5 Abb., 5 Taf., Chicago 1963.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary Facies. — *J. Geol.*, **71**, 4, S. 472—497, 4 Abb., 1 Taf., Chicago 1963.
- PURDY, E. G. & KORNICKER, L. S.: Algal disintegration of Bahamian Limestone coasts. — *J. Geol.*, **66**, S. 97—99, 1 Taf., Chicago 1958.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). — *Mineral. Petrogr. Mitt.*, **48**, S. 27—139, S. 141—209, 46 Abb., 8 Diagr., Leipzig 1936.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E Bad Ischl, Salzkammergut) und die Auflösung der „Singer-eben-Teuflingkogel-Deckscholle“. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **17** (1966), S. 73—86, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1967.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Faziesübergänge in der Obertrias am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). *Vortragskurz-*

- fassung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 1, S. 277, Innsbruck 1972.
- SCHÖLLNERBERGER, W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22**, S. 95—153, 9 Abb., 4 Taf., Wien 1973.
- SCHROEDER, J. H.: Experimental dissolution of calcium, magnesium, and strontium from Recent biogenic carbonates: a model of diagenesis. — J. Sediment. Petrol., **39**, S. 1057—1073, 11 Abb., Tulsa 1969.
- SCHWARZACHER, W.: Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. — Verh. Geol. B.-A., **1954**, S. 44—54, 5 Abb., Wien 1954.
- SHINN, E. A.: Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahamas. — J. Paleont., **42**, 4, S. 879—894, 17 Abb., 4 Taf., Tulsa 1968.
- SHINN, E. A.: Submarine Lithification of Holocene Carbonate Sediments in the Persian Gulf. — Sedimentology, **12**, S. 109—144, 36 Abb., Amsterdam 1969.
- SHINN, E. A., LLOYD, R. M. & GINSBURG, R. N.: Anatomy of a Modern Carbonate Tidal-flat, Andros Island, Bahamas. — J. Sediment. Petrol., **39**, 3, S. 1202—1228, 37 Abb., Tulsa 1969.
- SWINCHATT, J. P.: Algal Boring: A possible Depth Indicator in Carbonate Rocks and Sediments. — Geol. Soc. Am. Bull., **80**, 2, S. 1391—1396, 2 Abb., 1 Taf., Colorado 1969.
- TAYLOR, J. C. M. & ILLING, L. V.: Holocene Intertidal Calcium Carbonate Cementation, Qatar, Persian Gulf. — Sedimentology, **12**, S. 69—107, 3 Abb., 6 Taf., Amsterdam 1969.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rdsch., **53**, S. 153—170, 1 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — XV+580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- VACEK, M. & GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Liezen. — 58 S., Wien (Geol. R.-A.) 1916.
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **56**, 1, S. 128—139, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **519**, 123 S., 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt (Kramer) 1969.
- ZANKL, H.: Upper Triassic facies in the Northern Limestone Alps. — In: MÜLLER, G. (ed.): Sedimentology of parts of Central Europe, guide book, S. 147—185, 20 Abb., Frankfurt (Kramer) 1971.
- ZAPFE, H.: Dachsteinkalk und „Dachsteinmuschel“. — Natur u. Volk, **87**, 3, S. 87—94, 7 Abb., 1 Titelbild, Frankfurt 1957.
- ZAPFE, H.: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Ein Massenvorkommen von Gastropoden im Dachsteinkalk des Tennengebirges, Salzburg. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **65**, S. 57—69, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1962.

- Abb. 6:** Grapestone-Fazies. Grapestones und Pelloide beherrschen das Schliffbild. Alle anderen Komponenten weisen Mikrithüllen auf. Aragonitisches Schalenmaterial wurde gelöst und die entstandenen Hohlräume durch sparitischen Zement erfüllt. — Profil Kreuz-Westgrat, Probe ÖMV/097/2090; ca. 8-fach.
- Abb. 7:** Oolithische Fazies. Selten auftretende Ooide charakterisieren diese Fazies. Die häufigsten Komponenten sind Pelloide. Der intergranuläre Porenraum wurde teilweise von mikritischem Zement erfüllt, vor dessen Bildung eine sparitische Zementgeneration ausgefällt wurde. — Profil Kreuz-Westgrat, Probe ÖMV/097/2168; ca. 8-fach.
- Abb. 8:** Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies. Kalkalgen und große Foraminiferen (Involutinidae) sind für diesen Faziesbereich kennzeichnend. Auch im Detritusanteil überwiegen Kalkalgenreste. — Profil Schermberg-Nordwand, Probe ÖMV/097/2028; ca. 8-fach.
- Abb. 9:** Pellet-Schlamm-Fazies: Pellets und Schlamm-Aggregate sind vorherrschend. Die mikritische Matrix ist teilweise zu Mikro- und Pseudosparit rekristallisiert. — Profil Schermberg-Nordwand, Probe ÖMV/097/2008; ca. 8-fach.



- Abb. 10:** Schlamm-Fazies. Biomikrit, dessen Biogene fast ausschließlich von dünnchaligen Foraminiferen (Involutinidae, Nodosariidae) gestellt werden. — Profil Schermberg-Nordwand, Probe ÖMV/097/2071; ca. 8-fach.
- Abb. 11:** Mikrostalaktitischer Zement. An der „Decke“ eines Hohlraumes kam es zur Bildung einer dicken Zementlage (Wechselagerung von mikritischem und sparitischem Zement), während am Boden und an den Seitenwänden dieser Zement fehlt. — Profil Kreuz-Westgrat, Probe ÖMV/097/2101; ca. 12,5-fach.
- Abb. 12:** Diagenetisches Sediment. Große Hohlräume wurden teilweise mit Silt, der einer sparitischen Zementgeneration auflagert, geopetal gefüllt. In den Resthohlräumen kam es zur Bildung von Pflasterkalzit. — Profil Schermberg-Nordwand, Probe ÖMV/097/2026; ca. 12,5-fach.
- Abb. 13:** Kössener Kalk. Biomikrit mit Pellets. — Profil Kreuz-Westgrat, Probe ÖMV/097/2171; ca. 8-fach.





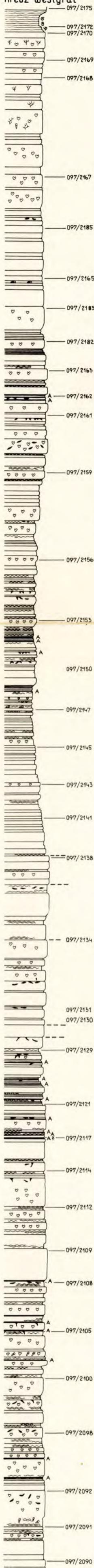
Osteil der Schermberg-Nordwand mit Lage des aufgenommenen Profiles.



Kreuz-Westgrat mit Lage des aufgenommenen Profiles.

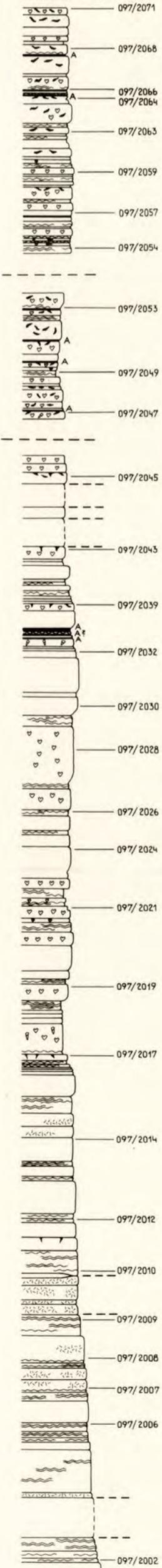
DETAILPROFILE DES
GEBANKTEN DACHSTEIN =
KALKES AM NORDRAND
DES TOTEN GEBIRGES

VON
W. PILLER
1972



- dolomitisiertes Glied C
- A Glied A
- Hohraumfüllung mit Glied A
- Feinschichtung in Glied B (meist Algenstromatolithe)
- mergelige Zwischenlagen
- Megalodonten
- Gastropoden
- Korallen
- Cephalopoden
- Brachiopoden und Bivalven
- Hössener Schichten
- Störung
- 097/2159 Probenentnahmepunkt

Scherberg Nordwand



LEITNER