

FACIES	9	1-60	Taf. 1-8	25 Abb.	1 Tab.	ERLANGEN 1983
---------------	----------	-------------	-----------------	----------------	---------------	----------------------

**Sedimentation und Diagenese einer absinkenden Karbonatplattform:
Rhät und Lias des Brunnstein-Auerbach-Gebietes, Bayerische Kalkalpen**

**Sedimentation and Diagenesis of a Subsiding Carbonate Platform:
Rhaetic and Liassic of the Brunnstein-Auerbach Region, Bavarian Calcareous Alps**

Michael **Schott**, München

SCHLÜSSELWÖRTER: FAZIES - DIAGENESE - KARBONATPLATTFORMEN - RIFFE - PALÄONTOLOGIE -
FORAMINIFEREN - FOSSILDIAGENESE - BAYERISCHE KALKALPEN - TRIAS - LIAS

I N H A L T

Zusammenfassung - Summary

1	<u>Einleitung - Introduction</u>	4
2	<u>Geologischer Rahmen - Geology</u>	4
3	<u>Stratigraphie - Stratigraphy</u>	6
3.1	Rhät	6
3.2	Lias	8
4	<u>Mikrofazies der stratigraphischen Einheiten - Microfacies of Stratigraphic Units</u>	10
4.1	Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät (Mikrofaziesbereiche 1-9)	10
4.2	Oberrhätische Riffkalke i.w.S. (Mikrofaziesbereiche 10-20)	13
4.3	Lias - Schwellenfazies (Mikrofaziesbereiche 21-24)	19
4.4	Statistische Überprüfung der Mikrofazieskorrelationen	22
4.5	Synoptisches Mikrofaziesprofil	23
5	<u>Ein neues Riffmodell: Ein "Plattform-Vorriff" auf dem inneren, offen-marinen Schelf - A New Reef Model: A "Platform Forereef" on the Open-marine Shallow Inner Shelf</u>	24
6	<u>Sedimentationsmodell - Depositional Model</u>	25
7	<u>Statistische Verteilung der Foraminiferen - Quantitative Distribution of the Foraminifera</u>	28
7.1	Foraminiferenverteilung in den Mikrofaziesbereichen	28
7.2	Palökologische Stellung wichtiger, faziesanzeigender Foraminiferen	30

Anschrift: Dipl. Geol. M. Schott, Institut für Paläontologie und historische Geologie,
Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2

7.3	Diversität und Individuendichte	31
7.4	Verteilung der Foraminiferen - Großgruppen	32
8	<u>Diagenese - Diagenesis</u>	32
8.1	Einführung	33
8.2	Diagenetische Veränderung der Involutinidae	34
8.2.1	Involutinendiagenese in den Mikrofaziesbereichen	34
8.2.2	Diagenetische Involutinenzonen	35
8.3	Diagenesemodell einer absinkenden Karbonatplattform	38

Literatur

Z U S A M M E N F A S S U N G

Rhät und Lias des Brunnstein - Auerbach - Gebietes zeigen folgende sedimentäre Entwicklung:

- Über den Stillwasserablagerungen der Kössener Mergel folgen dunkle, bituminöse Bankkalke des mittleren/oberen Rhät, die einen intertidalen Ablagerungsraum anzeigen. Sie sind durch Laminite, Mikrite mit Hohlraumgefügen, Algenmikrite, dolomitisierte Pelmikrite, Oomikrite und Biopelsparite gekennzeichnet.

- Die Oberrhätischen Riffkalke im Hangenden bilden sich unter Einfluß eines zentralen Riffareals auf eine flache, subtidale Plattform. Der dem Plattformriff nördlich vorgelagerte Vorriffbereich ("Plattform-Vorriff") bildet sich auf dem inneren, flachen, offenen Schelf. Er läßt sich in einen riffnahen, hochenergetischen Bereich (= Zone 1, bis etwa 1,5 km Entfernung vom zentralen Riffareal) und in einen nieder-energetischen, tieferen Bereich (= Zone 2: 1,5-3 km Entfernung vom Riff) gliedern. Daran schließt sich eine wieder höher-energetische Zone ohne Riffeinfluß an. Die Zone 1 zeichnet sich durch sehr feinkörnige (< 0,5 mm), sparitisch zementierte Biogensande einer Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies aus. Die Zone 2 beinhaltet eine relativ grobkörnige (mm - cm), mikritische Biogendetritus-Onkoid-Fazies mit Bioklasten des Riffschuttmaterials. Den riffernen Bereich bestimmen Biosparite einer Dasycladaceen-Foraminiferen-Fazies.

- Das Hangende der Oberrhätischen Riffkalke bilden Biomikrite der Oberrhätischen Mergelkalke mit *Triasina hantkeni* MAJZON. Eine kontinuierliche Vertiefung des Ablagerungsraumes ist angezeigt.

- Die Sedimente des Lias bilden im flachneritischen Bereich über der Biolithitfazies und der Zone 1 der Vorriff-Fazies des Rhät die Schwellenfazies mit Bunten Cephalopodenkalken, Adneter- und Hierlatzkalken, Kieselkalken und der Rotwandfazies. Geringe Mächtigkeiten, ein wechselnd hoher Anteil an Echinodermenbruchstücken und Spicula, kleinwüchsige Miliolidschaler der Gattung *Ophthalmidium* und das Fehlen von Algen sind charakteristisch.

Die Foraminiferen-Verteilung zeigt für die riffnahe Bahamit-Grapestone-Fazies neben *Trochammina*, *Glomospira/Glomospirella* und *Agathammina*, sessile Sandschaler und Milioliden. Involutinen fehlen stellenweise ganz, überwiegen dagegen in der Ooid-Fazies. Die Biogendetritus-Onkoid-Fazies liefert neben Textularien deutlich Tetrataxiden und Involutinen. Die riffernen Biosparite fallen durch das völlige Fehlen von Tetrataxiden und ihren hohen Anteil an Involutinen auf.

Die Strukturen der diagenetischen Veränderung der Involutinen lassen sich i.a. eindeutig einem der beschriebenen Bildungsräume zuordnen (= Diagenetische Involutinenzonen). Die Analyse der diagenetischen Entwicklung ergibt:

- für die dunklen, bituminösen Bankkalke ein rasches Einsetzen der Mikritverfestigung und eine frühe Lösung des Aragonits (aktive meteorisch-marine-phreatische Mischzone).

- für die höher-energetischen riffnahen und riffernen Biosparite der Oberrhätischen Riffkalke ein relativ spätes Einsetzen von Zementation und Sedimentverfestigung (marine-phreatische Zone). Mikritisierung und Vorgänge der Inversion setzen schon früh ein.

- für die nieder-energetischen, riffnahen Bio- und Onkomikrite ein relativ frühes Einsetzen der Mikritverfestigung.

- Die Aragonitlösung erfolgt im riffnahen Bereich i.a. gleichzeitig während oder nach der Sedimentverfestigung, in den riffernen Fazieszonen meist schon vor oder während der Zementation.

- für die Rotkalke des Lias einen sehr späten Beginn der Sedimentverfestigung, bei meist vorangegangener Aragonitlösung (marine-phreatische Zone mit geringem Porenwasseraustausch).

S U M M A R Y

The sedimentary development of the Brunnstein-Auerbach region during the Rhaetic and the Lias is indicated as follows:

- the sedimentary basement is formed by marly "Kössen Beds" (Lower Rhaetic) which are overlain by dark, bituminous, bedded limestones (Middle/Upper Rhaetic). These limestones are characterized by laminites, micrites and algal-micrites with birdseyes, dolomitic pelmicrites, oomicrites, and biopelsparites, deposited in an intertidal environment.

- the "Upper Rhaetic Reef Limestones" form under the influence of a central reef area affecting the shallow subtidal platform. The fore-reef area lies to the north of the platform reef on the open-marine, shallow, inner shelf region. This "platform fore-reef" can be divided into a high-energy near-reef area (= zone 1, up to 1.5 km from the central reef area) and a low-energy deeper-water area (= zone 2, 1.5-

3 km from the reef). It is followed by a higher-energy area without any reef influence. Zone 1 consists of small-grained bio- and oosparites (grainstones) of a Bahamite-Grapestone-Oolite Facies. Zone 2 contains biomicrites with and without reef-detritus and oncomicrites (wackestones and floatstones), which form a Bioclastic-Oncoïd Facies. The northern, far-reef sediments are characterized by an Algal-Foraminifera Facies with Dasycladacean algae and Involutinidae.

- the uppermost part of the Rhaetic consists of micrites or biomicrites with *Triasina hantkeni* MAJZON. A continuous subsiding of the platform is indicated.

- the Liassic sediments overlying the biolithites and zone 1 of the Rhaetic fore-reef facies form in a shallow neritic environment, producing yellow-reddish biopelsparites and biopelmicrites ("Colored Cephalopod Limestone"), red, nodular biomicrites ("Adnet Limestone"), reddish or gray crinoidal limestones ("Hierlatz Limestone"), siliceous biomicrites (spiculites) and red biopelmicrites interbedded with red siliceous spiculites ("Rotwand Facies"). These facies are not very thick and are characterized by changing percentages of crinoidal fragments and spicules, very small Miliolidae of the genus *Ophthalmidium*, and the absence of algal-structures.

The quantitative distribution of foraminifera within the near-reef Bahamite-Grapestone Facies consists of *Trochammina*, *Glomospira/Glomospirella*, *Agathammina*, sessile Textulariidae and Miliolidae. Involutinidae are completely absent in places, but abundant within the Oolite Facies. The Bioclastic-Oncoïd Facies contains *Trochammina*, *Glomospira/-spirella*, sessile Textulariidae and Miliolidae, *Tetrataxis*, *Duo-stomina*, and *Aulotortus*.

The diagenetic structures of the Involutinidae are clearly associated with the sedimentary environments described ("Diagenetic zones of Involutinidae"). An analysis of the diagenetic development shows

the following:

- for the dark, bituminous, bedded limestones speedy micrite consolidation and early dissolution of aragonite occur (active marine freshwater mixing zone).
- for the higher-energy, near- and far-reef biosparites of the "Upper Rhaetian Reef Limestones" cementation and consolidation begin relatively late (marine phreatic zone). Micritization and inversion start earlier.

- for the lower-energy, near-reef bio- and oncomicrites micrite consolidation begins relatively early. The dissolution of aragonite in the near-reef areas takes place during or after sediment-consolidation, in the far-reef areas usually before or during cementation.
- for the red Liassic limestones matrix-consolidation begins very late and is preceded by aragonite dissolution (stagnant marine-phreatic zone).

1 EINLEITUNG - INTRODUCTION

The aim of this paper was to develop models of the depositional and post-depositional development of a subsiding carbonate platform using the methods of microfacies analysis along with environmental and paleocological interpretations. The geographic setting of the area investigated is shown in Fig. 1.

Mit den Methoden der Mikrofaziesanalyse, Palökologie- und Milieuinterpretation soll ein Modell der sedimentären und diagenetischen Entwicklung einer absinkenden Karbonatplattform im Rhät und Lias entwickelt werden. Als Untersuchungsgebiet wurde das Brunnstein-Auerbach-Gebiet gewählt, dessen geographische Lage Abb. 1 zeigt. Zur mikrofazialen Typisierung der Karbonate werden die Nomenklaturen nach FOLK (1959, 1962) und DUNHAM (1962), die in FLÜGEL (1978, 1982a) zusammengestellten Komponenten-kategorien und die semiquantitativen Schätzmethode nach

FLÜGEL (1978) und SCHÄFER (1969) verwendet. Die aufgestellten Mikrofaziesbereiche (MFB) werden mit den Standardmikrofaziestypen nach WILSON (1975) und den Fazieszonen nach FLÜGEL (1972) und P. SCHÄFER (1979) verglichen. Die Methode und Interpretation der statistischen Verteilung der Foraminiferen schließt an die Arbeiten von HOHENEGGER & LOBITZER (1971), HOHENEGGER & PILLER (1975 a-c), SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN (1978), SCHÄFER (1979) und DULLO (1980) an.

Die Grundlagen zur Verwendung der Involutinen als Indikatoren des frühdia-genetischen Geschehens ergeben sich aus PILLER (1978). Die Definitionen und Beschreibungen zu Diagenesevorgängen richten sich nach BATHURST (1975), FOLK (1965), FLÜGEL (1982a), FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) und LONGMANN (1980).

2 GEOLOGISCHER RAHMEN - GEOLOGY

The "Brunnstein-Auerbach Region" belongs to the "Bavarian Synclinorium" as a part of the "Lechtal-Decke"; this stratigraphic sequence extends from the Lowermost Triassic to the Middle Cretaceous and in the area investigated from the Lower Rhaetic ("Kössen Beds") to the Lower Cretaceous ("Neocom Aptychen Beds"). The tectonic is characterized by four synclines which have

an east-west strike (Fig. 2). The main fault ("Mühlbach-Larchgraben Fault") shows only vertical movement.

Das Gebiet von Brunnstein-Auerbach (Abb. 1) an der österreichisch-deutschen Grenze, nahe Kufstein, gehört großtektonisch zur Lechtaldecke und liegt innerhalb dieser

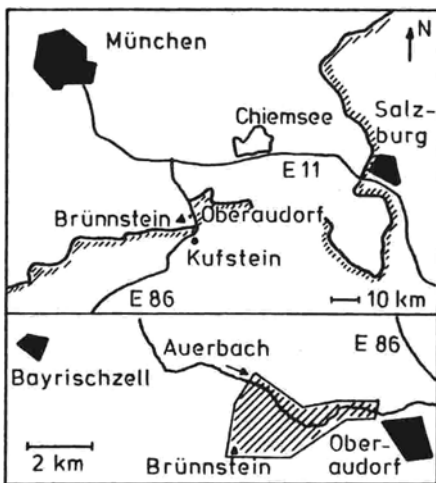


Abb. 1. Geographische Lage des Brunnstein-Auerbach-Gebietes

Geographic setting of the Brunnstein-Auerbach region.

im Bereich der Muldenzüge des Bayerischen Synklinoriums (HAHN 1914, HASEMANN 1929, SCHMIDT-THOMÉ 1958, 1964, THURNER 1961, TOLLMANN 1970a, 1970b, 1971). Die Schichtfolge der Lechtaldecke reicht mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 1200 m (THURNER 1961) von der untersten Trias bis zur mittleren Kreide, wobei die größten Mächtigkeiten der Hauptdolomit einnimmt. Hauptdolomit- und Plattenkalkfazies des Nor (DAQUÉ 1912, HASEMANN 1929) sind südlich des Brunnstein aufgeschlossen. Im Arbeitsgebiet bilden Kössener Mergel des Rhät (FABRICIUS 1966, WOLFF 1968) das Liegende. Darüber folgt eine hier neu beschriebene Sonderfazies des Rhät mit dunklen, bituminösen Bankkalken, aus denen sich die Oberrhätischen Riffkalke (HAHN 1914, FABRICIUS 1966, TOLLMANN 1976a, WOLFF 1967) entwickeln. Die bis zu 200 m mächtigen Bioherme beschränken sich im Bereich des Synklinoriums auf dessen südlichen Teile, von W nach E: Kien- und Achsenstein, Roß- und Buchstein, Leonhardstein, Brunnstein (FABRICIUS 1966).

Die Morphologie, die durch die Ablagerungsbedingungen des oberen Rhät und durch die nachfolgende unterschiedliche Kompaktion gebildet wurde, prägt die fazielle Entwicklung des Lias. Die Lias-Schwellenfazies über den Biolithiten und den riffnahen Schuttkalken ist mit Bunten Cephalo-

podenkalken, Adneter Kalken und Hierlatzkalken (FABRICIUS 1966, TOLLMANN 1976a) und mit der Rotwandfazies (HASEMANN 1929, OSSWALD 1928) vertreten. Zum Becken vermitteln Kieselkalke (TOLLMANN 1976a:300), die sich dort mit den Allgäuschichten (JACOBSHAGEN 1965) verzahnen.

Der Dogger wird durch eine Spatkalkfazies vom Typ des Laubensteinkalkes (TRAUTH 1922) gebildet. Darüber folgen Radiolarite des Malm, die im Hangenden in bunte, radiolarienreiche Karbonate (= bunte Aptychenschichten) übergehen, die von grauen Aptychenschichten (Ammergauerschichten bei TOLLMANN 1976a:351) überlagert werden.

Tektonisch können im Brunnstein-Auerbach-Gebiet vier ost-west-streichende Großmulden auseinandergehalten werden (HASEMANN 1929, SCHOTT 1981). Dies sind von S nach N: Brunnstein-, Oberaudorfer-, Fuchsstein-, Fahrenberg-Mulden (Abb. 2). Sie sind in

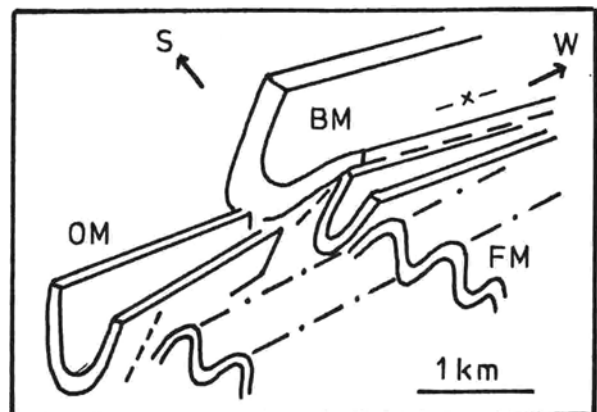


Abb. 2. Tektonische Strukturskizze des Brunnstein-Auerbach-Gebietes bezogen auf die Oberrhätischen Riffkalke.

Structural outline of the Brunnstein-Auerbach region related to the "Upper Rhaetian Reef Limestone".
BM = Brunnstein-Syncline, OM = Oberaudorfer-Syncline, FM = Fuchsstein-Synclines.

Abhängigkeit von ihrer faziellen Ausbildung als großräumige, intern wenig verfaltete Muldenzüge (Brunnsteinmulde mit Rhät-Riffkalke und Lias-Schwellenfazies) oder als vielfach zu untergliedernde, kleinräumig stark verfaltete Muldenzüge (Fuchsstein-Mulden mit Allgäuschichten) ausgebildet.

Eine Komplizierung der tektonischen Verhältnisse ergibt sich durch eine Vielzahl NW-SE-streichender Störungen, zu denen auch die Hauptstörungszone, die Mühlbach-Larchgraben-Störung (HASEMANN 1929), gehört. Sie läßt, im Gegensatz zu den nördlich und südlich des Arbeitsgebietes liegenden NW-SE-Störungen, die rechtssinnige Blattverschiebungen sind, nur vertikale Bewegungen erkennen (TOLLMANN 1976b:154).

Aus der tektonischen Analyse (SCHOTT 1981) lassen sich für das Synklinorium zwischen Bayrischzell und Inntal folgende Bewegungsvorgänge ableiten:

- 1) Mulden- und Sattelbildung mit generellem E-W-Streichen durch tangentialen N-S-Druck. Die dem Achsensystem der Falten zugehörigen Dehnungs- und Scherklüfte bilden sich gleichzeitig aus.
- 2) Länger anhaltende N-S-Drucke führen, bei zugleich zunehmender E-W-Einengung, zu

Muldenaufwölbungen mit Überschiebungen entlang geeigneter Gleitebenen (Brünsteinmulde über Oberaudorfer Mulde West). Dies bedingt Verschiebungen der b-Achsen und NW- bzw. NE-Achsenpläne, die einer zusätzlichen Querwellung entsprechen (vgl. NAGEL et al. 1976:551). Die Verstellung der Muldenachsen erfolgt noch vor Beendigung der Faltungsvorgänge.

3) Spätphase der tangentialen Einengung mit kleineren Überschiebungen und Verschüppungen, besonders im Aufsteigen von Muldenflanken an Sattelstrukturen, bei Wechsellagerung von unterschiedlich faltungskompetentem Material (im Bereich der Oberaudorfer- und Fuchsstein-Mulden).

4) Jungtertiäre, vertikale Bruchstrukturen durch isostatische Ausgleichsbewegungen sind besonders mit NW- bis NNW-, NE- bis ENE- und N-S- bzw. E-W-Störungen vertreten.

3 STRATIGRAPHIE - STRATIGRAPHY

The "Kössen Beds" are formed by black marls which have been greatly reduced by tectonics. They represent the Lower to Middle Rhaetic. They are overlain by dark, bituminous, bedded limestones which form the lower part of the Brünstein syncline. Their stratigraphic age results from their position between the "Kössen Beds" and the "Upper Rhaetian Reef Limestone", which can be subdivided megascopically into a massive biolithite facies (central reef area), which forms the Brünstein, and a bioclastic-oolitic facies. These yellowish-white bedded limestones have a thickness of 100 m within the near-reef area (zone 1). This thickness decreases to 40 m at a distance of 1 - 1.5 km from the Brünstein (zone 2) but it increases again to as much as 60 m in the far-reef region (3 km from the Brünstein).

The development of the Liassic sediments depends on the Upper Rhaetian morphology. Above the reef and near-reef facies they are characterized by red biomicrites,

biopelmicrites, and crinoidal limestones. The far-reef facies are overlain by deeper water spiculites ("Allgäu Beds").

3.1 RHÄT

Im Gegensatz zu weiten Gebieten der Nördlichen Kalkalpen, in denen die Mergelfazies des Rhät dominiert, herrscht im Arbeitsgebiet die karbonatische Fazies vor.

Die Kössener Schichten sind durch Kössener Mergel vertreten, die tektonisch stark reduziert sind. Eine Sonderfazies mit dunklen, bituminösen Bankkalken, in einer bis zu 100 m mächtigen Ausbildung, schaltet sich zwischen Kössener Mergel und Oberrhätischen Riffkalk. Der Oberrhätische Riffkalk bildet unter dem ökologisch sehr wirksamen Einfluß eines zentralen Riffareals eine hochdifferenzierte Einheit. Die stratigraphische Grenze zum Lias kann dank der durchgehend als Hangendgrenze der Oberrhätikalke ausgebildeten Serie eines

grauen Biomikrites mit *Triasina hantkeni* MAJZON (= Oberrhätischer Mergelkalk) gut definiert werden.

Die Kössener Mergel erscheinen als schwarze bis dunkelgraue, tonreiche, fos-silarme Mergel. Ihre dunkle Färbung wird durch organischen Kohlenstoff, daneben aber auch durch Pyrit erzeugt, der in Aggregaten von kleinen Körnern auftritt (= Rogenpyrit nach FABRICIUS 1961). Die sehr arme Fauna besteht aus glattschaligen Ostracoden und Foraminiferen der Lagenidae.

Kössener Mergel bilden den Gleithorizont der Überschiebungsfläche der Brunnsteinmulde über den Westteil der Oberaudorfer Mulde. Sie sind dadurch stark beansprucht und reduziert. Angaben zur zeitlichen Stellung der Kössener Schichten macht WOLFF (1968). Er beschreibt die Fauna als typisch für unteres und mittleres Rhät. HASEMANN (1929) korreliert die angeführte Fossilliste GÜMBELs (1861) für das Traithen-Gebiet mit der Kössener Gruppe II von OSSWALD (1925), die dem unteren und mittleren Rhät entspricht. FABRICIUS (1966) stellt die Kössener Schichten der Thiersee Mulde vorwiegend in das untere Rhät.

Pyritgehalt kennzeichnet zusammen mit der armen, benthonischen Fauna die Kössener Mergel als Halbfaulschlamm-bildung in einem schlecht durchlüfteten Stillwasserbereich mit sauerstoffarmer Bodenwasser-schicht.

Die dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät erscheinen als dunkelgraue, graubraune bis dunkelbraune, dichte, stark bituminöse, zum Teil dolomitisierete, im dm- bis m-Bereich gebankte Kalke. Sie bauen einen bis zu 100 m mächtigen unteren Anteil der Brunnsteinmulde auf. Ihr Biogengehalt wird durch sedimentbindende Algenrasen (angezeigt durch Algengefüge und Laminite) neben einer geringdiversen Mikrofauna (teilweise mit hoher Individuendichte) gebildet, die sich überwiegend aus kleinwüchsigen Foraminiferen der Involutinina oder Textulariina, partienweise angehäuften Ostracodenschalen und Filamenten zusammensetzt (siehe Ab-

schnitt 4.1). In Gesteinen mit Algengefügen ist *Microtubus communis* FLÜGEL zu finden.

Die Serie wird direkt von den Oberrhätischen Riffkalken überlagert und verzahnt sich mit ihnen. Die Liegendgrenze ist durch die Kössener Mergel bestimmt. Ihre stratigraphische Stellung liegt somit im Bereich des mittleren/oberen Rhät. Die geringe Diversität einer kleinwüchsigen, zartschaligen Fauna bei wechselnd hoher Individuendichte, Algenlaminite, Hohlraumgefüge (birds-eyes) und zwischendurch auftretende Resedimentationshorizonte weisen auf wechselnde Ablagerungsbedingungen in geschützten, wenig gut durchlüfteten Stillwasserbereichen und zeitweilig exponierteren Bewegwasserzonen eines flachen, intertidalen Meeresraumes. Fazies und Bildungsmilieu der dunklen, bituminösen Bankkalke zeigen mitunter Gemeinsamkeiten mit den Bildungen der Plattenkalke des Nor.

Oberrhätische Riffkalke - Der Begriff ist hier im weiteren Sinn zu verstehen. Sie zeigen je nach ihrer Ablagerungsregion und -zeit verschiedene fazielle Ausbildungen:

a. Biolithit-Fazies = Riff-Fazies i.e.S. Es sind weiße, bis gelblich-weiße, reine Karbonate. Ihre Ausbildung ist massig und hat wandbildenden Charakter (Brunnsteingipfel). Sie werden von hermatypen Organismen (Korallen, Kalkalgen, Schwämme) aufgebaut, d.h. die biogene Anlagerung ist faziesbestimmend. *Thecosmilia clathrata* (EMMRICH) ist der Hauptriffbildner. Der Raum zwischen dem Gerüst der Riffbildner ist mit feinkörnigen, oft gradierten Riffhöhlensedimenten gefüllt.

b. Biogendetritus-Ooid-Fazies. Es sind gelblich-weiße bis hellgraue, im dm-Bereich gebankte Kalke mit biogendetritischen, ooidischen Merkmalen. Sie machen den größten Teil der Oberrhätischen Riffkalke im Arbeitsgebiet aus. Ihre Mächtigkeit beträgt im Süd- und Ostteil der Brunnsteinmulde, nahe dem zentralen Riffareal, ca. 100 m. Sie reduziert sich nach Norden, in etwa 1 km Entfernung vom Brunnsteingipfel, auf ca. 40 m. Die mikrofazielle Analyse (Abschnitt 4.2) ergibt, daß in diesem Bereich der Hangab-

fall von der mächtigen Ausbildung der Kalkarenite der höherenergetischen, riffnahen Zone zu den Fossilschuttkalken des niederenergetischen, rifferneren Bereichs mit geringerer Sedimentproduktion liegt. Weiter im Norden, im Auerbachgebiet, erreichen die Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. wieder etwas größere Mächtigkeiten, mit bis zu 60 m. Die Biogendetritus-Fazies zeichnet sich durch eine große Vielfalt an Organismen aus. Neben Korallen- und Schwammbruchstücken erscheinen in erster Linie Foraminiferen und Algen. Die Algen kommen sowohl als Krusten, als auch als Kalkalgenrasen mit Solenoporaceen und Dasycladaceen vor. In Abhängigkeit vom entsprechenden Bildungsraum und Faziestyp treten Foraminiferen aller Unterordnungen auf. Biogenanteile stellen weiterhin Echinodermenbruchstücke, Gastropoden, Ostracoden, Bivalvenschalen und Filamente.

c. Oberrhätischer Mergelkalk. Es sind grau bis ocker gefärbte, im 10-20 cm-Bereich gebankte, mikritische Kalke. Sie kommen überwiegend als Hangendanteil der Biogendetritus-Ooid-Fazies im Liegenden der Lias-Basiskalke vor. Ihre Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter. Sie erscheinen als Mikrite oder Biomikrite mit Foraminiferen, Kalkalgen, Echinodermenbruchstücken, Filamenten und Gastropoden. Ein häufiges Auftreten von *Triasina hantkeni* MAJZON ist charakteristisch und belegt noch ihre Zugehörigkeit zum Rhät.

Da die Oberrhätischen Mergelkalke den höchsten Anteil der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. bilden und darüber jeweils eine Faziesausbildung des Lias folgt, ist die Entwicklung der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. mit der stratigraphischen Grenze Rhät/Lias beendet. Die Bezeichnung "Rätolias-Riffkalk" (FABRICIUS 1959) braucht hier also nicht verwendet zu werden.

3.2 LIAS

Der Gesamtcharakter der Lias-Gesteine zeichnet sich (mit Ausnahme der Adneter Kalke) durch einen meist hohen Gehalt an Schwammspicula aus, der in den Kieselkalken

besonders hoch ist. Im Vergleich mit den Karbonaten des Rhät fehlen Kalkalgen, Algenumkrustungen oder Spuren von Algentätigkeit (z.B. Mikritisierung) völlig.

Die Bunten Cephalopodenkalke sind gekennzeichnet durch graue oder braune bis gelblich-rote, mikritische bis feinspätige, ebenflächig gebankte (10-50 cm), geringmächtige (4-6 m) Kalke. Sie erscheinen nur im Ostteil der Brunnsteinmulde (Schwellenfazies). Den Hauptbiogenanteil bilden Spicula und Echinodermenbruchstücke. Daneben kommen Foraminiferen, Gastropoden, Filamente und Ostracoden vor (siehe Abschnitt 4.3). Eine etwa 1 m mächtige, eher mikritische, graue Lias-Basis kann ausgehalten werden. FABRICIUS (1966) stellt die grauen Lias-Basiskalke in Korrelation mit den Angaben von HAHN (1911) und ULRICH (1960) in das untere Hettangium. Zum Bildungsmilieu siehe Abschnitt 4.3.

Die Adneter Kalke sind ausgebildet als rote, gelblich-rote, auch grünlich-rote, mikritische Knollenkalke. Ihre Mächtigkeit erreicht nur bis zu 4 m. Die Mikrofauna zeigt oft hohe Diversität und Individuendichte. Sie setzt sich aus Echinodermenbruchstücken, Foraminiferen, Filamenten, Gastropoden, Ostracoden und Ammoniten zusammen (siehe Abschnitt 4.3). Sie sind hauptsächlich im Schwellenbereich (Brunnsteinmulde) über Oberrhätischen Mergelkalken oder Bunten Cephalopodenkalken ausgebildet und werden hier von Kieselkalken und Rotwandfazies überlagert. Sie erscheinen zum Teil auch als basaler Lias unter Allgäuschichten (Beckenfazies). Der Bildungsraum der roten Knollenkalke liegt im Stillwasserbereich der flachneritischen Zone und umfaßt im Brunnstein-Auerbach-Gebiet eine gleichzeitige Bildungsregion von mindestens 40 m Tiefendifferenz. Eine geringe Sedimentationsrate bei diskontinuierlicher frühdiaenetischer Entwicklung, mit zeitweise wiederholter Kalklösung (Subsolution nach HOLLMANN 1962, 1964) bei Karbonatuntersättigung ist angezeigt. Der erhöhte Tongehalt kann als Lösungsrückstand gedeutet werden. Die Knollen, die Verfestigungen verschiedener Sedimentations- und Diageneseepochen

entsprechen, zeigen z.T. Bewuchs durch sessile Organismen (Serpeln), der, wie auftretende Bohrgänge im Sediment (Taf. 6/3), für Hartgrundkrustenbildung spricht. Eine starke Durchwühlung des unverfestigten Schlammbodens ist durch ein dichtes Bioturbationsgefüge angezeigt. Das Alter der Adneter Kalke umfaßt, je nach Ablagerungsraum, Bereiche des unteren bis mittleren Lias.

Der Hierlatzkalk wird gebildet aus roten, rötlich-gelben, teilweise auch grauen, gebankten (dm-Bereich) Echinodermenspatkalken mit sehr geringen Mächtigkeiten (1-3 m). Er verzahnt sich auf der Tiefschwelle mit Adneter Kalken, im Bereich der Beckenfazies in grauer Varietät mit den polymikten Konglomeraten der Allgäuschichten. Der Biogenanteil wird überwiegend von Echinodermenbruchstücken gestellt (50-90 Vol. %), vereinzelt erscheinen daneben Spicula, Gastropoden, Brachiopoden, Filamente und Foraminiferen. Die zeitliche Verbreitung entspricht, wie die Bildungsregion, etwa der der Adneter Kalke. Die Wirkung von untermeerischen Strömungen spielt hier, wie bei den polymikten Konglomeraten, eine wichtige Rolle bei der starken Anreicherung von Echinodermenmaterial.

Die Bezeichnung Kirchsteinkalk (=Lias-Kieselkalk) führt TOLLMANN (1976a:300) ein, als stratigraphischen Namen für die Bildungen des Lias-Kieselkalkes, die zwischen Schwellen- und Beckenfazies vermitteln. Es sind hell- bis dunkelgraue, im 10-30 cm-Bereich, ebenflächig gebankte Kieselkalke mit Mächtigkeiten von 10-40 m. Kieselschwammnadeln bilden die Hauptkomponente (50-60 Vol. %) im Sediment und sind zugleich Lieferanten des hohen Kieselsäureanteils. Infolge der Stellung der Kieselkalke (zwischen Adneter Kalken und Rotwandfazies bzw. Dogger-Spatkalken) werden sie hier als Bildungen des mittleren und oberen Lias angesprochen. Ihr Ablagerungsmilieu ist ein Stillwasserbereich, mit geringerer Wassertiefe und besserer Durchlüftung als der der Fleckenmergel.

Die Rotwandfazies erscheint regional be-

grenzt im Bereich der südlichen Muldenzüge des Synklinoriums. OSSWALD (1925) beschreibt sie erstmals für das Risserkogelgebiet aus dem Bereich der Rotwand. Sie wird von dunkelroten, grobspätigen, 10-20 cm dick gebankten Kalken in Wechsellagerung mit dunkelroten Kieselkalken gebildet. Die Bankoberflächen sind uneben bis knollig ausgebildet. Ihre Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen 1 m bis 10 m. Mit ihrem hohen Anteil an Spicula und Echinodermenbruchstücken zeigt sie eine Faziesverwandtschaft zu den Kirchstein- und Hierlatzkalken, mit denen sie sich verzahnt. Von manchen Autoren (TOLLMANN 1976a, FABRICIUS 1966) wird sie als rote Variante des Lias-Kieselkalkes beschrieben. Ihr nichtkieseliger Anteil zeigt jedoch deutliche Unterschiede zum Kirchsteinkalk, mit einem hohen Gehalt an Pezoiden, Gastropoden, Filamenten, Ostracoden und Foraminiferen. Die Rotwandfazies erscheint nur im Bereich der Brunnsteinmulde (Schwellenfazies). Sie folgt dort über Hierlatz-, Adneter- oder Kieselkalken und wird direkt von Dogger-Spatkalken abgelagert. Sie bildet den oberen Lias des Schwellenbereichs.

Die Allgäuschichten setzen sich aus grauen, gut gebankten (5-30 cm) Kalken mit unterschiedlich häufig auftretenden Mergelzwischenlagen, aus hell- bis dunkelgrauen Kiesel- und Hornsteinkalken (im mittleren Teil) und aus grauen gut gebankten, grob-spätigen (mm- bis cm-Bereich) polymikten Konglomeraten und Breccien (im tieferen Teil) zusammen. Charakteristisch ist die oft intensive Durchwühlung des Sedimentes durch marine Anneliden. Bitumen- und Pyritanreicherung in den bioturbierten Sedimentteilen führt zur Ausbildung dunkler Flecken. Die Gesamtmächtigkeit der Allgäuschichten im Auerbachgebiet beträgt 300-350 m. Ihre stratigraphische Reichweite umfaßt den gesamten Lias. Sie sind Bildungen des flach- bis tiefer-neritischen Bereichs. In ihrem liegenden Anteil zeigen sie noch ein günstiges Biotop für Ostracoden und Foraminiferen und eine *Asterosoma-Chondrites*-Spurenassoziation. Im höheren Teil bildet sich, bei zunehmender Vertiefung des Ablagerungsraumes, ein ungünstigeres Milieu mit zuneh-

nehmendem pelagischen Einfluß. Eine *Zoophycos*- Ostracoden und Foraminiferen und die Zunahme von Radiolarien sind charakteristisch.

4 MIKROFAZIES DER STRATIGRAPHISCHEN EINHEITEN - MICROFACIES OF STRATIGRAPHIC UNITS

The dark, bituminous, bedded limestones can be subdivided into 9 microfacies-belts. They are characterized by biomicrites with Involutinidae (1), algal-micrites with birdseyes (2), dolomitic biopelmicrites with Ostracoda (3), pelmicrites without skeletal grains (4), biopelsparites with Textulariidae (5), intramicrites (6), oomicrites (7), dismicrites (8), and biomicrites with oncolitic bioclasts (9). They were deposited within a higher-energy intertidal environment with changing depositional conditions and within restricted areas.

The "Upper Rhaetian Reef Limestones" can be subdivided into 11 microfacies-belts. The biolithites of the central reef area are characterized by *Thecosmilia clathrata* (EMMRICH), which are overgrown by algae, sessile foraminifera, and microproblematica. The framework is filled by partially graded pelmicrites and pelsparites. The shallow high-energy near-reef Bahamite-Grapestone-Oolite Facies consists of oolites (15) at the northern edge as well as small-grained biosparites (grainstones) with bahamites, grapestones, ooids, cortoids, and with (16) and without (17) Involutinidae. A transitional facies (14) to the Bioclastic-Oncoid Facies is made up of biopelsparites (grain-, packstone) with oncolitic bioclasts, grapestones, and cortoids. The Bioclastic-Oncoid Facies indicates a lower energy, deeper water environment with biomicrites containing oncolitic reef-bioclasts (11), biopelmicrites (12), and oncomicrites (13). An Algal-Foraminifera Facies (18) with Dasycladacean algae and Involutinidae can be found in the adjacent area to the north. The uppermost part of the Rhaetic consists of micrites (20) and biomicrites (19) with *Triasina hantkeni* MAJZON. They form the stratigraphic boundary to the Liassic sediments, which are built up by biopelsparites (packstones, 21), nodular

biomicrites (wackestones, 22), crinoidal limestones (23), biopelmicrites (24), and spiculites.

4.1 DUNKLE, BITUMINÖSE BANKKALKE DES RHÄT

Neun Mikrofaziesbereiche werden beschrieben, die überwiegend Bildungen eines intertidalen Plattformbereiches mit hoher organischer Produktion darstellen. In den höherenergetischen Bewegtwasserzonen treten geschützte Stillwasserbereiche auf. Zum Teil werden Ruhigwasserbedingungen durch sedimentstabilisierende Wirkung von Algenrasen vortäuscht. Der intertidale Bereich ist durch Laminite und Hohlraumgefüge angezeigt. Foraminiferen kommen, wenn überhaupt, zahlreich aber in sehr geringer Diversität vor. Ihre Formen bleiben meist auf eine Unterordnung beschränkt (Textulariina oder Involutinina). Ostracoden und Filamente finden sich meist stellenweise gehäuft. Größere Zonen mit sekundärer Dolomitisierung treten auf. Daten zur Matrixverteilung, zum Komponentenbestand sowie zu Rundung und Sphärizität sind Abb. 3 und 4 zu entnehmen.

MFB 1: Biomikrit mit Involutinen - wackestone (Taf. 1/2): Der Mikritanteil überwiegt mit 60 Vol. % gegenüber den Komponenten. Neben einigen Intraklasten erscheinen vereinzelt mikritisierte oder umkrustete Biogenbruchstücke (Rindenkörner, Onkoide). Das Biogenmaterial ist vollständig umkristallisiert und zeigt eine gute Umrißerhaltung. Primäre biogene Hohlräume sind wenig mikritgefüllt. Lösungshohlräume (moldic porosity) sind mit granularem Sparit zementiert. Foraminiferen treten relativ häufig auf mit *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp., *Trocholina umbo* FRENTZEN. Ihre Größe beträgt etwa 1 mm. Daneben findet man Gastropoden (Ø bis 2 mm) und Bivalvenschalen (bis 5 mm Länge).

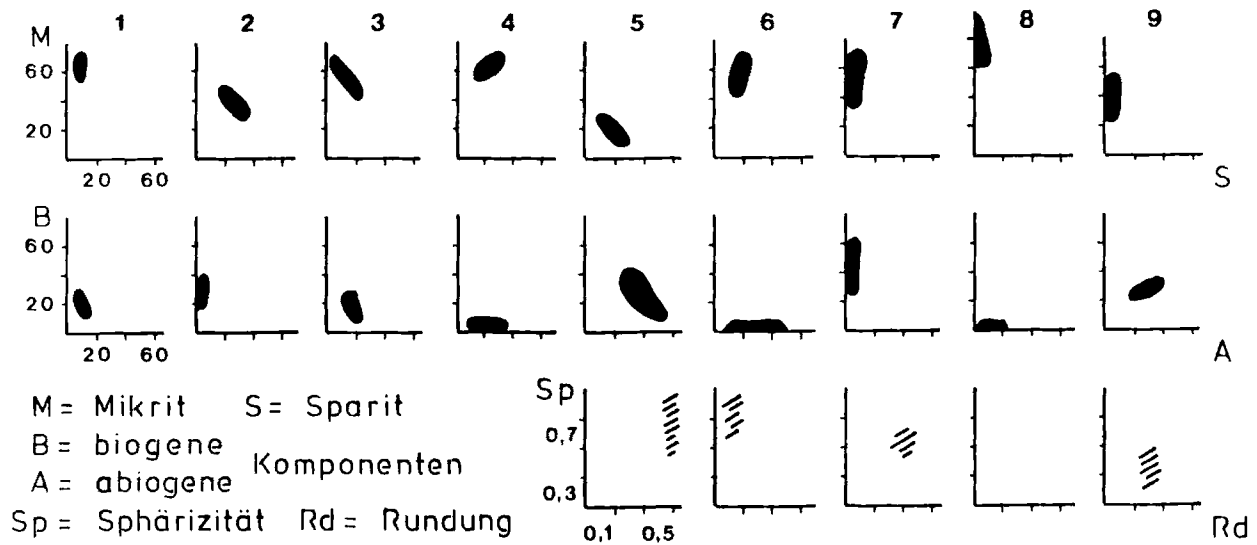


Abb. 3. Verteilung von Mikrit/Sparit, biogenen/abiogenen Komponenten sowie Sphärizität und Rundung der Komponenten innerhalb der Mikrofaziesbereiche 1-9.

Distribution of micrite and sparite, skeletal and non-skeletal grains, sphericity and roundness of particles within the microfacies-belts 1-9. M = micrite, S = sparite, B = skeletal grains, A = non-skeletal grains, Sp = sphericity, Rd = roundness.

Der Faziesbereich entspricht dem Standardmikrofaziestyp (SMF-Typ) 8-9 der Fazieszone 7 bei WILSON (1975), die einen flachen, geschützten Stillwasserbereich charakterisiert. Der zerbrochene, teilweise umkrustete Schillanteil weist auf ein höherenergetisches Milieu der Nachbargebiete.

MFB 2: Algenmikrit mit Hohlraumgefügen (birdseyes) - bindstone (Taf. 1/3,4): Er zeigt überwiegend mikritisches Krümelgefüge (clotted pattern) mit 40-50 Vol. %, zudem deutliche Hohlraumstrukturen, die z.T. von strukturlosen Algenfäden begrenzt sind. Gefüge der Hohlraumbildungen: LF-B-I (unregelmäßig, niedrig detritisch) bis LF-A (deutlich laminoid). *Microtubus communis* FLÜGEL tritt an einigen Stellen konzentriert im Sediment auf. Daneben findet man wenige Filamente und Ostracoden.

Das mikrofazielle Erscheinungsbild und die hohe organische Produktion (hoher Bitumengehalt) weisen auf eine Entstehung des Sedimentes durch sedimentbindende Algenrasen. Eine Beteiligung von Cyanobakterien, die im flachmarinen Bereich ihre eigenen Mikromilieus knapp unterhalb der Sedimentoberfläche schaffen, ist anzunehmen.

Der Faziesbereich entspricht etwa den SMF-Typen 19 und 21 bei WILSON (1975), die stark abgeschnürte Buchten bzw. Gezeitentümpel des intertidalen Bereichs kennzeichnen.

MFB 3: Dolomitisierte Biopelmikrit mit Ostracoden - dolomitisierte wacke- bis packstone (Taf. 1/5): Er weist einen hohen primären Mikritanteil auf (40-65 Vol. %), der als neomorpher Mikrosparit und feinkristalliner Dolomit einer sekundären Dolomitierung vorliegt. Peloiden (Größe um 100 µm, etwa 20 Vol. %) heben sich durch ihre dunkle Färbung vom umgebenden Sediment ab. Den Biogenanteil stellen neben einigen Filamenten hauptsächlich Ostracoden (Ø 0,5 mm), die gehäuft oder auch lagenweise angereichert auftreten. Sie sind ganzschalig oder auch zerbrochen erhalten. Die Schalen sind radial-fibrös rekristallisiert. Bei ganzschaligen Formen erscheint Hohlraumzementierung mit von außen nach innen zunehmenden Kristallgrößen. Der Ablagerungsraum kennzeichnet ein flachmarines Milieu, überwiegend im Stillwasserbereich mit zeitweiliger Sortierung und Anreicherung des Biogenmaterials durch stärkere Turbulenz.

MFB 4: Dolomitisierte Pelmikrit ohne Biogene - dolomitisierte wackestone: Er

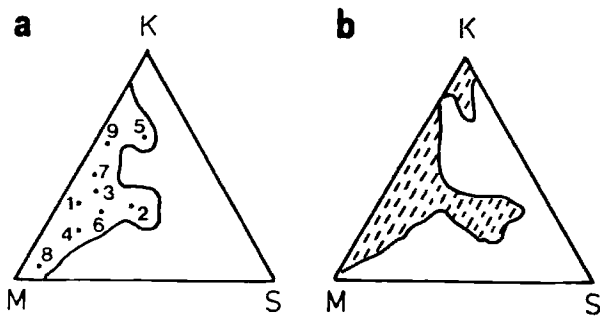


Abb. 4. Mikrit-, Sparit-, Komponenten-Verteilung in den dunklen, bituminösen Bankkalken des Rhät im Brunnsteingebiet (4a, MFB 1-9) im Vergleich mit den intertidalen Ablagerungen des Hauptdolomits und Plattenkalkes der Brandner-Mittagsspitze (4b, vereinfacht nach CZURDA & NICKLAS 1970:215).

Comparison of micrite, sparite, and particledistribution of the dark, bituminous limestones of the Brunnstein region (4a, MFB 1-9) with the intertidal sediments of the "Hauptdolomit" and "Plattenkalk" of the "Brandner-Mittagsspitze" (4b, after CZURDA & NICKLAS 1970:215).

entspricht dem MFB 3, jedoch ohne erkennbaren Biogenanteil, mit einem höheren Gehalt an primärem Mikrit (60-70 Vol. %, als Mikrosparit und feinkristalliner Dolomit) und mehr anorganische Komponenten. Dies sind Peloiden und Lithoklasten (zusammen 30-40 Vol. %) im Korngrößenbereich 50-100-200 μm . Sie zeigen bei variabler Rundung und Sphärizität eine sehr gute Sortierung. Es sind z.T. eingeschwemmte Extraklasten, die sich durch ihre braune Färbung deutlich vom umgebenden Sediment abheben. Die enge Verzahnung und ähnliche Ausbildung mit dem MFB 3 weisen auf einen gemeinsamen Bildungsraum, der dem MFB 4 eine geschütztere Region zuweist, mit nur gelegentlichem Einfluß durch höherenergetische Nachbarbereiche bzw. stärkere Turbulenzen.

MFB 5: Biopelsparit bis -mikrit mit Textularien, z.T. laminiert - grain- bis packstone (Taf. 1/6; 2/1): Er zeigt einen variablen Mikritanteil mit 10-30 Vol. %, der als neomorpher Mikrosparit vorliegt. Feinkristalliner Orthosparit macht bis zu 30 Vol. % aus. Ein hoher Anteil (30-55 Vol. %) an feinkörnigen (50-100 μm) Peloiden ist charakteristisch. Den Biogenanteil (10-40 Vol. %) stellen neben Filamenten, Ostracoden und Gastropoden, Foraminiferen mit hoher Individuenzahl, jedoch geringer

Diversität. Es kommen nur Arten der Textulariina vor mit *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN und sessilen Sandschalern. Einige der Biopelsparite zeigen ein deutlich laminoides Gefüge, das mit Hohlraumstrukturen vom Typ LF-A verknüpft ist. Der Faziesbereich entspricht den SMF-Typen 16 und 19 der Fazieszone 8 bei WILSON (1975), die ein flaches Schelfgebiet mit herabgesetzter Wasserzirkulation und Gezeitenflächen beschreibt. Laminierte Pelsparite bilden sich meist in abgeschnürten Buchten.

MFB 6: Resediment mit großen Lithoklasten (Taf. 2/2): Er ist gekennzeichnet durch große (bis 8 cm), schlecht sortierte, nicht gerundete Komponenten der Mikrofaziesbereiche 2,3,4 und 5, in mikritischer bis mikrosparitischer Matrix (40-60 Vol. %). Der Biogenanteil ist sehr gering, mit einigen Ostracoden und Filamenten. Eine sekundäre Dolomitierung von Matrix und Lithoklasten ist angezeigt. Die Resedimente sind zum Teil als Resedimentationshorizonte zu verfolgen. Der MFB 6 zeigt zeitweise hohe bis sehr hohe Turbulenz in einem sonst ruhigen Ablagerungsmilieu an. Er entspricht dem SMF-Typ 24 der Fazieszone 8 bei WILSON (1975), der eine "intraformationelle Breccie" beschreibt, die bei verzögerter Sedimentation in Gezeitenkanälen entsteht.

MFB 7: Oomikrit mit stark umkristallisierten Ooiden - wacke- bis packstone (Taf. 2/4): Er zeigt einen hohen Mikritanteil (40-60 Vol. %), der teilweise mikrosparitisch umkristallisiert ist. An Komponenten kommen unterschiedlich dicht gepackte und meist vollständig, immer jedoch randlich umkristallisierte Ooide (30-60 Vol. %) vor, daneben Peloiden (5-15 Vol. %) sehr verschiedener Größe (20-100-250 μm), die auch als dicht gepackte Schlammkornaggregate vorliegen. Foraminiferen treten nur sehr selten auf (*Glomospira*, *Trochammina*, *Frondioularia*), daneben kommen einige Filamente und Ostracoden vor. Das stark umkristallisierte Biogenmaterial läßt vereinzelt noch Dasycladaceenstrukturen erkennen. Die Fa-

ziesausbildung zeigt textuelle Inversion an, wobei Elemente eines hochenergetischen Nachbarmilieus in geschützte Stillwasserbereiche transportiert wurden. Dies weist, wie seine Verzahnung mit dem MFB 5, auf tiefere, geschützte Ablagerungsregionen, die als lokale Senken im Plattformbereich der unteren Gezeitenzone liegen.

MFB 8: Dismikrit - mudstone (Taf. 2/3): Hauptsächlich im höheren Teil der dunklen, bituminösen Bankkalke erscheinen reine Mikrite mit Fenstergefügen (Typ LF-A, deutlich laminoid). Ein laminoides Gefüge wird vereinzelt auch durch Dichteunterschiede in der mikritischen Matrix angezeigt. Es treten Übergänge zum MFB 5 auf, mit einem gewissen Peloidanteil und sandschaligen Foraminiferen (*Trochammina* sp.). Der MFB 8 ist der Fazieszone 8 bei WILSON (1975) zuzuordnen. Sein Bildungsraum ist am besten als Stillwasserbereich des flachen, intertidalen Schelfs, in abgeschnürten Buchten eines geschlossenen Plattformbereichs zu beschreiben.

MFB 9: Biomikrit mit onkoidisch umkrusteten Bioklasten - wacke- bis packstone (Taf. 2/5,6): Sein mikritischer Matrixanteil variiert von 20-50 Vol. %. Der Biogeninhalt besteht überwiegend aus Bivalvenschalen (oft onkoidisch umkrustet) und Echinodermenbruchstücken. Die Foraminiferen zeigen eine geringe Diversität und Individuenzahl mit *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., sessilen Sandschalern, *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., Peloiden (30-200 µm) sind mit etwa 20 Vol. % vertreten. Der MFB 9 ist mit dem SMF-Typ 10 der Fazieszone 7 bei WILSON (1975) vergleichbar. Die neu auftretenden Echinodermenbruchstücke weisen, ebenso wie die umkrusteten Schalenbruchstücke auf höherenergetische Zonen, von denen das Material in lokale Ruhigwasserbereiche transportiert wurde (textuelle Inversion). Der MFB 9 zeigt schon mikrofazielle Übergänge zu den Oberrhätischen Riffkalcken im weiteren Sinne.

4.2 OBERRHÄTISCHE RIFFKALKE i.w.S.

(Abb. 5-8)

Es können 11 verschiedene Mikrofaziesbereiche beschrieben werden. Dem zentralen Riffareal (Biolithit, MFB 10) ist im Norden eine etwa 1,5 km breite Plattform vorgelagert mit Biogensanden eines hochenergetischen Bereichs (Bahamit-Grapestone-Fazies, MFB 16,17), deren Randzone mit Ooidbarren (Oolith, MFB 15) die Grenze zu einer bis zu ca. 40 m tieferen, offenen Plattform markiert, deren Hang- und Tieferwasser-Sedimente (Biogendetritus-Onkoid-Fazies, MFB 11,12,13) autochthone Elemente eines niederenergetischen Bereichs, wie allochthone Anteile der höherenergetischen Plattform enthalten. Nördlich vorgelagert, in etwa 3 km Entfernung vom zentralen Riffareal, liegen flachere Schelfregionen eines wieder höherenergetischen Bereichs, die keinen Riffeinfluß mehr zeigen. Sie zeichnen sich u.a. durch hohe Foraminiferen- (besonders Involutinen) und Kalkalgen- (besonders Dasycladaceen) Individuendichten aus (Foraminiferen-Algen-Fazies, MFB 18).

MFB 10: Biolithit - framestone (Taf. 3/1,2): Das Riffgerüst wird durch die hermatypische Koralle *Thecosmilia clathrata* (EMMRICH) aufgebaut. Es wird vielfach durch Algen, sessile Foraminiferen und Mikroproblematica umkrustet und damit verstärkt. Die interne Struktur der Korallen ist durch neomorphe Vorgänge der Inversion weitgehend überprägt. Die Porenräume des Biogengerüsts sind stellenweise durch 1-2 Generationen radial axial fibröser Zemente und grobgranularen Blockzement geschlossen, überwiegend jedoch mit Riffhöhlensedimenten gefüllt, von denen 2 Typen unterschieden werden können: a) Pelmikrit - wacke- bis packstone. Er zeichnet sich durch dicht gepackte, sehr feinkörnige (20-50 µm) Peloiden aus, die z.T. gradiert sind. Die Matrix besteht aus Mikrit bis Mikrosparit. b) Pelsparit - grainstone. Er ist charakterisiert durch locker gepackte, größere (50-200 µm) Peloiden in sparitischer Matrix. Miliolide Foraminiferen treten auf mit *Quinqueloculina* und *Miliolipora* (Taf. 7/8). Er entspricht dem Pelbiosparit der Biolithitfazies bei SCHÄFER (1979).

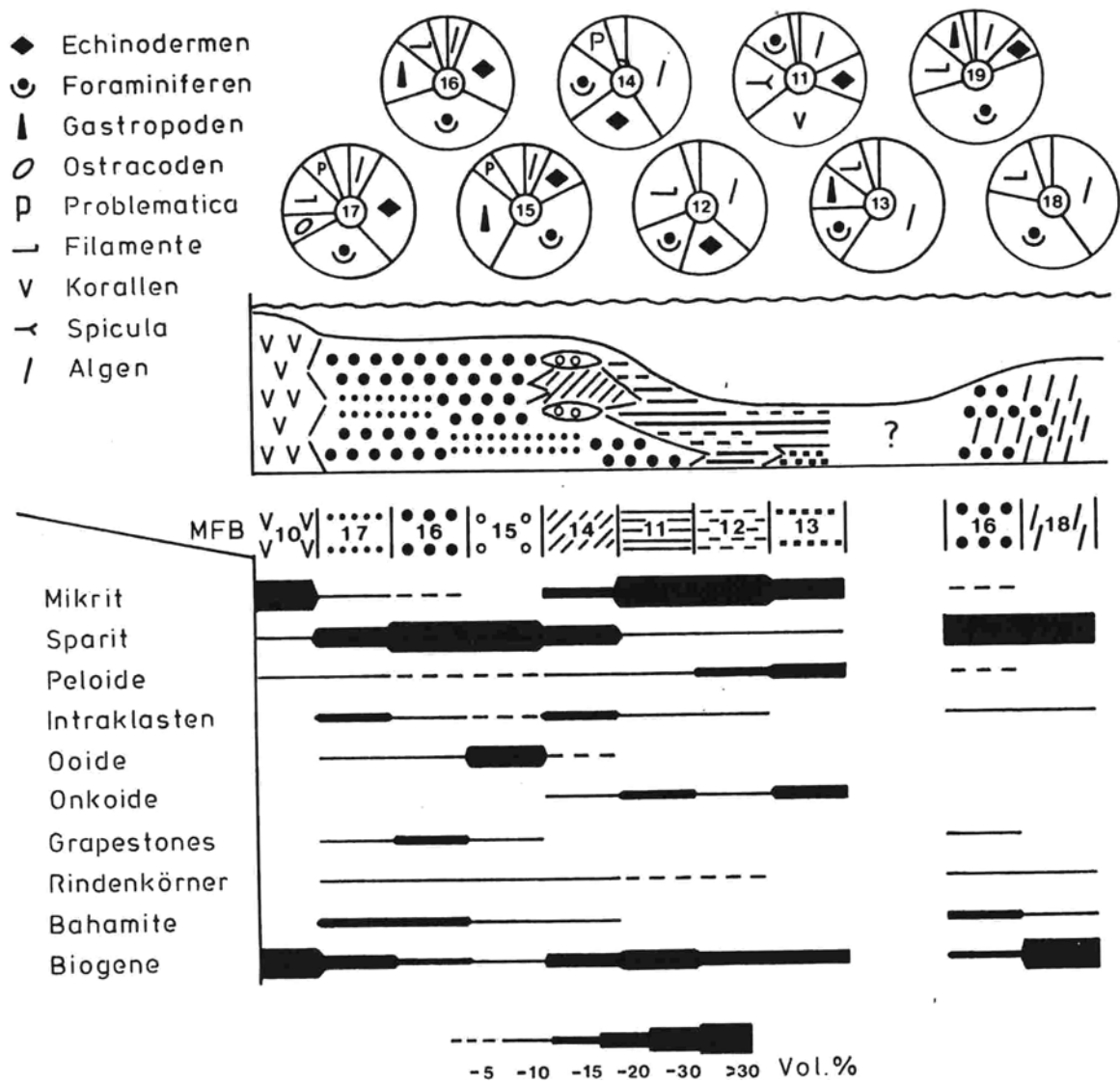


Abb. 5. Relative Häufigkeit der wichtigsten Biogene (Kreisdiagramme) und absolute Häufigkeiten von Matrix und Komponenten in den Mikrofaziesbereichen der Oberrhätischen Rifffalke.

Relative frequency of the main skeletal grains (circle graphs) and absolute frequency of micrite, sparite, and particles within the microfacies-belts of the "Upper Rhaetian Reef Limestones".

Riffbildende Korallen stellen hohe ökologische Ansprüche und sind auf eine gute Konstanz der Lebensverhältnisse angewiesen. Das optimale Milieu bietet ihnen eine Wassertiefe von wenigen Metern bei Temperaturen von 23-27 °C, normalmariner Salinität und starker Wasserbewegung zur Erhöhung des Nahrungs- und Sauerstoffangebotes. FABRICIUS et al. (1970a, 1970b) bestimmten für die Korallenriff-Fazies des Oberrhät nach dem O^{18}/O^{16} -Mischungsverhältnis eine Temperatur von 22,5 bis 25 °C.

Biogendetritus-Onkoid-Fazies

MFB 11: Biomikrit bis Biosparit mit großen Bioklasten - floatstone bis rudstone (Taf. 3/3,4): Die mikritische Matrix macht 20-45 Vol. % aus, der Sparitgehalt ist geringer (10-20 Vol. %). Das Korngrößenspektrum umfaßt den Bereich 0,1 - 1 - 20 mm. Rundung und Sphärizität der Komponenten ist mäßig bis gut, die Sortierung schlecht. Den nichtbiogenen Komponententeil stellen Peloide (70-100 µm), wenig gut gerundete Intraklasten (200-400 µm), einige Bahamite und Rindenkörner.

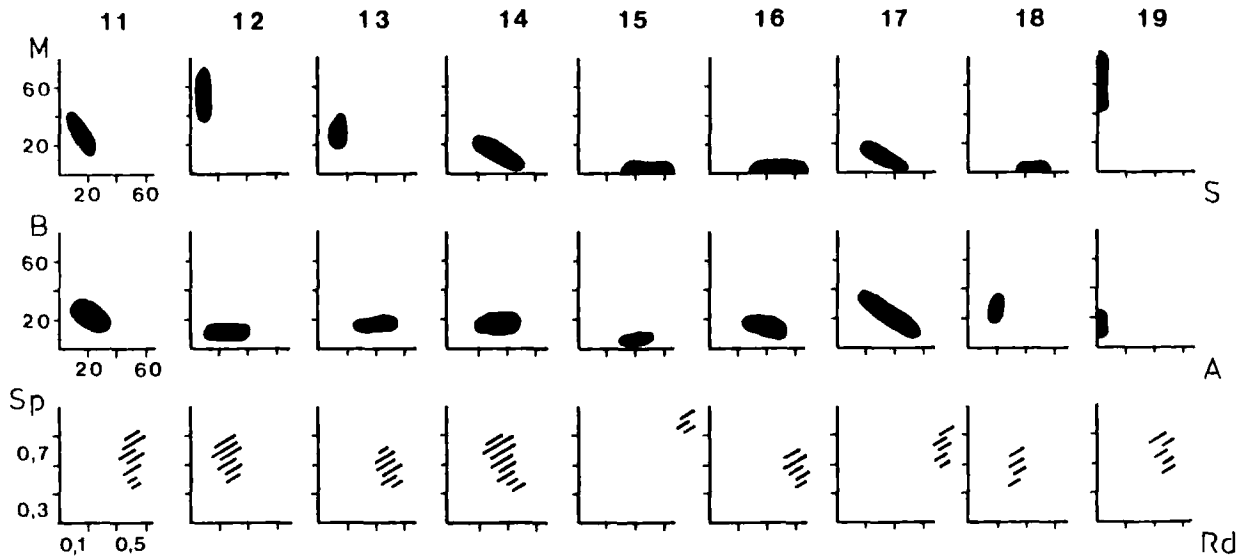


Abb. 6. Verteilung von Mikrit/Sparit, biogenen/abiogenen Komponenten sowie Sphärizität und Rundung der Komponenten innerhalb der Mikrofaziesbereiche 11-19 (Oberrhätische Rifffalke i.w.S.). Legende siehe Abb. 3.

Distribution of micrite and sparite, skeletal and non-skeletal grains, sphericity and roundness of particles within the microfacies-belts 11-19 ("Upper Rhaetian Reef Limestone"). Legend see Fig. 3.

Das Biogenmaterial zeigt allgemein eine hohe Diversität. Es kommen relativ große (bis 2 cm) Fragmente des Riffschuttmaterials vor mit Korallenbruchstücken (*Thecosmilia*), die meist stark umkrustet sind (bis 1 mm dicke Krusten durch *Baccinella* und *Lithocodium*) und mit Schwammbruchstücken (randlich stark mikritisiert). Daneben erscheinen Echinodermenbruchstücke, Spicula, Algen (krustenbildende Algen, Solenoporaaceen, Dasycladaceen) und Foraminiferen mit *Trochammina*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Agathammina*, *Duostomina*, *Ophthalmidium*, *Nubecularia*, *Planinivoluta deflexa* LEISCHNER, *Fronicularia*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus tenuis* (KRISTAN), *Aulotortus* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON, *Trocholina turris* FRENTZEN.

Der MFB 11 entspricht dem SMF-Typ 5 der Fazieszone 4 bei WILSON (1975), der eine typische Riff-Flankenfazies beschreibt. Der MFB 11 charakterisiert keinen fore-slope-Bereich am Plattformrand, sondern einen Hang zu einem etwa 1,5 km breiten, 40-50 m tiefen Ruhigwasserbereich innerhalb des flachen, subtidalen Schelfs. Zwischen dieser Region und dem zentralen Rifffareal liegt eine Bahamit-Grapestone-Fazies

(MFB 15-17) des höherenergetischen Milieus. Die Bioklasten des Riffs müssen somit aus der Turbulenzzone isolierte Bruchstücke sein, die relativ rasch in Gebiete ruhigeren Wassers des tieferen Plattformbereichs gelangten und nicht weiter aufgearbeitet wurden. Die gute Rundung der Komponenten weist auf eine gewisse Aufenthaltszeit im höherenergetischen Milieu. Da die Krustenbildung oft einseitig verstärkt auftritt, muß die Onkoidbildung weiter im ruhigen Milieu erfolgt sein. Zeitweilige Umlagerung der Komponenten durch verstärkte Wellenbewegung oder Bodenströmungen ist jedoch gegeben.

MFB 12: Biomikrit bis Biopelmikrit - wackestone (Taf. 3/5,6): Ein hoher Mikritanteil (40-60 Vol. %) ist kennzeichnend. Die Komponenten zeigen eine schlechte Rundung und nur mäßig gute Sortierung, mit Größen im Bereich 0,05-0,20-1 mm. Pelloide und Intraklasten sind häufig (20 Vol. %). Onkoidisch umkrustete Echinodermen- und Schalenbruchstücke mit Krustendicken um 100-200 µm nehmen etwa 8 Vol. % ein. Der Biogenanteil zeigt eine geringere Diversität und Größe als im MFB 11. Es kommt nur wenig Material der Biolithitfazies vor. Filamente,

teilweise mit Bewuchs durch *Nubecularia* und Serpuliden, Echinodermenbruchstücke, krustenbildende Filamentalgen, *Cayeuxia*, *Solenopora*, Ostracodenschalen und Foraminiferen mit *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* sp., biserial und sessile Sandschaler, *Tetrataxis humilis* KRISTAN, *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *Diplotremina*, *Nubecularia*, *Planinivoluta crassa* LEISCHNER, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp. treten auf. Der MFB 12 kann mit dem SMF-Typ 9 der Fazieszone 2 oder 7 verglichen werden, die den tieferen, offen-marinen Schelf oder eine tiefere, offene Plattform beschreiben.

MFB 13: Onkomikrit - floatstone (Taf. 4/1,2): Bei einem nur geringen Mikritgehalt (30 Vol. %) wird der MFB 13 überwiegend durch Komponenten bestimmt, die eine gute Rundung, jedoch nur schlechte Sortierung zeigen, mit einem Korngrößenspektrum von 0,05-0,50-7 mm. Onkoide (20-30 Vol. %) erscheinen ohne erkennbaren Kern oder als onkoidisch umkrustete (Krustendicke 1 mm) Bivalven und Gastropoden. Krustenbildner sind Algen, *Lithocodium*, *Bacinnella* und sessile Foraminiferen. Peloiden (15 Vol. %) sind z.T. deutlich als fecal pellets (*Parafavreina*) ausgebildet. Einen weiteren Komponentenanteil übernehmen Dasycladaceenbruchstücke und Foraminiferen (*Trochammina*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Agathammina*, sessile Sandschaler, *Tetrataxis*, *Duostomina*, *Nodosaria*, *Aulotortus*). Der MFB 13 ist korrelierbar mit dem SMF-Typ 10 der Fazieszonen 2 oder 7 nach WILSON (1975), der höherenergetischen Untiefen nahegelegene, lokale Senken beschreibt, in die Material transportiert wird. Der MFB 13 charakterisiert eine Ruhigwasserzone im Bereich der tieferen, offenen Plattform.

Übergangsfazies der Biogendetritus-Onkoid- und Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies

MFB 14: Biopelsparit - grain- bis packstone: Der Sparitanteil variiert mit 20-45 Vol. %, ein gewisser Mikritgehalt (bis 15 Vol. %) tritt auf. Die Rundung und

Sphärizität der Komponenten ist sehr unterschiedlich, i.a. biogenabhängig und wenig gut. Die Sortierung ist schlecht. Das Korngrößenspektrum umfaßt 50-200-500 µm. Mitunter dicht gepackte Peloiden (50-150 µm, 10 Vol. %) und Intraklasten (um 300 µm, 20 Vol. %) erscheinen neben onkoidisch umkrusteten Bioklasten, Rindenkörnern, einigen Bahamiten und Grapestones.

Der Biogenanteil (bis 20 Vol. %) besteht aus Echinodermenbruchstücken, Problematikum 4 FLÜGEL, *Thaumatoporella*, *Cayeuxia*, *Solenopora*, *Girvanella* und Foraminiferen mit *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* sp., *Glomospira*, *Glomospirella*, sessilen Sandschalern, *Tetrataxis humilis* KRISTAN, *Diplotremina*, *Nubecularia*, *Frondicularia*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp., *Trocholina umbo* FRENTZEN.

Der MFB 14 kann mit dem SMF-Typ 10 der Fazieszonen 2 oder 7 nach WILSON (1975) korreliert werden. Er zeigt teilweise texturale Inversion, wobei Komponenten aus dem höherenergetischen Bereich in den Hang zu einer tieferen, offenen Plattform transportiert wurden. Der Bildungsraum zeigt alternierende Still- und Bewegungwasserzonen mit schwacher oder zeitweise unterbrochener Turbulenz an, die Sortierung und Rundung

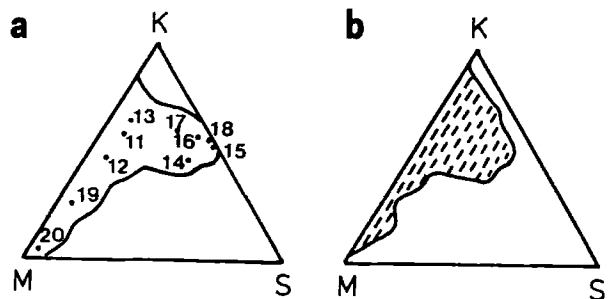


Abb. 7. Mikrit-, Sparit-, Komponenten-Verteilung der Oberrhätischen Rifffalke im Brunnsteingebiet (7a, MFB 11-20) im Vergleich mit den subtidalen Ablagerungen des Hauptdolomits und Plattenkalkes der Brandner-Mittagsspitze (7b, vereinfacht nach CZURDA & NICKLAS 1970:215).

Comparison of micrite, sparite, and particle distribution in the "Upper Rhaetian Reef Limestones" of the Brunnstein region (7a, MFB 11-20) with the subtidal sediments of the "Hauptdolomit" and "Plattenkalk" of the "Brandner-Mittagsspitze" (7b, after CZURDA & NICKLAS 1970:215).

der Komponenten kaum mehr beeinflusst. Der MFB 14 bildet die Übergangsfazies der riffnahen, hochenergetischen Arenite (MFB 15-17) zu den Bio- bis Onkomikriten des tieferen, niederenergetischen Schelfs. Er ist besonders im höheren Teil der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. ausgebildet.

Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies

MFB 15: Oosparit - grainstone (Taf. 4/3-5): Er zeigt einen hohen Sparitanteil (40-60 Vol. %). Die intergranularen Porenräume im abgestützten Gefüge sind durch radial-fibrösen Faserzement A und granularen Blockzement B gefüllt. Bioklasten sind oft vollständig umkristallisiert und meist nur durch eine Mikrithülle in ihrem Umriß erhalten. Die Komponenten zeigen einen hohen Rundungs- und Sphärizitätsgrad bei guter bis sehr guter Sortierung. Das Korngrößenspektrum umfaßt 0,15 - 0,4 - 2 mm.

Es überwiegen Normaloide (30 Vol. %) mit mehreren tangential aufgebauten Schalen, die diagenetisch radialstrahlig überprägt sind. Kerndurchmesser (200-400 µm) sind meist größer als die ooidische Kruste (50-150 µm). Auch Einfachooide und ooidisch umkrustete Aggregate (Mehrfachooide) kommen vor. Als Ooidkerne dienen hauptsächlich strukturlose Peloide und Intraklasten, daneben auch Involutinen, Aggregatkörner, Bahamite und Dasycladaceenbruchstücke.

Der Biogenanteil ist gering (etwa 7 Vol. %) und besteht aus Echinodermen- und Dasycladaceen-Bruchstücken, Gastropoden, und Foraminiferen mit *Glomospira* (nur als Ooidkern), *Duotaxis*, *Lenticulina*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Triasina hantkeni* MAJZON.

Der MFB 15 entspricht der Fazieszone 12 bei FLÜGEL (1972) und dem SMF-Typ 15 der Fazieszone 6 bei WILSON (1975), der einen Bewegtwasserbereich auf Oolith-Untiefen anzeigt. Der MFB 15 bildet Ooidbarren am Rand der riffnahen, hochenergetischen Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies zu einer tieferen,

offen-marinen Plattform, in etwa 1,5 km vom zentralen Riffareal. Durch zwischengelagerte Kanäle kann Material des Riffschutts in den Hang geliefert werden.

MFB 16: Biosparit - grainstone (Taf. 4/6; 5/1): Der variable Sparitanteil von 25-60 Vol. % ist überwiegend als granularer Blockzement ausgebildet, radial-fibröser Faserzement A ist nur gering vorhanden. Die Komponenten sind gut gerundet und zeigen eine sehr gute Sortierung. Das Korngrößenspektrum liegt im Bereich 70-400 µm - 2 mm. Eine intensive Mikritisierung ist angezeigt, die sich in einem hohen Anteil an Rindenkörnern (randlich mikritisiert) und Bahamiten (vollständig mikritisiert) widerspiegelt. Aggregatkörner kommen als Grapestones, Lumps und Algenlumps mit kontinuierlichen Übergängen vor. Mikritisches bzw. mikritisierendes Bindemittel dominiert neben Filamentalgen. Daneben erscheinen einige Peloide (50-100 µm), Intraklasten (200-400 µm) und Ooide als Normal- und Einfachooide.

Das Biogenmaterial bilden Echinodermenbruchstücke, Gastropoden, Foraminiferen und Dasycladaceen. Die Foraminiferen sind vertreten mit *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* sp., *Glomospira*, *Glomospirella*, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, *Agathammina* sp., uni- und biserialen Sandschalern, *Tetrataxis humilis* KRISTAN, *Tetrataxis nanus* KRISTAN, *Duostomina*, *Diplostromina*, *Frondioularia*, *Nodosaria*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Aulotortus tenuis* (KRISTAN), *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON. In der Foraminiferenverteilung (siehe Abb. 20) sind zwei verschiedene Bereiche angezeigt. Die riffnahe Fazies zeigt eine höhere Diversität bei relativ geringer Individuendichte. Eine riffferne Fazies liefert bei höherer Individuenzahl eine geringere Diversität, da hier die Ordnung der Tetrataxida fehlt.

Der MFB 16 entspricht etwa dem SMF-Typ 11 der Fazieszone 6 bei WILSON (1975), der ein Gebiet des Plattformrandes mit konstanter

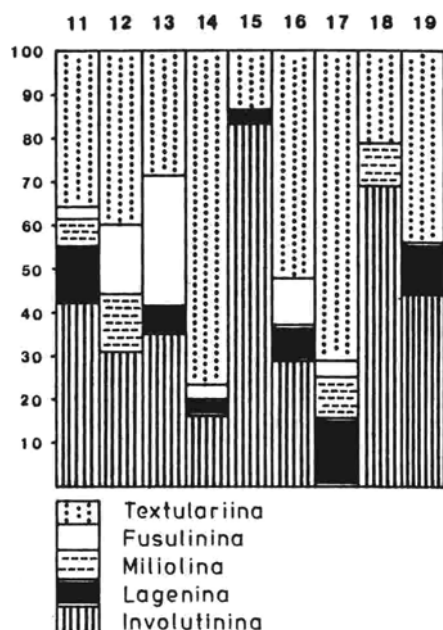


Abb. 8. Relative Häufigkeit von Foraminiferen-Unterordnungen in den Mikrofaziesbereichen der Oberrhätischen Riffkalke (MFB 11-19).

Relative frequency of foraminifera-suborders in the microfacies-belts of the "Upper Rhaetian Reef Limestone".

Wellenbewegung oberhalb der Wellenbasis beschreibt. Der MFB 16 charakterisiert hier zusammen mit dem MFB 17 einen Plattformbereich des höherenergetischen Milieus, der zwischen dem zentralen Riffareal und der tieferen, offenen Plattform der Biogen-detritus-Onkoid-Fazies liegt.

MFB 17: Kleinkörniger Biosparit (grainstone) ohne Involutinen (Taf. 5/2,3): Die Zusammensetzung der anorganischen Komponenten entspricht der des MFB 16. Ihre Größe ist jedoch mindestens um die Hälfte kleiner (70-150-600 μm). Peloide und Intraklasten liegen im Bereich um 70 μm bzw. 150 μm , die Bahamite überschreiten kaum 500 μm , die größten Komponenten bilden Aggregatkörner mit bis zu 600 μm (im MFB 16 bis zu 2 mm).

Biogenmaterial ist mit Echinodermenbruchstücken, Foraminiferen, Ostracoden, Filamenten und Algen (Dasycladaceen) vertreten. Die Foraminiferen zeigen eine hohe Diversität bei relativ geringer Individuendichte mit *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* sp., *Glomospira*, *Glomo-*

spirella, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, *Agathammina* sp., uniserialen Sandschaler, *Tetrataxis humilis* KRISTAN, *Tetrataxis nanus* KRISTAN, *Duostomina*, *Planinivoluta deflexa* LEISCHNER, *Frondicularia*, *Nodosaria*, *Lenticulina*. Der MFB 17 ist neben der Biolithitfazies der einzige Mikrofaziesbereich der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S., der keine Involutinen führt. Da die Größe der Involutinen nicht in das vorliegende Korngrößenspektrum paßt, liegt die Ursache für ihr Fehlen wohl in sekundären Sortierungsvorgängen.

Der Bildungsraum des MFB 17 entspricht dem des MFB 16, mit dem er sich eng verzahnt (siehe Abb. 12). Bei sonst gleichen ökologischen Parametern fällt der Wasserbewegung die differenzierende Rolle der Korngrößensortierung zu. Das deutlich unterschiedliche Korngrößenspektrum und ein gewisser mikritischer bzw. mikrosparitischer Matrixanteil (etwa 20 Vol. %) deuten darauf hin, daß die Komponenten des MFB 17 feinkörnige Detritus-sande des MFB 16 darstellen, die eine Sortierung in strömungsgeschützte Bereiche er-führen.

Algen-Foraminiferen-Fazies des riffernen Bereichs

MFB 18: Biosparit mit Involutinen und Dasycladaceen - grainstone (Taf. 5/4,5): Der Sparitgehalt ist hoch (50-60 Vol. %) und wird durch 1-2 Generationen radial-fibröser Faserzemente A, die durch feine Mikritränder begrenzt sind und durch grobgranularen Blockzement B gebildet. Die Sphärizität und Rundung der Komponenten ist i.a. biogenabhängig, bei Intraklasten wenig gut. Ihre Sortierung ist schlecht. Das Korngrößenspektrum umfaßt 0,2-1-3 mm. Der relativ hohe Biogenanteil wird besonders durch Dasycladaceen (*Epimastoporella*, *Diplopora*) und Involutinen (*Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Aulotortus* sp.) gestellt. Daneben erscheinen Filamente, porostromate Filamentalgen (*Cayeuxia*) und einige Textulariina (*Glomospira*, *Trochammina*, uniserialer Sandschaler) und Echinodermenbruchstücke. Einige Biogen sind onkoidisch umkrustet.

Den nichtbiogenen Komponentenanteil stellen Intraklasten (100-300 µm), relativ große Bahamite (1-3 mm) und Rindenkörner.

Der MFB 18 ist mit dem SMF-Typ 18 der Fazieszone 7 bei WILSON (1975) korrelierbar, der Foraminiferen- oder Dasycladaeen-Grainstones mit gehäuft auftretenden Biogenen beschreibt. Der MFB 18 repräsentiert zusammen mit einer Bahamit-Grapestone-Fazies (MFB 16 riffern) ein wieder flacheres Schelfgebiet, das nicht mehr durch die Riff-Fazies i.e.S. beeinflusst wird, in etwa 3 km Entfernung vom zentralen Riffareal. Sie liegen im Bereich der Wellenbasis, zeigen eine gewisse Aufarbeitung, die jedoch nicht mehr so stark ist, wie in den Kalkareniten des riffnahen Gebietes.

Oberrhätische Mergelkalke

MFB 19: Foraminiferenreicher Biomikrit - wackestone (Taf. 5/6): Er zeichnet sich aus durch einen hohen Mikritgehalt mit 50-85 Vol. %. Neben Echinodermenbruchstücken, Filamenten, Gastropoden und Algen (*Cayeuxia*, *Solenopora*) stellen Foraminiferen den Hauptbiogenanteil mit *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospira*, *Glomospirella*, biserialen und sessilen Sandschalern, *Diplotremina*, *Frondicularia*, *Nodosaria*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON, *Trocholina umbo* FRENTZEN, *Trocholina turris* FRENTZEN. Einige Biogene sind onkoidisch umkrustet oder randlich mikritisiert.

Der MFB 19 entspricht etwa den SMF-Typen 8-9 der Fazieszone 7 bei WILSON (1975), die einen flachen Bereich mit offener Zirkulation im Niveau der Wellenbasis oder knapp darunter beschreiben. Es sind überwiegend Ablagerungen im Stillwasserbereich, die stellenweise texturale Inversion zeigen, durch Lieferungen aus höherenergetischen Nachbargebieten. Der MFB 19 bildet zusammen mit dem MFB 20, mit dem er sich verzahnt, die Hangendgrenze der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. Er tritt sowohl im riffnahen

Bereich über den Mikrofaziesbereichen 15-17, als auch im riffernen Gebiet über den MF-Bereichen 16 (riffren) und 18 auf. Am Hang und im Becken der tieferen, offenen Plattform wird er vom MFB 20 vertreten.

MFB 20: Mikrit - mudstone: Es sind reine Mikrite (Mikritgehalt bis 100 Vol. %) mit einem sehr geringen Anteil an Biogenen (Ostracoden, Frondicularien, Nodosarien). Einige Bereiche zeigen Bioturbationsgefüge. Die Mikrofaziesbereiche 19 und 20 belegen eine deutliche Beruhigung der Turbulenz im gesamten Ablagerungsgebiet. Dies weist auf eine stärkere Vertiefung des Meeresraumes. Damit verlieren die für die Entwicklung der Rifforganismen optimalen ökologischen Parameter an Wirksamkeit. Das Riffwachstum hört auf, der Einfluß des zentralen Riffareals auf die Sedimentanlieferung geht zu Ende.

4.3 LIAS - SCHWELLENFAZIES (Abb. 9-11)

Die Schwellenfazies des Lias zeichnet sich durch eine zunehmende Rotfärbung aus. Der Anteil an Spicula und Echinodermenbruchstücken erreicht bisweilen gesteinsbildenden Charakter. Die Miliolidschaler treten mit kleinwüchsigen Ophthalmidien in zum Teil sehr hoher Individuendichte auf. Algenbildungen fehlen ganz. Die recht unterschiedliche Diversität des Biogenanteils, das sehr variable Mikrit/Sparit- und Komponenten-Verhältnis läßt auf wechselnde Ablagerungsbedingungen schließen, die durch eine räumliche und zeitliche Verschiebung der Milieufaktoren, wie Salinität, O₂-Verfügbarkeit, Nahrungsangebot, Wasserbewegung und Substrat bestimmt werden. Die Bildungstiefe liegt überwiegend unterhalb des Einflusses der Wellenbewegung und umfaßt die flachneritische Zone. Das Substrat wird häufig durch Echinodermen- bzw. Schwammrasenbildungen bestimmt. Bereiche mit überwiegend primärer Mikritanlagerung treten auf, die meist durch schlammbewohnende Anneliden stark bioturbiert sind. Die geringen Mächtigkeiten belegen eine niedrige Sedimentationsrate.

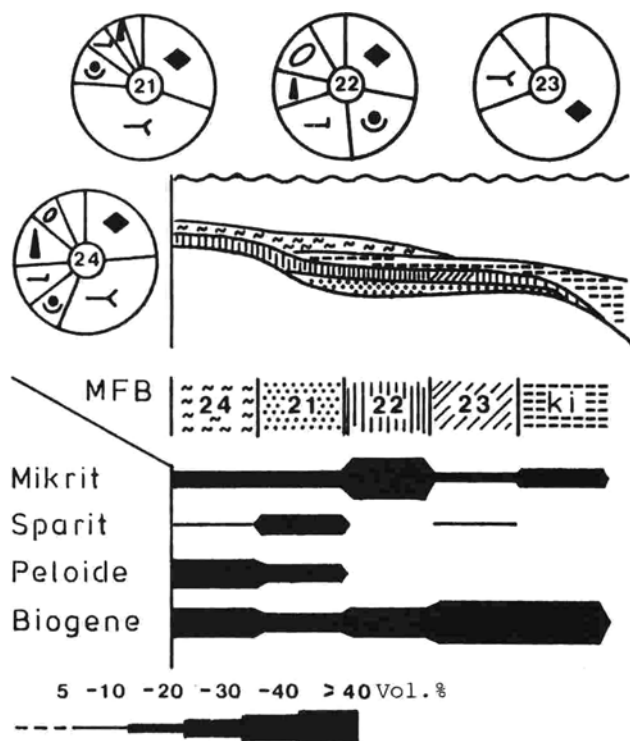


Abb. 9. Relative Häufigkeit der wichtigsten Biogene (Kreisdiagramme, Legende siehe Abb. 5) und absolute Häufigkeiten von Matrix und Komponenten in den Mikrofaziesbereichen der Lias-Schwellenfazies (MFB 21-24, ki = Kieselkalke).

Relative frequency of the main skeletal grains (circle graphs, legend Fig. 5) and absolute frequency of micrite, sparite, peloids, and skeletal grains within the Liassic microfacies-belts (MFB 21-24, ki = siliceous rocks).

Bunte Cephalopodenkalke mit grauer Lias-Basis

MFB 21: Biopelsparit bis -mikrit - pack- bis grainstone (Taf. 6/1): Er ist charakterisiert durch einen wechselnden Mikrit- (um 20 Vol. %) und Sparitanteil (20-30 Vol. %). Die Rundung und Sphärizität der Komponenten ist i.a. biogenabhängig, die Sortierung mäßig bis gut. Das Korngrößenspektrum umfaßt 70-150-300 μm (Filamente bis 1 mm). Der Peloidgehalt (20-40 Vol. %, 70-200 μm) ist hoch. Spicula und Echinodermenbruchstücke bilden den Hauptbiogenanteil (zusammen 15-20 Vol. %). Daneben erscheinen Filamente, Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferen mit *Trochammina*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Diploremmina*, *Ophthalmidium*, *Planinvoluta*, *Frondicularia*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Aulotortus*.

Der Bildungsraum des MFB 21 entspricht einer tieferen Flachmeerregion mit offenmarinem Einfluß, im wechselnden Ablagerungsmilieu eines Stillwasserbereichs mit zeitweilig höherer Turbulenz. Die Bildungstiefe liegt meist unterhalb der Wellenbasis. Das Niveau entspricht dem Energieindex II nach PLUMLEY et al. (1962).

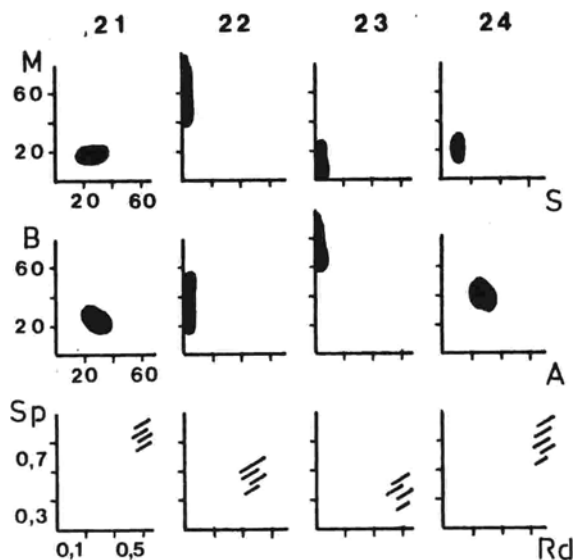


Abb. 10. Verteilung von Mikrit/Sparit, biogenen/abiogenen Komponenten sowie Sphärizität und Rundung der Komponenten innerhalb der Mikrofaziesbereiche der Lias-Schwellenfazies (MFB 21-24). Legende siehe Abb. 3.

Distribution of micrite and sparite, skeletal and non-skeletal grains, sphericity and roundness of particles within the Liassic microfacies-belts (MFB 21-24). Legend Fig. 3.

Adneter Kalk

MFB 22: Roter Knollenkalk - Biomikrit - wackestone (Taf. 6/2-4): Er zeigt sehr unterschiedliche Mikrit/Biogen-Verhältnisse. Der Mikritgehalt schwankt zwischen 40-85 Vol. %. Die Biogene erreichen eine hohe Diversität bei wechselnder Individuendichte (15-60 Vol. %). Ihre Größe liegt im Bereich 100 μm - 1 mm, ihre Sortierung ist schlecht. Die biogenen Hohlräume sind meist vollständig mit Mikrit gefüllt.

Als einziger Faziestyp des auftretenden Lias führt der MFB 22 keine Spicula. Der Biogenanteil setzt sich zusammen aus Echi-

nodermenbruchstücken, Filamenten, Gastropoden, Ostracoden, Ammoniten, Serpuliden und Foraminiferen mit *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN), *Ophthalmidium carinatum* (LEISCHNER), *Ophthalmidium* sp., *Frondicularia*, *Nodosaria*, *Lagena*, *Lenticulina*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus* sp., *Involutina liassica* (JONES), *Trocholina umbo* FRENTZEN, *Trocholina turris* FRENTZEN.

Besonders die sehr kleinwüchsigen Ophthalmidien sind mitunter in einer sehr hohen Individuenzahl vertreten. Eine starke Bioturbation des Sedimentes (u.a. durch *Chondrites*) ist angezeigt. Geopetale Füllungen unterschiedlicher Orientierung in einzelnen Individuen zeigen Verstellungen der Komponenten im noch lockeren Sediment, die durch die Bioturbationsvorgänge in dem sonst ruhigen Milieu bedingt sein können.

Die 2-3 mm, z.T. auch größeren Knollen, sind, bei gleicher Fossilführung und Matrix wie das umgebende Sediment, durch ihre meist dunklere Färbung zu erkennen. Sie zeigen z.T. Bewuchs durch Serpel oder sessile Foraminiferen und sind oft durch Lösungsrückstände oder Stylolithen begrenzt. Der MFB 22 ist der Ruhigwasserzone unterhalb der Wellenbasis zuzuordnen. Sein Ablagerungsraum liegt somit tiefer als der des MFB 21, den er z.T. überlagert.

Hierlatzkalk

MFB 23: Encrinite - packstone (Taf. 6/5): Er zeigt einen sehr hohen Biogengehalt (50-100 Vol. %), den Echinodermenbruchstücke sehr unterschiedlicher Größe (0,15 - 2 mm) ausmachen. Daneben erscheinen untergeordnet Spicula, Brachiopoden, Ostracoden, Filamente, Foraminiferen mit *Ophthalmidium*, *Nodosaria*, *Frondicularia*, *Lagena*, *Aulotortus*. Vereinzelt treten 200-300 µm große, wenig gerundete Intraklasten auf. Ein mikritischer Matrixanteil kann bis 30 Vol. % erreichen. Sparit (bis 20 Vol. %) ist meist als syntaxialer Rindenzement vertreten. Der MFB 23 kommt in enger Verzahnung mit dem MFB 22 vor. Kleine, oft nur cm-

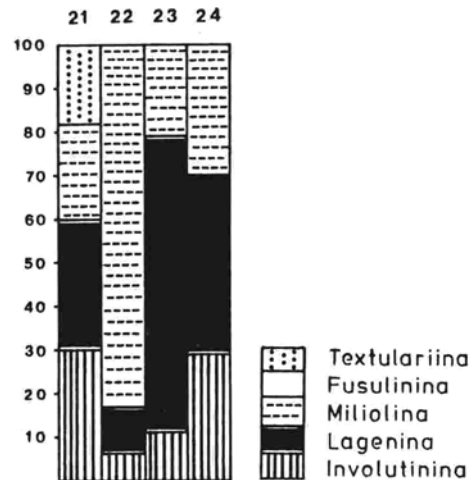


Abb. 11. Relative Häufigkeit von Foraminiferen-Unterordnungen in den Mikrofaziesbereichen der Liass-Schwellenfazies (MFB 21-24).

Relative frequency of foraminifera-suborders within the Liassic microfacies-belts (MFB 21-24).

große Areale innerhalb der Hierlatzkalke, vom Typ der Biomikrite der Adneter Kalke, zeigen die enge Zusammengehörigkeit dieser Einheiten und weisen auf eine Bildung im gleichen Sedimentationsraum. Sortierungsvorgänge durch die Wirkung von Strömungen führen zu den hohen Anreicherungen von Echinodermenmaterial.

Rotwandfazies

MFB 24: Dunkelroter Biopelmikrit - packstone (Taf. 6/6): Der hohe Biogenanteil (40 Vol. %) wird zu 60 % von Spicula und Echinodermenbruchstücken gestellt. Den Rest bilden Filamente, Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferen mit *Ophthalmidium*, *Frondicularia*, *Nodosaria*, *Lagena*, *Aulotortus*, *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN). Bioturbation ist angezeigt. Anorganische Komponenten sind mit Peloiden vertreten, die oft dicht gepackt im Sediment liegen (25-30 Vol. %). Ihre Größe beträgt 70-250 µm. Die Matrix ist mikritisch bis mikrosparitisch (um 20 Vol. %). Die biogenen Hohlräume sind meist vollständig mikritgefüllt. Rundung und Sphärizität der Komponenten ist gut bis sehr gut (biogenabhängig), ihre Sortierung mäßig bis gut. Das Korngrößenspektrum umfaßt 70-150 µm - 1 mm. Der MFB 24 verzahnt sich mit

den Adneter- und Hierlatzkalken (MFB 22 u. 23), sowie mit den Kieselkalken der Schwellenfazies (Kirchsteinkalken). Sein mikrofazielles Bild ähnelt oft den Bunten Cephalopodenklaken, mit denen er sich jedoch nicht verzahnt, da er nicht im unteren Lias vorkommt. Sein Bildungsraum liegt im Stillwasserbereich unterhalb der normalen Wellenbasis mit einem zeitweilig höherenergetischen Einfluß.

4.4 STATISTISCHE ÜBERPRÜFUNG DER MIKROFAZIES-KORRELATIONEN

Für die Beziehung der aufgestellten Mikrofaziesbereiche innerhalb der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät, der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. und der Lias-Schwellenfazies werden weitere Argumente gesucht. Dies geschieht hier mit Hilfe eines linearen Korrelationskoeffizienten r über die Formel $r = s_x s_y / k$, wobei s die Standardabweichungen der Randverteilungen und k die Kovarianz ist (MARSAL 1979, PFANZAGL 1978).

Der Korrelationskoeffizient r gilt als gute Schätzung des Grades eines linearen Trends auf Grund von Stichproben, aber nicht als Beweis für einen notwendigen Kausalzusammenhang. Bewertungen möglicher nicht-linearer Korrelationen dürfen nicht durchgeführt werden. Die Werte für r liegen zwischen +1 und -1. Für Werte gegen Null ist eine Aussage nur bei Vorliegen einer Normalverteilung der Stichproben gestattet, die jedoch hier nicht nachweis-

bar ist. Deutlich negative Korrelationen tauchen in den berechneten Tabellen nicht auf. Für die Interpretation der Korrelationskoeffizienten werden somit nur große Werte für r nahe +1 verwendet, die besagen, daß die verwendeten Häufigkeitsverteilungen von Komponenten und Matrix, bzw. von Foraminiferen-Großgruppen zweier Mikrofaziesbereiche einen guten Trend zeigen, gemeinsam linear anzusteigen bzw. abzunehmen.

Für die dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät wurden die Mikrofaziesbereiche 1-9 über die absoluten Häufigkeiten aller wichtigen Komponenten und der Grundmasse ($n = 8$) korreliert. Auffallend ist, daß 50 % der Werte größer 0,822 sind und zudem keine negativen Korrelationen auftreten. Dies ist ein zusätzlicher Hinweis auf das gleichmäßige Bildungsmilieu (des Intertidals), das nur wenig morphologische und ökologische Differenzierungen zuläßt. Eine Ausnahme bildet der MFB 9, der nur zum MFB 7 mit 0,942 eine deutliche Korrelation aufweist. Der Übergang des MFB 9 zu den Oberrhätischen Riffkalken i.w.S. wird durch hohe Korrelationswerte zu den MF-Bereichen 11 und 13 mit 0,925 bzw. 0,940 angezeigt.

Für die Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. (MFB 11-20) wurden die linearen Korrelationskoeffizienten einmal über die absoluten Häufigkeiten aller wichtigen Komponenten und der Grundmasse (entsprechend Abb. 5, mit $n = 17$, Tab. 1a) und zum anderen über die relativen Häufigkeiten der Foraminiferen-Großgruppen ($n = 5$, Tab. 1b) in den einzelnen Mikrofaziesbereichen aufgestellt.

a	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
b										
11		0,974	0,884	0,106	-0,063	0,052	0,304	0,008	0,893	0,902
12	0,764		0,991	0,437	-0,050	0,066	0,352	0,032	0,893	0,912
13	0,426	0,723		0,474	-0,058	0,075	0,329	0,059	0,733	0,705
14	0,652	0,829	0,411		0,615	0,834	0,954	0,807	0,150	0,132
15	0,803	0,514	0,632	0,138		0,826	0,686	0,767	-0,090	-0,114
16	0,782	0,884	0,626	0,959	0,355		0,918	0,896	-0,060	-0,084
17	0,375	0,550	0,089	0,918	-0,232	0,800		0,821	0,122	0,108
18	0,847	0,638	0,597	0,256	0,980	0,430	-0,115		-0,072	-0,110
19	0,988	0,814	0,622	0,747	0,729	0,866	0,489	0,777		0,940

Tab. 1. Linearer Korrelationskoeffizient r für die Mikrofaziesbereiche 11-20 der Oberrhätischen Riffkalke über die Häufigkeiten aller wichtigen Komponenten und der Grundmasse (Tab. 1a) und über die Häufigkeiten der Foraminiferen-Unterordnungen (Tab. 1b).
Matrix of correlation coefficients for the microfacies belts 11-20 ("Upper Rhaetian Reef Limestone") from the actual frequency values for micrite, sparite and the main components (Table 1a), and foraminiferal suborders (Table 1b).

Die Tab. 1a belegt die enge Zusammengehörigkeit der MF-Bereiche 11-13 der Biogendetritus-Onkoid-Fazies. Ebenso zeigen die MF-Bereiche 15-17 gute bis sehr gute Korrelationen, die zwischen MFB 16 und 17 jedoch deutlicher sind als zum MFB 15 (Ooidfazies). Die Übergangsfazies MFB 14 liefert erwartungsgemäß hohe Werte mit den MF-Bereichen 16 und 17. Beziehungen des MFB 14 zur Biogendetritus-Onkoid-Fazies sind aus den Korrelationskoeffizienten, die sich aus der Foraminiferenverteilung ergeben, abzulesen. Eine deutliche lineare Korrelation zeigen die Oberrhätischen Mergelkalke (MFB 19, 20) untereinander und zur Region der tieferen, offenen Plattform (MFB 11, 12), sowohl in der Komponenten-Grundmasse als auch in der Foraminiferen-Korrelation. Der MFB 18 des riffernen Bereichs zeigt in Tab. 1a gute Korrelationen mit den MF-Bereichen 16 und 17, jedoch nicht in Bezug auf die Foraminiferen-Verteilung. Dies läßt auf ähnliche sedimentologische Bedingungen bei unterschiedlichen ökologischen Parametern schließen. Der hohe Foraminiferen-Wert (0,980) zwischen MFB 18 und 15

geht auf das Überwiegen der Involutinen in der Foraminiferen-Verteilung beider Faziesbereiche zurück. Für die Lias-Schwellenfazies ergeben sich hohe Korrelationskoeffizienten nur zwischen Rotwandfazies (MFB 24) und Bunten Cephalopodenkalken (MFB 21) mit 0,877 bei der Komponenten-Grundmasse-Verteilung und 0,947 für die Foraminiferen-Großgruppen.

4.5 SYNOPTISCHES MIKROFAZIESPROFIL (Abb. 12)

Das synoptische Mikrofaziesprofil eignet sich sehr gut zur Darstellung der Verzahnung der Mikrofaziesbereiche, zur genauen Festlegung der Grenzen größerer Fazieseinheiten und zur Rekonstruktion der oberrhätischen Morphologie. Es wurde aus 12 lithologisch-mikrofaziellen Detailprofilen (A-L), deren genaue Lage in Abb. 12 eingezeichnet ist und aus den Ergebnissen der geologisch-tektonischen Geländeaufnahme zusammengestellt. Die Profile liegen etwa 1-1,5 km NE' des Brünsteingipfels im Bereich der

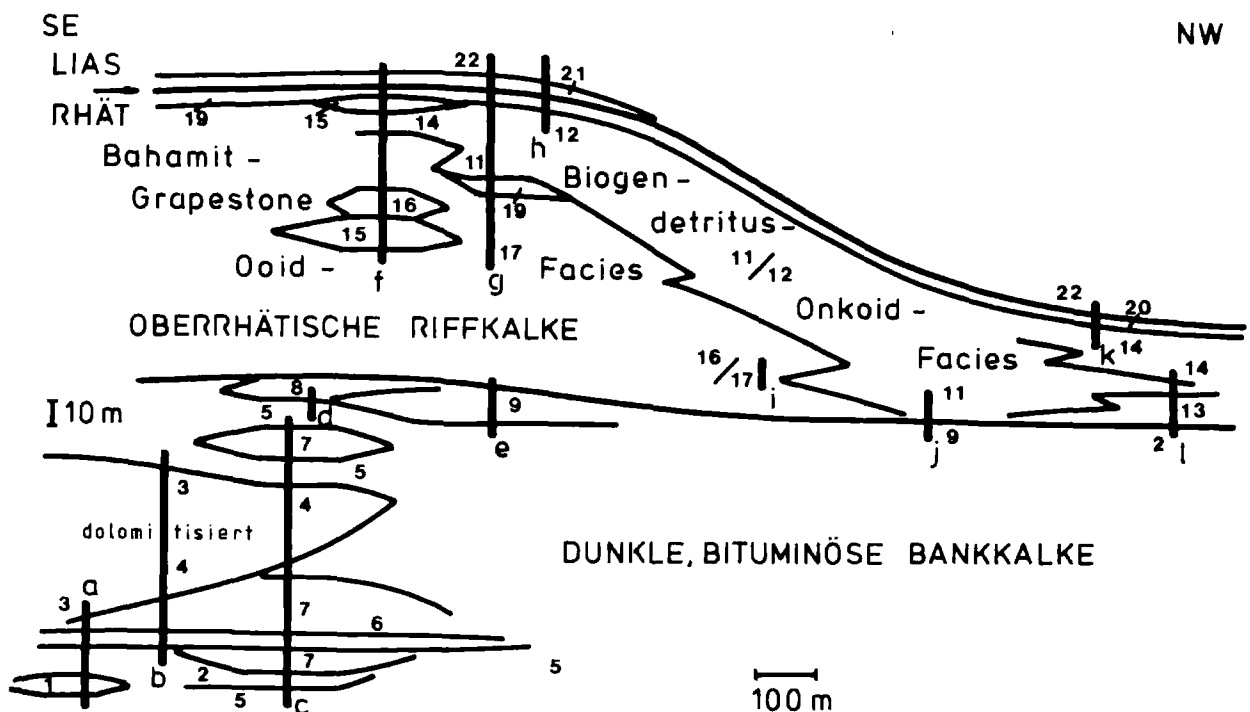


Abb. 12. Synoptisches Mikrofaziesprofil der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät (MFB 1-9) und der Oberrhätischen Riffkalke (MFB 11-20) im nördlichen Brünsteingebiet. Synoptic microfacies profile of the dark, bituminous Rhaetian limestones (MFB 1-9) and the "Upper Rhaetian Reef Limestone" (MFB 11-20) in the northern Brünstein region.

östlichen und nördlichen Brunnsteinmulde. Als Basis gilt die geringmächtige Entwicklung der Kössener Mergel. Die darüber folgenden dunklen, bituminösen Bankkalke des mittleren/oberen Rhät (MFB 1-9) zeigen eine kontinuierliche, etwa gleich mächtige Entwicklung über das Gebiet, mit einer Ge-

samtmächtigkeit von ca. 100 m. Für die Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. (MFB 11-20) beschreibt das Mikrofaziesprofil den Hang von der höherenergetischen Bahamit-Grapestone-Fazies zur nieder-energetischen, tiefer gelegenen Biogendetritus-Onkoid-Fazies.

5 EIN NEUES RIFFMODELL: EIN "PLATTFORM-VORRIFF" AUF DEM INNEREN, OFFEN-MARINEN SCHELF - A NEW REEF MODEL: A "PLATFORM FOREREEF" ON THE SHALLOW OPEN-MARINE INNER SHELF

The Upper Rhaetian Brunnstein reef can be categorized as a platform reef (A 4 after FLÜGEL 1982b). The reef developed on the shallow, subtidal, inner shelf region in areas exposed to currents. It affects its surroundings as much as 3 km to the north; this area can be described as the "Platform Fore-reef", and is subdivided into two zones (Fig. 13). The sediment of zone 1 is composed of small-grained (150-400 µm), well-sorted and rounded, micritized particles (bahamites, cortoids, grapestones, crinoidal fragments, foraminifera, Dasy-cladacean algae). Zone 2 shows a lower-energy environment with poorly sorted, partially micritized particles (oncoids, peloids, reef-detritus, red algae, foraminifera, crinoidal fragments). The higher-energy far-reef environment includes the Algal-Foraminifera Facies.

Das oberrhätische Riff des Brunnstein ist als Plattformriff (A 4 nach FLÜGEL 1982b) einzustufen. Die Riffentwicklung erfolgt an strömungsexponierten Stellen innerhalb des flachen, subtidalen, offen-marinen Schelfs. In der Folge des Riffwachstums und seines starken Einflusses auf das Ablagerungsmilieu seiner Umgebung, entwickelt sich eine deutliche morphologische, sedimentologische und ökologische Differenzierung der bis zu 3 km entfernten, benachbarten Plattformbereiche (Abb. 13). Zum Vergleich bleibt der Einfluß eines patch-reefs auf den umgebenden Sedimentbereich auf einen Umkreis von etwa 100 m beschränkt (MILLIMAN 1974). Das riffnahe Gebiet (etwa 1,5 km) bleibt bei ausgegli-

chenem Sedimentations/Absenkungs-Verhältnis in der strömungsexponierten Zone. Eine sehr starke Aufarbeitung und spätere Verfestigung des Sedimentes ist angezeigt. Die etwas entfernteren Gebiete, mit geringerer Sedimentanlieferung, sinken zunehmend unter den Bereich der Wellenbasis. Es bilden sich (bzw. verstärken sich) lokale Senken im Plattformbereich, in die noch Riffschuttmaterial geliefert wird, das keine weitere Aufarbeitung mehr erfährt. Eine eigentliche Beckenentwicklung ist nicht gegeben.

Die durchgeführten Korrelationen mit den Fazieszonen nach WILSON (1975) zeigen neben einer Riff-Flankenfazies (Fazieszone 4, MFB 11) die Fazieszone 6 des flachen, hochenergetischen, riffnahen Milieus (MFB 15-17) und die Fazieszonen 2/7, die einen tieferen, offen-marinen Schelf bzw. eine tiefere, offene Plattform beschreiben (MFB 12-14).

Die Ergebnisse der mikrofazialen Analyse (Kap. 4.2, Abb. 5) weisen das untersuchte Gebiet als Vorriffbereich eines inneren Plattformriffs aus, der auf einem flachen, subtidalen, offen-marinen Schelf liegt. Das Plattform-Vorriff gliedert sich in eine riffnahe, hochenergetische Zone 1 und eine riffernere, niederenergetische Zone 2. Die Kennzeichen der Zonen 1 und 2 und der an Zone 2 anschließenden Gebiete ohne Riffeinfluß sind in Abb. 13 zusammengefaßt. Das hier vorgestellte Plattform-Vorriff unterscheidet sich von Vorriffentwicklungen des Plattformrandes im Rhät (WURM 1982, ZANKL 1969) ebenso wie von Lagunen-Platt-

flacher, offen-mariner Schelf

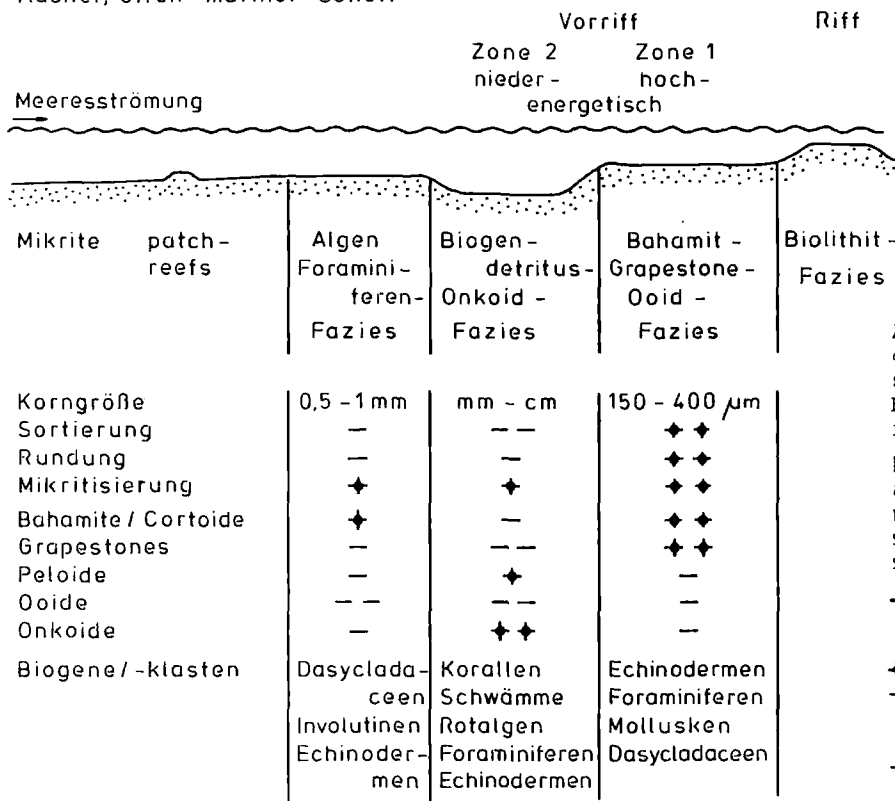


Abb. 13. Riffmodell: Faziesgliederung und charakteristische Merkmale einer Vorriff-Entwicklung auf dem flachen, inneren, offen-marinen Schelf.

Reef-model: Facies pattern and characteristics of a fore-reef development on a shallow, subtidal, open-marine, inner shelf region.

◆◆ häufig bzw. sehr gut abundant, very good sorting and roundness
 ◆ vorhanden bzw. gut, common
 — selten bzw. mäßig, rare moderate roundness and sorting
 — fehlend bzw. schlecht, lacking, poor sorting.

formen im Rhät (DULLO 1980, PILLER 1981, SADATI 1981), die beide in einigen ihrer mikrofazialen Parametern mit den hier beschriebenen Zonen vergleichbar sind. Die

Fazieszonen 2 und 7 nach WILSON (1975) fallen hier in Zone 2 zusammen, die Eigenschaften beider Fazieszonen beinhaltet.

6 SEDIMENTATIONSMODELL - DEPOSITIONAL MODEL

The sedimentary development is shown in 6 paleogeographic maps (Figs. 14-19, with a palinspastic N-S lengthening of 1:1.6). Fig. 14 shows the paleogeography of the "Upper Rhaetian Reef Limestone". During the Hettangium (Fig. 15) an intensified deepening of the platform occurred especially in the northern and northwestern regions, and one finds spiculites, pelagic influence, and a *Zoophycos-Chondrites* trace-community. In the southern regions we find red limestones of a shallower (shallow-neritic) environment. The Lower Sinemurium (Fig. 16) shows only little or no deepening. The basin in the north shallows by sedimentation; it indicates a better environment for benthonic foraminifera, ostracoda and an *Asterosoma-Chondrites* trace-community. During the Middle Liassic (Fig. 17) the platform

deepened again. Spiculites extend to the south. During the Middle/Upper Liassic (Fig. 18) the "Rotwand-Facies" appeared in the south. The red, nodular limestone vanished. During the Uppermost Liassic (Fig. 19) the "Rotwand-Facies" spread to the north. Intensified bioturbation is indicated by a *Zoophycos-Chondrites* trace-community within the gray marly limestones of the uppermost "Allgäu Beds" (spiculites).

Unteres/mittleres Rhät

Entwicklung der Kössener Mergel, als Stillwasserablagerungen einer schlecht durchlüfteten, geschützten Flachmeerregion. Lebensfeindliches Milieu, kaum Biogene.

Mittleres/oberes Rhät

Intertidale Ablagerungen der dunklen, bituminösen Bankkalke. In geschützten Stillwasserbereichen, exponierten Bewegungswasserzonen und höherenergetischen Gezeitenkanälen. Mit Mikriten sedimentstabilisierenden Algenrasen, Laminiten, Biospariten und Resedimenten. Noch relativ geringe Reliefenergie. Biotop wenig günstig, geringe Diversität, jedoch z.T. hohe Individuendichte (besonders Algen, daneben Ostracoden, Foraminiferen).

Oberes Rhät (Abb. 14)

Oberrhätische Riffkalke i.w.S. - Tieferlegung des Ablagerungsraumes in das obere Subtidal-Entwicklung eines zentralen Riffareals - hohe Reliefenergie - optimale Milieubedingungen für viel Organismen - hohe Diversität, oft hohe Individuendichte. Süden: zentrales Riffareal. Nördlich vorgelagert: eine etwa 1,5 km breite, hochenergetische Plattform (ungefähr 10 m tief), mit Biospariten der Bahamit-Grapestone-Fazies und Ooidbarren am nördlichen Rand. Davor liegt eine tiefere, offene Plattform (in 1,5-3 km Entfernung vom Riff, etwa 50 m tief), mit Bio- bis Onkomikriten der Biogendetritus-Onkoid-Fazies. Norden: eine höher-energetische Plattform (20-30 m tief), mit Biospariten der riffernen Bahamit-Grapestone-Fazies und der Foraminiferen-Dasycladaceen-Fazies.

Hettangium (Abb. 15)

Verstärkte Absenkung, besonders im Norden und Nordwesten.

Süden: Entwicklung von Bunten Cephalopodenkalken und Adneter Kalken. Osten: Rotkalkbildung mit Adneter- und Hierlatzkalken. Norden: Schwammrasenbildung setzt ein - Beginn der Allgäuschichtenentwicklung - *Zoophycos*-Spurenassoziation - pelagischer Einfluß. Kontinuierliche Vertiefung des Beckens nach Osten.

Unteres Sinemurium (Abb. 16)

Wordringen des Beckens nach Osten abgeschlossen - geringe oder fehlende Absenkung. Süden: Der Ablagerungsraum der Adneter Kalke vergrößert sich über das Gebiet der Bunten Cephalopodenkalke, deren Entwicklung zu Ende geht. Osten: Rotkalkbildung (Adneter- und Hierlatzkalke) mit Aufarbeitung und Schüttung nach Westen (Polymikte Kongomerate). Norden: Auffüllen des Beckens mit Sediment = Verflachung des Ablagerungsraumes - pelagischer Einfluß verringert sich. Hoher Mikritanteil, geringe Schwammrasenbildung - Verbesserung der Lebensbedingungen - bessere Durchlüftung: glattschalige und skulptierte Ostracoden, Foraminiferen, Echinodermen, *Asterosoma*-Spurenassoziation, Ammoniten mit *Vermiceras spiratissimum* (QUENSTEDT), *Arnioceras semicostatum* (YOUNG & BIRD).

Mittlerer Lias (besonders oberes Sinemurium) (Abb. 17)

Süden: Schwammrasenbildungen engen den Ablagerungsraum der Adneter Kalke nach Süden ein. Norden: Verschlechterung der Lebensbedingungen - pelagischer Einfluß verstärkt sich wieder - stärkere Absenkung - noch hoher Mikritanteil - stärkere Schwammrasenbildung - *Asterosoma*-Spurenassoziation verschwindet, *Zoophycos*-Assoziation setzt wieder ein.

Mittlerer/oberer Lias (?Pliensbachium)

(Abb. 18)

Süden: Einsetzen der Rotwandfazies im Süden. Die Entwicklung der Adneter Kalke geht zu Ende. Norden: Weitere Absenkung - geringer Mikritanteil - starke Schwammrasenbildungen über das ganze Gebiet, die auch die Rotwandfazies im südlichsten Bereich beeinflusst.

Oberer Lias (Abb. 19)

Süden: Schwammrasenbildung geht etwas zurück - die Rotwandfazies breitet sich weiter nach Norden aus. Norden: Schlammböden mit viel Tongehalt - mitunter reduzierendes Milieu - pelagischer Einfluß - *Zoophycos*-Spurenassoziation, mit z.T. sehr starker Intensität der Durchwühlung.

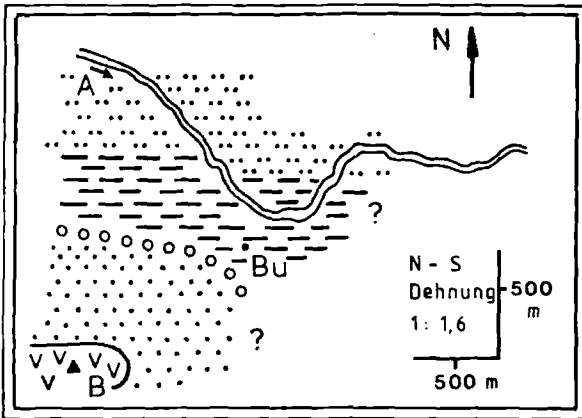


Abb. 14. Oberes Rhät - Upper Rhaetic

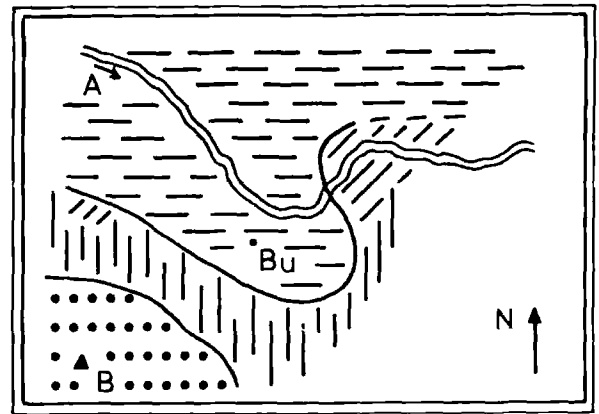


Abb. 15. Hettangium -Hettangian

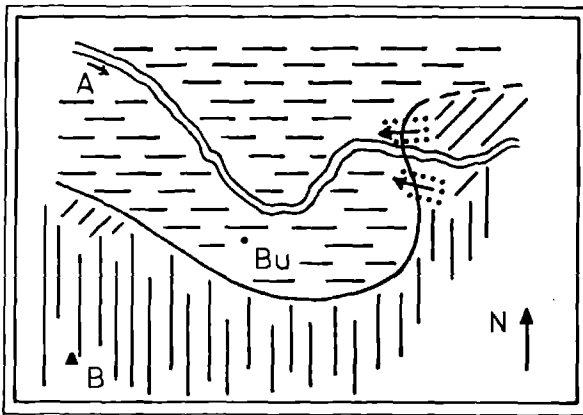


Abb. 16. Unteres Sinemurium - Lower Lower Sinemurian

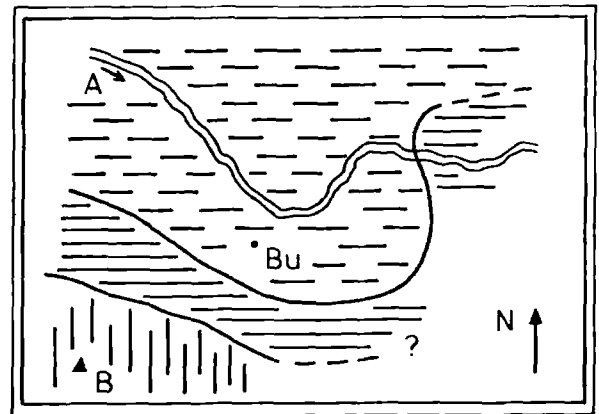


Abb. 17. Mittlerer Lias Middle Liassic

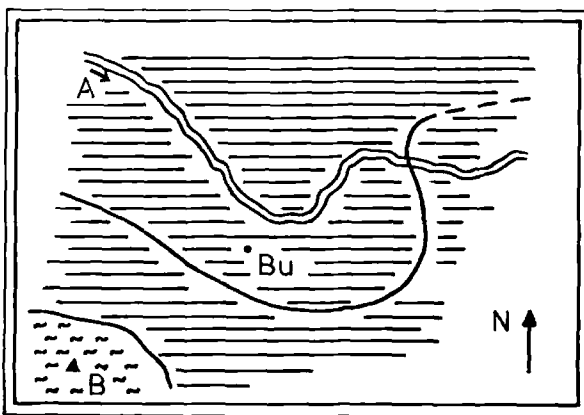


Abb. 18. Mittlerer/oberer Lias Middle/Upper Liassic

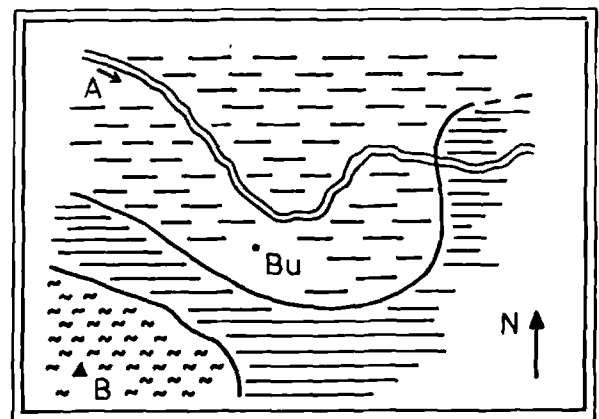


Abb. 19. Oberer Lias - Upper Liassic

Abb. 14-19. Paläogeographie des Gebietes von Brunnstein-Auerbach im Rhät und Jura.

Paleogeography of the Brunnstein-Auerbach area during the Rhaetic and Jurassic.

Legende zu Abb. 14/legend for Fig. 14.

v v v zentrales Riffareal/central reef area.
 . . . Bahamit-Grapestone-Fazies/Bahamite-Grapestone Facies.
 o o o Ooidbarren/oolitic shoals.
 - - - Biogendetritus-Onkoid-Fazies/Bioclastic-Onkoid Facies.
 Foraminiferen-Dasycladaceen-Fazies/Algal-Foraminifera Facies.

A = Auerbach, Bu = Buchau, B = Brunnstein

Legende zu Abb. 15-19/legend for Figs.15-19.

. . . Bunte Cephalopodenkalke/Colored Cephalopod Limestones.
 | | | Adneter Kalke/red, nodular limestones.
 // Hierlatzkalke/crinoidal limestones.
 ~ ~ ~ Rotwandfazies/Rotwand Facies.
 ≡ ≡ ≡ Kieselkalkfazies/siliceous spiculites.
 ≡ ≡ ≡ Fleckenkalkfazies (Allgäuschichten)/spiculites (Allgäu Beds).
 <:~: polymikte Konglomerate/polymictic conglomerates.

7 STATISTISCHE VERTEILUNG DER FORAMINIFEREN - QUANTITATIVE DISTRIBUTION OF THE FORAMINIFERA

The abundance of the foraminifera within the different microfacies-belts is based on the number of individuals/9 cm² (Fig. 20-23). *Glomospira/Glomospirella* and *Trochammina* find optimal conditions in a lower-energy environment. The abundance of sessile Textulariidae and Miliolidae depends on the amount of hard substrate and is restricted within high-energy environments. *Tetrataxis* and *Duostomina* appear only in the near-reef zones. Vagile-benthonic Miliolidae are very abundant in the reef-biota and the shallow-neritic environment of the Liassic red, nodular limestones. Involutinidae can be found within nearly all the microfacies-belts, except the biolithite facies. The greatest abundances are seen in the far-reef environments and in the high-energy oolitic shoals.

Die absolute Häufigkeit der Foraminiferen in den Mikrofaziesbereichen wurde durch Auszählen aller Formen auf jeweils gleich großer Schlißfläche von 9 cm² bestimmt und über die Anzahl der Schliße eines Mikrofaziesbereichs gemittelt (Abb. 20,21). Die Foraminiferen wurden 5 Unterordnungen (= Großgruppen) zugeordnet (Textulariina, Fusulinina, Lagenina, Miliolina, Involutinina), deren Verteilung in den Mikrofaziesbereichen Abb. 23 zeigt. Alle auftretenden Gattungen und Arten eines MF-Bereiches sind in den Abschnitten 4.1 - 4.3 zu finden.

7.1 FORAMINIFERENVERTEILUNG IN DEN MIKROFAZIESBEREICHEN

Dunkle, bituminöse Bankkalke des Rhät:

Meist fehlen Foraminiferen völlig. Sind sie vorhanden, ist ihre Diversität stets sehr gering. Es kommen nur Arten der Unterordnung Involutinina oder Textulariina vor. Zum Hangenden hin treten vereinzelt Formen der Lagenina auf. Die Gruppen der Fusulinina und Miliolina fehlen. Die Individuenzahl ist dagegen hoch. Involutinen mit *Aulotortus*

und *Trocholina* erscheinen in den Biomikriten des MFB 1. In den Biopelspariten des MFB 5 findet man ausschließlich Textulariina mit *Trochammina*, *Glomospira/-spirella*, *Agathammina*. Die Biomikrite des MFB 9 führen neben *Trochammina*, *Glomospira/-spirella*, *Agathammina* und sessilen Sandschalern schon einige Lagenina.

Oberrhätische Riffkalke i.w.S. (Abb. 20):

Die Riffhöhlensedimente der Biolithitfazies zeichnen sich in erster Linie durch *Miliolipora* und *Quinqueloculina* aus. Begleitformen stellen besonders sessile Sandschaler. Die Biosparite der riffnahen Bahamit-Grapestone-Fazies zeichnen sich durch *Glomospira/-spirella*, *Trochammina*, *Frondicularia* und *Nodosaria* aus. Die Sortierungseffekte, die durch die hohe Strömungsintensität wirksam werden, lassen die feinkörnigen, etwas mikritischen Sedimente der geschützteren Zonen dieses Bereichs ohne Involutinen. Ansonsten tritt *Aulotortus* gleichzeitig neben den oben genannten Formen auf.

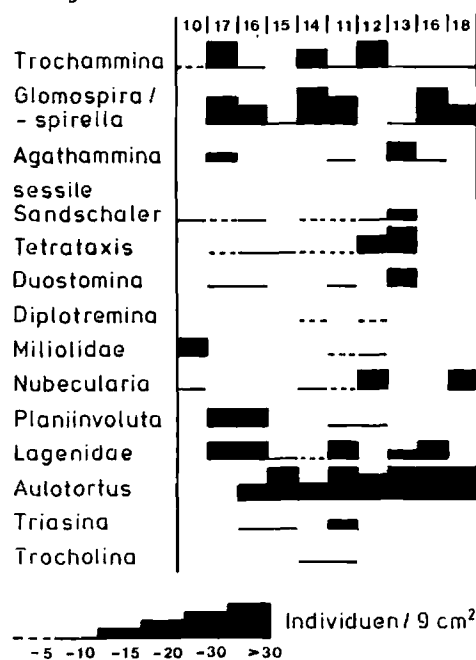


Abb. 20. Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in den Oberrhätischen Riffkalke. Die Reihenfolge der Mikrofaziesbereiche (MFB 10-18) entspricht der Abb. 5.

Frequency of the foraminifera within the "Upper Rhaetian Reef Limestone". The sequence of the microfacies-belts (MFB 10-18) corresponds to Fig. 5.

Die Ooidsande, die im Gleichgewicht der hochenergetischen Turbulenzzone stehen, führen überwiegend *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK und *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), die zum Teil als Ooidkerne, meist aber nicht umkrustet vorliegen. Die Bio- bis Onkomikrite des nieder-energetischen Bereichs zeichnen sich durch eine hohe Variationsbreite der auftretenden Gattungen aus. Es kommen alle Unterordnungen vor. Hauptvertreter bilden *Aulotortus*, *Tetrataxis* und *Trochammina/Glomospira/spirella*.

Die Biosparite der riffernen Bahamit-Grapestone-Fazies liefern ein gutes Beispiel für die Veränderung der Häufigkeitsverteilung im Foraminiferenspektrum durch die Entfernung vom zentralen Riffareal, bei ähnlichen sedimentologischen Bedingungen wie die riffnahen Biosparite, die sich in der gleichen mikrofaziellen Ausbildung widerspiegeln. Besonders das Fehlen von Tetrataxiden und Milioliden kennzeichnet diesen Bildungsraum. Hauptvertreter sind *Glomospira/spirella* und *Aulotortus*.

Die rifferne Kalkalgen-Foraminiferen-Fazies zeichnet sich durch einen sehr hohen Anteil an Involutinen aus mit *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) und *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK. Als Begleitformen erscheinen Textularien; Tetrataxiden fehlen.

Die Biomikrite der Oberrhätischen Mergelkalke zeigen als Hauptvertreter *Triasina hantkeni* MAJZON. Mit der onkoidischen Fazies des nieder-energetischen Bereichs verbindet sie das häufige Auftreten von *Aulotortus* und *Glomospira/spirella*, mit den riffernen Gebieten das Fehlen der Tetrataxiden.

Lias-Schwellenfazies (Abb. 21): Sie zeichnet sich gegenüber den Karbonaten der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. durch eine deutliche Reduzierung der Vielfalt der Gattungen aus. Die Individuendichte schwankt zwischen sehr gering (Hierlatzkalk, Kirchsteinkalk) über mäßig viel (Bunte Cephalopodenkalke, Rotwandfazies) bis zu häufig

(Adneter Kalke). Sie ist in jedem Fall umgekehrt proportional zur Summe der auftretenden Echinodermenbruchstücke und Spicula. Die Foraminiferen-Assoziation *Glomospira/spirella* und *Aulotortus* als Hauptvertreter stellt für die Bunten Cephalopodenkalke noch eine Verbindung zu den Fazieseinheiten der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. her. Ihren Lias-Bezug erhalten sie neben ihrer mikrofaziellen Ausbildung durch das Auftreten von *Involutina liassica* (JONES). *Ophthalmidium* und Formen der Lagenina erscheinen als Begleiter. In den roten Biomikriten der Adneter Kalke dominieren sehr kleinwüchsige Formen der Ophthalmidien, die z.T. massenhaft auftreten. Größere Formen wie *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina liassica* (JONES), *Trocholina* und Gattungen der Lagenina treten zwar im Schlibbild deutlicher in Erscheinung, spielen in ihrer Individuenhäufigkeit jedoch eine wesentlich geringere Rolle als die Ophthalmidien. Sandschaler und Tetrataxiden fehlen. Die Foraminiferenhäufigkeit in den Hierlatzkalken ist so gering, daß keine Hauptvertreter angegeben werden. Vereinzelt Vorkommen von *Ophthalmidium*, *Nodosaria* und *Aulotortus* zeigen eine typische Lias-Assoziation. In der Rotwandfazies stellen *Ophthalmidium* und *Aulotortus* die Hauptvertreter. Die Lagenina bilden Begleitformen. Andere Gruppen fehlen.

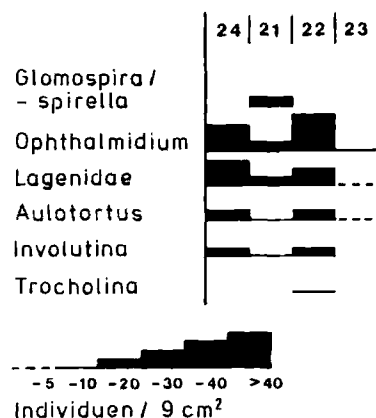


Abb. 21. Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in den Mikrofaziesbereichen der Lias-Schwellenfazies (MFB 21-24).

Frequency of the foraminifera within the Liassic microfacies units (MFB 21-24).

7.2 PALÖKOLOGISCHE STELLUNG WICHTIGER,
FAZIESANZEIGENDER FORAMINIFEREN
(Taf. 7/4-8)

Die unterschiedliche Wertigkeit der ökologisch wirksamen Faktoren auf die beschriebenen Foraminiferengruppen ergibt ihre Begrenzung des Lebensraumes. Die hier häufig als limitierender Faktor angegebene Wasserenergie hat nicht in erster Linie selbst einen Einfluß auf die Foraminiferenverteilung, sondern wirkt hauptsächlich sekundär durch Veränderung der Ökofaktoren wie Salinität, Wassertemperatur, O₂-Gehalt, CaCO₃-Löslichkeit, Nahrungsangebot und Substrat.

Glomospira/Glomospirella: Eine parallele Verteilung von *Glomospira/-spirella* und *Trochammina*, die auch von SCHÄFER (1979) für das Adnet- und Rötelandgebiet beschrieben wird, ist gegeben. Sie sind in fast allen Mikrofaziesbereichen anzutreffen, zeigen ein verstärktes Auftreten in den Übergangsbereichen von der höherenergetischen zur tieferen, offenen Plattform mit mäßiger und wechselnder Turbulenz und in den geschützten Zonen der Bahamit-Grapestone-Fazies. Sie sind selten in den rein sparitischen Ausbildungen der Ooidfazies und der riffernen Algen-Foraminiferen-Fazies, ebenso wie in den reinen Onkomikriten. Den optimalen Lebensraum für *Glomospira/-spirella* und *Trochammina* bilden sandige, nicht vollständig ausgewaschene Böden in mäßig bewegtem Wasser mit zeitweise unterbrochener Turbulenz. Weder reine Biosparite noch reine Biomikrite bieten günstige Bedingungen.

Sessile Sandschaler, sessile Milioliden: Sessile Foraminiferen finden sich in fast allen Fazieszonen. Innerhalb der Biolithitfazies, als Sekundärbesiedler des Riffgerüsts, sind sie sehr häufig. Auf ihre Funktion in diesem Bereich hat SCHÄFER (1979) hingewiesen ("Erhöhung der Stabilität und Verdichtung des Riffgerüsts"). Eine Konkurrenz um das Substrat, die eine gegenläufige Verteilung sessiler Milioliden und sessiler Sandschaler bedingt (SCHÄFER 1979) ist außerhalb des zentralen Riff-

areals nicht zu beobachten. In der überwiegend mikritischen Fazies des Hanges zur tieferen, offenen Plattform kommen sessile Sandschaler, *Nubecularia* und *Planinvolvula* nebeneinander vor. Hier ist ein Angebot an festem Substrat, durch zum Teil große Bioklasten, ausreichend vorhanden. Innerhalb der Ooidfazies und der Bahamit-Grapestone-Fazies des hochenergetischen Bereichs treten sessile Foraminiferen zurück oder fehlen ganz. Der Lebensraum der sessilen Foraminiferen wird neben dem Angebot an festem Substrat auch durch die Intensität der Wasserbewegung bestimmt, wobei sich in erster Linie der hochenergetische Bereich ungünstig auswirkt. Die Grenze zur niederenergetischen Zone ist bei einem Mangel an festem Substrat gegeben.

Tetrataxis/Duostomina: Auch hier gilt überwiegend eine parallele Verteilung. Ihre Hauptverbreitung finden sie in der Onkoidfazies. Eine Anpassung an die hochenergetische Zone der Bahamit-Grapestone-Ooidfazies ist jedoch gegeben. Ihre Verteilung zeigt keine direkte Abhängigkeit von der Wasserbewegung. Ihr Auftreten ist zur Riffentfernung korrelierbar, da sie in den riffernen Fazieszonen fehlen. Sie erscheinen auch nicht in den Faziesbereichen, die zeitlich vor und nach der Riffentwicklung liegen. Erklärungen für dieses Verteilungsmuster wären die optimalen Milieubedingungen des riffnahen Bereichs und/oder eine mögliche Symbiose mit den entsprechenden Riffsymbionten.

Vagil, benthonische Milioliden: Sie treten z.T. massenhaft in den geschützten Bereichen der Riffhöhlensedimente auf (SCHÄFER 1979). Außerhalb der Biolithitfazies verlieren sie an Bedeutung und kommen nur mehr vereinzelt in der mikritischen Riffdetritusfazies vor. Allgemein gilt für die Miliolidschaler eine geringe Abhängigkeit von der Wassertiefe bei großer Anpassungsfähigkeit an das Substrat (SENOWBARI-DARYAN 1980). Eine eher niedrige Wasserenergie ist günstig. Ihr massenhaftes Auftreten in den roten Biomikriten des Lias zeigt eine gute Anpassungsfähigkeit an extreme Milieubedingungen, bei geringerer Konkurrenz mit anderen Foraminiferen.

Involutinen: Am häufigsten sind sie in den höherenergetischen, riffernen Biospariten und in den Oospariten. Die Vergesellschaftung mit anderen Foraminiferen ist dabei gering. Nicht selten erscheinen sie in den nieder-energetischen Bio- und Onkomikriten der tieferen, offenen Plattform, hier neben einer Vielzahl anderer Foraminiferen. In den Tieferwasser-Ablagerungen der Lias-Schwellenfazies sind sie ebenso zu finden wie in den Flachwasserbereichen der dunklen, bituminösen Bankkalke. Der riffnahe Bereich der Bahamit-Grapestone-Fazies zeigt einen recht geringen Anteil an Involutinen. Sie zeigen eine große Anpassungsfähigkeit an Wassertiefe, Milieu und Substrat. Generell ist die Individuenzahl der Involutinen in riffernen Gebieten am höchsten. Eine direkte Abhängigkeit von der Wasserenergie ist nicht gegeben. Sie können sich jedoch besser als andere Foraminiferen den höherenergetischen Bereichen anpassen. Die Arten *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK und *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) kommen nur in der höher- bis hochenergetischen Zone vor.

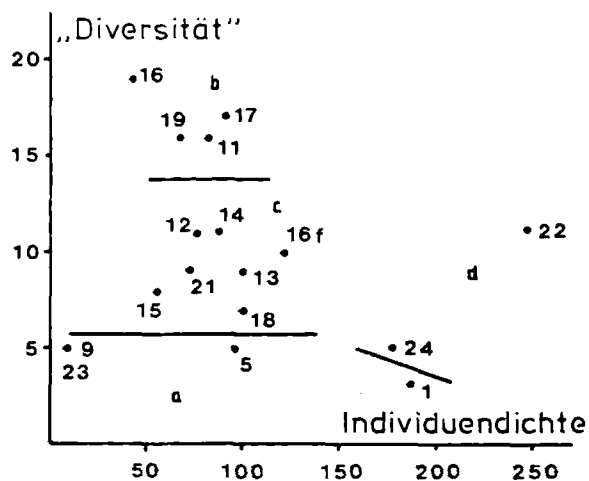


Abb. 22. "Diversität" und Individuendichte der Foraminiferen in den typisierten Mikrofaziesbereichen des Rhät und des Lias.

"Diversity" and individual abundance (number of individuals per 9 cm^2) of the foraminifera within the microfacies units of the Rhaetic and Liassic.

7.3 "DIVERSITÄT" UND INDIVIDUENDICHTE (Abb. 22)

Die absolute Häufigkeit der Foraminiferen in den typisierten Mikrofaziesbereichen

erreicht auf einer Schliffläche von 9 cm^2 im Durchschnitt einen Wert von 80 Individuen. Die Schwankungsbreite für die Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. liegt zwischen 40 und 120 Individuen. Die höchsten Individuendichten zeigen die riffernen Biosparite, die geringsten die riffnahe Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies. Die Angaben zur "Diversität" beinhalten nur eine begrenzte Aussage über die wirklich auftretende Anzahl verschiedener Arten, da die Schliffbefunde i.a. nur eine Zuordnung zu Gattungen ermöglichen. Da somit ökologische Aussagen aus dem "Diversität"/Individuendichte-Verhältnis nur bedingt gelten können, sollen sie hier eher in der relativen Beziehung der einzelnen Fazieseinheiten zueinander gedeutet werden.

Es können 4 Gruppen unterschieden werden:

a) Eine geringe Diversität und unterschiedliche Individuendichte, die vom Liegenden zum Hangenden generell abnimmt, zeigen die foraminiferenführenden MF-Bereiche der dunklen, bituminösen Bankkalke. Sie kennzeichnen die schlechten Lebensbedingungen eines flachen Intertidalbereiches, die ökologisch angepassten Formen ein z.T. individuenreiches Auftreten ermöglichen.

Die MF-Bereiche der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. lassen sich in 2 Gruppen (b,c) aufteilen, die sich deutlich durch ihre Diversität unterscheiden und relativ unabhängig zu den typisierten Mikrofazies-Großgruppen liegen.

b) In dieser Gruppe erscheinen MF-Bereiche mit einer bald doppelt so hohen Anzahl an Gattungen und Arten wie in der Gruppe c, wobei die Individuendichte im Mittel nur wenig niedriger liegt. Sie beinhaltet einmal die MF-Bereiche, die der Riffentwicklung am nächsten stehen (MFB 11, 16, 17) und zum anderen die Biomikrite der Oberrhätischen Mergelkalke.

c) Diese Gruppe umfaßt die riffernen Biosparite (MFB 16f, 18), die Oosparite (MFB 15), die nieder-energetischen Bio- bis Onkomikrite (MFB 12,13), die Biopelsparite des MFB 14 und die Bunten Cephalopodenkalke (MFB 21) des Lias, die hier nochmals zu den Oberrhätischen Riffkalcken i.w.S. vermitteln.

d) Die Karbonate der Lias-Schwellenfazies zeichnen sich durch eine sehr hohe Variabilität in der Individuendichte aus, bei geringer bis mittlerer Diversität. Ihre Werte verteilen sich weit über das Diagramm (MFB 21-24).

7.4 VERTEILUNG DER FORAMINIFEREN-GROSSGRUPPEN (Abb. 23)

Die Verfügbarkeit von CaCO_3 , die in erster Linie durch die Salinität in engem Zusammenhang mit Wassertiefe und Temperatur gesteuert wird, gilt als wichtiger Faktor bei der Verteilung der Foraminiferen-Grossgruppen (GREINER 1969, 1970). MURRAY (1973) stellt das Verhältnis zwischen Sandschalern (Textulariina), hyalinschaligen (Rotaliina) und porzellanschalen (Miliolina) Foraminiferen in einen bestimmten ökologisch definierten Lebensraum. Die nur fossil bekannten Fusulinina müssen in diesem Zusammenhang unberücksichtigt bleiben.

Für die Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. verteilen sich die Foraminiferen auf den Bereich zwischen Rotaliina und Textulariina mit einem nur geringen bis fehlenden Anteil an Miliolidschalern. Dies weist auf überwiegend normalmarine Bedingungen. Von dieser Verteilung weicht deutlich die der

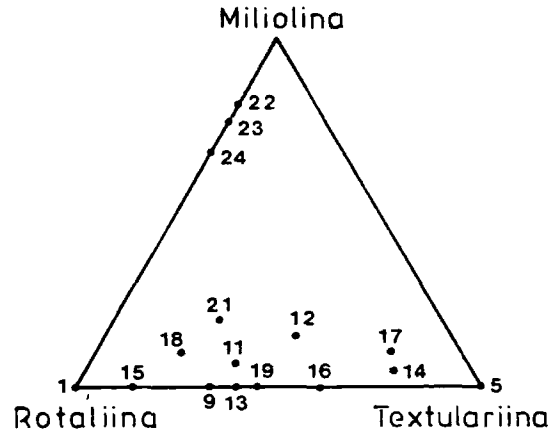


Abb. 23. Verteilung der Foraminiferen - Grossgruppen (MURRAY-Diagramm).

Relation of the foraminiferal groups Rotaliina, Textulariina, and Miliolina within the distinct microfacies units (MURRAY-Diagram).

Schwellenfazies des Lias ab. Nur die Bunten Cephalopodenkalke mit der grauen Lias-Basis vermitteln noch zu den Bildungen der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. Die Hierlatz-, Adnet- und Rotwandfazies zeigt eine eindeutige Vorrangstellung der Milioliden, wobei Textularien fehlen. Ein einerseits hypersalines Milieu einer andererseits flachneritischen Region (um 100 m Tiefe) kann angenommen werden. Die Entstehung und Aufrechterhaltung des hypersalinen Milieus in einer größeren Tiefe wird durch Unterströmung innerhalb des Sedimentationstrogos gewährleistet.

8 DIAGENESE - DIAGENESIS

The diagenetic structures of Involutinidae in the depositional and post-depositional environments were investigated. The aragonitic tests of Involutinidae show a high sensitivity to early diagenetic influences. Micritization, micrite infilling of internal chambers, aragonite solution, cementation and neomorphism affecting the tests of Involutinidae were observed. The environments associated with the diagenetic structures of Involutinidae (except B₁) can be differentiated according to the stage of preservation:

A: Sheltered intertidal environment - Biomicrites of the dark, bituminous bedded limestones. The Involutinidae show no micritization, little or no chamber-filling with micritic ooze, a preserved or only slightly deformed outline. This indicates early micrite consolidation and aragonite solution.

B₁: Central reef area - Biolithites. Indicates an active, marine phreatic zone with much water movement through the sediment. Processes of recrystallisation and inversion

begin early, two or more generations of cements follow.

B₂: High-energy, near-reef platform - Biosparites of the Bahamite - Grapestone Facies of the "Upper Rhaetian Reef Limestone". Tests of Involutinidae are partially micritized, the outline is preserved or slightly deformed, some inversion and recrystallisation. Cementation does not begin too early, aragonite solution is indicated during or after cementation. Indicates an active, marine phreatic zone with much water movement through the sediment.

C: Lower-energy, deeper platform - Biomicrites of the Bioclastic-Oncoïd Facies. Micrite filling of the first chambers, outline preserved. This indicates early matrix consolidation and later aragonite solution within a marine phreatic zone with little water movement into the sediment.

D: Higher-energy, far-reef platform - Biosparites of the Algal-Foraminifera Facies. Tests greatly micritized, outline deformed or broken, micritized acicular cement. Cementation begins late, aragonite solution before or during cementation.

E: Low-energy, shallow neritic platform - Biomicrites of red, nodular limestones, All chambers of Involutinidae are filled with micrite, outlines not preserved, partly to completely dissolved. Matrix consolidation follows after aragonite solution and begins very late.

8.1 EINFÜHRUNG

Im untersuchten Material treten Mikritisierung, Mikritfüllung von Hohlräumen, Lösung, Zementation und Neomorphismus als Folge der Diagenese auf.

a) Mikritisierung und Mikritfüllung von Hohlräumen: Die Mikritisierung von Involutinengehäusen, die stets von der Oberfläche ausgeht, kann je nach Zeitdauer und Intensität Teile des oder den ganzen Deuterolo-

culus erfassen. Die zentrale Zone der Umbilicalmasse bleibt am längsten von der Mikritisierung verschont (PILLER 1978). Komponenten in rein mikritischer Matrix zeigen im untersuchten Material keine Mikritisierung. In Faziesbereichen mit wechselndem Mikrit/Sparit-Verhältnis ist Mikritisierung nicht ausgeschlossen. In überwiegend sparitischen Kalken ist sie am häufigsten. In Sedimenten mit mikritischer Matrix kann eine unterschiedlich starke Verfüllung besonders biogener Hohlräume mit feinkörnigem Sediment ("micritic ooze") beobachtet werden. Die Involutinen zeigen hierbei, ebenso wie bei ihrer Mikritisierung, von außen nach innen zunehmend, verschiedene Stadien der Verfüllung ihrer Kammerlumina bis zum Proloculus. Der erfolgte Fortschritt in der Kammerfüllung steht in Bezug zur Verweildauer des Gehäuses im lockeren Sediment, d.h. er kann als Indikator für eine früh oder relativ spät einsetzende Verfestigung des Sedimentes verwendet werden.

b) Lösung: Bildung von sekundären Hohlräumen (bes. "moldic porosity") durch Aragonit- und Mg-Calcit-Lösung. Die Lösung des gegenüber dem Kalzit relativ instabilen Aragonits erfolgt besonders rasch unter dem Einfluß meteorischen Wassers in flachen Lagunen mit zeitweiligem Auftauchen. Von einer raschen Lösung verschont bleiben dagegen häufig die Formen des zentralen Riffareals (PILLER 1978). Bei den Lösungsvorgängen ist zwischen Karbonaten mit hohem Mikritgehalt und komponentenbestimmten Sedimenten mit sparitischer Zementation zu unterscheiden. In mikritreichen Gesteinen bedeutet Lösung Hohlraumbildung im Sediment, die jedoch nur bei vorangegangener Verfestigung des Sedimentes erhalten bleibt, ansonsten sind die Hohlräume verfüllt oder zumindest verdrückt. In den Sedimenten ohne oder mit nur einem geringen Anteil an primär mechanisch angelagertem Mikrit bleiben bei der Aragonitlösung die mikritisierten Bereiche bestehen, die resistenter als das primäre Gehäusematerial sind. Bleibt die Umrißstruktur des Gehäuses in ihrer ursprünglichen Form erhalten, muß die Mikritkapsel vor Beginn der Aragonitlösung verfestigt sein. Ist dies nicht der Fall, kann es zu einer Verdrückung

der Mikrithülle kommen.

c) Zementation: Unter Zementation ist die chemische Anlagerung von CaCO_3 aus Lösungen an freien Oberflächen, in primären oder sekundären, inter- oder intragranularen Porenräumen zu verstehen. Folgende Zementtypen können unterschieden werden: Radiaxial fibröser Zement (BATHURST 1975). Er erscheint nur in der zentralen Riff-Fazies. Radial-fibröser Zement zeigt meist unscharfe Grenzen zur Mikrithülle und besteht aus einem Saum kleiner, nadeliger, oft senkrecht zur Unterlage stehender Kristalle. Er kennzeichnet i.a. einen frühdiagenetischen Zement A. Granularer Blockzement besteht aus an- bis subhedralen Kristallen, die keine bevorzugte Richtung zeigen. Er bildet meist die Zementationsphase B. Im Auftauchbereich, wo sich Zement A meist nicht bildet, tritt er oft als einziger Zementtyp auf. Syntaxialer Rindenzement, als Wachstum von CaCO_3 im optischen Kontinuum, erscheint besonders an Echinodermenbruchstücken.

d) Neomorphismus: Inversion: In-situ-Transformation von Aragonit und Mg-Kalzit in Kalzit mit teilweiser Erhaltung der primären Gehäusestruktur (Paramorphismus) bei Biogenen. Vor ihrem Einsetzen können alle Mikritisierungsstadien stattfinden. Rekristallisation: Ein Kristallwachstum ("aggrading neomorphism" nach FOLK 1965) von Mikrit, Sparit und durch Inversion entstandener Kristalle. Sie zeichnet bei Biogenen zuerst die primären Wandstrukturen nach und führt im weiter fortgeschrittenen Stadium zu deren Verschleierung. Mikritisierte Bereiche erweisen sich auch hier als besonders resistent. Für stark rekristallisierte Formen ist eine vorangegangene Inversion oder Lösung und Zementation nicht mehr unterscheidbar (PILLER 1978).

8.2 DIAGENETISCHE VERÄNDERUNG DER INVOLUTINIDAE

Die Involutinina bauen ihre mehrschichtige Gehäusewand aus länglichen Aragonitkristallen auf, die senkrecht zur Gehäuse-

oberfläche stehen. Sie gehören zur Gruppe der kalkschaligen Foraminiferen mit "hyalin-radiärer Wandstruktur" (HOHENEGGER & PILLER 1975a). Auf die Bedeutung der Wandstruktur der Foraminiferen für ihre Großgliederung machen HOHENEGGER & PILLER (1975c) aufmerksam. Die unterschiedliche diagenetische Veränderung verschiedener primärer Wandstrukturen bietet schon im Schlibbild einen guten Indikator zur Bestimmung. Auf eine Abfolge in der Widerstandsfähigkeit von Foraminiferengehäusen und anderer Biogenschalen haben erstmals BANNER & WOOD (1964) hingewiesen. Ihre Ergebnisse konnten HOHENEGGER & PILLER bestätigen. Sie gingen jedoch einen Schritt weiter und führten gleiche diagenetische Veränderungen bei Formen bisher verschiedener Unterordnungen auf primär gleiche Wandstrukturen zurück und schlugen somit eine Revision einer Reihe von Gattungen der Involutinen vor, die PILLER (1978) zu einer Revision der Involutinidae ausbaute. Die primär aragonitische Struktur der Involutinidae macht diese für diagenetische Einflüsse besonders empfindlich, was zu einer Vielzahl von unterscheidbaren Diagenesestadien führt, die in Abhängigkeit zu den im Sediment ablaufenden Diagenesevorgängen stehen.

8.2.1 INVOLUTINENDIAGENESE IN DEN MIKROFAZIESBEREICHEN (Taf. 7/9-11; Taf. 8)

Bezogen auf die typisierten Mikrofaziesbereiche lassen sich unterschiedliche Erhaltungstypen der Involutinen erkennen, die Rückschlüsse auf die frühdiagenetische Entwicklung des Sedimentes zulassen. Der Grad der Mikritisierung beziehungsweise die Mikritfüllung von Hohlräumen gilt neben der Erhaltung der Umrißstruktur als Indikator zur Festlegung des Zeitraumes bis zum Einsetzen der Verfestigung des Sedimentes bzw. der Aragonitlösung der Involutinengehäuse.

Fazies mit überwiegend mikritischer Matrix (MFB 1,12,21,22,24): In diesen Mikrofaziesbereichen findet keine Mikritisierung statt. Die Identifizierung der Involutinen erfolgt über die Erhaltung der Umrißstruktur und die mit Mikrit gefüllten Kammerlumina.

Folgende Stufen der Mikritfüllung lassen sich unterscheiden:

- Keine Füllung der Kammerlumina, nur der Umriß bleibt erhalten. Dies spricht für eine relativ rasche Verfestigung des Sedimentes.
- Teilweise Füllung des Deuteroloculus (Taf. 7/9,11): Sind nur die ersten 1-2 Umgänge verfüllt, entspricht der Verfestigungsbeginn etwa dem ohne Mikritfüllung. Beide Ausbildungen kommen in den MF-Bereichen 1 und 12 nebeneinander vor. Bei einer weiteren Verfüllung und vollständigen Umrißerhaltung ist eine langsame Verfestigung des Sedimentes vor einer erst nachfolgenden Aragonitlösung gegeben. Diese Ausbildung findet man in den MF-Bereichen 13 und 19, in denen auch Mikritisierung vorkommt.
- Vollständige Füllung aller Kammerlumina (Taf. 8/7,9,10): Diese Ausbildung ist nur in der Lias-Schwellenfazies (MFB 21,22,24) gegeben. Sie spricht für ein spätes Einsetzen der frühdiagenetischen Verfestigung. Die Aragonitlösung erfolgte schon vor der vollständigen Sedimentverfestigung. Belegt wird dies durch das Fehlen bzw. die nur unvollständige Erhaltung der Umrißstruktur. Nur die Füllungen der Kammerlumina bleiben erhalten, da sie schneller verfestigt wurden als das umgebende Sediment.

Fazies mit wechselndem Mikrit/Sparit-Verhältnis (MFB 11,13,19): In diesen Mikrofaziesbereichen tritt sowohl Mikritisierung, als auch Füllung der Kammerlumina mit Mikrit auf. Mikritisierungsvorgänge brauchen jedoch einen matrixfreien Raum, der oft durch Schirmeffekte gewährleistet wird (Taf. 8/4). Die Mikritfüllung betrifft nur den Deuteroloculus, meist nur die 2-3 äußeren Windungen. Die Mikritisierung beschränkt sich auf Umriß und 2-3 Umgänge. Im Hangbereich zur Biogendetritus-Onkoid-Fazies (MFB 11) kommen auch stark mikritisierte Gehäuse vor, die eher in den höherenergetischen, matrixfreien Bereich passen. Eine Umlagerung aus der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies ist anzunehmen.

Fazies ohne oder mit einem nur geringen Anteil an Mikrit (MFB 14,15,16,17,18): In diesen Mikrofaziesbereichen ist die Involu-

tinenerhaltung durch Mikritisierungsvorgänge gewährleistet, die eine sehr unterschiedliche Intensität erreichen können. Es sind überwiegend Umriß und mehrere Umgänge mikritisiert. Mikritisierung aller Kammerlumina ist nicht selten (Taf. 8/6). Die Aragonitlösung erfolgt zum Teil schon vor einer vollständigen Verfestigung der Mikrithülle, angezeigt durch eine Verdrückung der Umrißgestalt (Taf. 8/1). Mikritisierung mit anschließender Inversion und Rekristallisation des Involutinengehäuses kommt vor (Taf. 8/8).

8.2.2 DIAGENETISCHE INVOLUTINENZONEN (Abb. 24)

In Abhängigkeit vom Bildungsraum und Bildungsmilieu lassen sich Bereiche unterschiedlicher frühdiagenetischer Veränderungen der Involutinidae aushalten (= "Diagenetische Involutinenzonen"). Die überlieferten, frühdiagenetischen Strukturen der Involutinen sind meist eindeutig einem Bildungsraum zuzuordnen.

A. Intertidal, geschützte Lagune: Fazieszonen 8,9 bei WILSON (1975). Biomikrit der dunklen, bituminösen Bankkalke des Rhät (MFB 1).

Keine Mikritisierung. Füllung der Kammerlumina mit Mikrit fehlt oder ist nur gering ausgebildet. Umrißerhaltung vollständig oder leicht verdrückt.

Dies spricht für ein rasches Einsetzen der Sedimentverfestigung, wie auch der Aragonitlösung.

Dies gilt besonders für flache Lagunenbereiche mit zeitweiligem Auftauchen. Der Einfluß meteorischen Wassers beschleunigt die Lösungs- und Umkristallisationsvorgänge. Eine Karbonatübersättigung bei hoher Wassertemperatur, geringem CO₂-Partialdruck und erhöhten pH-Werten ist angezeigt.

	LAGUNE geschützt	RIFF	hoch- riffnah	PLATTFORM nieder- energetisch	hoch- rifffern	HANG tieferes Undathem	
Diagenetische Involutinenzone	A		B	C	D	E	
Fazieszone (WILSON 1975)	8, 9	5	6	7	6, 7	2, 3	
Mikrofazies- bereich	1	10	16, 17	15	11, 12, 13, 14	16 f, 18	22, 23, 24
CaCO ₃ -Sättigung	/	gesättigt		± - ↑	± - ↓	↓	
Temperatur	/ (+2-5°C)	22 - 25 °C		±	±	↓ (-2-5°C)	
CO ₂ -Löslichkeit	↓			↓	↑	↑	
pH-Wert	/			↑	↓		
Salinität	/	normalmarin		±	±	↑	
O ₂ -Gehalt	↓	↑	↑			↑	
diagenetische Involutinen- struktur							
Mikritfüllung/ Mikritisierung	wenig		mäßig - viel	mäßig - viel	viel - vollständig	vollständig	
Umrißerhaltung	vollständig + verdrückt		vollständig + verdrückt	vollständig	verdrückt, zerbrochen	unvollständig bis fehlend	
Aragonitlösung zu	während oder nach		während oder nach	nach	vor oder während	vor	
Sediment- verfestigung / Zementation	sehr früh		früh bis später	früh	spät	sehr spät	

Abb. 24. Diagenetische Involutinenzonen. Korrelation zwischen diagenetischen Involutininstrukturen, ihren Charakteristika und ihren synsedimentären bzw. frühdiagenetischen Ablagerungsbereichen und-milieus.

Diagenetic belts of Involutinidae. Correlation with the diagenetic structure of Involutinidae, their characteristics and their depositional and early post-depositional environments.

B. Hochenergetische, riffnahe Plattform:
Fazieszone 6 bei WILSON (1975). Biosparite der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. (MFB 15, 16,17).

Mikritisierte Gehäuse. Umriß und meist 3-4 Umgänge des Deuterolocus mikritisiert. Umrißerhaltung original oder verdrückt. Rekristallisationserscheinungen treten auf. Vorangegangene Stadien der Inversion sind oft nicht mehr mit Sicherheit festzustellen. Der Grad der Mikritisierung ist in den rein sparitischen Ausbildungen meist höher, als in den noch mikritisch beeinflussten Bereichen. Ebenso die Zahl der verdrückten Umrißstrukturen. Eine Aragonitlösung noch während oder nach der Zementation ist angezeigt. Der hohe Mikritisierungsgrad weist auf ein nicht allzu frühes Einsetzen der Zementation. Die Nähe zum zentralen Riffareal, sowie die starke Wasserbewegung lassen für diesen Bereich ein normalmarines Milieu zu, in karbonatgesättigtem, normalsalinarem Meerwasser. Dieses Milieu gewährleistet die Gleichzeitigkeit der frühdiagenetischen Lösungs- und Zementationsabläufe und Vorgänge der Inversion.

C. Niederenergetische, tiefere Plattform:
Fazieszonen 4 und 7 bei WILSON (1975). Oberrhätische Riffkalke i.w.S. mit wechselndem Mikrit/Sparit-Anteil.(MFB 11-14).

Mikritisierte Gehäuse: Umriß und 1-2 äußere Windungen mikritisiert. Mikritgefüllte Gehäuse: i.a. nicht mikritisiert, meist nur Füllung der ersten äußeren Windungen. Umrißerhaltung vollständig, nicht oder nur wenig verdrückt. Die Aragonitlösung erfolgt meist nach der Verfestigung. Die Zementation der Matrix setzt relativ rasch ein, jedoch später als im Intertidalbereich. Dieses Gebiet ist durch ein karbonatgesättigtes bis leicht übersättigtes Milieu ausgezeichnet. Die Salinität ist normal marin bis leicht hypersalin, bei mäßig reduzierten CO_2 -Partialdrücken und etwas erhöhten pH-Werten.

D. Hochenergetische, rifferne Plattform:
Fazieszonen 6 und 7 bei WILSON (1975). Biosparite der Algen-Foraminiferen-Fazies der Oberrhätischen Riffkalke i.w.S. (MFB 18).

Mikritisierte Gehäuse. Umriß und 3-4 Umgänge des Deuterolocus mikritisiert, z.T. auch vollständige Mikritisierung aller Umgänge. Umrißerhaltung zum Teil original, meist verdrückt oder zerbrochen. Mikritisierte Faserzemente A als äußerer und innerer Saum um die Gehäuse. Gehäusebruchstellen werden oft von Zement A überwachsen und geschlossen. Einige Bruchstrukturen weisen deutlich auf eine Aragonitlösung vor der Zementation. Allgemein erfolgt die Aragonitlösung vor oder während dem Beginn der Zementation, die etwas später als im hochenergetischen, riffnahen Bereich einsetzt. Bei ähnlichen Bedingungen wie dort, kann neben einem normalmarinen Milieu zeitweilig eine leicht Karbonatuntersättigung bei erhöhtem CO_2 -Partialdruck und geringeren pH-Werten angenommen werden.

E. Tieferes Undathem: Fazieszonen 2 und 3 bei WILSON (1975). Biomikrite der Lias-Schwellenfazies (MFB 21,22,23,24).

Keine Mikritisierung. Vollständige Füllung der Kammerlumina mit Mikrit. Umrißerhaltung meist nicht vollständig, z.T. ganz fehlend. Eine späte Verfestigung des Sedimentes ist angezeigt. Die Aragonitlösung erfolgt i.a. schon vor der Verfestigung des Sedimentes. Die starke Rotfärbung dieser Sedimente läßt auf eine erhöhte O_2 -Verfügbarkeit schließen, die in engem Zusammenhang mit einer niedrigeren Temperatur und einer erhöhten CO_2 -Löslichkeit steht (Abb. 24). Die daraus abgeleitete CaCO_3 -Untersättigung muß auch aus den, für die Rotkalke oft beschriebenen Subsolutionserscheinungen (HOLLMANN 1962, 1964, JURGAN 1969, WENDT 1970) gefordert werden. Die Karbonatuntersättigung bei erhöhtem CO_2 -Partialdruck paßt auch in das Bild einer späten Sedimentverfestigung und einer frühen Aragonitlösung.

8.3 DIAGENESEMODELL EINER ABSINKENDEN KARBONATPLATTFORM (Abb. 25)

Aus den bislang gewonnenen Ergebnissen läßt sich für die einzelnen Sedimentationsstadien der absinkenden Karbonatplattform (Intertidal A - riffnahes hoch- und niederenergetisches Subtidal B und C - riffernes Subtidal D - flachneritische Zone E) ein Modell der frühdiaogenetischen Entwicklung (Stufen 1-3, Abb. 25) entwerfen. Gemeinsam ist den genannten Sedimentationsstadien, daß keine Anzeichen für eine Zementation in der vadosen Zone vorliegen. Die Frühdiaogenese erfolgte für den Bereich A in der meteorisch-marin-phreatischen Mischzone, für die Bereiche B bis E in der marin-phreatischen Zone, bei jedoch sehr unterschiedlicher Tiefenlage (0 - 100 m) im Einfluß verschiedener Diagenesemilieus.

Als Indikatoren für die ablaufenden frühdiaogenetischen Stufen gelten Mikritisierung, Mikritfüllung von Hohlräumen, die Erhaltungsformen von primären Aragonitschalern (besonders Involutinen), auftretende Zementtypen, sekundäre Lösungshohlräume, neomorphe Vorgänge (siehe Abschnitt 8.1). Wichtige Parameter des diagenetischen Milieus sind Porenwasseraustausch und CaCO_3 -Sättigungsgrad (in Abhängigkeit von CO_2 -Partialdruck, Temperatur, pH-Wert und Salinität; siehe Abschnitt 8.2.2, Abb. 24). Die Zusammensetzung des Sedimentes, die Wassertiefe und die Zeitdauer der einzelnen Vorgänge spielen zudem eine wichtige Rolle. Eine mögliche biochemische Kontrolle von Diageneseabläufen bedarf noch weiterer Untersuchungen.

Die ersten Diagenesevorgänge betreffen meist die Umlagerung von mikrokristalliner Matrix (Füllung von primären Hohlräumen), die Mikritisierung oder einen mikrokristallinen Stoffaustausch (Umkristallisation). Die den einzelnen Diagenesestufen (1-3) zur Verfügung stehende Zeit wächst logarithmisch an, wogegen sich ihre Intensität abschwächt. Organische Umkrustungen von Komponenten verhindern oft einen Diageneseeinfluß während der Stufen 1-3, bzw. schwächen ihn ab. Erst spätere, lang andauernde

Prozesse werden wirksam.

Die Stellung der Stufen 1-3 in der Zeitskala, d.h. die Dichte ihrer Folge, ist für die einzelnen Bereiche sehr unterschiedlich.

Intertidal (A): Eine aktive, marin-phreatische Zone mit zeitweiligem Einfluß von meteorischem Wasser ist angezeigt. Der hohe Porenwasseraustausch aus einem karbonatübersättigten Milieu (Abschnitt 8.2) bewirkt ein rasches Einsetzen der Mikritverfestigung (Stufe 1). Der Einfluß von karbonatuntersättigtem, meteorischem Wasser führt zur Lösung der Aragonitschalern und zur Hohlräum- bildung ("moldic porosity", Stufe 2). Die primären und sekundären Porenräume werden mit granularem Blockzement gefüllt, der z.T. eine Kornvergrößerung zum Porenzentrum zeigt (Stufe 3). Neomorphe Vorgänge der Sammelkristallisation setzen ein.

Zentrales Riffareal (B_1): Eine aktive, marin-phreatische Zone mit hohem Porenwasseraustausch. Frühes Einsetzen neomorpher Vorgänge der Inversion und Sammelkristallisation. Mehrere Generationen Zement A. Füllung der Resthohlräume mit granularem Calcitcement. Sammelkristallisation von Matrix, Biogenen und Zement geht weiter.

Hochenergetischer, riffnaher Bereich (B_2): Eine aktive, marin-phreatische Zone mit hohem Porenwasseraustausch. Die Komponenten des Sedimentes werden erst relativ spät verfestigt (Stufe 2). Mikritisierung und Inversion setzten früh ein. Zementation (radial-fibröser Zement A) und Aragonitlösung mit Hohlräum- bildung stehen während der Stufe 2, nach einer Sedimentkonsolidierung bei geringer Überdeckung, im Gleichgewicht. Syntaxiales Weiterwachsen von Echinodermenbruchstücken findet statt. Granularer Blockzement B füllt die verbliebenen Hohlräume (Stufe 3). Sammelkristallisation verwischt teils paramorphe Strukturen.

Niederenergetischer, riffnaher Bereich (C): Eine marin-phreatische Zone mit geringem Porenwasseraustausch. Primäre biogene Hohlräume werden mit Mikrit gefüllt. Umkrustete Biogene bleiben mikritfrei (Stufe 1). Lang-

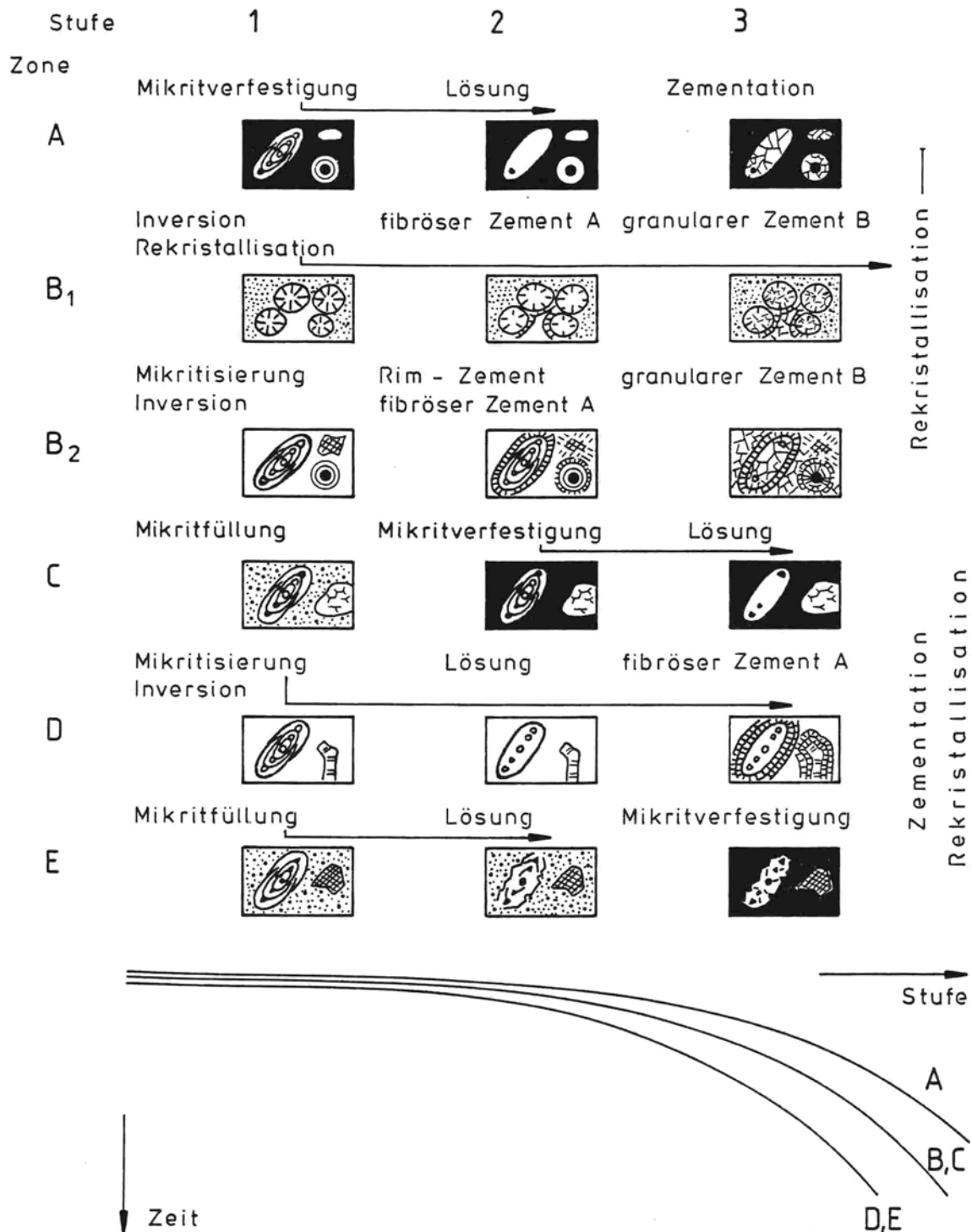


Abb. 25. Diagenesemodell einer absinkenden Karbonatplattform. Die Frühdiagenese der Zonen A-E der Abb. 24 wird in jeweils drei Stufen aufgeschlüsselt, die unterschiedlich dicht folgen und sich zum Teil überlappen können (Pfeile). Das Zeitdiagramm beschreibt die logarithmische Abhängigkeit ihrer Entwicklung in den einzelnen Zonen.

Diagenetic model of a subsiding carbonate platform. The early post-depositional development of the diagenetic-belts A-E (Fig. 24) is subdivided into 3 successive steps, each of which partially overlap (arrows). The steps develop logarithmically over time; these relative differences in the individual zones can be seen in the diagram.

same Verfestigung der mikritischen Matrix durch beginnende Sammelkristallisation (Stufe 2). Teilweise Lösung von aragonitischen Gehäusen mit Bildung von sekundären Hohlräumen (Stufe 3). Umkrustete aragonitische Bioklasten werden nicht gelöst. Füllung der Hohlräume mit granulearem Blockzement. Neomorphe Vorgänge der Rekristallisation ("aggrading/degrading neomorphism") halten an.

Höherenergetische, rifferne Plattform (D): Marin-phreatische Zone mit geringem Porenwasseraustausch. Eine lang andauernde Mikritisierungsphase und schon einsetzende Vorgänge der Inversion bestimmen die Stufe 1. Lösung der nicht mikritisierten und nicht umkristallisierten Gehäuse von Aragonitschalern ("moldic porosity", Stufe 2) setzt i.a. schon vor der Zementation ein. Einige der innen gelösten Gehäuse zerbrechen. Wachstum von radial-fibrösem Zement A um die Komponenten, bei zerbrochenen Bioklasten um die Bruchstellen (Stufe 3). Während der Zementation A werden langfaserige Kristalle (Länge/Breite 7:1) ausgebildet,

oft in mehreren Generationen, die durch Mikritsäure getrennt sind. Die Mikritisierung dauert somit bis zur Stufe 3 an. Die verbliebenen Hohlräume werden mit z.T. sehr grobgranularem Blockzement B gefüllt, der ein langandauerndes, kontinuierliches Wachstum des Calcits anzeigt. Neomorphe Vorgänge der Rekristallisation setzen ein.

Niederenergetische, flachneritische Zone (E):

Eine marin-phreatische Zone mit geringem Porenwasseraustausch aus einem karbonatuntersättigten Milieu. Eine vollständige Füllung der biogenen Hohlräume mit Mikrit findet statt (Stufe 1). Auch sekundäre Hohlräume der Aragonitlösung sind zum großen Teil noch mit Mikrit gefüllt (Stufe 2). Die Verfestigung der mikritischen Matrix setzt erst spät ein (Stufe 3). Verbliebene Hohlräume werden mit granulearem Blockzement gefüllt.

D A N K

Ich danke Herrn Prof. Dr. D. Herm (München) und Herrn Prof. Dr. E. Flügel (Erlangen) für ihr freundliches Interesse und

ihre hilfreiche Unterstützung bei der Bewältigung auftretender Probleme.

L I T E R A T U R

- ALEXANDERSSON, T. (1972a): Micritisation of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-water sediments.- Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S. 3, 201-236, 11 Abb., 1 Tab., Uppsala
- ALEXANDERSSON, T. (1972b): Shallow-marine carbonate diagenesis as related to the carbonate saturation level in seawater.- Publ. Palaeont. Inst. Univ. Uppsala, No. 126, 1-10, 4 Abb.; Uppsala
- BANNER, F.T. & WOOD, G.V. (1964): Recrystallisation in microfossiliferous limestones.- Geol. J., 4, 21-34, 1 Abb., 6 Taf., Liverpool
- BATHURST, R.G. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis (2nd enlarged ed.).- 658 S., 359 Abb., 25 Tab., Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier)
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomit- und Plattenkalk-Niveaus der Klostaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg).- Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 165-253, 5 Tab., 23 Taf., Innsbruck

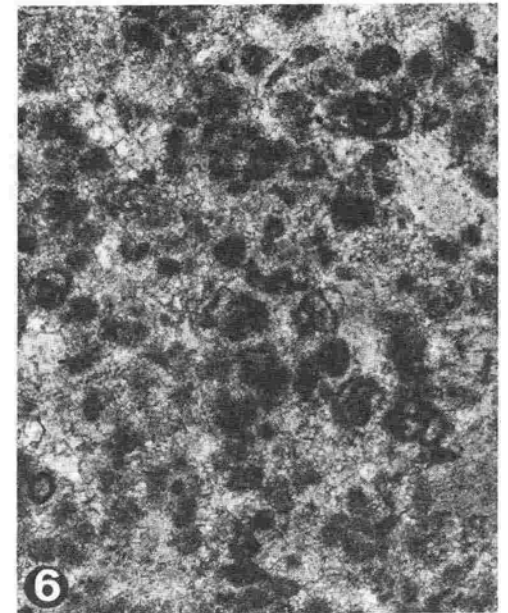
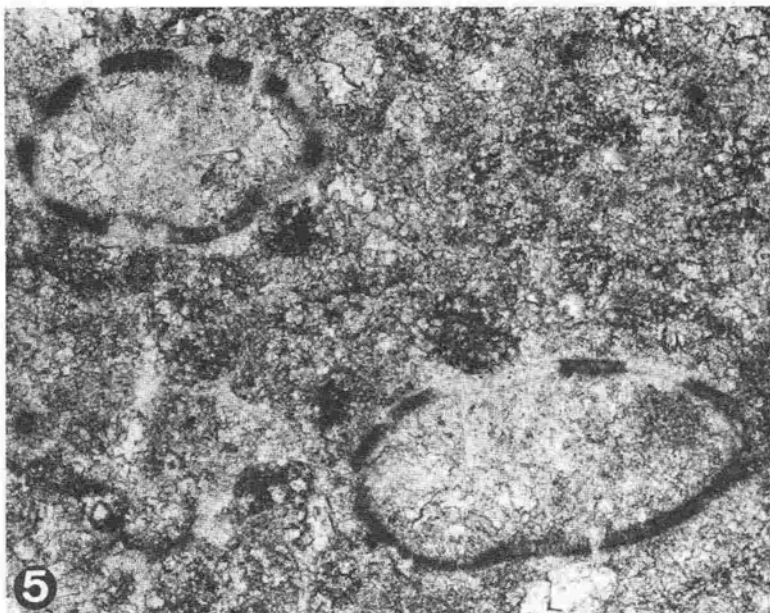
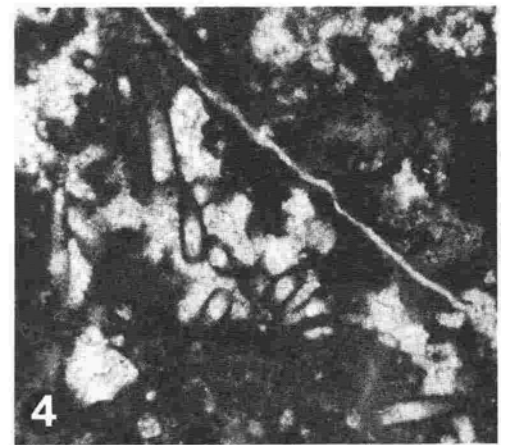
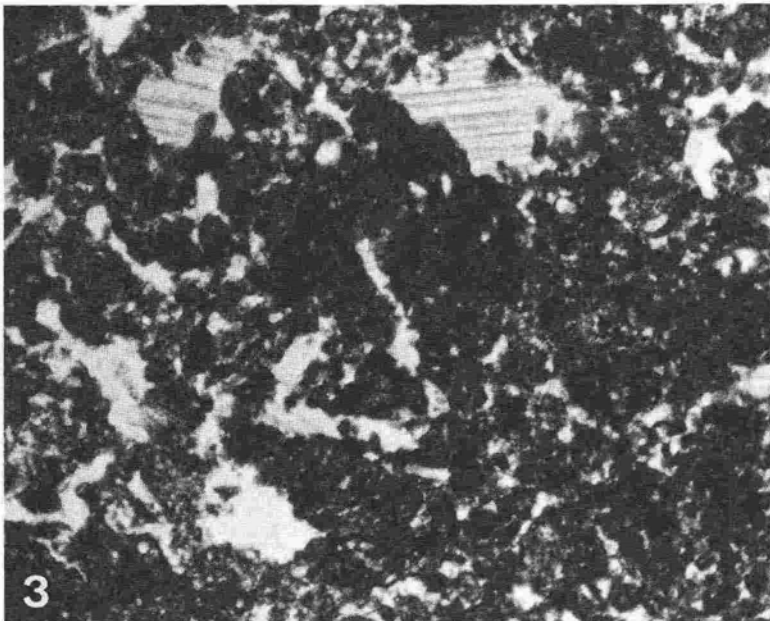
- DACQUÉ, E. (1912): Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen.- Mitt. Geogr. Ges. München, 7, 211-279, 1 Abb., 2 Taf., München
- DULLO, W.C. (1980): Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachsteinkalke (Ober-Trias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich.- Facies, 2, 55-122, 10 Abb., 6 Tab., Taf. 9-13, Erlangen
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, 108-121, 7 Taf., Tulsa
- FABRICIUS, F.H. (1959): Vorschlag zur Umbenennung von "Oberrätkalk" in "Rätolias-Riffkalk" (Nördliche Kalkalpen).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 546-549, 1 Abb., Stuttgart
- FABRICIUS, F.H. (1961): Die Strukturen des "Rogenpyrits" (Kössener Schichten, Rät) als Beitrag zum Problem der "vererzten Bakterien".- Geol. Rdsch., 51, 647-657, 6 Abb., Stuttgart
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen.- Intern. Sed. Petrol. Ser. 9, 1-143, 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill)
- FABRICIUS, F.H., FRIEDRICHSEN, H., JACOBSHAGEN, V. (1970a): Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen.- Geol. Rdsch., 59, 805-826, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart
- FABRICIUS, F.H., FRIEDRICHSEN, H., JACOBSHAGEN, V. (1970b): Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Mediterran-Gebiete.- Verh. Geol. B.-A., 1970, 583-593, 5 Abb., Wien
- FLÜGEL, E. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias: Methoden und Probleme.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21/1, 6-64, 1 Abb., 5 Tab., 1 Beil., 9 Taf., Innsbruck
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S., 68 Abb., 33 Taf., 57 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer)
- FLÜGEL, E. (1982a): Microfacies analysis of limestones.- 633 S., 78 Abb., 53 Taf., 58 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer)
- FLÜGEL, E. (1982b): Evolution of Triassic Reefs: Current Concepts and Problems.- Facies 6, 297-328, 7 Abb., Erlangen
- FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones.- Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 43/1, 62-84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1, 62-84, 7 Abb., 1 Taf., Tulsa
- FOLK, R.L. (1965): Some aspects of recrystallisation in ancient limestones.- In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (eds.): Dolomitisation and limestone diagenesis.- Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Publ., 13, 14-48, Tulsa
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine.- 3. Aufl., 784 S., 356 Abb., 74 Tab., Stuttgart (Schweizerbart)
- GREINER, G.O.G. (1969): Recent benthonic foraminifera: environmental factors controlling their distribution.- Nature, 223/5202, 168-170, London
- GREINER, G.O.G. (1970): Distribution of major benthonic foraminiferal groups on the Gulf of Mexico continental shelf.- Micropal., 16/1, 83-101, 15 Abb., 1 Tab., New York
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes.- XX und 950 S., 25 Abb., 42 Profiltaf., 1 Taf., Gotha (Perthes)
- HAHN, F.F. (1911): Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseeegend und bei Ehrwald.- N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. 32, 535-577, 1 Abb., Taf. 20-21, Stuttgart
- HAHN, F.F. (1914): Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns.- Geol. Rdsch., 5, 112-145, 1 Abb., Leipzig
- HASEMANN, W. (1929): Geologie des Brunnstein-Traithen-Gebietes in den oberbayerischen Alpen.- Diss. Univ. München: 46 S., 1 geol. Karte 1:25000, Waldshut (Zimmermann)

- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H. (1971): Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen.- Verh. Geol. B.-A., 1971/3, 458-485, 4 Abb., 3 Taf., Wien
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975a): Diagenetische Veränderungen bei obertriadischen Involutinidae (Foraminifera).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975/1: 26-39, 3 Abb., Stuttgart
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975b): Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich).- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecolog., 18, 241-276, 5 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Amsterdam
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W. (1975c): Wandstruktur und Großgliederung der Foraminiferen.- Österr. Akad. Wiss. Sitzber., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 184, 67-96, 6 Abb., 11 Taf., Wien
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien).- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1962, 163-179, 8 Abb., Stuttgart
- HOLLMANN, R. (1964): Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo/Norditalien.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 119, 22-82, Taf. 7-10, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäuschichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein.- Jb. Geol. B.-A., 108, 1-114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Alpen.- Geol. Rdsch., 58, 464-501, 15 Abb., Stuttgart
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. (1963): Stratigraphy and Sedimentation.- 2. Aufl., 660 S., San Francisco-London (Freeman)
- LONGMANN, M.W. (1980): Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 64/4, 461-487, 18 Abb., Tulsa
- MARSAL, D. (1979): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler.- 192 S., 54 Abb., 7 Tab., Stuttgart (Schweizerbart)
- MILLIMAN, J.D. (1974): Marine Carbonates.- 375 S., 94 Abb., 39 Taf., Berlin-Heidelberg-New York (Springer)
- MURRAY, J.W. (1973): Distribution and ecology of living benthic Foraminiferids.- 274 S., 103 Abb., New York (Crane, Russak)
- NAGEL, K.H., SCHÜTZ, K.I., SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen).- Geol. Rdsch., 62/2, 536-557, 12 Abb., Stuttgart
- OSSWALD, K. (1925): Das Risserkogelgebiet (Geologie der Berge südlich Tegernsee).- Diss. Univ. München, 166 S., 3 Taf., 1 Profiltaf., 1 geol. Karte 1:25000, München
- OSSWALD, K. (1928): Die Wendelsteingruppe.- Mitt. Geogr. Ges. München, 21/2, 124 S., 2 Taf., 1 geol. Karte, München
- PFANZAGL, J. (1978): Allgemeine Methodenlehre der Statistik II.- 321 S., 43 Abb., 36 Tab., Berlin-New York (de Gruyter)
- PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias.- Beitr. Paläont. Österreich, 5, 118 S., 16 Abb., 23 Taf., Wien
- PILLER, W. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria.- Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 30, 261-290, 23 Abb., Tulsa
- PLUMLEY, W.J., RISELY, G.A., GRAVES, R.W. & KALEY, M.E. (1962): Energy index for limestone interpretation and classification.- Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, 85-107, 5 Abb., 4 Taf., Tulsa
- SADATI, S.-M. (1981): Die Hohe Wand: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostende der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich).- Facies, 5, 191-264, 15 Abb., 22 Taf., 10 Tab., Erlangen

- SCHÄFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehalts bioklastischer Karbonatgesteine.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969/3, 173-184, 9 Abb., Stuttgart
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ("Oberrhät"-Riff-Kalke, Salzburg).- Facies, 1, 3-245, 46 Abb., 18 Tab., Taf. 1-21, Erlangen
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Die Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberrhätischen Riff-Komplexen der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich).- Verh. Geol. B.-A., 1978/2, 73-96, 2 Abb., 4 Taf., Wien
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1958): Neue Probleme der Alpengeologie.- Z. deutsch. geol. Ges., 109/2, 654-656, Hannover
- SCHOTT, M. (1981): Geologische Bearbeitung des Brunnstein - Auerbach - Gebietes (Oberaudorf/OBB, Nördliche Kalkalpen), unter besonderer Berücksichtigung der mikrofazialen, palökologischen und diagenetischen Entwicklung des Rhät und des Lias.- Dipl. Arbeit Univ. München, 229 S., 29 Abb., 41 Taf., 3 Tab., München
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen).- Facies, 3, 1-237, 21 Abb., 21 Tab., Taf. 1-29, Erlangen
- TARDENT, P. (1979): Meeresbiologie.- 381 S., 116 Abb., 26 Tab., Stuttgart (Thieme)
- THURNER, A. (1961): Die Baustile der tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen.- Z. deutsch. geol. Ges., 113/2-3, 367-389, 7 Abb., Hannover
- TOLLMANN, A. (1970a): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 62, 78-170, Taf. 1-3, Wien
- TOLLMANN, A. (1970b): Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub.- Verh. Geol. B.-A., 1970, 324-345, 2 Abb., Wien
- TOLLMANN, A. (1971): Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen.- Jb. Geol. B.-A., 114, 273-360, 49 Abb., Taf. 11-12, Wien
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen.- 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke)
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen; Orogene Stellung und regionale Tektonik.- 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke)
- TRAUTH, F. (1922): Über die Stellung der "penninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 14 (1921), 105-265, 1 Tab., Taf. 3-4, Wien
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee.- Geologica bavarica, 41, 99-151, 17 Abb., 1 Beil.- Taf., München
- WENDT, J. (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 433-448, 13 Abb., Stuttgart
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History.- 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin-Heidelberg-New York (Springer)
- WOLFF, H. (1967): Zur Rät-Fazies des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen).- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 7, 227-243, Taf. 9, München
- WOLFF, H. (1968): Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im "Hochbajuvaricum" des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen).- Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 8, 393-413, 3 Abb., München
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich.- Facies, 6, 203-296, 32 Abb., 25 Taf., Erlangen
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen.- Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 519, 114 S., 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/Main

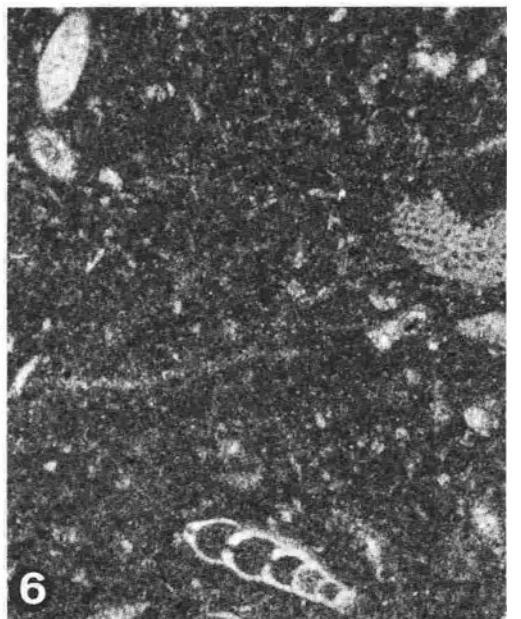
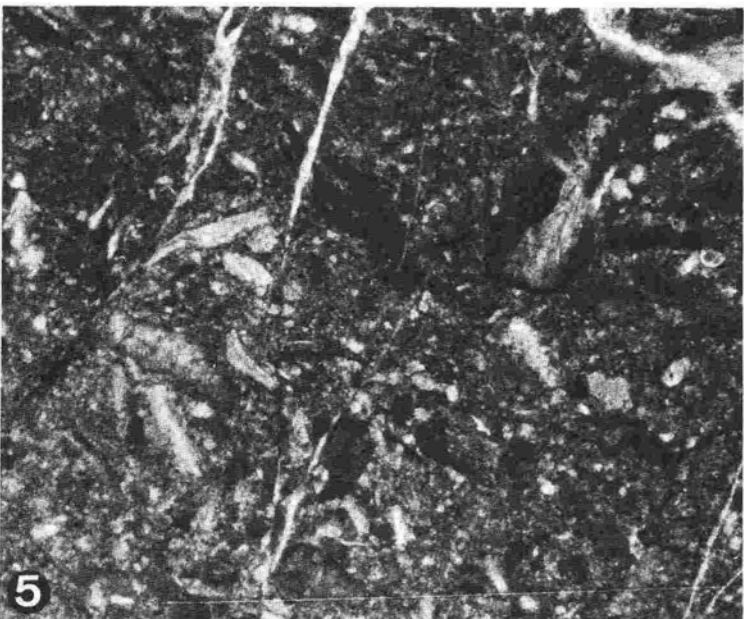
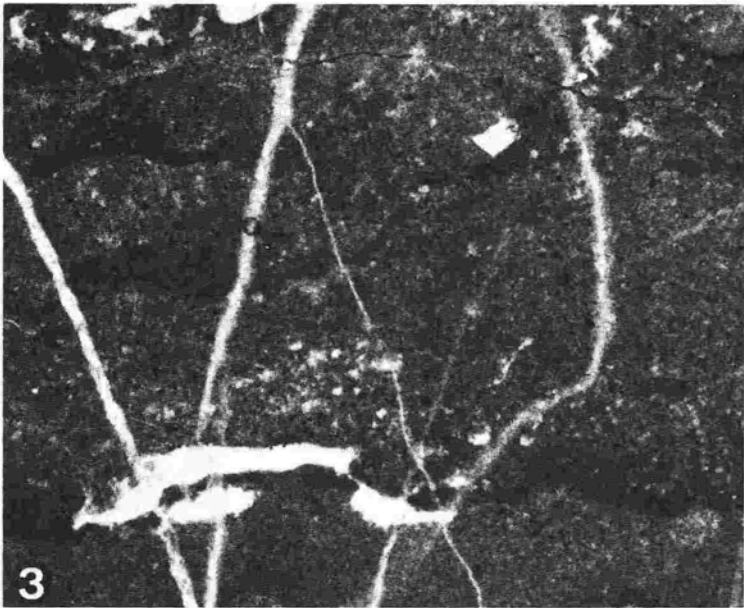
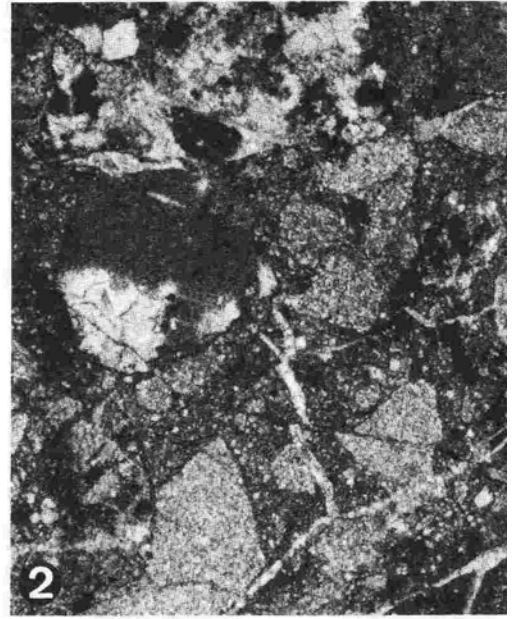
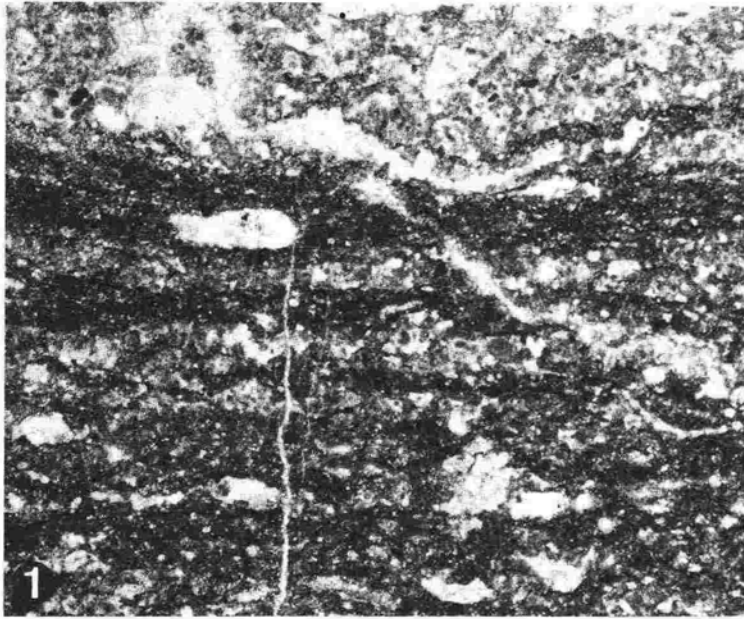
T a f e l 1 Geländeübersicht und Mikrofaziesbereiche der dunklen, bituminösen Bankkalke
View of the Brunnsteinregion and microfacies types of dark, bituminous, bedded limestones

- Fig. 1. Die Nord- und Ostseite des Brunnstein, westlich des Inntals bei Oberaudorf. Von Osten aus aufgenommen.
- Fig. 2. Mikrofaziesbereich 1: Biomikrit mit Involutinen (wackestone) - Bereich mit relativ hoher Individuendichte. Involutinen (*Aulotortus* sp.) und Schalenbruchstücke vollständig umkristallisiert, mit jedoch guter Umrißerhaltung. Diagenetische Involutinenzone A (s. auch Tafel 7/9). Lösungshohlräume (moldic porosity) sind mit granularem Sparit zementiert. Probe 148. x 28.
- Fig. 3. Mikrofaziesbereich 2: Algenmikrit mit Hohlraumgefügen (bindstone) - Mikritisches Krümelgefüge (clotted pattern) mit Hohlraumstrukturen (Typ LF-B-I, niedrig-detritisch, unregelmäßig laminoid, birdseyes). Probe 89. x 28.
- Fig. 4. *Microtubus communis* FLÜGEL tritt an einigen Stellen des Mikrofaziesbereichs 2 konzentriert auf. Sie sind sowohl in der mikritischen Matrix, wie in den Hohlraumstrukturen zu finden. Probe 159. x 28.
- Fig. 5. Mikrofaziesbereich 3: Dolomitierter Pelmikrit mit Ostracoden (wackestone) - Die mikritische Matrix und die Pelioide sind mikrosparitisch rekristallisiert und durch feinkristallinen Dolomit einer sekundären Dolomitierung überprägt. Die Ostracodenschalen sind radialstrahlig rekristallisiert, zeigen einen inneren und äußeren acicularen Zement A-Saum, sowie eine anschließende Hohlraumfüllung mit granularem Zement B. Probe 44. x 70.
- Fig. 6. Mikrofaziesbereich 5: Biopelsparit bis -mikrit mit Textularien - Primärer Mikritanteil und zum Teil auch Pelioide mikrosparitisch rekristallisiert, daneben granularer Zement. Textularien sind mit *Glomospira* sp. und *Agathammina* sp. vertreten. Gesamtbereich teilweise dolomitisch überprägt. Probe 53. x 70.
- Fig. 1. Northern and eastern flank of the Brunnstein, seen from the east. Near Oberaudorf/Inn-valley.
- Fig. 2. Microfacies type 1: Biomicrite with Involutinidae (wackestone) - Recrystallized shells and Involutinidae (*Aulotortus* sp.). Outlines well preserved. Moldic porosity cemented with granular sparite. Sample 148. x 28.
- Fig. 3. Microfacies type 2: Algal-micrite with fenestral fabrics (bindstone) - Clotted pattern and fenestral fabrics (LF-B-I, low detrital, birdseyes). Sample 89. x 28.
- Fig. 4. *Microtubus communis* FLOGEL quite concentrated in places in microfacies type 2, i.e. in fenestral fabrics and micrite. Sample 159, x 28.
- Fig. 5. Microfacies type 3: Dolomitic pelmicrite with ostracods (wackestone) - Micrite, peloids, and ostracods are recrystallized and partly dolomitized. Ostracod voids are cemented by fibrous and granular sparry calcite. Sample 44. x 70.
- Fig. 6. Microfacies type 5: Biopelsparite to biopelmicrite with Textulariidae - Micrite and peloids partly recrystallized, granular cement, partly dolomitic. *Glomospira* sp. and *Agathammina* sp. Sample 53. x 70.



T a f e l 2 Mikrofaziesbereiche der dunklen, bituminösen Bankkalke
Microfacies types of the dark, bituminous, bedded limestones

- Fig. 1. Mikrofaziesbereich 5: Laminiertes Biopelsparit bis -mikrit mit Hohlraumstrukturen (Typ LF-A, laminoid). Die Biogene sind vollständig umkristallisiert. Die Matrix ist z.T. rekristallisiert. Die Laminierung ist durch Stylolithbildung verstärkt (stylobedding). Probe 158. x 28.
- Fig. 2. Mikrofaziesbereich 6: Resediment mit großen Lithoklasten - Er ist charakterisiert durch bis zu 8 cm große, schlecht sortierte, nicht gerundete Lithoklasten der benachbarten Mikrofaziesbereiche (hier MFB 4) in mikritischer bis mikrosparitischer Matrix, die z.T. dolomitisch überprägt ist. Probe 43. x 28.
- Fig. 3. Mikrofaziesbereich 8: Dismikrit (mudstone) - Laminiertes Mikrit mit Hohlraumgefügen (Typ LF-A, laminoid). Dichteunterschiede in der mikritischen Matrix verstärken das laminoide Gesamtbild. Probe 47. x 28.
- Fig. 4. Mikrofaziesbereich 7: Oomikrit mit stark umkristallisierten Ooiden (wackestone) - Ooide z.T. vollständig, immer jedoch randlich umkristallisiert. Einige Strukturen entsprechen umkristallisierten Involutininen (rechte Bildmitte). Probe 164. x 28.
- Fig. 5. Mikrofaziesbereich 9: Biomikrit mit onkoidisch umkrusteten Bioklasten (wackestone) - Zerbrochene, schlecht sortierte, z.T. dicht gepackte Echinodermen- und Schalenbruchstücke, von denen einige onkoidisch umkrustet sind, in mikritischer bis mikrosparitischer Matrix. Probe 84. x 28.
- Fig. 6. Mikrofaziesbereich 9: Biomikrit (wackestone) - Umkristallisierte Filamente, Echinodermenbruchstücke, Foraminiferen (*Frondicularia* sp.) in mikritischer Matrix. Probe 48. x 28.
- Fig. 1. Microfacies type 5: Laminated biopelsparite to biopelmicrite with fenestral fabrics (type LF-A). Skeletal grains recrystallized. Stylobedding enhances lamination. Sample 158. x 28.
- Fig. 2. Microfacies type 6: Intraformational breccia - Floatstone with coarse lithoclasts of the adjacent microfacies types (her MF-type 4) within a micritic and microsparitic matrix, partly dolomitic. Sample 43. x 28.
- Fig. 3. Microfacies type 8: Dismicrite - Laminated micrite with fenestral fabrics (type LF-A). Sample 47. x 28.
- Fig. 4. Microfacies type 7: Oomicrite with completely or partially recrystallized ooids and Involutinidae. Sample 164. x 28.
- Fig. 5. Microfacies type 9: Biomicrite with oncolitic bioclasts (wackestone) - Broken, poorly sorted crinoidal and shell fragments, sometimes as oncoids. Sample 84, x 28.
- Fig. 6. Microfacies type 9: Recrystallized filaments, crinoidal fragments, and foraminifera (*Frondicularia* sp.) in a micritic matrix. Sample 48. x 28.



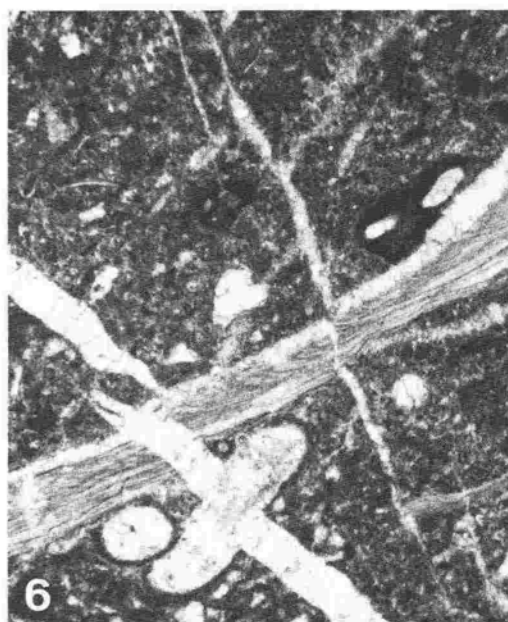
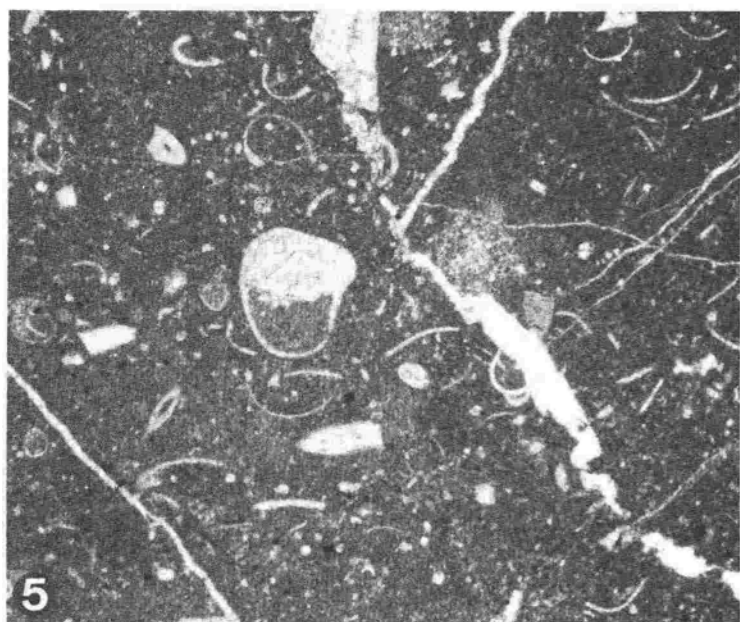
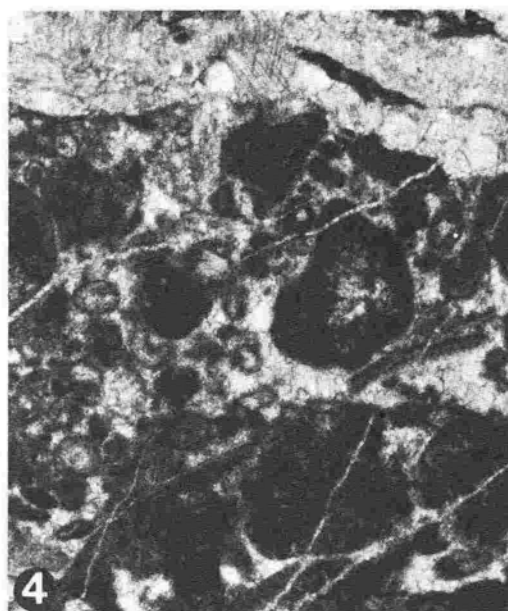
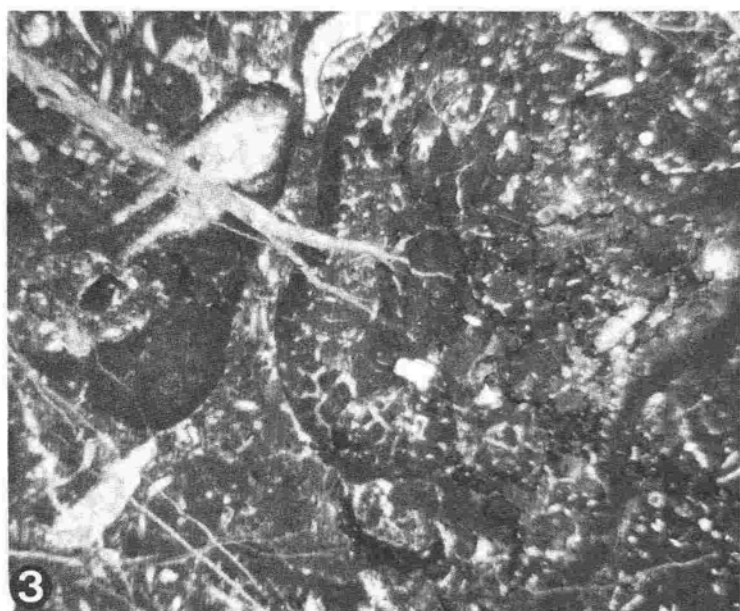
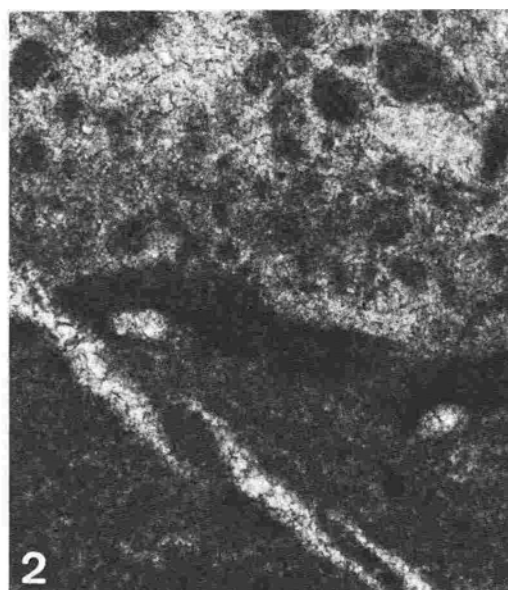
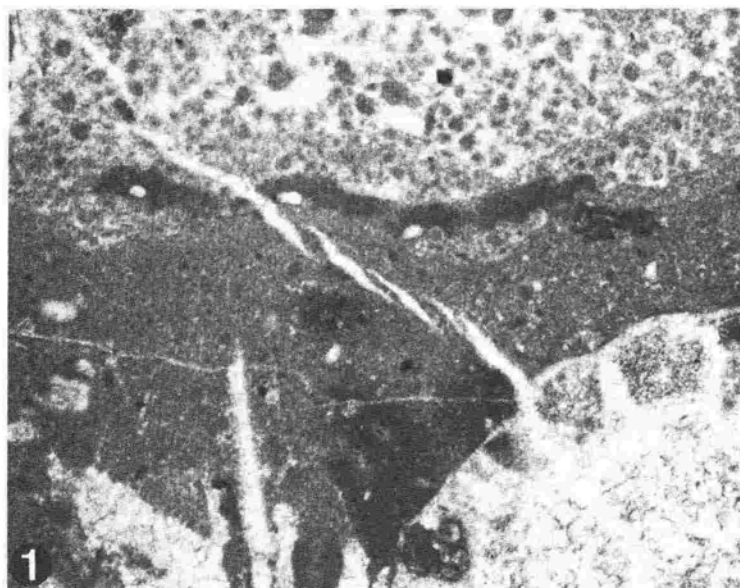
T a f e l 3 Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen Riffkalke
Microfacies types of the Upper Rhaetian Reef Limestones

Biolithitfazies

- Fig. 1. Mikrofaziesbereich 10: Biolithit (framestone) - *Thecosmilia clathrata* (EMM-RICH) (stark umkristallisiert), umgeben von Riffhöhlensedimenten, die als Pelmikrite und (darüber) als Pelsparite ausgebildet sind, dazwischen sessile Foraminiferen. Probe 5. x 28.
- Fig. 2. Ausschnitt aus Fig. 1. Übergang zwischen den Riffhöhlensedimenten. Diskontinuitätsfläche, angezeigt durch sessile Foraminiferen, zwischen der pelmikritischen bis -mikrosparitischen und der pelsparitischen Ausbildung der Riffhöhlensedimente. Probe 5. x 70.

Biogendetritus-Onkoid-Fazies

- Fig. 3. Mikrofaziesbereich 11: Biomikrit bis -sparit mit großen Bioklasten (floatstone - rudstone) - Randlich mikritisierte bzw. onkoidisch umkrustete Bioklasten (Echinodermen-, Schwammbruchstücke, Filamente) in mikritischer Matrix. Die onkoidischen Krusten sind z.T. auf einer Seite deutlich stärker ausgebildet. Probe 176. x 9.
- Fig. 4. Sparitisch zementierter Anteil des MFB 11 mit umgelagerten Komponenten (Grapestones, Bahamite) der Bahamite-Grapestone-Ooid-Fazies. Daneben Peloide, Intraclasten, Problematicum 4 FLÜGEL, *Trochammina* sp. (links oben). Mitunter feiner Zement A - Saum um die Komponenten, sonst granularer Blockzement. Probe 176. x 28.
- Fig. 5. Mikrofaziesbereich 12: Biomikrit bis Biopelmikrit (wackestone) - Ein hoher Mikritanteil ist charakteristisch, sowie unregelmäßig verteilte Schalen- und Echinodermenbruchstücke. Biogenquerschnitt mit geopetaler Füllung. Probe 39. x 28.
- Fig. 6. Mikrofaziesbereich 12: Biopelmikrit (wackestone) - Bivalvenschale mit Bewuchs durch *Nubecularia* sp. und Serpuliden in pelmikritischer Matrix. Probe 40. x 28.
- Fig. 1. Microfacies type 10: Biolithite (framestone) - *Thecosmilia clathrata* (EMMRICH) (recrystallized) and two microfacies types (pelmicrite and pelsparite) depending on the internal sediment of the reef framework. Sample 5. x 28.
- Fig. 2. Enlarged section of Fig. 1. Discontinuous transition within the internal sediment of the reef framework, with sessile foraminifera between the pelmicrites and pelsparites. Sample 5. x 70.
- Fig. 3. Microfacies type 11: Biomicrite to biosparite with large bioclasts (floatstone - rudstone) - Micritized or oncolitic bioclasts (crinoidal fragments, sponges, filaments) in micritic matrix. Oncoids often show intensified layering on one side. Sample 176. x 9.
- Fig. 4. Sparitic part of microfacies type 11, with inverted components (bahamites, grapestones) of the Bahamite-Grapestone-Oolite Facies and with peloids, intraclasts, Problematicum 4 FLÜGEL, *Trochammina* sp. Partly accicular, mostly granular cement. Sample 176. x 28.
- Fig. 5. Microfacies type 12: Biomicrite to biopelmicrite (wackestone) - High micrite content with crinoidal and shell fragments, geopetal fabric. Sample 39. x 28.
- Fig. 6. Microfacies type 12: Biopelmicrite (wackestone) - Pelecypod valve overgrown by *Nubecularia* sp. and serpulids. Sample 40. x 28.



T a f e l 4 Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen Riffkalke
Microfacies types of the Upper Rhaetian Reef Limestones

Biogendetritus-Onkoid-Fazies

Fig. 1,2. Mikrofaziesbereich 13: Onkomikrit (floatstone) - Detailaufnahmen aus dem Bereich der mikritischen bis mikrospartischen Matrix zwischen den Onkoiden, mit *Frondicularia* sp., einem fecal pellet und Peloiden (Fig. 1.) und Problematicum 5 SENOWBARI-DARYAN, Querschnitt (Fig. 2). Probe 13, x 70.

Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies

Fig. 3. Mikrofaziesbereich 15: Oosparit (grainstone) - Dicht gepackte Einfach- und Normaloide. Als Ooidkerne dienen hauptsächlich strukturlose Peloiden und Intraklasten, daneben auch Echinodermenbruchstücke, Komponenten, die auch ohne ooidische Hülle auftreten. Die Kerndurchmesser der Ooide sind deutlich größer als ihre Hülle. Die intergranularen Porenräume sind mit wenig Faserzement A, hauptsächlich mit granularem Blockzement gefüllt. Probe 166, x 28.

Fig. 4. Mikrofaziesbereich 15: Normal- und Einfachooide mit großen Ooidkernen. Die Ooidhüllen sind radialstrahlig überprägt. Die Hülle des rechten Ooids wurde durch seitliche Druckbeanspruchung während der Kompaktion vom Kern gelöst. Die entstandenen Zwickel sind diagenetisch zementiert. Probe 166, x 70.

Fig. 5. Mikrofaziesbereich 15: Umkristallisierte Dasycladaceenbruchstücke als Rindenkörner im Oolith, daneben Ooide, Peloiden und Intraklasten. Sparit als radial-fibröser Zement A und feingranularer Blockzement B, Probe 171, x 28.

Fig. 6. Mikrofaziesbereich 16: Biosparit (grainstone) - Kennzeichnend für diesen Faziestyp sind Aggregatkörner (als Grapestones und Lumps), Bahamite (vollständig mikritisierte Komponenten) und Cortoide (Rindenkörner), dazu kommen in der Abbildung einige Ooide, Peloiden und Intraklasten. Radial-fibröser Zement A ist nur gering ausgebildet. Der intergranulare Porenraum ist überwiegend mit grobgranularem Blockzement gefüllt. Probe 130, x 28.

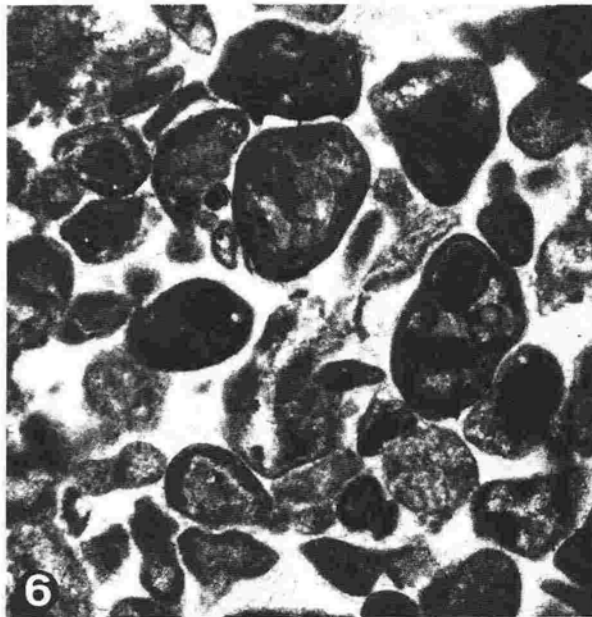
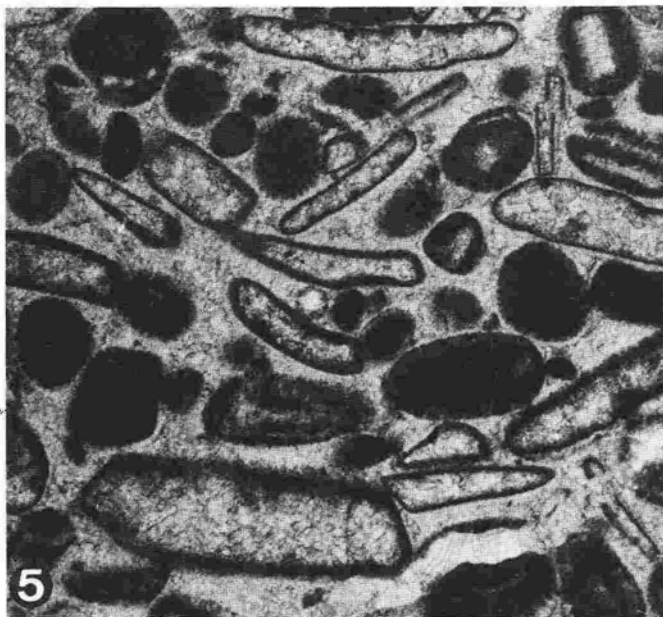
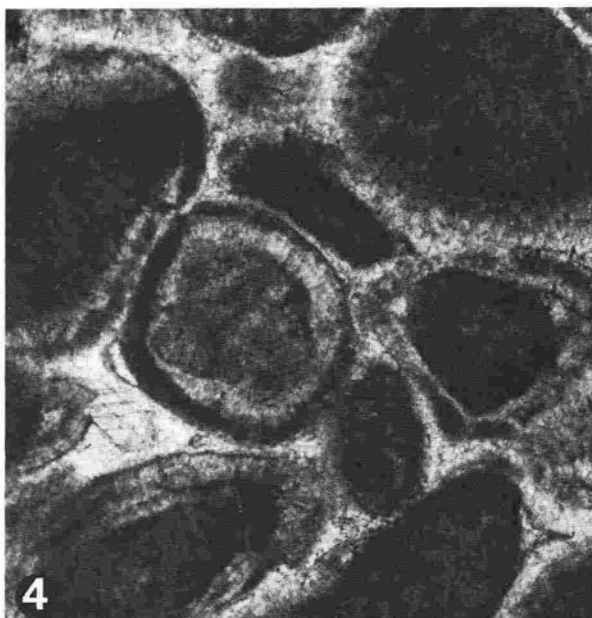
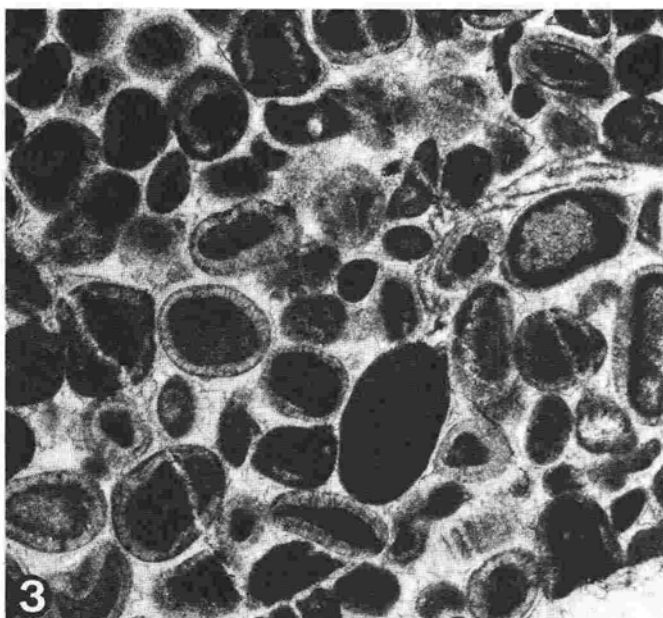
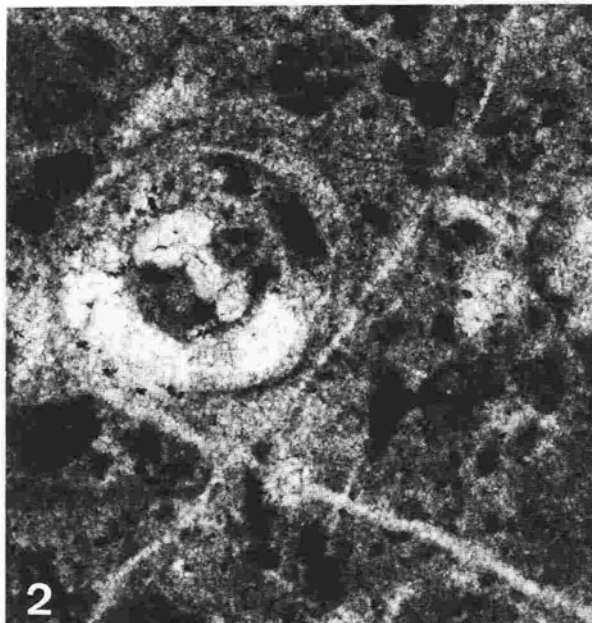
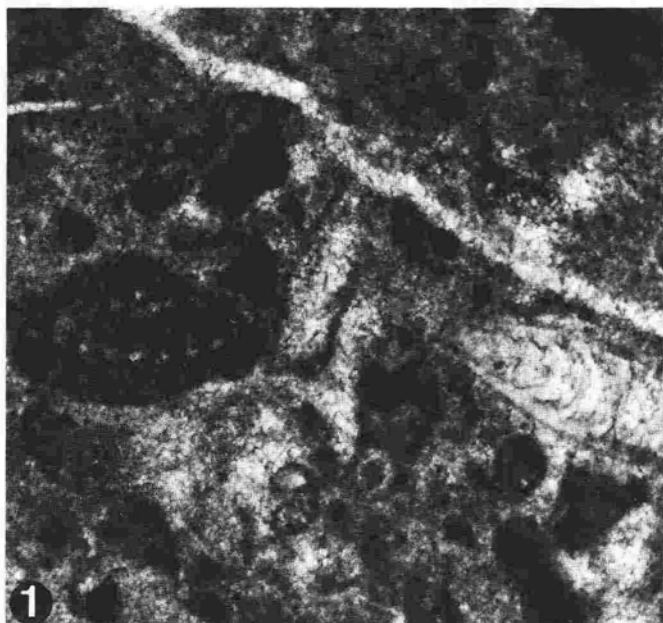
Fig. 1,2. Microfacies type 13: Oncomicrite (floatstone) - Detail of the internal, micritic sediment between the oncoids. *Frondicularia* sp., fecal pellet, peloids (Fig. 1) and Problematicum 5 SENOWBARI-DARYAN, cross-section (Fig. 2). Sample 13, x 70.

Fig. 3. Microfacies type 15: Oosparite (grainstone) - Superficial and normal ooids with peloids, intraclasts, and crinoidal fragments as ooid-nuclei. Size of laminae smaller than nucleus diameter. Fibrous and granular cements. Sample 166, x 28.

Fig. 4. Microfacies type 15: Ooids with large nuclei. Laminae have been recrystallized. Laminae of the right ooid broke off during compaction, causing an intraooidal porosity, which was cemented during diagenesis. Sample 166, x 70.

Fig. 5. Microfacies type 15: Recrystallized Dasycladacean algae as cortoids within the oolites. Ooids, intraclasts, peloids, fibrous and granular cement. Sample 171, x 28.

Fig. 6. Microfacies type 16: Biosparite (grainstone) - Characteristic grapestones and lumps, bahamites, cortoids, along with some ooids, peloids, and intraclasts. Fibrous and granular cement. Sample 130, x 28.



T a f e l 5 Mikrofaziesbereiche der Oberrhätischen Riffkalke
Microfacies types of the Upper Rhaetian Reef Limestones

Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies

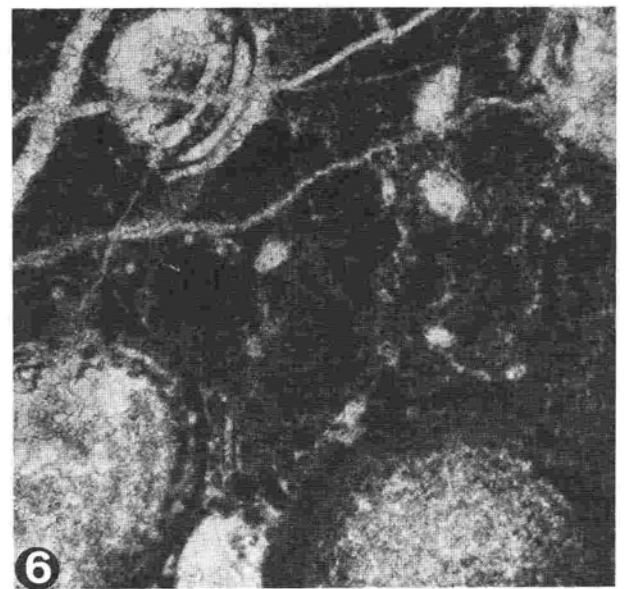
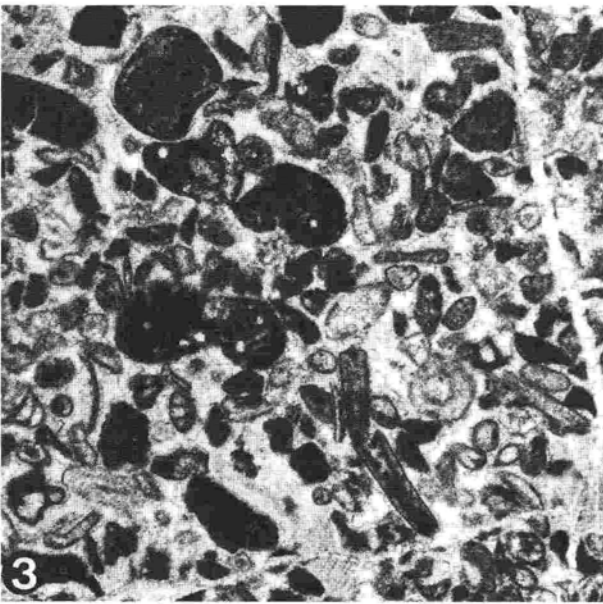
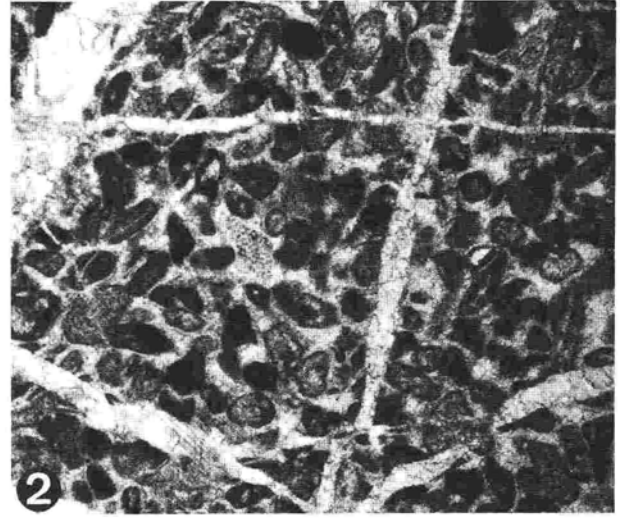
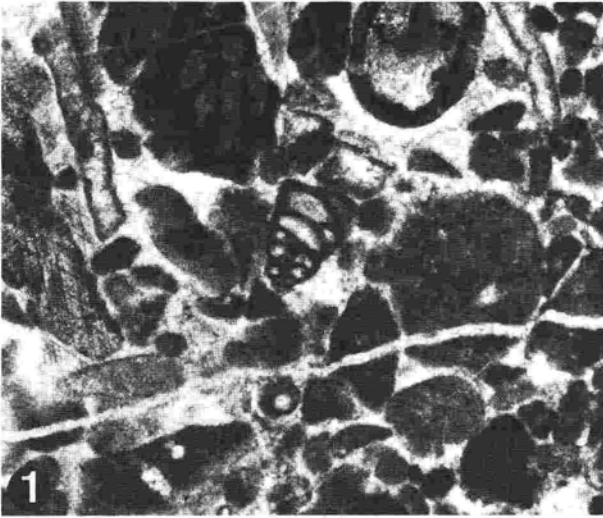
- Fig. 1. Mikrofaziesbereich 16: Biosparit (grainstone) - Die Komponenten stellen Bahamite, Algen-Lumps, Rindenkörner, Pelloide, Intraklasten, Echinodermenbruchstücke. Die verbliebenen Hohlräume sind durch syntaxialen Rim-Zement, wenig Faserzement und mit granularem Blockzement gefüllt. Probe 58. x 28.
- Fig. 2. Mikrofaziesbereich 17: Kleinkörniger Biosparit (grainstone) - Er zeichnet sich gegenüber dem MFB 16 durch die deutlich geringere Korngröße seiner Komponenten aus. Der Komponentenanteil wird durch Intraklasten, Pelloide, Rindenkörner und Echinodermenbruchstücke bestimmt, zementiert mit feingranularem Sparit. Probe 83. x 28.
- Fig. 3. Mikrofaziesbereich 17: Die größten Komponenten sind Aggregatkörner (als Algen-Lumps und Lumps). Daneben findet man Pelloide, Intraklasten, Bahamite, Rindenkörner, Echinodermenbruchstücke. Zementation mit wenig acicularem Zement A, überwiegend mit feingranularem Blockzement. Probe 55. x 28.

Foraminiferen-Algen-Fazies

- Fig. 4. Mikrofaziesbereich 18: Biosparit mit Involutinen und Dasycladaceen (grainstone) - Im oberen Bildteil stark umkristallisierte Involutinen mit *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK und *Aulotortus* sp. Umriß und 3-4 Umgänge des Deuterolocus sind mikritisiert. Äußerer Faserzement-Saum, in 2-3 Generationen, z.T. um Bruchstellen der Involutinengehäuse. Im unteren Bildteil Rindenkörner, Intraklasten, Holothuriensclerite, umgeben von Faserzement A. Resthohlräume mit z.T. sehr grobkristallinem Sparit gefüllt. Probe 33. x 28.
- Fig. 5. Mikrofaziesbereich 18: Dasycladaceen-Längsschnitte (*Epimastoporella* sp.), randlich mikritisiert, z.T. umkristallisiert, mitunter mit Bewuchs durch sessile Foraminiferen. Daneben *Aulotortus* sp., Rindenkörner, Intraklasten. Zwei Generationen Faserzement A, jeweils randlich mikritisiert, sonst grobgranularer Blockzement. Probe 33, x 28.

Oberrhätische Mergelkalke

- Fig. 6. Mikrofaziesbereich 19: Foraminiferenreicher Biomikrit (wackestone) - Zwei größtenteils umkristallisierte, randlich umkrustete Individuen von *Triasina hantkeni* MAJZON. Darüber *Trocholina* sp. mit mikritisierten äußeren Umgängen des Deuterolocus. In pelmikritischer Matrix. Probe 29. x 28.
- Fig. 1. Microfacies type 16: Biosparite (grainstone) - Skeletal and non-skeletal grains with crinoidal fragments, bahamites, algal-lumps, peloids, and intraclasts. Syntaxial rim-cement, fibrous and granular cement. Sample 58. x 28.
- Fig. 2. Microfacies type 17: Small grained biosparite (grainstone) - In comparison with the microfacies type 16 the particles are much smaller. Components with intraclasts, peloids, cortoids, and crinoidal fragments. Sample 83. x 28.
- Fig. 3. Microfacies type 17: The largest components are algal-lumps and lumps, surrounded by peloids, intraclasts, bahamites, cortoids, and crinoidal fragments. Very little fibrous cement, mostly granular cement. Sample 55. x 28.
- Fig. 4. Microfacies type 18: Biosparite with Involutinidae and Dasycladacean algae (grainstone) - Recrystallized Involutinidae with *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK and *Aulotortus* sp. Outline and 3-4 coils of the deuterolocus have been micritized. 2-3 generations of fibrous cement. Cortoids, intraclasts, holothurian sclerites. Blocky cement. Sample 33. x 28.
- Fig. 5. Microfacies type 18: *Epimastoporella* sp. (longitudinal section), micritized, partially overgrown by sessile foraminifera. *Aulotortus* sp., cortoids, intraclasts. 2 generations of fibrous cement (micritized), blocky cement. Sample 33. x 28.
- Fig. 6. Microfacies type 19: Foraminiferal biomicrite (wackestone) - Two partly recrystallized, overgrown foraminifera of *Triasina hantkeni* MAJZON within pelmicritic matrix. Above *Trocholina* sp. with micritized outer coils of the deuterolocus. Sample 29. x 28.



T a f e l 6 Mikrofaziesbereiche der Lias-Schwellenfazies
Microfacies types of the Liassic

Bunte Cephalopodenkalke

Fig. 1. Mikrofaziesbereich 21: Biopelsparit bis -mikrit (grain- bis packstone) - Umkristallisierte Spicula, z.T. dicht gepackte Pelloide, in sparitischer, randlich mikritischer bis mikrosparitischer Matrix. Probe 50. x 70.

Adneter Kalke

Fig. 2. Mikrofaziesbereich 22: Roter Biomikrit (wackestone) - Biogenreicher Anteil mit *Involutina liassica* JONES, *Nodosaria* sp., *Trocholina* sp., Ostracodenschalen, Filamenten, Echinodermenbruchstücken und Gastropoden in roter, mikritischer Matrix. Primäre biogene Hohlräume meist vollständig mit Mikrit gefüllt. Probe 92. x 28.

Fig. 3. Diskontinuitätsfläche durch Emission im roten Biomikrit des MFB 22. Deutlicher Bohrgang (Längsschnitt) im Sediment. Probe 10. x 70.

Fig. 4. Knolle im roten Biomikrit des MFB 22. Sie zeigt im wesentlichen den gleichen Biogengehalt, wie das umgebende Sediment und zeichnet sich besonders durch ihre dunklere Färbung aus. Insgesamt treten auf: *Involutina liassica* JONES, *Aulotortus* sp., *Trocholina* sp., *Nodosaria* sp., Echinodermenbruchstücke, Ostracodenschalen, Filamente, Gastropoden. Probe 238. x 28.

Hierlatzkalk

Fig. 5. Mikrofaziesbereich 23: Echinodermenspatkalk (packstone) - Die einzelnen Echinodermenbruchstücke zeigen Suturekontakte untereinander und z.T. auch zu den dazwischenliegenden Brachiopodenschalen. Probe 224. x 28.

Rotwandfazies

Fig. 6. Mikrofaziesbereich 24: Dunkelroter Biopelmikrit (packstone) - Das Sediment wird bestimmt durch dicht gepackte Pelloide und Biogene mit Gastropoden, Schalen- und Echinodermenbruchstücken, *Frondicularia* sp. Die Biogene sind i.a. stark umkristallisiert und ihre primären Hohlräume oft vollständig mit Mikrit gefüllt. Die Matrix ist mikritisch bis mikrosparitisch. Probe 127. x 28.

Fig. 1. Microfacies type 21: Biopelsparite to biopelmicrite (grain-, packstone) - Recrystallized spicula, peloids within sparitic and microsparitic to micritic "groundmass". Sample 50. x 70.

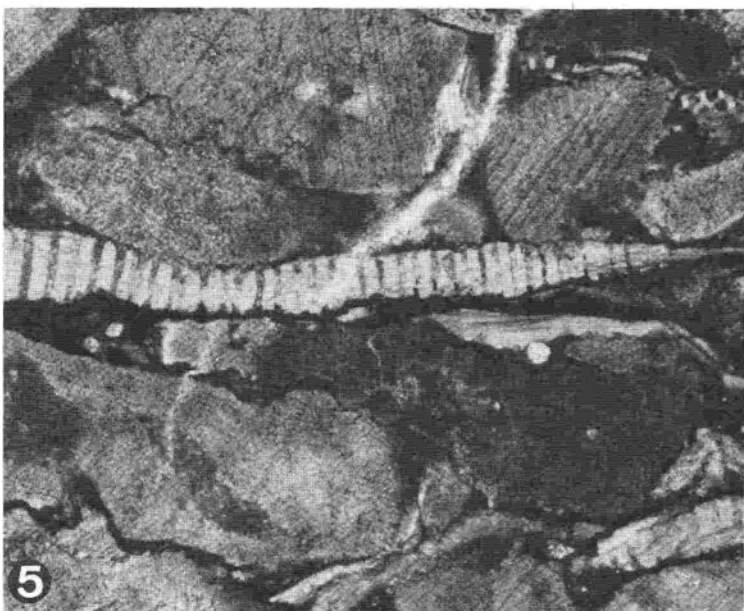
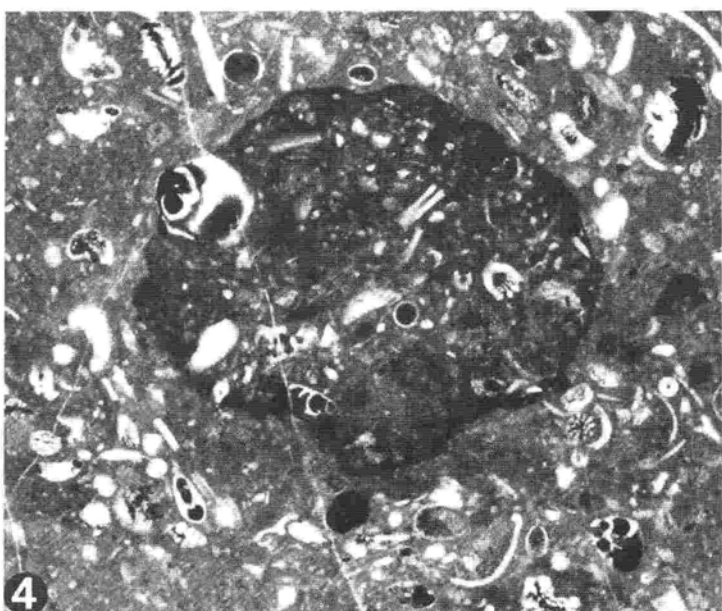
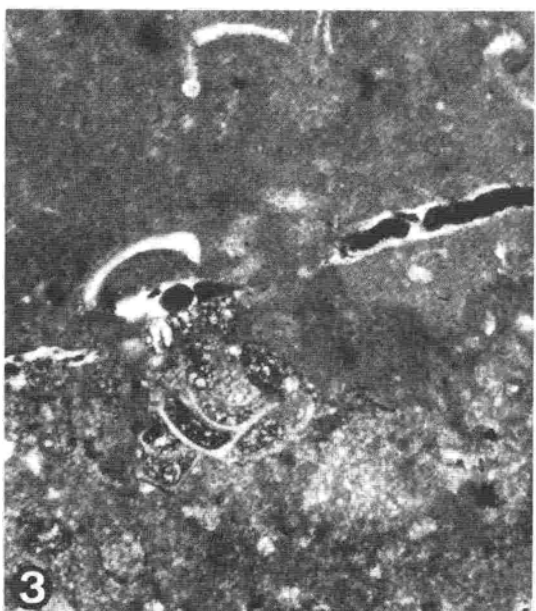
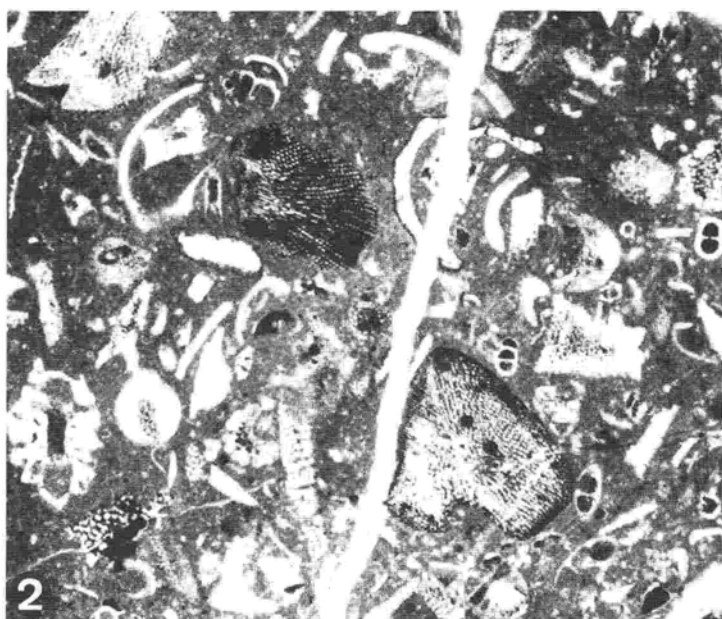
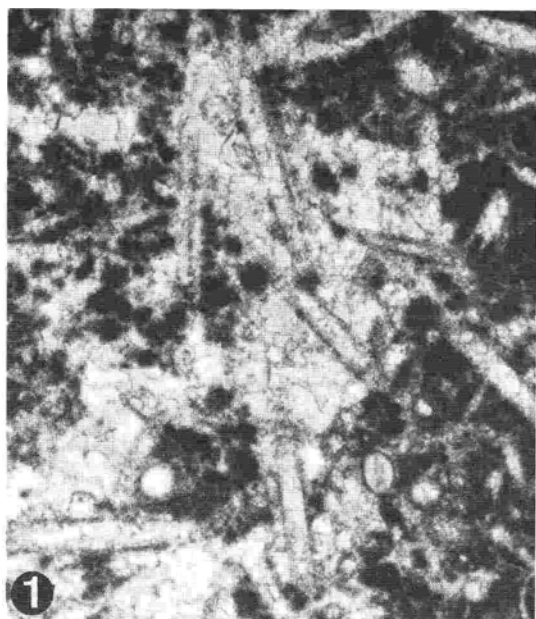
Fig. 2. Microfacies type 22: Red, nodular biomicrite (wackestone) - *Involutina liassica* JONES, *Nodosaria* sp., *Trocholina* sp., ostracods, filaments, crinoidal fragments, gastropods within a micritic matrix. Intraparticulate pores usually filled with micrite. Sample 92. x 28.

Fig. 3. Discontinuity in the red biomicrite of microfacies type 22, with boring. Sample 10. x 70.

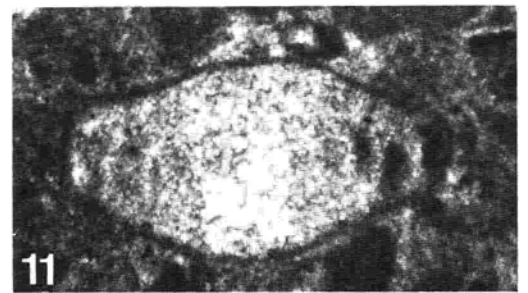
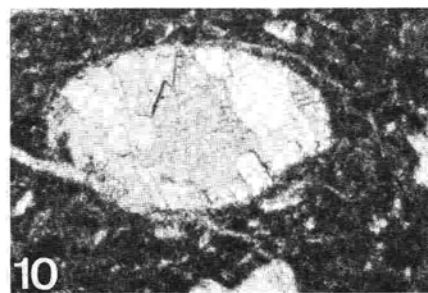
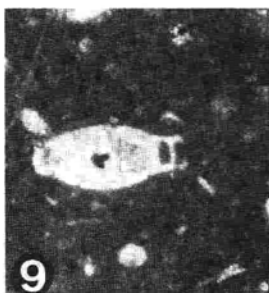
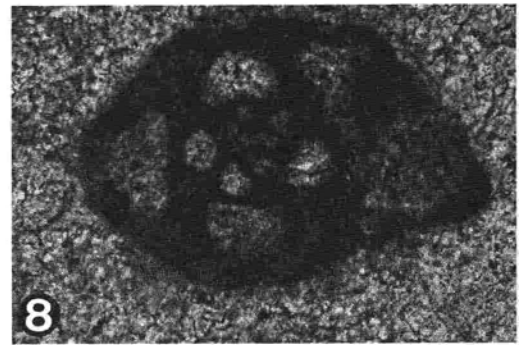
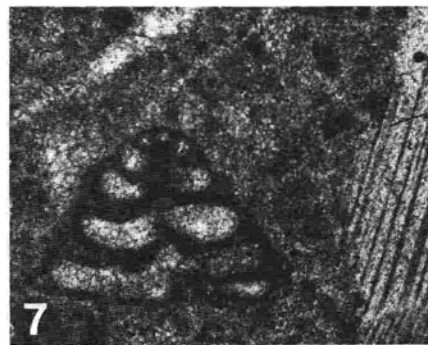
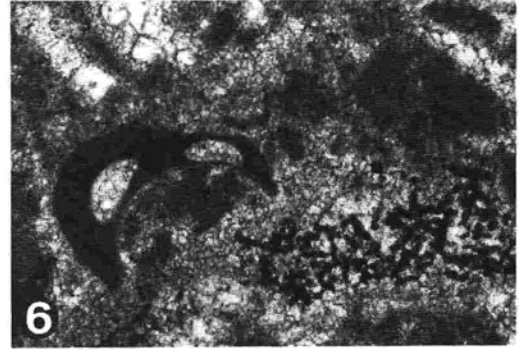
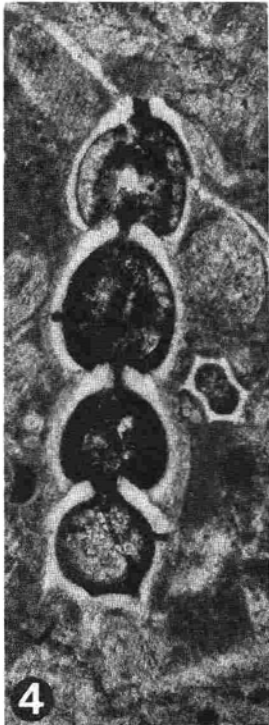
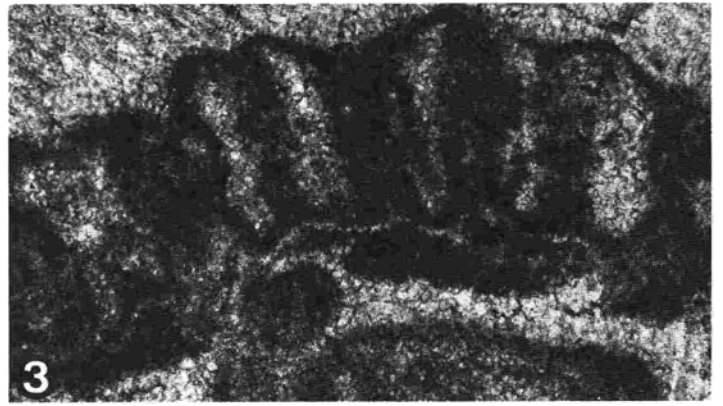
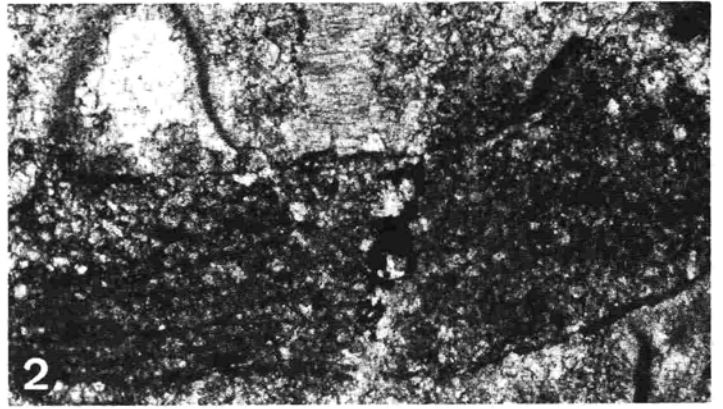
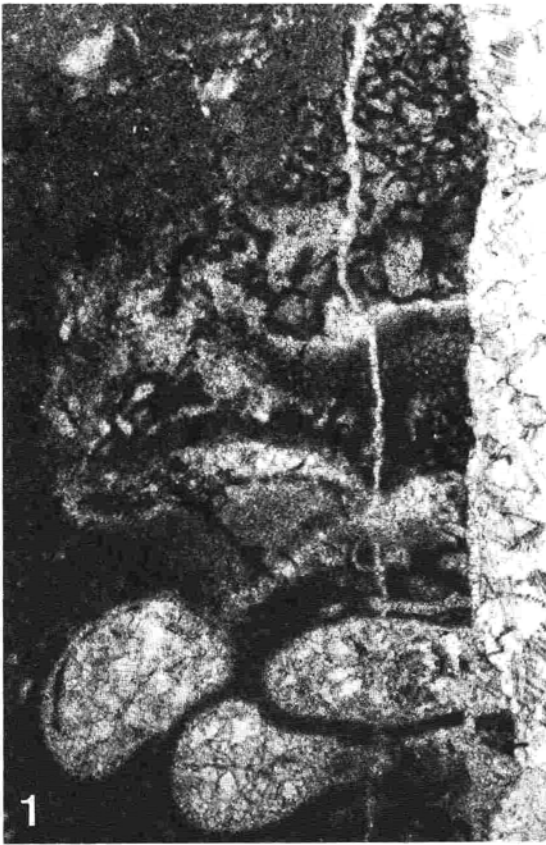
Fig. 4. Nodule in the red biomicrite of microfacies type 22. Skeletal grains and matrix of the nodule correspond to the surrounding sediment. *Involutina liassica* JONES, *Aulotortus* sp., *Trocholina* sp., *Nodosaria* sp., crinoidal fragments, ostracods, filaments, gastropods. Sample 238. x 28.

Fig. 5. Microfacies type 23: Crinoidal limestone (packstone) - Crinoidal fragments show sutured contacts; some brachiopod shells. Sample 224. x 28.

Fig. 6. Microfacies type 24: Dark-red biopelmicrite (packstone) - Densely packed peloids and skeletal grains of gastropods, shell- and crinoidal fragments, *Frondicularia* sp. Intraparticulate pores often completely filled with micrite. Sample 127. x 28.



- T a f e l 7 Mikroproblematika, Algen und Foraminiferen aus den Mikrofazies-
bereichen des Rhät und Lias
Microproblematika, algae, foraminifera of the microfacies types of
the Rhaetic and Liassic
- Fig. 1. Verband von Mikroproblematika mit *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) und sessiler Foraminifere. Probe 169. x 28.
- Fig. 2. *Girvanella* sp. mit Bewuchs durch ein Mikroproblematikum, als Bruchstück im Intramikrit (Resediment) des MFB 6 der dunklen, bituminösen Bankkalke (z.T. dolomitisiert). Probe 160. x 70.
- Fig. 3. *Epimastoporella* sp. (Detailvergrößerung) aus den Biospariten der Dasycladaceen-Foraminiferen-Fazies des Oberrhät (MFB 18). Probe 33. x 70.
- Fig. 4. *Nodosaria* sp. umgeben von Echinodermenbruchstücken, in den roten Biomikriten der Adneter Kalke des Lias (MFB 22). Probe 184. x 70.
- Fig. 5. *Nubecularia* sp. in der Übergangsfazies der Biogendetritus-Onkoid- und Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies des Oberrhät (MFB 14). Probe 63. x 70.
- Fig. 6. *Nubecularia* sp. in den Biomikriten mit Riffdetritus der Biogendetritus-Onkoid-Fazies des Oberrhät (MFB 11). Probe 176. x 70.
- Fig. 7. *Tetrataxis inflata* KRISTAN in den Biomikriten mit Riffdetritus des Oberrhät (MFB 11). Probe 177. x 70.
- Fig. 8. *Miliolipora* sp. in den Pelspariten der Riffhöhlensedimente der Biolithit-Fazies des Oberrhät (MFB 10). Probe 5. x 180.
- Diagenetische Involutinenzonen - Diagenetic Zones of Involutinidae
- Fig. 9. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) im Biomikrit der dunklen, bituminösen Bankkalke des MFB 1. Stark umkristallisiert, Umriß erhalten. Die zwei äußeren Umgänge des Deuteroloculus sind mikritgefüllt. Dies entspricht der maximalen Mikritfüllung im Bereich der Diagenetischen Involutinenzone A (intertidale Plattform, Kammerlumina meist ohne Mikritfüllung, s. dazu Taf. 1/2). Probe 148. x 28.
- Fig. 10. *Aulotortus* sp. im Biomikrit der Biogendetritus-Onkoid-Fazies des Oberrhät (MFB 12). Vollständig umkristallisierte Form, äußerer Umgang mikritgefüllt. Diagenetische Involutinenzone C (niederenergetische, subtidale Plattform). Probe 40. x 28.
- Fig. 11. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK im Onkomikrit der Biogendetritus-Onkoid-Fazies des Oberrhät (MFB 13). Randlich mikritisiert, Umriß erhalten, Mikritfüllung der äußeren 3 Umgänge des Deuteroloculus. Diagenetische Involutinenzone C (niederenergetische, subtidale Plattform). Probe 13. x 70.
- Fig. 1. Some microproblematika with *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) and sessile foraminifera. Sample 169. x 28.
- Fig. 2. *Girvanella* sp., overgrown by microproblematika, seen as a lithoclast within the intramicrite of microfacies type 6 of the dark, bituminous limestones. Sample 160. x 70.
- Fig. 3. *Epimastoporella* sp. within the biosparites of the Dasycladacean-Foraminifera Facies of the Upper Rhaetic (microfacies type 18). Sample 33. x 70.
- Fig. 4. *Nodosaria* sp. surrounded by crinoidal fragments and micrite, within the red, nodular limestone. Sample 184. x 70.
- Fig. 5. *Nubecularia* sp. within the transitional facies of the Upper Rhaetic (microfacies type 14). Sample 63. x 70.
- Fig. 6. *Nubecularia* sp. within the biomicrites with reef-detritus of the Upper Rhaetic (microfacies type 11). Sample 176. x 70.
- Fig. 7. *Tetrataxis inflata* KRISTAN within the biomicrites with reef-detritus of the Upper Rhaetic (microfacies type 11). Sample 177. x 70.
- Fig. 8. *Miliolipora* sp. within the pelsparites of the internal sediment of the reef framework (microfacies type 10, biolithite). Sample 5. x 180.
- Fig. 9. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) within the biomicrite of the dark, bituminous, bedded limestones (microfacies type 1). Recrystallized, outline preserved, two outer coils of the deuteroloculus are filled with micrite. This corresponds to the greatest amount of micrite infilling within the Diagenetic Zone of Involutinidae No. A (intertidal platform, chambers usually without micrite infilling, see also Plate 1/2). Sample 148. x 28.
- Fig. 10. *Aulotortus* sp. within the biomicrite of the Bioclastic-Onkoid Facies of the Upper Rhaetic (microfacies type 12). Recrystallized, outer coils filled with micrite. Diagenetic Zone of Involutinidae No. C (low-energy, subtidal platform). Sample 40. x 28.
- Fig. 11. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK within the oncomicrites of the Upper Rhaetic (microfacies type 13). Micritized, 2-3 outer coils of the deuteroloculus are filled with micrite. Diagenetic Zone of Involutinidae No. C. Sample 13. x 70.



T a f e l 8 Diagenetische Involutinenzonen
Diagenetic Zones of Involutinidae

- Fig. 1. *Aulotortus* sp. in den Biospariten der Bahamit-Grapestone-Ooid-Fazies (MFB 16). Stark rekristallisierte Form. Umriß und die ersten 3 Umgänge des Deuterolocus sind mikritisiert. Die Gehäuseform ist randlich leicht verdrückt. Diagenetische Involutinenzone B (hochenergetische, riffnahen Plattform). Probe 58. x 28.
- Fig. 2. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK und *Aulotortus* sp. in den Biomikriten der Oberrhätischen Mergelkalke (MFB 19). Zwei Involutinen mit extrem unterschiedlicher Mikritfüllung der Kammerlumina, einmal vollständige Füllung, zum anderen nur der äußere Umgang mikritgefüllt. Keine eindeutige Zuordnung zu einer Diagenetischen Involutinenzone. Probe 179. x 28.
- Fig. 3. *Aulotortus* sp. in den Biospariten der Bahamit-Grapestone-Fazies des riffernen Bereichs (MFB 16f). Die Foraminifere ist stark onkoidisch umkrustet. 3-4 Umgänge des Deuterolocus sind mikritisiert. Diagenetische Involutinenzone D (höherenergetische, rifferne Plattform). Probe 130. x 28.
- Fig. 4. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK in den Biomikriten der Oberrhätischen Mergelkalken (MFB 19). Die Mikritisierung der 4-5 äußeren Umgänge wird durch den Schirmeffekt des Schalenbruchstücks gewährleistet, der einen matrixfreien Raum in der sonst mikritischen Umgebung schafft. Im unteren Bildteil umkristallisierte *Trocholina*. Probe 238. x 28.
- Fig. 5. *Triasina hantkeni* MAJZON in den Biomikriten der Oberrhätischen Mergelkalken (MFB 19). Die ersten 3 Umgänge sind mikritgefüllt, der Umriß erhalten. Diese Erhaltungsform entspricht der Diagenetischen Involutinenzone C. Probe 172. x 28.
- Fig. 6. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK in den Biospariten der Foraminiferen-Algen-Fazies (MFB 18). Umriß und Kammerlumina vollständig mikritisiert. Radial-fibröser Zement A als äußerer Saum. Diagenetische Involutinenzone D (höherenergetische, rifferne Plattform). Probe 33. x 28.
- Fig. 7. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) in den Biopelmikriten der Rotwandfazies (MFB 24). Die Kammerlumina sind vollständig mit Mikrit gefüllt. Der Umriß ist nicht ganz vollständig erhalten. Diagenetische Involutinenzone E. Probe 127. x 70.
- Fig. 8. *Aulotortus* sp. in den Biospariten der Algen-Foraminiferen-Fazies. Die Form zeigt fortgeschrittene Mikritisierung mit anschließender in-situ Transformation von Aragonit in Kalzit (Inversion), die z.T. von späteren Rekristallisationserscheinungen überprägt ist. Diagenetische Involutinenzone D. Probe 33, x 70.
- Fig. 9. *Involutina liassica* JONES in den Biomikriten der Adneter Kalke (MFB 22). Kammerlumina sind vollständig mit Mikrit gefüllt. Der Umriß ist nur unvollständig erhalten. Diagenetische Involutinenzone E (tieferes Undathem). Probe 92. x 70.
- Fig. 10. *Involutina liassica* JONES in den Biomikriten der Adneter Kalke (MFB 22). Die Kammerlumina sind vollständig mit Mikrit gefüllt. Das Gehäuse ist noch vor der Verfestigung des umgebenden Sedimentes vollständig gelöst worden. Diagenetische Involutinenzone E. Probe 184. x 90.
- Fig. 1. *Aulotortus* sp. within biosparites of the Bahamite-Grapestone-Oolite Facies. Recrystallized, outline and 3 outer coils of the deuterolocus are micritized. Outline slightly compressed. Diagenetic Zone of Involutinidae No. B. Sample 58. x 28.
- Fig. 2. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK and *Aulotortus* sp. within biomicrites of the uppermost Rhaetic (microfacies type 19). Two involutinidae with different micrite infilling of the chambers. Outermost and all coils filled with micrite. No correlation with a Diagenetic Zone of Involutinidae. Sample 179. x 28.
- Fig. 3. *Aulotortus* sp. within biosparites of the far-reef Bahamite-Grapestone Facies (microfacies type 16f). Oncolitic laminae, 3-4 coils of the deuterolocus are micritized. Diagenetic zone of Involutinidae No. D (high-energy, far-reef platform). Sample 130. x 28.
- Fig. 4. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK within biomicrites of the Uppermost Rhaetic (microfacies type 19). Micritizing of the 4-5 outer coils of the deuterolocus, as a result of shelter porosity which was caused by a shell fragment in the micritic environment. Recrystallized *Trocholina* sp. Sample 238. x 28.
- Fig. 5. *Triasina hantkeni* MAJZON within biomicrites of the Uppermost Rhaetic (microfacies type 19). 3 outer coils of the deuterolocus are filled with micrite, outline preserved. This example corresponds to the Diagenetic Zone of Involutinidae No. C. Sample 172. x 28.
- Fig. 6. *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK within biosparites of the Algal-Foraminifera Facies (microfacies type 18). Outline and chambers completely micritized. Fibrous cement. Diagenetic Zone of Involutinidae No. D. Sample 33. x 28.
- Fig. 7. *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) with biopelmicrites of the "Rotwand-facies" (microfacies type 24). Chambers completely filled with micrite, outline not preserved. Diagenetic Zone of Involutinidae No. E (deep undathem). Sample 127. x 70.
- Fig. 8. *Aulotortus* sp. within biosparites of the Algal-Foraminifera Facies (microfacies type 18). Micritizing, inversion, and recrystallisation. Diagenetic Zone of Involutinidae No. E. Sample 33. x 70.
- Fig. 9. *Involutina liassica* JONES within biomicrites of the Adnet Limestones (microfacies type 22). Chambers completely filled with micrite, outline not preserved. Diagenetic Zone of Involutinidae No. E. Sample 92. x 70.
- Fig. 10. *Involutina liassica* JONES within biomicrites of the Adnet Limestones (microfacies type 22). Chambers completely filled with micrite. Test dissolved before sediment consolidation. Diagenetic Zone of Involutinidae No. E. Sample 184. x 90.

