

Mitt. POLLICHIA	75	143 – 196	21 Abb.	3 Tab. 6 Taf.	Bad Dürkheim 1988
					ISSN 0341 – 9665

Daniel HARTMANN & Karl R. G. STAPF

Zur Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten in den Hydrobien-Schichten (Unter-Miozän) des nördlichen Mainzer Beckens*)

Kurzfassung

HARTMANN, D. & STAPF, K. R. G. (1988): Zur Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten in den Hydrobien-Schichten (Unter-Miozän) des nördlichen Mainzer Beckens. – Mitt. POLLICHIA, 75: 143 – 196, Bad Dürkheim

In den Hydrobien-Schichten des aufgelassenen Steinbruchs Budenheim bei Mainz wurde die Mikrofazies und die Diagenese untersucht. Anschließend erfolgte zusammen mit früheren lithofaziellen Ergebnissen ein Deutungsversuch zur Genese der Hydrobien-Schichten.

Die Modalanalyse ergab 5 Mikrofazies-Typen der Karbonatgesteine. Es sind dies Mikrofazies(MF)-Typ 1: Mikritische bis mikrosparitische Kalksteine (Lime-Mudstones);

MF-Typ 2: Komponentenführende bis -reiche, mikritische bis mikrosparitische Kalksteine (Wak-kestones);

MF-Typ 3: Mikrit- bis mikrosparitreiche bis -führende Komponenten (Biogen, Lithoklast, Peloid)-Kalksteine (Packstones);

MF-Typ 4: Mikrit- und sparitreiche bis -führende Komponenten (Biogen, Rindenkorn, Peloid)-Kalksteine (Packstones-Grainstones);

MF-Typ 5: Cyanobakterien-Bindstones.

Von unten zu oberen Profilabschnitten nimmt dabei der Komponentenanteil zu und der Matrixanteil ab. Die am Aufbau beteiligten Minerale sind: Calcit (diagenetisch), Mg-Calcit (Primärmineral), Aragonit (in Fossilshalen), Ca-Dolomit (diagenetisch), Tonminerale (Primärminerale) und wenig Quarz.

Die Mg-Anteile der unverfestigten Hydrobien-Schichten stehen in direktem Zusammenhang mit der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente. Sie spiegeln wahrscheinlich die Salinität des Wassers (Porenwasser?) z. Z. der Ablagerung wider. Die Sr-Anteile ergaben keine direkte Verbindung mit der mineralogischen Zusammensetzung.

Die diagenetischen Prozesse sind hauptsächlich während der Frühdiagenese abgelaufen (Kompaktion, Neomorphismus, Zementation und Lithifizierung, Mikritisierung, Calcitisierung, Dolomitisierung, Bitumenmigration).

Die Untersuchungsergebnisse bestätigen die Zugehörigkeit der Hydrobien-Schichten zur Lagunenfazies des Mainzer Beckens. Die Vorgänge in der Lagune wurden direkt vom Rheingraben aus gesteuert. Die feingeschichteten Sedimente entstanden unter sehr geringer Wasserbedeckung, teils unter Stillwasserbedingungen, teils bei hoher Wasserturbulenz, z. T. sind sie auch mehrfach kurzzeitig trockengefallen. Somit zeigen die Hydrobien-Schichten einen ständigen dynamischen Wechsel an.

Abstract

HARTMANN, D. & STAPF, K. R. G. (1988): Zur Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten in den Hydrobien-Schichten (Unter-Miozän) des nördlichen Mainzer Beckens)

[Microfacies, genesis and diagenesis of lagoonal sediments in the *Hydrobia* beds (Lower Miocene) in the northern Mainz Basin]. – Mitt. POLLICHIA, 75: 143 – 196, Bad Dürkheim

In the *Hydrobia* Beds in the quarry of Budenheim near Mainz the microfacies and diagenesis were investigated. In the following connected with previous lithofacial results it was attempted to interpret the genesis of the *Hydrobia* Beds.

As a result of a modal analysis there are five types of microfacies in the carbonate rocks. These are: microfacies (MF) type 1: micritic – microsparitic limestones (lime-mudstones); MF type 2: component-bearing to -rich, micritic – microsparitic limestones (wackestones);

MF type 3: micrite- to microsparite-rich to -bearing biogene, lithoclast, peloid limestones (packstones);

MF type 4: micrite- and sparite-rich to -bearing biogene, coated grain, peloid limestones (packstones – grainstones);

MF type 5: Cyanobacterial bindstones.

From bottom to top intersections of the profile the percentage of components increases and the percentage of matrix is reduced. Minerals building the structure are: low Mg-calcite (diagenetic), high Mg-calcite (primary mineral), aragonite (in fossil shells), Ca-dolomite (diagenetic), clay minerals (primary minerals), and little quartz.

The percentage of Mg in the unconsolidated *Hydrobia* Beds is directly related to the mineralogic composition of the sediments. Perhaps it indicates the salinity of the water (porewater?). The Sr content do not directly relate to the mineralogic correlation. The diagenetic processes mainly took place during the early diagenesis (compaction, neomorphism, cementation and lithification, micritisation, calcitisation, dolomitisation, migration of the organic matter).

The results of the investigation confirm that the *Hydrobia* Beds belong to the lagoonal facies of the Mainz Basin. Processes in the lagoon were directed from the Rhine Graben. The finely layered strata formed in shallow water, partly in quiet water, partly in very turbulent water, partly they fell dry for short periods of time. Thus the *Hydrobia* Beds show continuous dynamic changes.

Résumé

HARTMANN, D. & STAPF, K. R. G. (1988): Zur Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten in den Hydrobien-Schichten (Unter-Miozän) des nördlichen Mainzer Beckens)

[Microfaciès, genèse et diagenèse des sédiments lagunaires dans les Couches d'Hydrobes (Miocène inférieure) du bassin de Mayence septentrional]. – Mitt. POLLICHA, 75: 143 – 196, Bad Dürkheim

On a recherché le microfaciès et la diagenèse dans les Couches d'Hydrobes de la carrière de Budenheim près de Mayence. Ensuite on est arrivé avec des résultats lithofaciels précédents à un essai explicatif de la genèse des Couches d'Hydrobes.

L'analyse modale donne 5 types microfaciels des roches calcaires. Ce sont: type microfaciel (MF) 1: lime-mudstones, type MF 2: wackestones, type MF 3: packstones, type MF 4: packstones – grainstones, type MF 5: bindstones cyanobactériennes.

Dans l'observation des couches inférieures vers les couches supérieures, on remarque que les composants augmentent et que la matrice diminue. Les minéraux qui composent les roches sont: low Mg-calcite (diagénétique), high Mg-calcite (primaire), aragonite (dans des coquillages), Ca-dolomite (diagénétique), minéraux argileux (primaire) et peu de quartz.

Les parties de Mg dans les Couches d'Hydrobes pas encore durcies sont en rapport direct avec la composition minéralogique des sédiments. Elles reflètent vraisemblablement la salinité de l'eau. Les parties de Sr n'ont pas donné de rapport direct avec la composition minéralogiques.

Les processus diagénétiques se sont principalement passés pendant la diagenèse précoce (compaction, néomorphisme, cimentation et lithification, micritisation, calcitisation, dolomitisation, migration de la matière organique).

Les résultats de recherches prouvent l'appartenance des Couches d'Hydrobes au faciès lagunaire du bassin de Mayence. Les processus dans la lagune furent directement influencés par la présence du fossé rhénan.

Les sédiments en fines couches se sont développés sous une très faible épaisseur d'eau, parfois sous une eau stagnante, parfois sous de hautes turbulences et aussi plusieurs fois asséchés pendant un temps très court. Par cela, les Couches d'Hydrobes montrent un changement dynamique continu.

*) Der Druck der farbigen Abbildungen wurde durch einen Druckkostenzuschuß der Georg von Neumayer-Stiftung (Bad Dürkheim) ermöglicht, für den an dieser Stelle bestens gedankt wird.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung.....	145
2.	Mikrofazies, Röntgendiffraktometrie und Geochemie der Hydrobien-Schichten.....	148
2.1	Untersuchungsmethoden.....	148
2.2	Mikrofaziesanalyse und Mikrofaziestypen.....	149
2.3	Röntgendiffraktrometrische Untersuchungen.....	172
2.4	Geochemische Untersuchungen.....	174
3.	Herkunft und Erhaltung der gesteinsbildenden Minerale in den Hydrobien-Schichten.....	177
4.	Genese der Hydrobien-Schichten.....	181
5.	Diagenese der Hydrobien-Schichten.....	183
5.1	Allgemeines.....	183
5.2	Isochemische Diagenese.....	184
5.3	Allochemische Diagenese.....	186
5.4	Bitumen-Migration.....	193
6.	Literaturverzeichnis.....	194

1. Einleitung

Die untermiozänen Sedimente und Sedimentgesteine des Mainzer Beckens sind in den letzten Jahren von mehreren Bearbeitern mit modernen karbonatpetrographischen Methoden untersucht worden (ROTHER 1971, TAN 1972, ROTHE in DOEBL et al. 1972, BEST 1975, KOCH 1975, KLUPSCH 1979, HARTMANN 1980, KLUPSCH 1983, KOCH & ROTHE 1985, HERRMANN & KOCH 1985).

Die Hydrobien-Schichten im Raum Mainz-Amöneburg betreffend versuchte BEST (1975), den Bildungsraum und die Bildungsbedingungen großräumig darzustellen und zu erklären. Im seit 1986 aufgelassenen Steinbruch Budenheim (Lage s. Abb. 1) wurden die Hydrobien-Schichten bisher von TAN (1972), HARTMANN 1980 und STAPF & HARTMANN (1981) beschrieben. In dieser Arbeit sollen die von Hartmann (1980) und STAPF & HARTMANN (1981) untersuchten korrelierten Detailprofile mikrofaziell behandelt werden, um daraus Genese und Diagenese der Mergel-Kalk-Wechselfolge der Hydrobien-Schichten abzuleiten. Die zugrunde liegenden Spezialprofile und das Gesamtprofil der Hydrobien-Schichten finden sich in STAPF & HARTMANN (1981). Das Gesamtprofil für die Hydrobien-Schichten des Raumes Budenheim wird in Abb. 2 wiedergegeben.

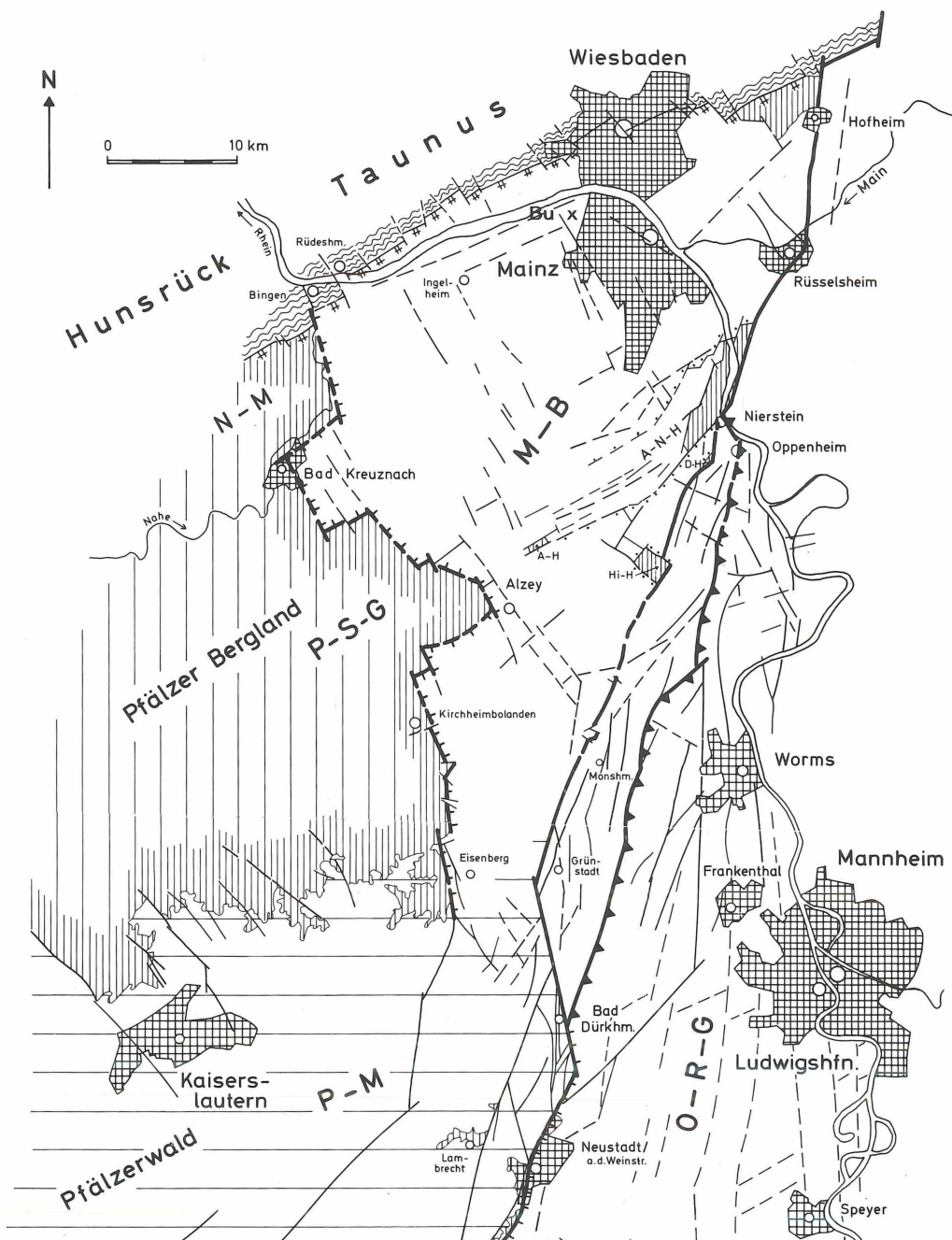


Abb. 1: Geologisch-tektonische Strukturskizze des Mainzer Beckens (nach Stapf 1988, verändert) Bu = Budenheim, N-M = Nahe-Mulde, MB = Mainzer Becken (Mainzer Bruchfeld), A-N-H = Alzey-Niersteiner Horst, A-H = Albigener Horst, D-H = Dexheimer Horst, Hi-H = Hillesheimer Horst, P-S-G = Pfälzer Sattelgewölbe, P-M = Pfälzer Mulde, R-G = Rheingraben

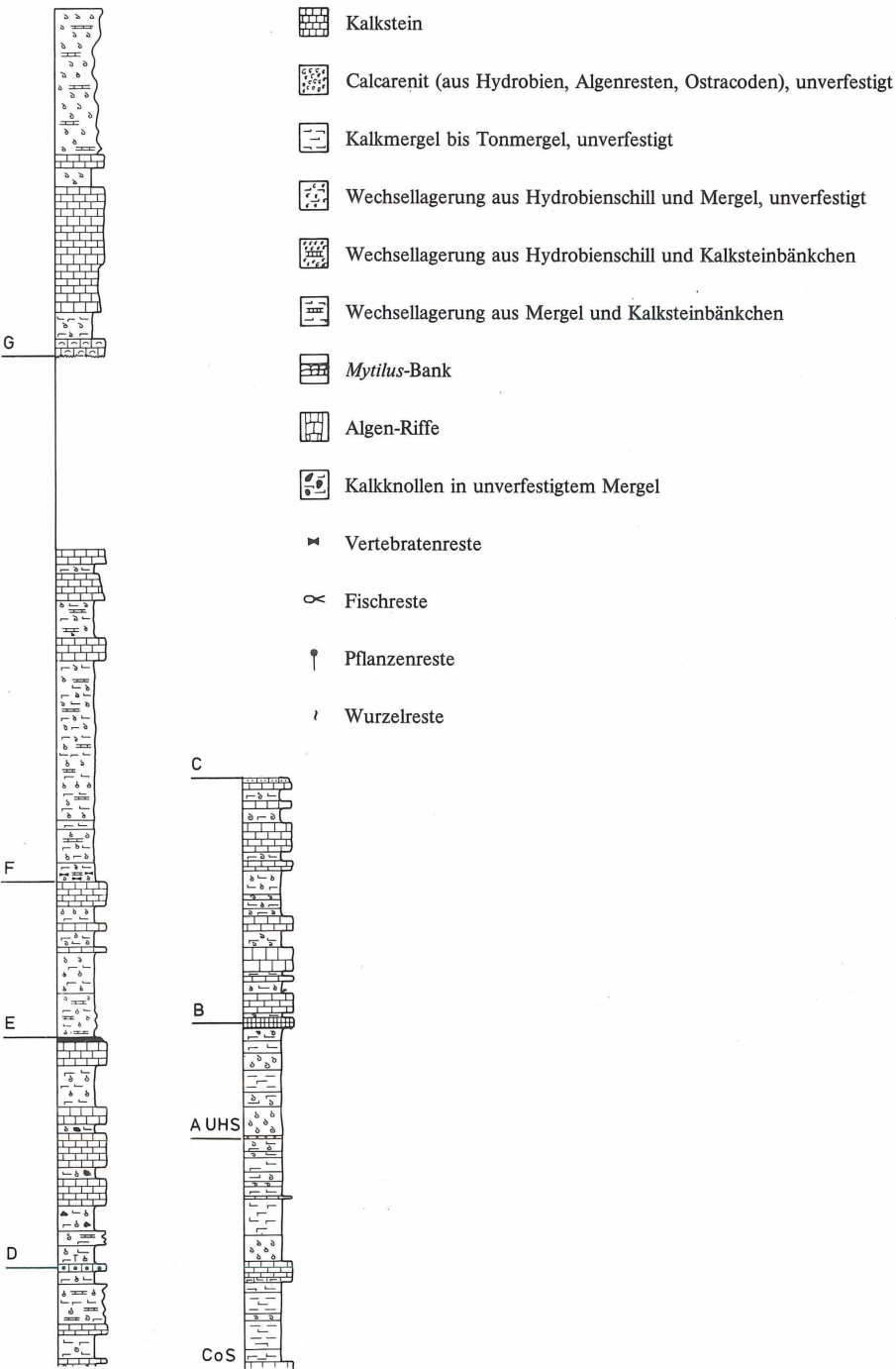


Abb. 2: Gesamtprofil der Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim (aus STAPF & HARTMANN 1981)

Dabei gehören die diagenetischen Prozesse zu den interessantesten Erscheinungen, da sie direkt nach der Ablagerung der Sedimente in unterschiedlicher Intensität einsetzen und somit einzelne Gesteinshorizonte verschieden stark beeinflussen. Dies äußert sich z. B. darin, daß dolomitisierte, dedolomitisierte und calcitisierte Horizonte auftreten.

Deshalb wurde die Rolle der Diagenese bei der Gestaltung der Mergel-Kalk-Wechselfolge näher betrachtet und mit der Ablagerungsgeschichte der Sedimente kombiniert.

2. Mikrofazies, Röntgendiffraktometrie und Geochemie der Hydrobien- Schichten

2.1 Untersuchungsmethoden

2.1.1 Probenahme

Die Probenahme erfolgte 1978-1979 im Steinbruch der Bonner Portland Zementwerke AG in Budenheim bei Mainz an 5 Lokalitäten. Diese Lokalitäten entsprechen den 5 Spezial-Profilen IV, V, X, XIII und XVI (s. STAPF & HARTMANN 1981: Abb. 3, 11, 12, 17, 20 und 23).

Es wurden 196 Proben entnommen. Die einzelnen Proben erhielten Bezeichnungen, die sich folgendermaßen ableiten: zunächst die Spezialprofilnummer, dann einen Buchstaben, der die Folge angibt sowie eine laufende Nummer, die bei jedem angefangenen Leithorizont mit 1 beginnt (z. B. 4E1: Spezial-Profil IV, „Leithorizont“ der Folge E = „Mytilusbank“, erste Probe in dieser Folge).

Die Proben aus den verfestigten Horizonten wurden orientiert in bergfrischem Zustand aus dem Schichtverband entnommen.

2.1.2 Probenvorbereitung

Die Proben bestanden sowohl aus verfestigtem als auch aus nicht verfestigtem Material.

Die verfestigten Proben wurden gesägt und teilweise zur Herstellung von Dünn- und Anschliffen verwendet. Der restliche Teil wurde getrocknet und danach zerkleinert, pulverisiert und gesiebt. Für weitere Untersuchungen wurde die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ benutzt.

Die nicht verfestigten Proben wurden mit H_2O_2 aufgelockert (wobei evtl. vorhandener Pyrit und andere oxidierbare Minerale zerstört wurden) und anschließend geschlämmt, wobei auch die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ aufgefangen wurde.

Die Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ besteht ausschließlich aus biogenem Material, die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ aus chemisch und biochemisch gefällten Karbonaten, aus Ton- Mineralen und sehr wenig Quarz sowie aus dem Zerreibsel des biogenen Materials.

Durch den Schlämmvorgang ist der größte Teil des biogenen Materials ($> 63 \mu\text{m}$) und der Rest des Sediments ($< 63 \mu\text{m}$) voneinander getrennt worden.

In dieser Arbeit wird nur die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ untersucht. Die Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ mit vielen Fossilresten müßte durch eine spezielle paläontologische Untersuchung erfaßt werden.

2.1.3 Dünnschliffe, Anschliffe und Acetat-Folienabzüge

Aus den gesägten Proben wurden Anschliffe hergestellt und mit Alizarin-Rot-S und mit Feigl'scher Lösung jeweils zu einem Drittel gefärbt.

Die Firma Becker (Celle) fertigte Dünnschliffe (5 x 5 cm) ungefärbt an.

Nach dem Verfahren von KLUPSCH (1979: 20) wurden eine Reihe von Alizarin-Rot-S-gefärbten Acetat-Folienabzügen (acetate peels) hergestellt und als Ergänzung der Dünn- und Ansliffe untersucht.

2.1.4 Geochemische Untersuchungen

Aus den unverfestigten Horizonten wurden 51 Proben analysiert. Die Konzentrationen von Ca, Mg und Sr sind aus dem 2%igen HCl-Auszug atomabsorptionsspektroskopisch ermittelt worden (AAS-Gerät der Firma PYE Unicam, Modell SP 192).

Von 141 Proben wurde der Gesamtkarbonat-Gehalt ermittelt. Dabei fand die „Karbonat-Bombe“ nach MÜLLER & GASTNER (1971) Anwendung, wobei die Skala auf dem benutzten Manometer allerdings nur den CO_2 -Druck angibt, so daß der Gesamtkarbonat-Gehalt errechnet werden mußte. Vor den eigentlichen Messungen wurde experimentell die optimale Füllmenge ermittelt (mit dem benutzten Manometer gaben 0,5 Gramm optimale Ergebnisse). Während der Meßreihe wurde jeweils nach 15 Proben, mit gefällttem CaCO_3 als Standard, die Meßgenauigkeit kontrolliert. Die Proben waren trocken und bestanden aus der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$.

Da ein Teil der Proben Dolomit enthielt, wurde einige Minuten gewartet, bis keine Gasentwicklung mehr stattfand.

2.1.5 Röntgendiffraktometrische Untersuchungen

143 Proben wurden mit dem automatischen Pulver-Diffraktometer System APD 10 mit Cu-Röhre der Firma Philipps (Generator PW 1730, Vertical Goniometer PW 1050/70, Scintillationsdetektor PW 1964/60, automatische Divergenz Schlitzblende PW 1386/50 und Einliniensreiber PM 8203) untersucht. Zur Verfügung stand außerdem ein P 851M Kleincomputer, der den automatischen Probenwechsler PW 1170 und den Schreiber (Modell KSR 43) kontrolliert. Alle Aufnahmen wurden bei konstanten Bedingungen gefahren, nämlich 40 KV und 30 mA. Die röntgenographische Phasenanalyse wurde lediglich zur Identifizierung des Karbonat-Mineralbestandes benutzt. Die Zusammensetzung von Calcit und Dolomit, d. h. der MgCO_3 -Gehalt im Calcit- bzw. der CaCO_3 -Gehalt im Dolomit-Gitter, wurde aus der Verschiebung des d_{104} -Reflexes ermittelt (FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER 1988: 242 u. 401). Die Angaben erfolgten in Mol% (SCHOLLE 1978: 228, FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER 1988). Als interne Standards dienten schon in den Proben vorhandener Quarz und zugemischtes NaCl-Pulver.

In mehreren Proben kommt Calcit und Mg-Calcit zusammen vor, aber in verschiedenen Mengen. Da es hier nur um die qualitative Auswertung geht, wird nur von starken Reflexen (hohe Konzentration) und schwachen Reflexen (niedrige Konzentration) gesprochen.

2.2 Mikrofaziesanalyse und Mikrofaziestypen

2.2.1 Methoden der Mikrofaziesanalyse (modalanalytische Dünnschliffuntersuchungen)

Die Mikrofaziesanalyse erfolgte anhand nicht gefärbter Dünnschliffe sowie angefärbter Folienabzüge (Peels).

Die modalanalytische Erfassung der Matrix und des Komponentenbestandes wurde mit der Point-Counting-Methode quantitativ ermittelt (wobei 300 Punkte je untersuchtem Schliff

bzw. Folienabzug ausgezählt wurden). Diese Ergebnisse wurden durch eine qualitative Bearbeitung der angefärbten Anschliffe ergänzt.

Grundlage für die mikroskopische Untersuchungen waren die Standardwerke von FLÜGEL (1978 und 1982).

Da die Dünnschliffe aus technischen Gründen nicht angefärbt vorlagen, wurde die genaue Lokalisierung der verschiedenen Mineralphasen anhand der angefärbten Folienabzüge (die die Hälfte der Dünnschliffanzahl ausmachten) und Anschliffe vorgenommen. Dabei zeigte sich, daß der grobkörnige Zement während der Herstellung der Folienabzüge zu kurz geätzt wurde und deshalb seine Färbung unvollständig war oder z. T. sogar ganz fehlte.

Die aus der Röntgendiffraktometer-Analyse ermittelte genaue Mineralzusammensetzung der einzelnen Proben ergänzte die Mikrofaziesanalyse (s. Tab. 2).

2.2.2 Mikrofazies-Typen

Die Modalanalyse der untersuchten Proben aus den Hydrobien-Schichten im Steinbruch Budenheim ergab 5 Mikrofazies-Typen.

Es sind dies Mikrofazies(MF)-Typ 1: Mikritische bis mikrosparitische Kalksteine (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972 und REIJERS & HSU 1986 Lime-Mudstones);

MF-Typ 2: Komponentenführende bis -reiche, mikritische bis mikrosparitische Kalksteine (nach DUNHAM 1962 u. a. Wackestones);

MF-Typ 3: Mikrit- bis mikrosparitreiche bis -führende Komponenten (Biogen, Lithoklast, Peloid)-Kalksteine (nach DUNHAM 1962 u. a. Packstones);

MF-Typ 4: Mikrit- und sparitreiche bis -führende Komponenten (Biogen, Rindenkorn, Peloid)-Kalksteine (nach DUNHAM 1962 u. a. Packstones-Grainstones);

MF-Typ 5: Cyanobakterien-Bindstones.

Diese MF-Typen können z. T. in verschiedene Subtypen unterteilt werden.

Das Verhältnis Komponenten zu Matrix, die Art der Komponenten bzw. die Verbindung durch Organismen bestimmen die Mikrofazies.

Die MF-Typen und ihre Subtypen sind in Tab. 1 denjenigen anderer Autoren und den Klassifikationen von FOLK (1959) u. a. gegenübergestellt.

MF-Typ 1: Mikritische bis mikrosparitische Kalksteine (nach DUNHAM 1962 u. a. Lime-Mudstones)

Proben 10A5, 10A9

Dieser MF-Typ ist nur innerhalb der Folge A beobachtet worden (2 Proben). Er besteht zu 85-90 % aus mikritischer bis mikrosparitischer Matrix, die nur eine sehr undeutliche Feinschichtung aufweist. Das Angebot an Komponenten ist relativ gering und sie kommen hauptsächlich in Nestern und Lagen vor, die quer zur Schichtung liegen (Länge 5-20 mm, Breite 1-3 mm). Dieses Phänomen ist wahrscheinlich auf Bioturbation zurückzuführen.

Die Komponenten bestehen aus Algenresten und Hydrobienbruchstücken, Peloiden, Lithoklasten und Onkoiden.

Die mikritischen Peloiden sind rund bis oval oder schlecht gerundet. Sie sind im Durchmesser 40 bis 300 μm groß. Diese große Variationsbreite zeigt ihre schlechte Sortierung. Durch ihre rostbraune Färbung heben sie sich von der grauen Matrix ab. Es handelt sich wahrscheinlich um Pseudopeloiden oder kleine Intraklaste.

Bei den Lithoklasten handelt es sich meistens um schwarze, 4-20 μm große Körner, die aus organischem (kohligem?) Material bestehen.

Tabelle 1: Vergleich der Mikrofazies-Typen und ihrer Subtypen der Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens verschiedener Bearbeiter mit den Klassifikationen von FOLK (1959), DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972) und REIJERS & HSU (1986).

HARTMANN & STAPF (1988)	TAN (1972)	ROTHER in DOEBL et al. (1972)	BEST (1975)	KLUPESCH (1979)	FOLK (1959)	DUNHAM (1962) u. a.
MF-Type						
1 mikritische bis mikrosparitische Kalksteine	micritic Limestone	mikritischer Kalkstein mikritischer Dolomit	mikritischer bis mikrosparitischer Dolomit	Mikrite Dolomite	Micrite	Lime- Mudstone
2 Komponentenführende bis -reiche, mikritische bis mikrosparitische Kalksteine	Skeletal-micritic Algal-micritic Limestone	Biomikrit Biopelmikrit Onkomikrit (onkolithischer Kalkstein)	Komponentenführender bis -reicher mikritischer bis mikrosparitischer Dolomit	Biomicrite Pelmicrite, Biopelmicrite Oopelmicrite, Piopelmicrite Oomicrite Pisomicrite, Biopisomicrite	Allochem- Micrite	Wackestone
a Biogenführende bis -reiche mikritische bis mikrosparitische Kalksteine						
b „Kohlen“ restführende bis -reicher mikritischer bis mikrosparitischer Kalkstein			Biogen Pellet Inkraklast Extraklast			
c Peloidführende bis -reiche mikritische bis mikrosparitische Kalksteine						
d Lithoklastenführende bis -reiche mikritische bis mikrosparitische Kalksteine						
3 Mikrit- bis mikrosparitische bis -führende Komponenten (Biogen, Lithoklast, Peloid)-Kalksteine	micritic, skeletal Limestone		mikritischer bis mikrosparitischer kalkiger Schill-Dolomit	Oomicrite Biopelmicrite	Allochem- Micrite	Packstone
a Mikrit- bis mikrosparitische bis -führende Biogen-Kalksteine	oncolitic-micritic Limestone					
b Mikrit- bis mikrosparitische bis -führende Lithoklasten-Kalkstein	Lumps-micritic Limestone					
c Mikrit- bis mikrosparitische bis -führende Rindenkörner-führender Rindenkörner-Aggregatkörner-Kalkstein						
d Mikrit- bis mikrosparitische bis -führende Biogen-Aggregatkörner-Kalkstein						
e Mikrit- bis mikrosparitische bis -führende Biogen-Peloid-Kalkstein						
4 Mikrit- und sparitische bis -führende Komponenten (Biogen, Rindenkörner, Peloid)-Kalksteine	sparticite, skeletal Limestone	Kalkarenit, „oolithischer Kalkarenit“ und Kalk-„Oolith“	mikritischer bis sparitischer Dolomit-Onkolith bis Dolomit-Oolith sparitischer kalkführender Dolomit tonführender-sparitischer Kalkstein	Biopelsparite, Pelsparite, Oopisopelsparite Oosparit Pisoparite	Allochem- Sparite	Packstone Grainstone
a Mikrit- und sparitische bis -führende Biogen-Kalksteine						
b Mikrit- und sparitische bis -führende Rindenkörner-Kalksteine						
c Mikrit- und sparitische bis -führende Biogen-Rindenkörner-Kalksteine						
d Mikrit- und sparitische bis -führende Biogen-Peloid-Kalksteine						

Tabelle 1: Fortsetzung

5 Cyanobakterien-Bindstones a mikritische bis mikrosparitische Cyanobakterien-Bindstones b sparitische bis mikrosparitische Cyanobakterien-Bindstones c Cyanobakterien-Bindstone - Packstone		Algenkalk	porenreicher mikritischer Algenkalk mit lagigen Algenstrukturen mit stengeligen Algenstrukturen mit kugeligen Algenstrukturen	Algal Limestone Algal Stomatolite Tufa	Autochthonous Biolithite	Bindstone

Die Onkoide sind rund bis oval, weisen \pm regelmäßige Ringe auf, sind 400 bis 550 μm groß und z. T. zerbrochen.

Fast alle Komponenten weisen einen Bitumensaum auf.

Angulare Quarz- und Quarzitkörner kommen sehr selten vor. Während der Diagenese sind der ursprüngliche Mg-Calcit und der evtl. vorhandene Ca-Dolomit vollkommen in Calcit umgewandelt worden. Eine Kornvergrößerung führte zur Entstehung von Mikrosparit.

MF-Typ 2: Komponentenführende bis -reiche mikritische bis mikrosparitische Kalksteine (nach DUNHAM 1962 u. a. Wackestones)

Dieser MF-Typ läßt sich durch das Auftreten verschiedener Komponenten in vier MF-Subtypen aufteilen.

MF-Subtyp 2a: Biogenführende bis -reiche mikritische bis mikrosparitische Kalksteine

Proben 16B4, 16B5b, 16B5a, 16B12, 16B21, 16B24, 16B24*, 16C3, 5D6, 5D7, 5D9a, 5D9b, 5D10, 5D13, 5D15, 5D19, 4D23, 4D25, 4E22, 4E31, 13F49

Dieser Typ ist innerhalb der Hydrobien-Schichten im Steinbruch Budenheim am häufigsten verbreitet (21 Proben).

Hydrobien, dünnchalige Ostrakoden (Taf. 1a) und stengelige Algenstrukturen sind die vorherrschenden Biogene. Schalenbruchstücke von Landschnecken und Foraminiferen kommen nur vereinzelt vor. Hydrobien sind am meisten vertreten und im größten Teil der Proben vorhanden. Sie sind zum großen Teil noch unzerdrückt erhalten. In manchen Proben finden sich zusätzlich Hydrobien-Klasten. Die Schalen besitzen öfters eine mikritische Füllung und nicht selten kann man in den Schalen Ostrakoden, Algenreste, Peloide und Molluskenbruchstücke beobachten. In manchen Proben sind die Hydrobienschalen nur z. T. mit Mikrit gefüllt (Geopetalgefüge) oder ganz leer (und später mit sparitischem Zement gefüllt).

In einem Teil der Proben kommen nur Filamente vor, die horizontal eingeregelt in der mikritischen Matrix „schwimmen“. Diese Filamente sind Bruchstücke von Algen und dünnchaligen Ostrakoden. Sie sind 3 bis 20 μm breit und 40 bis 300 μm lang und weisen somit eine schlechte Rundung und Sortierung auf.

Bei anderen Proben, hauptsächlich aus dem höheren Teil des Profils, ist ein Teil der Biogene umkrustet. Diese Umkrustungen sind auf die Tätigkeit von Cyanobakterien zurückzuführen (= Rindenkörner). Andere Komponenten, die in diesem Typ vorkommen, sind Peloide, Lithoklaste, Onkoide und Quarzkörner.

Die Peloide sind reichlich vertreten und in den Dünnschliffen läßt sich erkennen, daß sie auch maßgeblich am Aufbau der Matrix beteiligt sind. Durch die Kompaktion und Umkristallisation entsteht dann ein inhomogenes Krümelgefüge. Sie sind z. T. mit rostgelbem Saum (oxidierte organische Substanz) versehen und zeigen eine schlechte Sortierung (ihre Größe schwankt zwischen 20 bis 450 μm im Durchmesser). Die Peloide sind in der Regel rund bis oval, öfters kann man aber auch solche beobachten, die sehr schlecht gerundet sind.

Die anderen Komponenten spielen eine sehr untergeordnete Rolle bei Aufbau dieses Typs. In mehreren Proben ist eine Feinschichtung (Abb. 3) angedeutet, und an dem Auftreten der Komponenten in Nestern kann man Bioturbation erkennen.

Da dieser Typ im ganzen Profil verbreitet ist, liegen die Proben in verschiedenen Diagenese-Zuständen vor, die näher im Kap. 5 diskutiert werden.

MF-Subtyp 2b: „Kohlen“resteführender bis -reicher mikritischer bis mikrosparitischer Kalkstein

Probe 10A8

Nur eine Probe weist diesen MF-Subtyp auf.

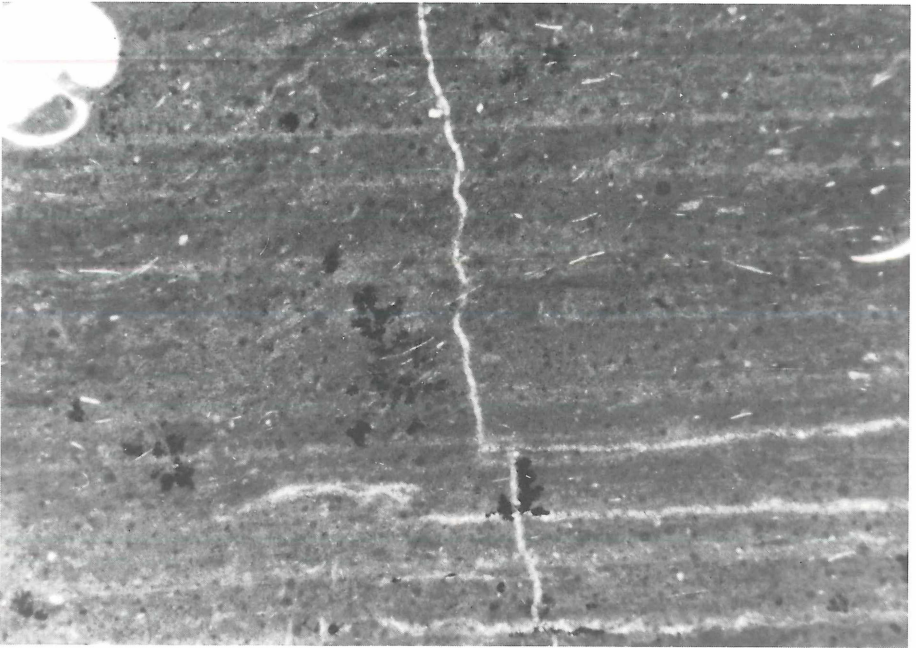


Abb. 3: Laminiert mikritischer Kalkstein mit zwischengeschalteten hellen Mikrosparitlagen und eingeregelter Algenfilamenten oder Bruchstücken von dünnchaligen Ostracoden. Im Zentrum ist eine versetzte Kluft zu sehen. Probe 5D19. 39x

Die Matrix besteht zu 68 % aus homogenem Mikrosparit, wobei die Kristallgröße zwischen 10 und 20 μm schwankt.

Sehr fein verteilt liegen die kohligen Klaste im Gestein vor. Sie sind feinkörniger als die Matrix und schwarz gefärbt (opak), rund bis schlecht gerundet und variieren stark in ihrer Größe: 45 bis 160 μm im Durchmesser. Es kann sich um Reste von verbranntem pflanzlichen Material handeln (Wald-Brände?), die in das Ablagerungsbecken vom Land her eingeschwemmt sind.

Dieser Typ enthält verhältnismäßig viel detritischen Quarz und Quarzit-Körner, die angular sind, was auch auf einen stärkeren terrigenen Einfluß hinweist.

Der Anteil der Biogene ist mit $< 4 \%$ sehr gering. Er besteht zum großen Teil aus Molluskenbruchstücken (Landschnecken), Hydrobien, Algenresten und Foraminiferen.

Die Kristallkornvergrößerung ist diagenetisch bedingt. Die Biogene sind stark umkristallisiert und man kann bei den Hydrobien beobachten, daß durch den Kristallwachstumsdruck die Schalen z. T. zerbrochen sind. Ein Teil der Schalen ist aufgelöst oder in Sparit umgewandelt. Direkt am Kontakt zu den Schalen werden die Kristalle größer (20 – 30 μm).

MF-Subtyp 2c: Peloidführende bis -reiche mikritische bis mikrosparitische Kalksteine

Proben 10A5*, 16B11, 16B23, 13F69*, 13F69

In fünf Proben wurde dieser Typ beobachtet. Der Matrix-Anteil schwankt zwischen 78 und 55 %. Außer Peloiden sind noch Bioklaste, Biomorpha, Lithoklaste und Onkoide als Komponenten vorhanden.

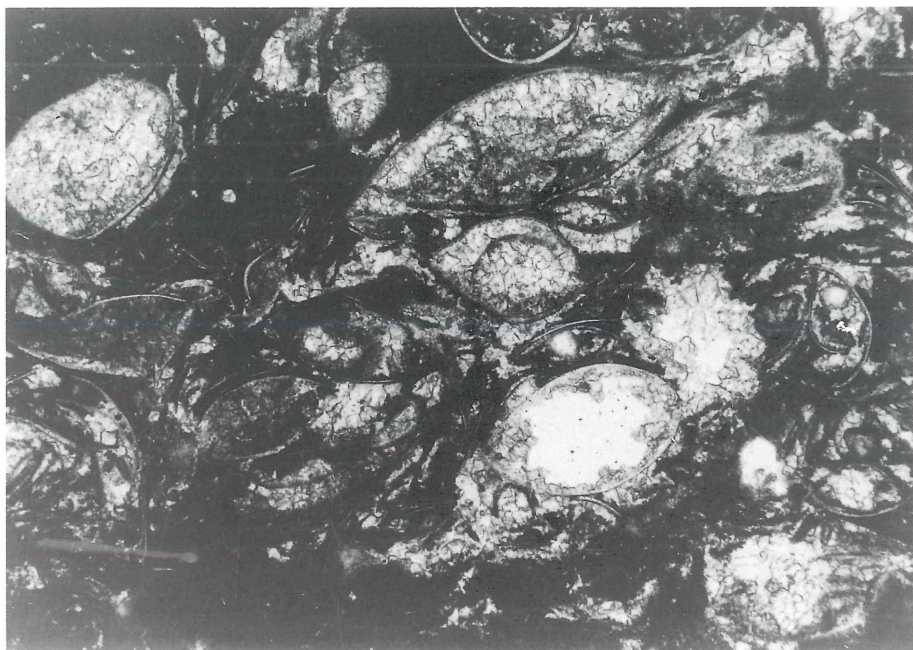


Abb. 4: Mikritischer Kalkstein mit komplett erhaltenen Ostracoden. Die dünnchaligen Ostracoden-Gehäuse sind mit blockigem Zement gefüllt (Zement B). Probe 16B11. 39x

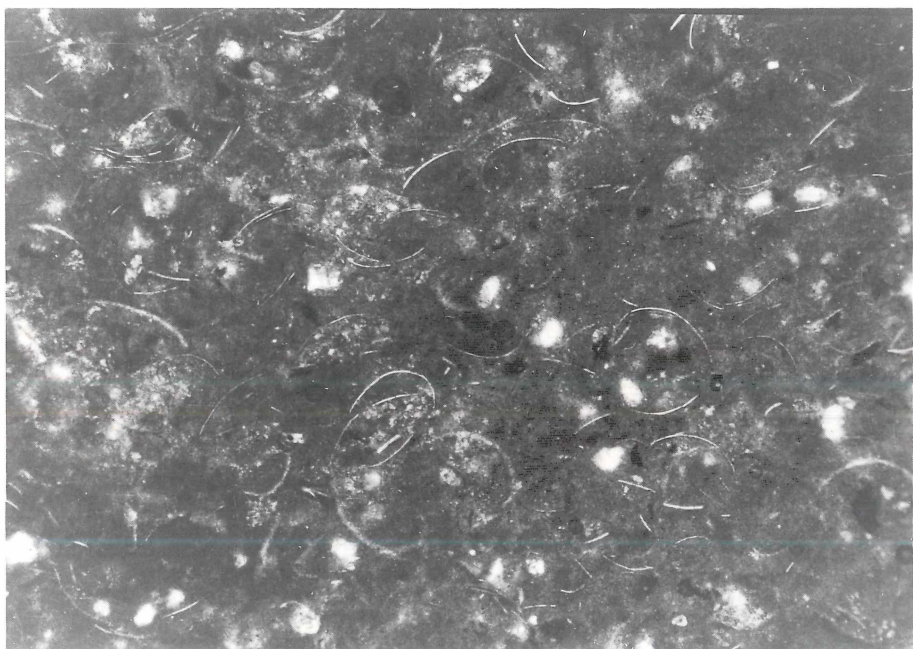


Abb. 5: Peloidreicher mikritischer Kalkstein mit sehr viel dünnchaligen Ostracoden. Die Ostracodenreste sind eingeregelt. Probe 16B11. 39x

Die Pelloide sind rund bis oval und z. T. nicht gerundet. Im Durchmesser sind sie 400 bis 30 μm groß und weisen somit eine schlechte Sortierung auf. Sie sind rostgelbbraun bis rostbraun und heben sich dadurch von der grauen Matrix ab. In einigen Proben kommen sie in Nestern und Gängen vor (Bioturbation). Diese strukturlosen, mikritischen Pelloide weisen einen rel. hohen Bitumengehalt auf und unterscheiden sich von den Lithoklasten z. T. nur durch ihre Größe. Es sind teilweise Kotpillen (z. B. von Gastropoden), z. T. aber auch Pseudopelloide. Bei letzteren gibt es kontinuierliche Übergänge zu den Lithoklasten. Es liegt die Vermutung nahe, daß ein Teil der mikritischen Matrix von den Pelloiden stammt.

Die Biogene bestehen aus dünnchaligen Ostrakoden (Abb. 4) und deren Bruchstücken (Abb. 5), aus Hydrobien und stengeligen Algenresten.

Lithoklaste und Onkoide wurden nur in der ersten Probe beobachtet. Die Lithoklaste sind angular bis gut gerundet, im Durchmesser 1500 bis 400 μm groß, rostgelbbraun und enthalten manchmal Onkoide. Die letztgenannten kommen auch lose vor. Sie sind 900 bis 300 μm groß und weisen somit eine schlechte Sortierung auf. Sie bestehen aus 1 bis 8 Schalen, die jeweils 15 bis 30 μm dick sind. Die Kerne der Onkoide bestehen aus Pelloiden (diese entsprechen den oben beschriebenen), das Verhältnis Schale/Kern ist 1 : 2, teilweise bis 1 : 6. Es kommen auch zerbrochene Onkoide vor, was deren Verfrachtung vom ursprünglichen Entstehungsort anzeigt.

Die einzelnen Proben weisen unterschiedliche diagenetische Zustände auf, die im Kap. 5 näher diskutiert werden.

MF-Subtyp 2d: Lithoklastenführende bis -reiche mikritische bis mikrosparitische Kalksteine

Probe 16C9

Dieser MF-Subtyp ist nur in einer Probe unmittelbar unterhalb des 2. „Aufarbeitungshorizontes“ beobachtet worden. Er besteht zu 81 % aus homogener mikritischer Matrix. Als Komponenten sind nur Lithoklaste und Bioklaste zu sehen. Die Lithoklaste sind eckig bis gut gerundet, ihr Durchmesser beträgt 3 bis 0,5 mm oder ist teilweise sogar noch kleiner, ihre rostbraune Färbung läßt sich gegenüber der grauen Matrix gut erkennen. In einem Teil der Lithoklaste kann man Ostrakodenreste beobachten.

Die Bioklaste bestehen aus Molluskenbruchstücken, deren Länge (10 mm bis 70 μm) und Breite (350 bis 30 μm) sehr stark variiert. Während der Diagenese ist das Gestein vollkommen in Calcit umgewandelt worden, ohne daß dies jedoch zu einer Kornvergrößerung geführt hat. Sparit als porenfüllender Zement ist mit weniger als 0,5 % vorhanden.

MF-Typ 3: Mikrit- bis mikrosparitreiche bis -führende Komponenten-Kalksteine (Biogene, Lithoklaste, Pelloide)

Dieser MF-Typ läßt sich durch das Auftreten verschiedener Komponenten in 5 MF-Subtypen aufteilen.

MF-Subtyp 3a: Mikrit- bis mikrosparitreiche bis -führende Biogen-Kalksteine

Proben 16B28, 16D5, 4D24, 4D27*, 4D27, 4E1, 4E5, 4E16, 4E24, 13F59

Dieser Typ, vertreten in zehn Proben, gehört mit zu den wichtigsten Typen der Hydrobien-Schichten im Steinbruch Budenheim. Er erscheint fast überall im Profil, konzentriert sich aber besonders im mittleren Teil und zeichnet sich durch seinen sehr hohen biogenen Anteil



Abb. 6: Dünnschalige Ostracoden in mikritischer Matrix. Die komplett erhaltenen Ostracodengehäuse sind mit Geopetalzement gefüllt. Probe 16B28. 98,5x

aus. Wegen dieses Reichtums an Fossilshalen kann man die Gesteine als Schillkalksteine oder Lumachellen ansprechen. Dieser Subtyp scheint den 2a-Subtyp im Profil abzulösen.

Der Anteil an Biogen-Komponenten schwankt zwischen 50 und 68 % gegenüber 17 bis 46 % an Mikrit.

Es handelt sich um „komponentengestützte“ Gefüge (DUNHAM 1962). Obwohl bei dem Point-Counting auch die Innenräume der Fossilien einbezogen sind, wurde ein Anteil von 70 % der Komponenten nicht überschritten. Diese Tatsache wurde schon bei anderen Autoren, z. B. SCHÄFER (1970) beobachtet. Dieser legte als Grenzwert bei der Klassifikation von Schillkalken das Verhältnis 7 : 3 fest, da höhere Verhältnisse (z. B. 9 : 1) in der Natur nie erreicht werden.

Am häufigsten sind die Hydrobien vertreten, sie kommen fast in allen Proben vor. Dünnschalige Ostrakoden, Algenreste (Taf. 5b), Landschneckenbruchstücke und Foraminiferen sind an zweiter Stelle zu nennen, obwohl sie in manchen Proben vorherrschend sein können. Im wesentlichen entsprechen die Merkmale und Komponenten denen des MF-Subtyps 2d, nur daß sich die Schalen hier gegenseitig abstützen und der Mikrit sowohl in den Zwickeln zwischen den Schalen als auch in den Schalen selbst sitzt.

Schwache Auswaschung der mikritischen Matrix (oder vielleicht ein zu kleines Angebot an Material in dieser Korngröße) führt öfters zu einem Geopetal-Gefüge (Abb. 6) und zu der Tatsache, daß ein Teil der Schalen leer abgelagert wurde (und dann sekundär mit Zement gefüllt wurde).

Zwischen den ganzen Schalen kann man öfters Lagen mit eingeregelter Schalenbruchstücken (von Hydrobien, Ostrakoden und Landschnecken) beobachten.

In manchen Proben ist ein Teil der Biogene umkrustet. Es sind dann Rindenkörner (Taf. 5a).

Nichtbiogene Komponenten treten stark zurück ($< 5\%$) und bestehen aus Peloiden, Lithoklasten und in einer Probe aus Aggregatkörnern.

Durch die hohe Primär-Porosität konnte während der Diagenese in diesen MF-Subtyp mehr Zement ausgeschieden werden als in den bis jetzt erwähnten Typen. Trotz dieses porenfüllenden Zements besitzen die Gesteine noch einen hohen Zwickelporen- und Hohlformporenraum (CHOQUETTE & PRAY 1970).

Die genaue Beschreibung der verschiedenen Diagenese-Zustände erfolgt im Kap. 5.

MF-Subtyp 3b: Mikrit- bis mikrosparitreicher bis -führender Lithoklasten-Kalkstein

Probe 16B21*

Nur eine Probe weist diesen MF-Subtyp auf.

Die Lithoklaste sind rostbraun, angular und ihre Größe schwankt sehr stark ($14 \times 9,3; 5,6 \times 5,6; 6,5 \times 4,6; 1,9 \times 2,8$ mm bis $60 \times 70 \mu\text{m}$). Sie sind wahrscheinlich als nicht verfestigte Schlammgerölle abgelagert und wären als Intraklaste zu bezeichnen. Sie bestehen aus Peloiden, Bioklasten und mikrosparitischem Zement. Die Peloiden, die die Lithoklaste aufbauen, sind auch in der Matrix vorhanden und stammen höchstwahrscheinlich von zerfallenen Schlammgeröllen. Die Peloiden bestehen aus dunklem, mikritischem Material (sehr fein verteiltes Bitumen) und weisen oft eine rostbraune Rinde auf (Abb. 7). Die Färbung ist manchmal sehr tiefgehend, so daß das ganze Peloid gefärbt ist. Dieses Phänomen ist auf die Oxidation der organischen Substanz zurückzuführen. Die Peloiden sind rund bis oval, z. T. auch angular und ihre Größe schwankt zwischen 60 und $170 \mu\text{m}$. Bruchstücke von Hydrobien, Ostrakoden und Algenresten sind in den Lithoklasten (Abb. 8) und in der Matrix vorhanden, dagegen kommen Landschneckenbruchstücke ausschließlich in der Matrix vor. Die Bioklasten sind öfters an der Peripherie dunkelbraun bis schwarz gefärbt und haben oft abgeriebene Stellen. Die Sortierung und Rundung der Bioklasten ist schlecht.

Nichtgerundete Quarz-Körner kommen vereinzelt vor.

Sparit bis Mikrosparit ist als porenfüllender Zement spärlich vorhanden.

Ein besonderes Phänomen der Diagenese sind die „Sparit-Aggregate“. Sie sind 900 bis 300 μm groß und bestehen aus „radialfaserigem Mosaik“-Calcitcement. Die Entstehung dieser Gebilde ist noch unklar, sie sind aber erst im fortgeschrittenen Stadium der Frühdiagenese entstanden. Dies kann man an einer Stelle beobachten, an der die Sparitkristalle in eine Fossilshale eingedrungen sind. Die „Sparit-Aggregate“ kommen außerdem in Proben vor, die auch Lithoklasten, Landschneckenbruchstücke und mikritische Matrix enthalten.

Ein anderes auffallendes Phänomen sind schwarze, opake „Bitumen-Kügelchen“ ($5 - 40 \mu\text{m}$ im Durchmesser), die traubenartig in der Probe verteilt sind. Diese organische Substanz ist während der Diagenese von der Matrix in die Porenräume gewandert.

MF-Subtyp 3c: Mikrit- bis mikrosparitreicher bis -führender Rindenkörner-Aggregatkörner-Kalkstein

Probe 5D17

Gekennzeichnet ist dieser Typ durch das Auftreten von Aggregatkörnern. Diese haben einen sehr unregelmäßigen Umriss, starke Ein- und Ausbuchtungen, Einschlüsse und eine mikritische Matrix. Es handelt sich um Bio-Lumps (FLÜGEL 1978: 109). In Flachwassergebieten (bis etwa 10 m Wassertiefe) mit herabgesetzter Zirkulation entstehen sie in situ durch Verkittung von nebeneinanderliegenden Karbonatkörnern durch die Schleimschicht von im Substrat lebenden Cyanobakterien. Hydrobien und Hydrobienbruchstücke (Abb. 9), Landschneckenbruchstücke (Abb. 10), Algenreste (Abb. 11), Peloiden und Rindenkörner werden in

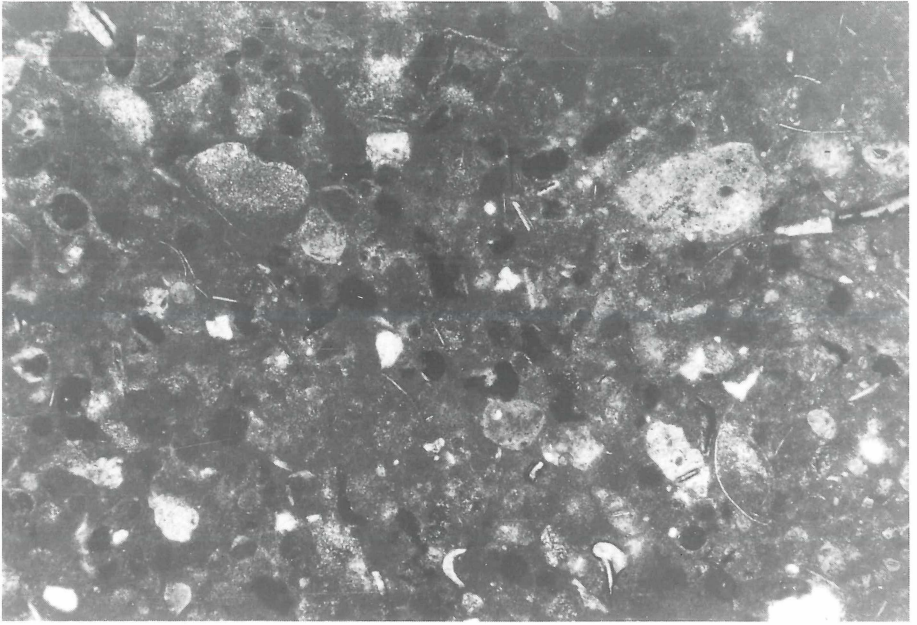


Abb. 7: Mikritreicher Lithoklast- und Peloid-Kalkstein. Die wahrscheinlich als Intraklaste vorliegenden Lithoklaste weisen z. T. eine helle Rinde auf (? oxidierte organische Substanz). Die Reste von dünnshaligen Ostracoden sind nicht eingeregelt. Probe 16B21*. 39x

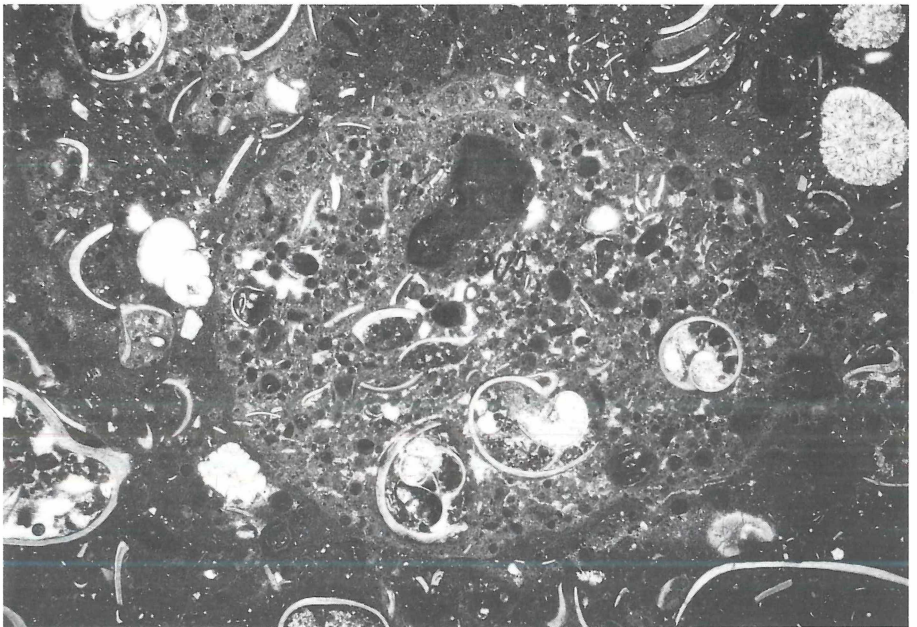


Abb. 8: Ein großer Lithoklast in mikritischer Matrix, die daneben Bruchstücke von Hydrobienschalen enthält. Der Lithoklast (Kalkschlamm-Geröll) ist gerundet und heller als die Matrix. Im Lithoklast sind mikritische Peloiden und Hydrobienschalen sowie Hydrobienschalen-Bruchstücke und ein kleinerer Lithoklast aus mikritischem Material zu erkennen. Probe 5D17. 15,6x

den Lumps verkittet. Sie sind im Durchmesser $11,1 \times 14,0$; $6,5 \times 6,5$; $4,6 \times 6,5$; $2,8 \times 1,8$; $0,9 \times 0,4$ mm groß und mit rostbraunem Mikrit zusammengefügt, wobei die mikritische Matrix grauschwarz erscheint. Ein Teil der Aggregatkörner zeigt Kompaktionsspalten, die mit mikrosparitischem Zement gefüllt sind.

Die meisten Rindenkörner sind zum großen Teil keine echten umkrusteten Körner, sondern Peloide mit rostbraun gefärbtem Saum, wie sie schon beim MF-Subtyp 3b beschrieben wurden (z. T. sind es aber auch umkrustete Hydrobien und andere Schalenbruchstücke). Andere Gemeinsamkeiten mit dem MF-Subtyp 3b stellen die „Sparit-Aggregate“ (hier $1,5 \times 1,1$; $1,0 \times 0,7$; $0,7 \times 0,7$; $0,4 \times 0,4$ und $0,3 \times 0,3$ mm groß) und die Kügelchen aus organischer Substanz dar (hier orangerot und mit einem Durchmesser von $5 - 40 \mu\text{m}$).

Die Peloide (auch die mit rostgelbem Saum) sind im Durchmesser 15 bis $300 \mu\text{m}$ groß, wobei der Durchschnitt bei $75 - 150 \mu\text{m}$ liegt.

Während der Diagenese wurde ein Teil des Porenraumes mit sparitischem bis mikrosparitischem Blockzement gefüllt.

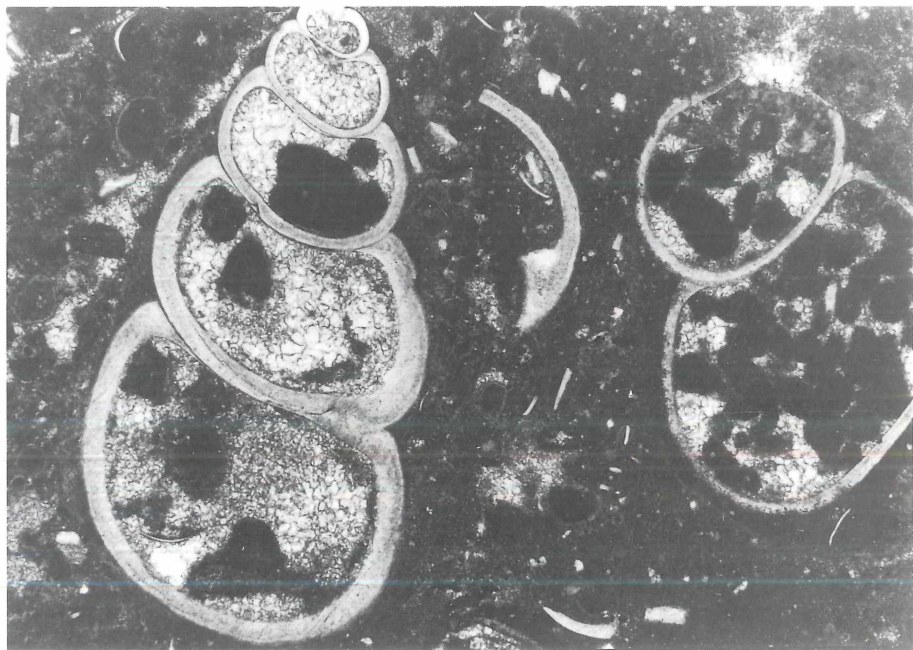


Abb. 9: Umkrustete Hydrobienschalen in mikritischer Matrix. In den Hydrobienschalen sind mehrere Peloide zu erkennen, die z. T. durch blockigen Zement verdrängt wurden. Ein Teil der Peloide der Matrix weist helle Rinden auf, die vermutlich auf oxidierte organische Substanz hinweisen. Probe 5D17. 39x

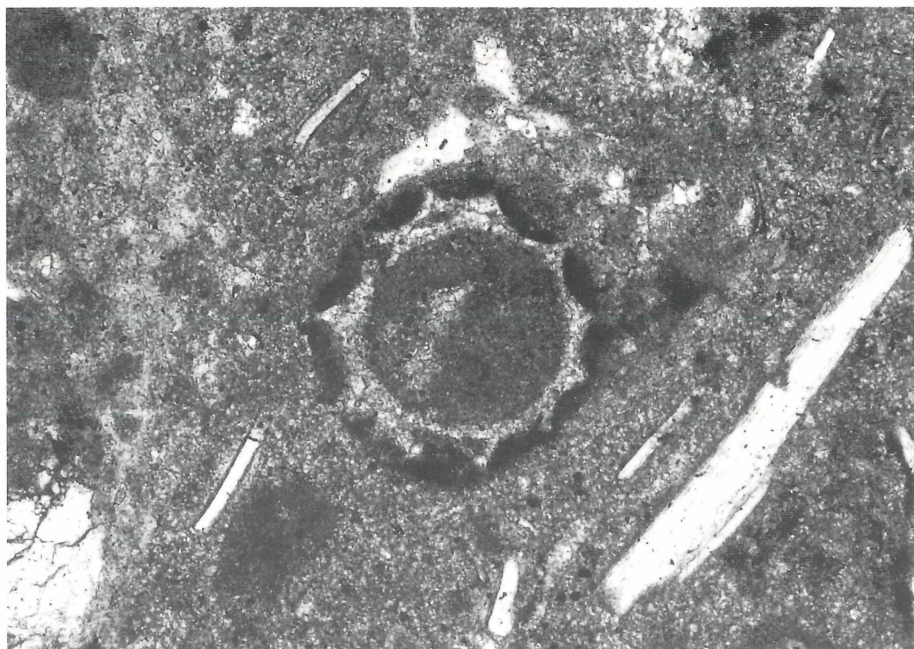


Abb. 10: Gastropodenschalen-Bruchstücke und eine Characee in mikritischer Matrix. Die Characee ist von einem dunklen Mikritsaum umgeben. Probe 5D17. 156x



Abb. 11: Hydrobienschalen mit stengeligen oder kugeligen Algenresten in mikritischer Matrix. Ein Teil des Mikrites in den Hydrobienschalen ist durch blockigen Zement verdrängt. Probe 5D17. 98,5x

MF-Subtyp 3d: Mikrit- bis mikrosparitreicher bis -führender Biogen-Aggregatkörner-Kalkstein

Probe 5D18*

Dieser MF-Subtyp ist dem MF-Subtyp 3c sehr ähnlich, lediglich der prozentuale Anteil der verschiedenen Komponenten ist anders. Beide Proben (MF-Subtyp 3c und 3d) stammen von der gleichen Kalksteinbank.

MF-Subtyp 3e: Mikrit- bis mikrosparitreicher bis -führender Biogen-Peloid-Kalkstein

Probe 13F51

Neben seinem Reichtum an biogenen Komponenten ist dieser Typ durch seinen hohen Peloid-Gehalt gekennzeichnet.

Ein wesentlicher Bestandteil des Gesteins sind Hydrobien-Schalen und deren Bruchstücke sowie stengelige Algenreste. Vereinzelt Ostrakoden und braun gefärbte Foraminiferen sind in den Hydrobienschalen zu sehen. Die Schalen der Hydrobien sind ein wenig dicker als in den übrigen Poren und die Bruchstücke, die vorliegen, sind kleiner als sonst.

Die mikritischen Peloiden sind rund bis oval, z. T. angular. Ihre Größe schwankt zwischen 30 und 300 μm und durch einen hohen Anteil an feinverteilter organischer Substanz erscheinen sie braun und sind fast opak. Es sieht so aus, als stamme ein Teil der mikritischen Matrix aus zerdrückten und aufgelösten Peloiden. Der fließende Übergang zu den Lithoklasten weist sie als Pseudo-Peloiden aus. Die Lithoklasten sind 2,5 x 1,2; 1,0 x 0,4; 0,9 x 0,9; 0,5 x 0,4 mm groß, bestehen ebenfalls aus braunem bis opakem mikritischen Material und sind schlecht gerundet.

Rindenkörner aus umkrusteten Hydrobienschalen und Aggregatkörner sind spärlich vertreten.

Das primäre Sediment besaß einen großen Porenraum in und zwischen den Komponenten. Dieser wurde während der Diagenese mit sparitischem (im Hohlformporenraum) und mit mikrosparitischem (im Zwickelporenraum) Block-Zement gefüllt.

Mehrere horizontal verlaufende Spalten sind durch blockigen Zement verheilt.

MF-Typ 4: Mikrit- und sparitreiche bis -führende Komponenten-Kalksteine (Biogen, Rindenkörner, Peloid)

Dieser MF-Typ entspricht dem MF-Typ 3, ist aber durch einen hohen Sparitanteil gekennzeichnet. Dieser porenfüllende Zement deutet auf einen sehr hohen Primär-Porenraum hin, der während der Diagenese abnahm. Die Entstehung dieser hohen Porosität kann durch Auswaschung der mikritischen Matrix (durch höhere Wasserturbulenz) oder durch ein zu kleines Angebot an Sedimentkörnern in dieser Korngröße erklärt werden. Möglicherweise spielten beide Faktoren eine Rolle.

MF-Subtyp 4a: Mikrit- und sparitreiche bis -führende Biogen-Kalksteine

Proben 13F6, 13F10, 13F12, 13F30, 13F55, 13F55*, 13F62, 13F68, 13F68*

Der MF-Subtyp ist in 9 Proben vertreten und gehört zu den wichtigsten und charakteristischsten Typen im Profil.

Durch die Auswahl der Proben, die zur Dünnschliff-Herstellung ausgesucht wurden, ist seine relative Probenanzahl kleiner als es den Verhältnissen im Gelände entspricht. Er erscheint

im höheren Teil des Profils (Folge F) und löst die MF-Subtypen 3a und 2a somit ab. Es zeichnet sich eine allgemeine Tendenz ab zu einer kontinuierlichen Zunahme des biogenen Anteils und einer Abnahme des Mikrits vom Liegenden zum Hangenden im Profil.

Wegen seines sehr hohen Anteils an Hydrobieren, der zwischen 43 und 63 % schwankt, kann man ihn auch als Hydrobienschill-Kalkstein oder Hydrobieren-Lumachelle bezeichnen.

Außer Hydrobieren sind noch Schalenbruchstücke von Hydrobieren, Ostrakoden, Landschnecken und Algenreste mit schwankenden Gehalten (0 bis 24 %) am Aufbau der Gesteine beteiligt.

In manchen Proben sind die Fossilshalen z. T. mit mikritischen Umkrustungen umhüllt: Rindenkörner.

Die nichtbiogenen Komponenten sind durch Pelloide nur sporadisch vertreten, haben dann aber einen hohen prozentualen Anteil (20 bis 25 %).

Quarz kommt in einigen Proben in sehr kleinen Mengen vor. Durch seine sehr hohe Primär-Porosität weist dieser Typ einen erhöhten Sparitgehalt auf, der während der Diagenese entstanden ist.

MF-Subtyp 4b: Mikrit- und sparitreiche bis -führende Rindenkörner-Kalksteine

Proben 13F64, 13F66

Nur zwei Proben gehören zu diesem MF-Subtyp.

Außer Rindenkörnern kommen noch Hydrobieren, Algenreste, Ostrakoden, Fossilshalenbruchstücke und Pelloide vor. Hauptsächlich Hydrobieren und deren Bruchstücke, aber auch Algenreste und Pelloide dienen als Kerne für die Umkrustungen, die auf Cyanobakterien zurückzuführen sind. Die dünnchaligen Ostrakodenreste weisen keine Rinden auf.

Die Umkrustungen umhüllen die Kerne vollständig und ihre Dicke schwankt zwischen 30 und 225 μm , wobei der Durchschnitt bei 70 – 100 μm liegt. Sie bestehen aus braunem mikritischen Material, in dem man nur angedeutet eine Schichtung erkennen kann. Diese Schichtung wird manchmal durch gröbere, mikrosparitische Lagen deutlicher. Eine Anreicherung fein verteilter organischer Substanz ist zu erkennen, was die organische Herkunft dieser Umkrustungen bestätigt.

Die meisten Hydrobieren (auch die umkrusteten) sind noch ganz erhalten, wohingegen die dünnchaligen Ostrakodenreste fast nur aus Bruchstücken bestehen. Wahrscheinlich dienten die Ostrakoden wegen ihrer zu dünnen Schalen nicht als Substrat für die Cyanobakterien. Eine andere Möglichkeit wäre, daß die Ostrakoden aus einem anderen Milieu stammten.

Die Pelloide sind 300 bis 100 μm groß und bestehen aus mikritischem Material. Sie sind rund bis oval, z. T. auch nicht gerundet, öfters kann man sie in den Hydrobienschalen erkennen. Foraminiferen (*Bolivina*, *Quinqueloculina*), die braun gefärbt sind, kommen in einer der beiden Proben vereinzelt vor. In der anderen Probe treten sporadisch Lithoklasten auf.

Geopetalgefüge und eingeregelter Schalenbruchstücke lassen eine Schichtung erkennen. Das Geopetalgefüge ist stockwerkartig ausgebildet und ist nicht nur in den Schalen, sondern auch in Lagen, die den ganzen Schliff horizontal durchlaufen, zu erkennen, und dies mehrmals übereinander.

Das Gestein wurde während der Diagenese stark umkristallisiert. Fast alle aragonitischen Hydrobienschalen sind in sparitischen Calcit umgewandelt und der ursprünglich große Porenraum ist mit sparitischem Block-Zement gefüllt.

MF-Subtyp 4c: Mikrit- und sparitreiche bis -führende Biogen-Rindenkörner-Kalksteine

Proben 4E28, 13F23, 13F67

Drei Proben weisen diesen MF-Subtyp auf. Er stellt eine Mischung zwischen den MF-Subtypen 4a und 4b dar.

Den größten Teil der Komponenten bauen Hydrobien und umkrustete Hydrobien auf (über 50 %), sonst sind noch Schalenbruchstücke (von Hydrobien, Ostrakoden und Algenresten) und wenig Pelloide vertreten.

Wie bei allen anderen Typen dieses MF-Typs, wurde der ursprüngliche hohe Primärporenraum während der Diagenese z. T. durch ausgeschiedenen Zement gefüllt und die Fossilshalen sind zum großen Teil umkristallisiert.

MF-Subtyp 4d: Mikrit- und sparitreiche bis -führende Biogen-Peloid-Kalksteine

Probe 13F68*

Dieser MF-Subtyp, nur in einer Probe vertreten, hat eine ähnliche Zusammensetzung und einen ähnlichen Aufbau wie der MF-Subtyp 3e. Der höhere Sparit-Gehalt und z. T. sparitisierte Pelloide, die noch einen dünnen mikritischen (mit Bitumen angereicherten) Saum aufweisen, sind die markanten Unterschiede.

Die Pelloide sind angular bis leicht gerundet. Ihre Größe schwankt zwischen 400 und 100 μm im Durchmesser und sie stellen wahrscheinlich kleine Lithoklaste dar.

Hydrobien, Schalenbruchstücke und Algenreste „schwimmen“ zwischen den Peloiden.

Mikritische Lithoklaste, die schlecht gerundet sind und deren Größe zwischen 4 und 0,5 mm schwankt, sind vereinzelt zu sehen. Dieser Subtyp wurde durch die Diagenese stark verändert.

MF-Typ 5: Cyanobakterien-Bindstones

Dieser MF-Typ wird durch relativ flache, dicht übereinanderfolgende Krusten bzw. biogene Anlagerungsstrukturen aufgebaut, die zum großen Teil auf Cyanobakterien zurückzuführen sind. Dieser „Bindstone“ (EMBRY & KLOVAN 1972) oder Biolithit (FOLK 1959) ist ein autochthoner Kalkstein, der in situ gebildet wurde, im Gegensatz zu den bis jetzt besprochenen MF-Typen, deren allochthone Partikel durch Transport und Sedimentation gekennzeichnet werden.

Die MF-Subtypen lassen sich unterscheiden anhand der Kristallgröße der Matrix und durch das Auftreten von zwischengeschalteten Lagen mit allochthonen Komponenten.

Dieser Typ entspricht nur Proben, die aus den geschichteten Kalksteinbänken entnommen sind, und nicht den Kalkalgen-Cyanobakterien-Riffen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht behandelt werden (s. STAPF im Druck).

MF-Subtyp 5a: mikritische bis mikrosparitische Cyanobakterien-Bindstones

Proben 16B1, 16B1*, 16B29, 16D3, 16D4, 5D18, 13F19

Dieser Typ, in sieben Proben vertreten, ist durch 1 bis 50 μm dicke Lamellen (Taf. 6b) bzw. Filamente (Abb. 12) gekennzeichnet. Diese ehemaligen Cyanobakterienmatten sind Reste von „Schleim“-Algen, die als Sediment-Binder wirkten und Sedimentpartikelchen, die in der Schwebe waren, festhielten. Innerhalb der Cyanobakterien kann es zu Karbonat-Abscheidung kommen (FLÜGEL 1978, 1982), und wahrscheinlich haben sich auf diese Weise die Mikrosparitlagen gebildet.

Die feinlamellierten Cyanobakterienmatten sind z. T. durch dicht übereinanderfolgende und leicht stromatolithische Strukturen gekennzeichnet, teils sind sie aber sehr unregelmäßig

strukturiert und weisen eine „Flammen-Struktur“ auf. Die Cyanobakterienreste bilden das wesentliche Sediment.

Dünnschalige Ostrakoden, Molluskenbruchstücke, Hydrobien, Peloide, Lithoklaste und Bitumenkügelchen sind gelegentlich am Aufbau des Gesteins beteiligt. In manchen Proben kommen Kalkalgenreste hinzu. Diese bestehen aus stengeligen und kugeligen Strukturen (Abb. 13). Die Fossilschalen sind öfters zerdrückt (Taf. 1a) und bilden Lagen innerhalb der Cyanobakterienmatten.

Die Peloide und Lithoklaste sind eng an Gänge und andere bioturbate Merkmale gebunden. Diese Bioturbation wurde immer im Anfangsstadium unterbrochen, so daß nur einzelne Gänge entstanden sind. Es kam nie zu einer vollständigen Durchwühlung des Sediments. Man kann dieses Phänomen erklären, entweder mit der wegen schlechter Lebensbedingungen sehr schwachen Besiedlung des Bodens mit endobiontischen Organismen, oder mit sehr schnellem Wachstum der Cyanobakterien gefolgt von hoher Sedimentationsrate.

Die mikritischen Peloide sind rund bis oval, öfters nicht gerundet bis angular. Sie sind 20 bis 200 μm groß, und es gibt fließende Übergänge zu den Lithoklasten, die etwas größer und zum großen Teil angular sind.

Die Bitumen-Kügelchen (Taf. 6a) treten traubenartig in Hohlräumen auf (z. B. in Fossilschalen und Spalten).

Die Mikrosparitlagen bestehen öfters aus „Weizenkorn“-ähnlichen Kristallen, die 10 bis 20 μm groß sind. Die Röntgendiffraktometer-Untersuchungen ergaben sehr hohe Gehalte an Calciten, und somit ist dieser Habitus schwer zu erklären (nach KOCH 1975 besitzen die Mg-Calcit-Körner „Weizenkorn“-Form. Ob es sich hier um solche handelt, die zu Calcit umgewandelt sind, bleibt noch offen).

Die meisten Proben weisen noch einen großen Anteil an Ca-Dolomit auf, obwohl der Calcit das dominierende Mineral ist.

MF-Subtyp 5b: sparitische bis mikrosparitische Cyanobakterien-Bindstones

Proben 16B9, 13F17

In zwei Proben wurde dieser Typ beobachtet.

Dieser MF-Subtyp hat einen sehr ähnlichen Aufbau und eine ähnliche Zusammensetzung wie der Subtyp 5a. Nur der hohe Sparitanteil ist der markante Unterschied.

Es sieht so aus, als wäre der Sparit synsedimentär oder spätestens zu Beginn der Frühdiagenese gebildet worden. Man kann zwischen den Sparit-Lagen und mikritischen Lagen (die nur einige μm dick sind) gut unterscheiden.

An manchen Stellen kann man sehen, daß Reste von organischer Substanz (die braun erscheinen) direkt mit dem Sparitwachstum verbunden sind.

MF-Subtyp 5c: Cyanobakterien-Bindstone – Packstone

Proben 13F15, 13F26, 13F27, 13F39, 13F47

In fünf Proben (nur innerhalb der Folge F) wurde dieser Typ beobachtet. Er ist gekennzeichnet durch eine Wechsellagerung aus Cyanobakterien-Lagen und Lagen, die hauptsächlich aus Fossilresten aufgebaut werden.

Die sehr feinlamellierten Cyanobakterien-Lagen sind in der Regel 1,5 bis 0,5 mm dick, erreichen aber in manchen Proben bis zu 10 mm. Die Fossilreste-Lagen sind 5 bis 1 mm dick, öfters werden sie bis zu 10 mm mächtig.

Diese Wechsellagerung vereinigt den MF-Subtyp 4a mit dem MF-Subtyp 5a. Die Cyanobakterien-Lagen enthalten viel organisches Material und ähneln ansonsten, wie schon gesagt

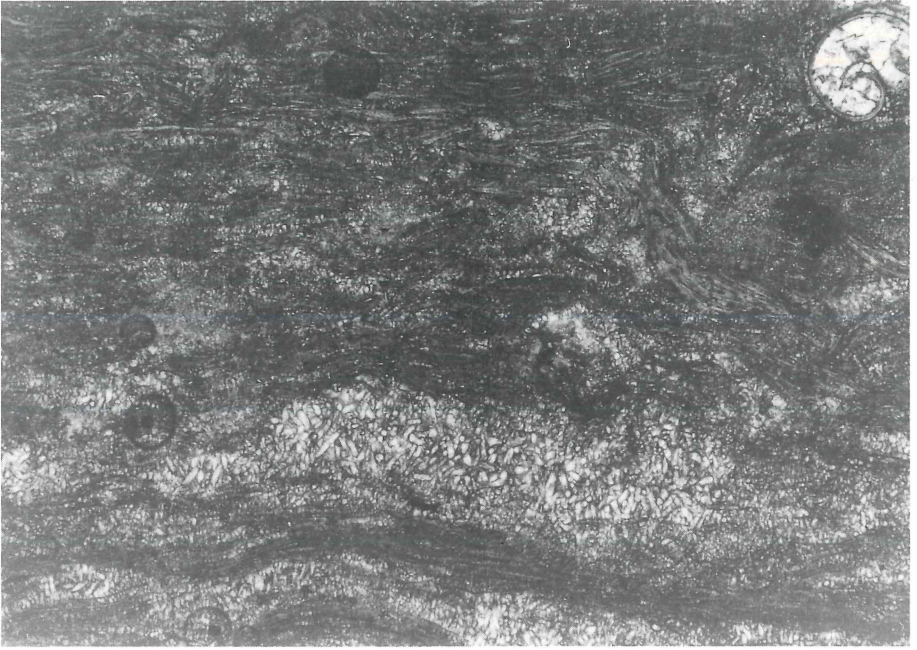


Abb. 12: Lagige Algenstrukturen (z. T. Filamente). Mikritische Lagen und zwischengeschalte „Weizenkorn“-Sparitlagen. Vereinzelte Hydrobienschalen mit blockigem Zement. Probe 16B1. 39x

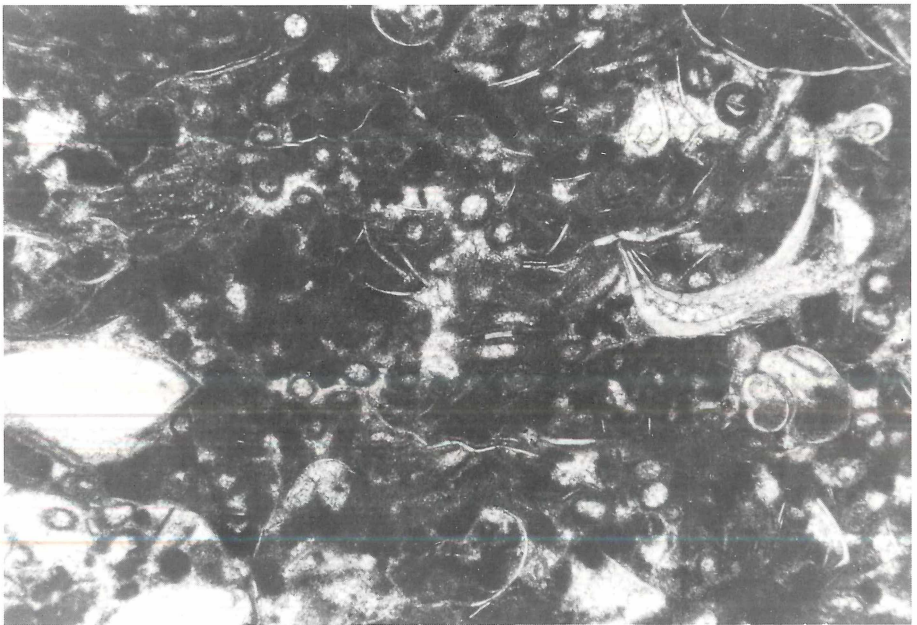


Abb. 13: Biogenreicher mikritischer Kalkstein. Die stengeligen oder kugeligen Algenreste sind z. T. mikritisiert und der innere Hohlraum mit blockigem Zement gefüllt. In Hydrobienschalen ist z. T. Geopetalzement ausgebildet. Probe 16D4. 39x

wurde, dem MF-Subtyp 5a. Die aus Fossilhartteilen bestehenden Lagen werden zum großen Teil aus Hydrobienschalen und Hydrobienbruchstücken aufgebaut. Die letztgenannten sind klein und eingeregelt.

Öfters kommen Lagen vor, die fast nur aus Kalkalgenresten bestehen. Diese schlauchförmigen und runden Fossilreste kommen auch vereinzelt in den Cyanobakterien-Lagen vor und werden dann von diesen wellenförmig umhüllt. Bei den Kalkalgen kann man viel öfters runde Fossilreste beobachten als röhrenförmige. Dieses Phänomen kann auf der Tatsache beruhen, daß die Kalkalgen in solch kleine Fragmente zerfallen, daß diese den Eindruck vermitteln, es handle sich um kugelförmige Algenreste.

Die Wechsellagerung ist ein sehr guter Anzeiger für die Schwankungen in der Entwicklung der sedimentbildenden Organismen, verbunden mit klimatischen Schwankungen und anderen Faktoren (Wasserturbulenz, Sedimenttransport und -absatz usw.).

Die Häufigkeitsverteilung der verschiedenen MF-Typen zeigt Abb. 14.

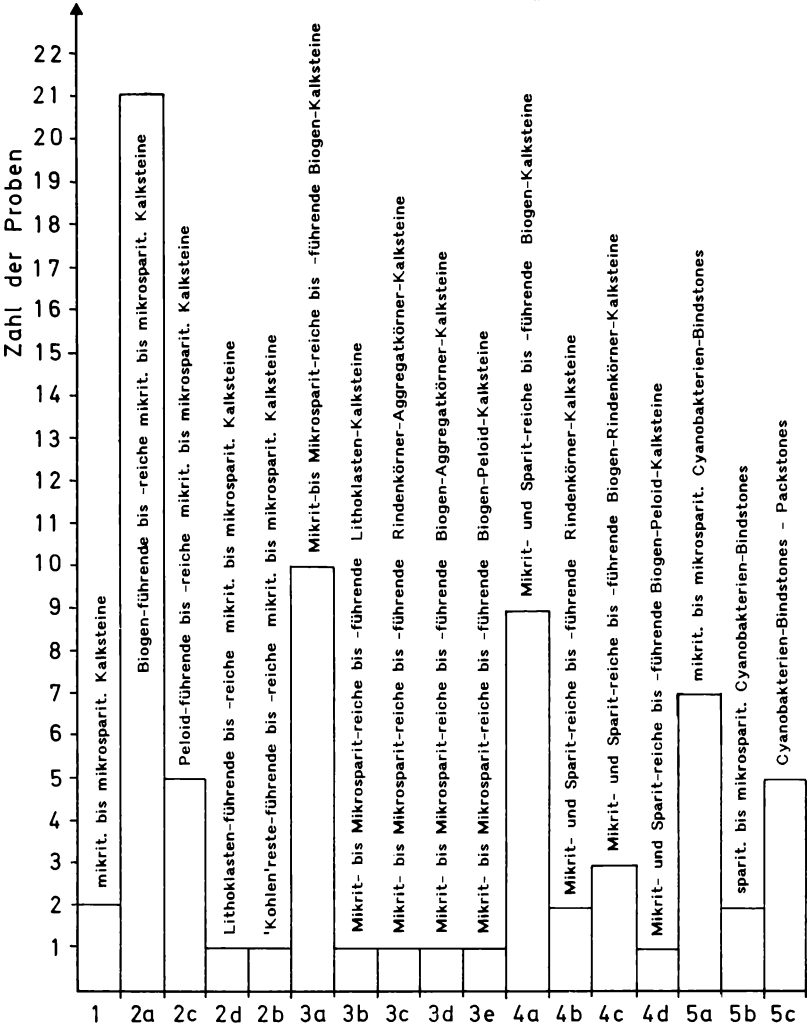


Abb. 14: Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Mikrofaziestypen der Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim

Tabelle 2: Mikrofazies-Typen, mikrofazielle und röntgendiffraktometrische Parameter von 153 untersuchten Proben der Profile XIII, IV, V, XVI und X (Lage der Profile s. STAPF & HARTMANN 1981: Abb. 3), Hydrobien-Schichten, aufgelassener Steinbruch Budenheim
Proben-Nummern z. B. 13F70 = Profil XIII, Folge F, 70. Probe in der Folge; * = vorhanden, ** = deutlich, *** = häufig, **** = sehr häufig

Probe Nr.	Gesamtkarbonat %	MF-Typ	Mikrit %	Mikrospatit %	Spatit %	Hydrobien %	Algen %	Bioklasten u. Filamente %	Ostrakoden %	Foraminiferen %	Peloidae %	Lithoklasten %	Rindenkörner %	Aggregatkörner %	Onkoide %	Calcit Mol.-% MgCO ₃	Mg-Calcit Mol.-% MgCO ₃	Ca-Dolomit Mol.-% CaCO ₃	Aragonit	Quarz
13F70	95,0	2b	23	32	9	5		9			22					2,0 xxxx	14,0 x		x	
13F69	96,5	2b	37	24	7	4		10			18					0,0 xxxx			x	
13F68**		4d	6	4	13	23	3	5	x		36	10								
13F68*		4a	10		14	43	2	8	x		23									
13F68	99,7	4a	10		13	44	2	5	x		26					0,0 xxxx	12,0 x		x	
13F67	99,8	4c	18		16	37	4	5	x				20			2,5 xxxx			x	
13F66	99,8	4b	20		15	13	2	5			5		40			2,0 xxxx			x	
13F65	84,5																6,5 xxxx		xxxx	xxx
13F64	99,2	4b	13		15	10	2	4	4	x			52			2,75 xxxx			x	
13F62	96,5	4a	11		15	50		24								4,0 xxxx			x	x
13F60	57,0															1,75 xxxx			xx	xx
13F59	98,5	3a	25		10	40	x	20					x	5		2,5 xxxx	12,0 x		x	x
13F57	98,5															2,5 xxxx			x	
13F55*		4a	16		13	39	4	7			3		17	2						
13F55	99,8	4a	17		13	52	x	13				5				4,0 xxxx		xx	x	
13F53	95,0																5,0 xxxx		xx	x
13F52	77,5															1,75 xxxx			xx	xx
13F51	95,5	3e	17		8	37	3				28	3	1	3		1,75 xxxx			x	
13F50	93,5															2,5 xxxx			x	
13F49	93,5	2a	26	30	7	24		4			9					2,5 xxxx			x	x
13F47	86,5	5c	3		17	50	10	20								2,0 xxx			x	x
13F45	99,7															2,5 xxxx			x	x
13F43	94,5																5,5 xxxx		x	x
13F41	98,5															2,5 xxxx			x	x
13F39	94,5	5c	8		18	40	15	19								2,75 xxxx			x	x
13F37	96,5															2,5 xxxx			x	x
13F36	94,0															2,0 xxxx			x	x
13F34	95,5															1,5 xxxx			x	x
13F32	96,0															3,0 xxxx			x	x
13F30	99,5	4a	17		15	42		14					12			2,5 xxxx			x	x
13F28	97,0															3,5 xxxx			x	x
13F27	99,6	5c														2,5 xxxx				x
13F26		5c	15		15	40	20	10												
13F25	97,5															2,5 xxxx			x	
13F23	95,0	4c	15		14	28	6	7					29			2,5 xxxx			x	x
13F21	94,5															2,5 xxxx			x	
13F19	91,5	5a														2,5 xxxx	12,0 xx	58 xx		x
13F17	94,0	5b														2,5 xxxx	12,0 xx	56 xxx	x	x
13F15	88,0	5c	26		4	33	17	18	1							2,5 xxxx			x	x
13F14	61,0															2,5 xxxx	8,0 xxxx		xxx	xxx

Tabelle 2: Fortsetzung

Probe Nr.	Gesamtkarbonat %	MF-Typ	Mikrit %	Mikrospatit %	Spatit %	Hydrobien %	Algen %	Bioklasten u. Filamente %	Ostrakoden %	Foraminiferen %	Peloide %	Lithoklasten %	Rindenkörner %	Aggregatkörner %	Onkoide %	Calcit Mol.-% MgCO ₃	Mg-Calcit Mol.-% MgCO ₃	Ca-Dolomit Mol.-% CaCO ₃	Aragonit	Quarz
13F13	96,5															2,5 xxxx			x	
13F12	91,5	4a	20		18	40		21								2,0 xxxx			x	
13F10	94,5	4a	19		19	40		10	3	7						1,75 xxxx	8,5 x		x	x
13F6	98,0	4a	5		30	63										1,75 xxxx		52 x 60 x	x	x
13F4	94,5															2,5 xxxx			x	x
13F2	57,0															1,5 xx			x	xx
13F1	60,0															1,5 xxx			x	xx
4F2	66,5															3,5 xxxx			xx	xxx
4F1	79,5															2,5 xxxx				xx
4E31	94,5	2a	56		5	14		15			10					2,0 xxxx			x	x
AE30	94,5															2,75 xxxx			x	x
4E29	97															2,75 xxxx			x	x
4E28	99,6	4c	12		11	32		11			11	23				2,5 xxxx			x	x
4E27	71,0															3,0 xxx			x	xx
4E26b	60,0															2,75 xx	11,5 xx			xx
4E26a	74,0															2,5 xx	11,5 xx		x	xx
4E25	60,0															3,0 xxx	9,5 xxx			xx
4E24	89,0	3a	39		1	15		43			2					2,5 xxxx			x	x
4E23	57,0															2,5 xxx			x	xx
4E22	88,0	2a	76		2	11		11								2,5 xxxx			x	x
4E21	43,5															2,5 xxxx			x	xxx
4E20	88,5															2,5 xxxx			x	x
4E19	45,0															2,75 xx	11,5 xxxx		x	xxx
4E18	81,5															2,5 xxxx			x	x
4E16	94,0	3a	33		8	46	4	9								2,5 xxxx	15,5 xxxx		xxx	xxx
4E15	78,0															1,0 xxx	8,5 xxxx		xxx	xxx
4E14	99,4															3,0 xxxx			x	x
4E13	81,5															1,75 xx	11,5 xxx		x	x
4E11	67,0															1,5 xxxx	6,0 xxx			xxx
4E10	56,5															1,75 xxx			x	xx
4E9	72,0															4,0 xxx	10,5 xxx			xx
4E8	93,5															2,75 xxxx			x	x
4E7	71,0																14,0 xxxx 5,5 xxx 9,0 xx			xx xxx
4E6	57,0																		xx	xxx
4E5	97,0	3a	18	6	9	50		17								2,75 xxxx			x	x
4E4	64,0															3,0 xxx	8,5 xxx		xxx	xxx
4E2	63,0															2,5 xxx			xx	xxx
4E1	98,5	3a	27	11	15	48	2									2,75 xxxx			x	x

Tabelle 2: Fortsetzung

Probe Nr.	Gesamtkarbonat %		MF-Typ	Mikrit %	Mikrospatit %		Spatit %	Hydrobien %		Algen %	Bioklasten u. Filamente %		Ostrakoden %	Foraminiferen %	Peloid %	Lithoklasten %	Rindenkörner %	Aggregatkörner %	Onkoide %	Calcit Mol.-% MgCO ₃	Mg-Calcit Mol.-% MgCO ₃	Ca-Dolomit Mol.-% CaCO ₃	Aragonit	Quarz
4D27*	97,0	3a	34			7	48				5					6				3,0 xxxx			x	x
4D27		3a																						
4D26	88,5																			2,5 xxxx	11,5 x		xx	xx
4D25	99,8	2a	45			3	18				29									3,0 xxxx	17,0 x		xx	x
4D24	94,5	3a	40			2	20				21					17				1,75 xxxx	13,0 x		x	x
4D23	94,5	2a	53			3					12									2,0 xxxx	14,5 x		x	x
4D22	85,0																			2,5 xxx			x	xx
4D21	86,0																			2,0 xx	11,0 xxx			
5D19	98,0	2a	70			3	14				13									3,0 xxxx	15,0 x		x	x
																					18,5 x			
5D18*		31	27	6	4	11	4	10							10		6	22						
5D18		5a	45	8		5	19	5						15	1									
5D17	90,5	30	24			3	8	1	8					8		25	23			2,5 xxx			x	x
5D16	93,5																			2,75 xxxx			x	x
5D15	94,5	2a	49			4	13	9	8					13						3,0 xxxx		58 x	x	x
5D14	83,0																			3,5 xxx		58 xxxx		xx
5D13	93,5	2a	29	44	14	7			6											2,0 xxxx				x
5D12	93,0																			1,75 xxxx				x
5D11	91,5																			2,0 xxxx			x	x
5D10	91,5	2a	49	12	7	9	4	12							7					2,0 xxxx		57 x	x	x
5D9b		2a	61			13	1	12	14															
5D9a	92,5	2a	57			13	1	6	23	1										2,0 xxxx		59 x	x	x
5D8	91,0																			3,0 xxx		58 xxxx	xx	xx
5D7	96,5	2a	69			1	3	27												2,5 xxxx			x	x
5D6	93,0	2a	44	16	1	8		23						5						2,5 xxxx	13,0 x		x	x
16D5	93,5	3a	21			7		37	27	4			4							2,75 xxxx		58 xxxx	xx	x
16D5	89,0																				7,5 xx	58 xxxx	xx	xx
																					10,5 xx			
16D4	93,5	5a	47	12	10			10	15	2			4							2,5 xxxx		58 xxxx	xx	x
16D4	90,0																			2,0 xx		58 xxxx	xx	xx
16D3	88,5	5a	3	41	19			xxx	15		22									2,0 xxxx		58 xx	x	x
16D2	60,0																				11,5 xxx	54 xx	xx	xxx
16D1	50,0																			4,0 xxxx			x	xxx
16C9	87,5	2c	68	13						4						15				1,5 xxxx				x
16C8	71,0																			4,0 xxx				xx
16C7	52,0																			1,5 xxxx				xxx
16C3	84,5	2a	37	16	4					30						12				1,75 xxxx			x	xx
16C3	71,0																				5,0 xxx	53 xx	x	xx
16C1	83,5																			1,75 xxxx				
16C1	47,5																			1,5 xxxx		60 xx		xxx

Tabelle 2: Fortsetzung

Probe Nr.	Gesamtkarbonat %	MF- Typ	Mikrit %	Mikrospatit %	Spatit %	Hydrobien %	Algen %	Bioklasten u. Filamente %	Ostrakoden %	Foraminiferen %	Peloide %	Lithoklasten %	Rindenkörner %	Aggregatkörner %	Onkoide %	Calcit Mol.-% MgCO ₃	Mg- Calcit Mol.-% MgCO ₃	Ca-Dolomit Mol.-% CaCO ₃	Aragonit	Quarz
16B29	84,5	5a	38	33		2	22		5							1,75 xxxx	17,0 x	57 xx		xx
16B28	89,5	3a	34	12	1		5	34	7	6						2,0 xxxx	12,0 x	57 xx	xx	x
16B25	82,0															2,5 xxxx				x
16B24*	95,0	2a	65		16			8	3		6	2				2,0 xx	13,0 x	55 xxxx	x	xx
16B24	99,2	2a	70		5			15	3		7					2,5 xxx	13,0 x	55 xxxx		xx
16B23	90,5	2b	78					9	1		11	1				2,0 xx		56 xxx		x
16B22	68,5															3,0 xxxx		56 xxxx		xxx
16B21*	97,5	2a	61	15	1		6	4	12											
16B21		30	15					11	3		20	50				2,5 xxx		55 xxx		xx
16B20	79,0																8,5 xxxx	54 xx	x	xxx
16B19	57,0																18,5 xx			
																2,0 xxxx	11,5 xxx			xxxx
16B18	33,0															1,75 xxx				xx
16B17	57,0															1,75 xxxx			x	xx
16B16	82,0															2,0 xxx		55 xxxx		
16B12	98,5	2a	75		5			19								2,5 xxxx	12,0 x	55 xxx		x
16B11	99,8	2b	45		14			10	3		28						15,0 x			
																2,75 xx	13,0 x	55 xxxx	x	x
16B10	97,0															2,5 xxxx		55 xx		x
16B9	93,5	5b	15		67		16					2					11,0 xxxx		xx	xx
16B7	81,5															2,0 xxx			x	xx
16B6	57,0															2,5 xxxx				x
16B5b	93,5	2a																		
16B5a		2a	60	16					24							2,5 xxxx		55 xxx		x
16B4	94,5	2a	54	12	15		9	10								2,5 xxxx		55 xx		
16B3	94,5															2,0 xxx	21,0 x	57 xxxx	x	
16B2	95,0															2,0 xxxx		54 x	x	x
16B1*	87,5	5a		37			61		2							2,0			xx	xx
16B1	78,0	5a		37			61		2							3,0 xx	12,0 xx		x	xxx
10A10	32,0															2,5 xxxx				xx
10A9	82,0	1		90		x										2,5 xxxx				xx
10A8	78,0	2d	68			x	x	2		x		23					11,0 xxx		x	xxx
10A7	31,0															4,0 xxxx		34 x		xx
10A5*		1	83				5				4	6		1		2,75 xxxx				xx
10A5		2b	50	5					6		25	10		4		1,75 xx	8,5 xx	57 xx		xxx
10A3	21,0																8,0 xxx		xxx	
10A2	19,0																8,5 xxx			xxx
10A1	34,0																			

2.3 Röntgendiffraktrometrische Untersuchungen

Die röntgenographische Phasenanalyse wurde lediglich qualitativ durchgeführt, um die folgenden Minerale eindeutig zu identifizieren:

- a) Calcit
- b) Mg-Calcit
- c) Ca-Dolomit
- d) Aragonit
- e) Quarz

Die Ton-Minerale wurden in dieser Arbeit nicht näher untersucht. Pyrit und andere oxidierbare Minerale konnten wegen der Behandlung der Proben mit H_2O_2 nicht nachgewiesen werden.

- a) **Calcit** (mit < 4 Mol% MgCO_3 – nach FRIEDMAN 1964) ist das häufigste Karbonatmineral in den untersuchten Hydrobien-Schichten. Als die stabilste Phase ist er immer bei den durch die Diagenese erfaßten Kalksteinen als Hauptbestandteil vorhanden.

Die Proben, die aus den lockeren, durch die Diagenese nicht veränderten (oder nur sehr schwach erfaßten) Horizonten stammen, weisen in der Regel einen niedrigeren Gehalt an Calcit auf oder dieser fehlt sogar ganz.

- b) **Mg-Calcit** (mit 4 bis 21 Mol% MgCO_3) ist fast ausschließlich auf die nicht verfestigten Horizonte konzentriert.

Der MgCO_3 -Gehalt im Calcit-Gitter wurde aus der Verschiebung des (104)-Reflexes ermittelt. Die Werte schwanken zwischen > 4 bis 21 Mol% MgCO_3 (Abb. 15). Die Werte der starken Reflexe schwanken zwischen 5 bis 14 Mol% MgCO_3 .

Inwieweit diese wechselnden MgCO_3 -Gehalte die primäre Zusammensetzung des Calcits widerspiegeln, kann hier nicht beantwortet werden, aber es steht fest, daß diese metastabile Phase unverändert (oder erst mit beginnender Umwandlung) vorliegt.

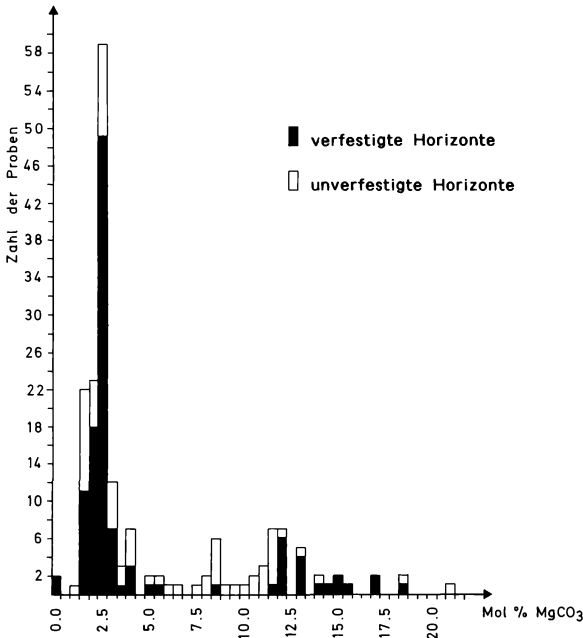


Abb. 15: Häufigkeitsverteilung der MgCO_3 -Anteile in Calcit in verfestigten und nicht verfestigten Horizonten, Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim

- c) **Ca-Dolomit** wurde in 32 Proben nachgewiesen.
Die Verschiebung des (104)-Reflexes ergab 52 bis 60 Mol% CaCO_3 im Dolomit-Gitter, so daß er als Ca-Dolomit angesprochen werden kann (Abb. 16).
Der Anteil des Ca-Dolomits ist in der Regel kleiner oder gleich dem des Calcits. Bei den gefärbten Folienabzügen und Anschliffen konnte kein Ca-Dolomit eindeutig festgestellt werden, weil er in der mikritischen Matrix mit dem Calcit verwachsen ist.

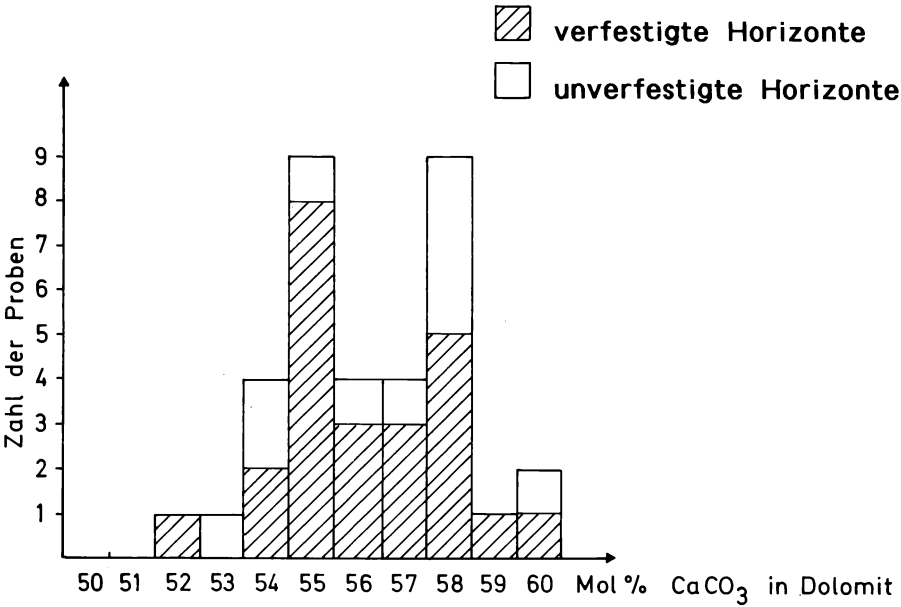


Abb. 16: Häufigkeitsverteilung der CaCO_3 -Anteile in Ca-Dolomit in verfestigten und nicht verfestigten Horizonten, Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim

- d) **Aragonit** wurde in den meisten Proben nachgewiesen.
Der Aragonitgehalt ist in der Regel in den nicht verfestigten Horizonten höher als in den lithifizierten, obwohl bei dem Schlammvorgang der größte Teil der Fossilien (die zum wesentlichen Teil aus Aragonit bestehen) entfernt wurde.
- e) **Quarz** wurde in allen Proben in geringen Mengen festgestellt.
Mikroskopisch (d. h. in den Dünnschliffen aus den verfestigten Horizonten) wurde er selten beobachtet (als nicht gerundete bis schlecht gerundete Körner bis $500\ \mu\text{m}$ im Durchmesser groß).
Die Proben aus den nicht verfestigten Horizonten bestehen aus Partikeln der Korngröße $< 63\ \mu\text{m}$. Daraus ergibt sich, daß Quarz fast nur an die Silt- und Tonfraktion gebunden ist.

2.4 Geochemische Untersuchungen

2.4.1 Allgemeines

Geochemische Untersuchungsmethoden können die Informationsfülle, die bei den Mikrofaziesuntersuchungen beobachtet wurden, ergänzen und erweitern. So helfen sie bei der Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse, die während der Ablagerungszeiten herrschten.

Da die Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim aus verfestigten und aus unverfestigten Horizonten bestehen, bestand die Frage, ob es sich bei den letzteren um Lagen handelt, die noch im ursprünglichen Zustand vorliegen und bei den ersteren um Lagen, die durch die Diagenese erfaßt sind. Da bei der Diagenese Prozesse stattfinden, die die ursprünglichen Verhältnisse verschleiern, war mit der Untersuchung der nicht diagenetisch verfestigten, lockeren Sedimente die Hoffnung verbunden, die o. g. Frage lösen zu können.

Die lockeren Sedimente lassen sich in zwei Fraktionen trennen: eine Fraktion, deren Partikel größer als 0.063 mm sind und praktisch nur aus Fossilresten (Hydrobien, anderem Molluskenbruch, Foraminiferen und Ostrakoden) bestehen, und eine Fraktion, deren Partikel kleiner als 0.063 mm sind und fast keine Fossilreste aufweisen. Diese Silt- und Ton-Fraktion kann Zerreibsel von Schalen enthalten, aber es liegt die Vermutung nahe, daß der größte Teil dieser Fraktion anorganischer Natur ist (s. auch ROTHE 1971).

Geochemische Untersuchungen wurden in dieser Arbeit nur an dieser Fraktion von den lockeren, diagenetisch nicht verfestigten Lagen durchgeführt. Wie schon im Kapitel 2.3 ausgeführt, bestehen diese Horizonte aus Karbonat-Mineralen mit schwankender Menge von Ton-Mineralen und wenig Quarz.

Aus Tabelle 3 ist der gesamte Karbonatgehalt und der prozentuale Anteil der Ca-, Mg- und Sr-Kationen ersichtlich. Die 100 x Mg/Ca- und die 1000 x Sr/Ca-Atomverhältnisse der untersuchten Proben zeigen Änderungen, die die Wasserzusammensetzung zur Ablagerungszeit darstellen können. Die Mineralogie der Sedimente ist nicht immer mit den Kationen-Vorkommen eng verknüpft.

Es wurden 51 Proben untersucht. Der Gesamtkarbonatgehalt wurde mit Hilfe der „Karbonat-Bombe“ nach MÜLLER & GASTNER (1971) ermittelt. Der Ca-, Mg- und Sr-Gehalt wurde aus den entsprechenden, mit der AAS ermittelten Oxid-Werten errechnet (Angaben in Mol%).

Bei dem Aufschlußvorgang wurde darauf geachtet, schwache Salzsäure (2n HCl) zu verwenden, damit nur die Karbonat-Mineralen in die Lösung gehen.

2.4.2 Magnesium

Die Magnesiumgehalte aus dem 2%-igen HCl-Auszug schwanken zwischen 0,5 und 10 % (Tab. 3). Sie zeigen somit eine große Variationsbreite.

Mit wachsendem Ca-Dolomitanteil der analysierten Proben steigen sie deutlich an. Werte, die größer als 2,3 sind, sind mit Ca-Dolomit-Vorkommen eng verknüpft. Die Proben, die keinen Ca-Dolomit enthalten, weisen immer Werte auf, die kleiner als 2,3 sind. Das Verhältnis zu Ca (als 100 x Mg/Ca Atom-Verhältnisse ausgedrückt) schwankt zwischen 75 und 1,5 und ist direkt von der mineralogischen Zusammensetzung abhängig (Abb. 17). Der rechnerisch ermittelte Anteil vom $MgCO_3$ stimmt in der Regel mit den Ergebnissen aus den röntgendiffraktometrischen Untersuchungen überein (Tab. 3).

Im Diagramm Mg/Ca als Funktion des Gesamtkarbonatgehaltes lassen sich einige Gruppen voneinander abgrenzen (Abb. 18). Die Proben der Folge A (und zusätzliche Probe 16B18) bilden eine getrennte Gruppe im unteren linken Teil des Diagramms. Ebenso lassen sich die Proben erkennen, die Ca-Dolomit enthalten.

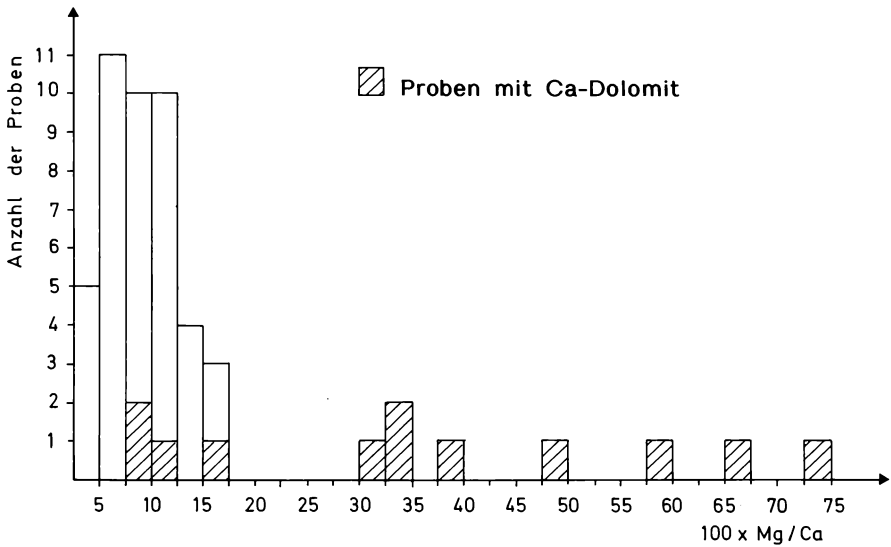


Abb. 17: Häufigkeitsverteilung des Verhältnisses 100 x Mg/Ca in den Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim

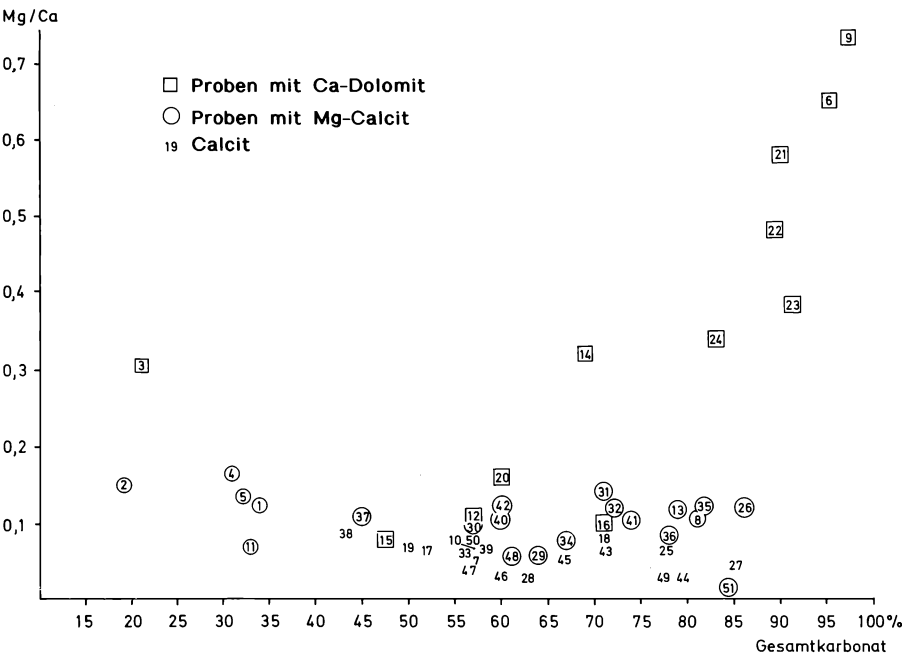


Abb. 18: Abhängigkeit der Mg/Ca-Verhältnisse vom Gesamtkarbonatgehalt in den Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim

2.4.3 Strontium

Die Strontiumgehalte in der salzsaurer Lösung zeigen mit 300 bis 2900 ppm eine große Variationsbreite (Tab. 3).

Der Aragonitanteil (aus den Röntgendiffraktogrammen ermittelt) der analysierten Proben kann nicht in Verbindung mit dem Sr-Gehalt gebracht werden. Die niedrigsten Sr-Gehalte (<800 ppm) sind fast immer mit Ca-Dolomitvorkommen verknüpft (Tab. 3) und beschränken sich auf den unteren Teil des Profils (Folge A bis C und Anfang Folge D).

Ca-Dolomit kann auch in Proben mit höherem Strontiumgehalt vorhanden sein.

Innerhalb des Profils nimmt der absolute Sr-Gehalt zwar im allgemeinen von unten nach oben zu, das Verhältnis zu Ca (als 1000 x Sr/Ca Atom-Verhältnisse ausgedrückt) zeigt aber diese Tendenz nicht mehr. Dieses Verhältnis unterliegt großen Schwankungen. Als Durchschnittswert ergibt sich 2,75 (Abb. 19). Nach der MF-Analyse (Kapitel 2.2) nimmt der Fossil-schalen-Anteil von unten nach oben zu und der Mikrit-Anteil nimmt ab. Diese allgemeine Tendenz spiegelt sich hier wider.

Eine genaue Korrelation mit der mineralogischen Karbonatzusammensetzung ergab sich nicht.

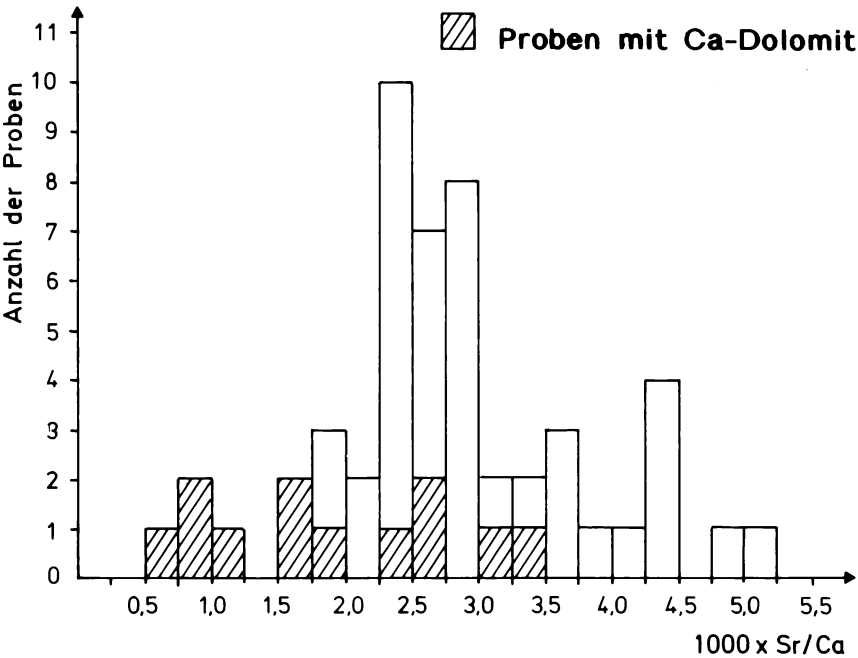


Abb. 19: Häufigkeitsverteilung des Verhältnisses $\frac{1000 \times \text{Sr}}{\text{Ca}}$ in den Hydrobien-Schichten im auf-gelassenen Steinbruch Budenheim

2.4.4 Gesamtkarbonat-Gehalt

141 Proben wurden mit der „Karbonat-Bombe“ nach MÜLLER & GASTNER (1971) auf ihren Gesamtkarbonat-Gehalt hin untersucht (Abb. 20).

Dabei schwanken die Werte bei den Proben aus den verfestigten Horizonten zwischen 78 und 100 %. Nach CORRENS (1968) kann man hier in Abhängigkeit vom Anteil nichtkarbonati-

scher Verunreinigungen innerhalb der Kalk-Ton-Mischreihe unterscheiden: Kalkstein (> 95 %), mergeliger Kalk (85 – 95 %), Mergelkalk (75 – 85 %).

Der Durchschnittswert liegt bei 93,65 % Gesamtkarbonat-Gehalt. Der unlösliche Rückstand besteht aus Ton-Mineralen und Spuren von Quarz.

Die Proben aus den unverfestigten Lagen (Abb. 20) weisen eine sehr große Variationsbreite des Gesamtkarbonat-Gehaltes auf. Er schwankt zwischen 97 und 19 % und die Palette reicht folglich von reinem Karbonat (> 95 %), über Kalkmergel (65 %), Tonmergel (25 %) zu Mergelton (15 %). Auch hier besteht der unlösliche Rückstand zum großen Teil aus Ton-Mineralen, wobei in kleineren Mengen noch Quarz, Pyrit und organische Substanz („Bitumen“) hinzukommen. Der Durchschnittswert liegt bei 64,3 %.

Es ist zu beobachten, daß die Gesamtkarbonat-Gehalte für die unverfestigten Horizonte verfälscht sind. Die bei der Fraktionierung nicht mitanalysierten Fossilschalen hätten diesen Wert in der Regel um mehrere Prozente erhöht, so daß dieser Wert lediglich dem Gesamtkarbonat-Gehalt der Fraktion < 63 µm entspricht.

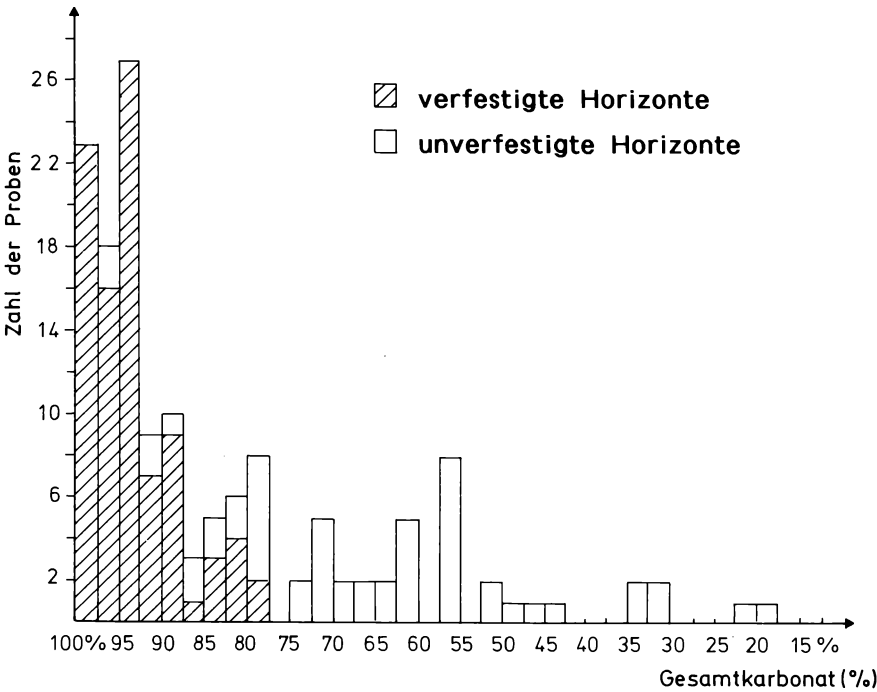


Abb. 20: Häufigkeitsverteilung des Gesamtkarbonatgehaltes in verfestigten und nicht verfestigten Horizonten, Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim

3. Herkunft und Erhaltung der gesteinsbildenden Minerale in den Hydrobien-Schichten

Wie schon in Kapitel 2.3 erwähnt, wurden in den Proben vier verschiedene Karbonatminerale nachgewiesen: Calcit, Mg-Calcit, Ca-Dolomit und Aragonit, außerdem Quarz und Ton-Mineralen.

Tabelle 3: Chemische und röntgendiffraktometrische Parameter von 51 Proben unverfestigter Horizonte (Fraktion < 63 μm), Hydrobien-Schichten, aufgelassener Steinbruch Budenheim Proben-Nummern z. B. 10A1 = Profil X, Folge A, 1. Probe in der Folge; * = vorhanden, ** = deutlich, *** = häufig, **** = sehr häufig

Lauf. Nr.	Probe Nr.	Kar- bonat- gehalt %	Ca %	Mg %	Sr ppm	Mg x 100 Ca	Sr x 1000 Ca	err. Mg Mol %	Calcit Diff. Mol-% MgCO ₃	Mg-Calcit Diff. Mol-% MgCO ₃	Ca-Dolomit Diff. Mol-% CaCO ₃	Ara- gonit Diff.
1	10A1	34,0	13,12	0,98	698	12,35	2,40	11,0		8,5 xxx		
2	10A2	19,0	8,48	0,78	437	15,05	2,36	13,0		8,0 xxx		
3	10A3	21,0	7,32	1,36	256	30,44	1,58	23,0	1,75 xx	8,5 xx	57 xx	
4	10A7	31,0	11,37	1,14	642	16,51	2,57	14,0		11,0 xxx		x
5	10A10	32,0	12,02	1,00	600	13,77	2,27	12,0	3,0 xx	12,0 xx		x
6	16B2	95,0	23,05	9,09	392	65,00	0,78	39,0	2,0 xxx	21,0 x	57 xxxx	x
7	16B6	57,0	20,78	0,68	1300	5,42	2,86	3,5	2,0 xxx			x
8	16B7	81,5	28,42	1,82	1624	10,55	2,61	9,5		11,0 xxxx		xx
9	16B10	97,0	22,46	10,14	302	74,46	0,61	42,5	2,75 xx	13,0 x	55 xxxx	x
10	16B17	57,0	22,47	1,07	926	7,86	1,87	4,5	1,75 xxx			
11	16B18	33,0	14,81	0,69	983	7,68	3,03	4,0	2,0 xxxx	11,5 xxx		
12	16B19	57,0	20,74	1,34	1225	10,66	2,71	9,5		8,5 xxxx	54 xx	x
										18,5 xx		
13	16B20	79,0	28,36	2,06	1247	11,96	2,01	10,5		10,0 xxxx		
14	16B22	68,5	21,17	4,20	696	32,75	1,50	24,5	3,0 xxxx		56 xxxx	
15	16C1	47,5	18,75	0,89	815	7,82	1,99	4,4	1,5 xxxx		60 xx	
16	16C3	71,0	26,34	1,61	1310	9,95	2,26	5,0		5,0 xxx	53 xx	x
17	16C7	52,0	20,52	0,83	1330	6,68	2,97	4,0	1,5 xxxx			
18	16C8	71,0	26,76	1,32	1350	8,16	2,31	4,5	4,0 xxx			
19	16D1	50,0	19,60	0,85	1182	7,12	2,76	4,0	4,0 xxxx			x
20	16D2	60,0	21,07	2,06	1486	16,12	3,23	14,0		11,5 xxx	54 xx	xx
21	16D4	90,0	22,58	7,94	462	58,00	0,99	36,7	2,0 xx		58 xxxx	xx
22	16 D5	89,0	23,69	6,94	632	48,34	1,22	32,5		7,5 xx	58 xxxx	xx
										10,5 xx		
23	5D8	91,0	25,90	5,97	1867	38,00	3,30	27,5	3,0 xxx		58 xxxx	xx
24	5D14	83,0	25,12	5,23	1476	34,30	2,68	18,0	3,5 xxx		58 xxx	
25	4D20	77,5	28,01	1,17	2203	6,88	3,59	4,0	4,0 xxx			xx
26	4D21	86,0	30,33	2,27	2855	12,36	4,31	11,0	2,0 xx	11,0 xxx		
27	4D22	85,0	31,17	0,88	1744	4,63	2,56	3,0	2,5 xxx			x
28	4E2	63,0	23,38	0,69	1415	4,89	2,76	3,0	2,5 xxx			xx
29	4E4	64,0	35,02	0,91	1125	5,99	2,05	4,0	3,0 xxx	8,5 xxx		xxx
30	4E6	57,0	21,71	1,22	1124	9,28	2,36	5,0		9,0 xx		xx
31	4E7	71,0	24,74	2,15	1256	14,39	2,33	12,5		5,5 xxx		
										14,0 xxxx		
32	4E9	72,0	26,26	1,88	1468	11,79	2,55	10,5	4,0 xxx	10,5 xxx		
33	4E10	56,5	22,05	0,90	1150	6,71	2,38	4,0	1,75 xxx			x
34	4E11	67,0	26,13	1,25	1584	7,88	2,78	4,5	1,5 xxxx	6,0 xxx		
35	4E13	81,5	29,10	2,11	1868	11,97	2,93	10,5	1,75 xx	11,5 xxx		x
36	4E15	78,0	30,43	1,56	1903	8,47	2,87	4,5	1,0 xxx	8,5 xxxx		xxx
37	4E19	45,0	17,90	1,21	1061	11,12	2,71	10,0	2,75 xx	11,5 xxxx		x
38	4E21	43,5	17,49	0,92	1064	8,67	2,77	4,5	2,5 xxx			x
39	4E23	57,0	25,52	1,17	1791	7,53	3,20	4,0	2,5 xxx			x

Tabelle 3: Fortsetzung

Lauf. Nr.	Probe Nr.	Kar- bonat- gehalt %	Ca %	Mg %	Sr ppm	Mg x 100 —— Ca	Sr x 1000 —— Ca	err. Mg Mol %	Calcit Diff. Mol-% MgCO ₃	Mg-Calcit Diff. Mol-% MgCO ₃	Ca-Dolomit Diff. Mol-% CaCO ₃	Ara- gonit Diff.
40	4E25	60,0	26,28	1,71	2559	10,73	4,45	9,5	3,0 xxx	9,5 xxx		
41	4E26a	74,0	26,99	1,70	2868	10,37	4,86	9,5	2,5 xx	11,5 xx		x
42	4E26b	60,0	22,97	1,69	2546	12,13	5,08	11,0	2,75 xx	11,5 xx		
43	4E27	71,0	27,98	1,18	2718	6,98	4,44	4,0	3,0 xxx			x
44	4F1	79,5	30,86	0,54	1249	2,86	1,84	2,0	2,5 xxxx			
45	4F2	66,5	28,07	0,94	2569	5,54	4,19	3,5	3,5 xxxx			xx
46	13F1	60,0	25,05	0,48	1223	3,15	2,24	2,5	1,5 xxx			x
47	13F2	57,0	22,83	0,56	2219	4,07	4,44	3,0	1,5 xx			x
48	13F14	61,0	23,69	0,83	1871	5,77	3,60	3,5	2,5 xxxx	8,0 xxxx		xxx
49	13F52	77,5	31,23	0,52	1644	2,73	2,41	2,0	1,75 xxxx			xx
50	13F60	57,0	24,27	1,17	2072	7,92	3,89	4,5	1,75 xxxx			xx
51	13F65	84,5	34,10	0,36	2707	1,72	3,63	1,5		6,5 xxxx		xxxx

Nach ROTHE (1971) ist der Mg-Calcit anorganischer Natur und ist besonders an die Fraktion 2 – 6,3 μm gebunden.

Koch (1975) konnte zeigen, daß der Mg-Calcit teils aus „Weizenkorn ähnlichen Partikeln“ besteht, teils aus Körnern, die $< 2 \mu\text{m}$ groß sind. Letztere besitzen keine „Weizenkornform“ mehr, sondern bilden „Clusters“. Eine dritte Erscheinungsform ist die Anlagerung an Fossil-schalen.

Nach BEST (1975) bestehen Onkoide, Ooide und Umkrustungen von Gastropoden aus Mg-Calcit.

Diese Merkmale und die Tatsache, daß der Mg-Calcit in Sedimenten, die durch die Diagenese noch nicht erfaßt sind, gegenüber den Kalksteinen sehr stark angereichert ist, führen zur Annahme, daß der ursprüngliche Karbonatschlamm aus Mg-Calcit bestand. Je nach dem Grad der Diagenese (die für jeden Horizont individuell abgelaufen ist) ist dieser Mg-Calcit in Calcit oder schon bei der Frühdiagenese in Ca-Dolomit umgewandelt.

Bei der Auswertung der Röntgen-Diffraktogramme konnte beobachtet werden, daß sämtliche Proben, die aus den verfestigten Horizonten stammen, eine Aufspaltung des Calcit-Peaks aufweisen (in einen starken und einen schwachen Reflex). Der starke Peak gehört zu dem durch die Diagenese veränderten, bzw. zu dem als Zement vorliegenden Calcit. Der schwache Peak zeigt, daß noch ein kleiner Rest des ursprünglichen Mg-Calcits vorhanden ist.

Dagegen konnte bei einigen Proben aus nicht verfestigten Horizonten auch eine Aufspaltung des Calcit-Peaks beobachtet werden, wobei hier die Reflexe des Mg-Calcits und des Calcits fast gleich stark sind. Es handelt sich hier um eine beginnende frühdiagenetische Calcitisierung, die wegen zu schneller Sedimentationsrate unterbrochen ist.

Mehrere Proben weisen nur die Mg-Calcit-Phase auf. Dieses Phänomen kann man so deuten, daß die sehr rasch abgelagerte Sedimentbedeckung mit ihrem hohen Ton-Mineral- und „Bitumen“-Anteil konservierend und schützend wirkte.

Während der Geländearbeit wurde öfters beobachtet, daß manche Horizonte verfestigte „Knollen“ enthalten. Andere Horizonte gehen lateral von verfestigten Kalksteinen in nicht verfestigte Sedimente über.

Es wurden Proben innerhalb der gleichen Horizonte sowohl von dem verfestigten als auch nicht verfestigten Material untersucht. Die Ergebnisse zeigen wieder, daß es sich um eine Calcitisierung bzw. Dedolomitisierung handelt. Die verfestigten Proben enthalten Calcit mit z. T. Spuren von Mg-Calcit bzw. Ca-Dolomit.

Ca-Dolomit (CaCO_3 -Gehalt 52 bis 60 Mol%) wurde in mehreren Proben identifiziert. Er kommt sowohl in den lockeren wie auch in den verfestigten Lagen vor (Abb. 16). Dieser frühestdiagenetische Ca-Dolomit liegt als Teil der mikritischen Matrix vor.

Bei den „Kalkknollen-Horizonten“, wurden große Unterschiede zwischen der mineralogischen Zusammensetzung der „Knollen“ und dem restlichen, nicht verfestigten Sediment festgestellt. Die „Knollen“ bestehen aus Calcit (2 bis 3 Mol% MgCO_3) und sehr wenig Ca-Dolomit.

Demgegenüber besteht das mürbe, sehr feinkörnige unverfestigte Restsediment zum großen Teil aus Ca-Dolomit und einem kleineren Anteil von Calcit. Es handelt sich hier offenbar um einen Dedolomitisierungsvorgang.

Da das Phänomen der Dedolomitisierung und Calcitisierung sich lateral auf die einzelnen Horizonte beschränkt, kann man es der späten Frühdiagenese zuordnen.

Der **Aragonit** ist biogener Herkunft und sein Vorkommen ist eng verknüpft mit den Organismenschalen. Nach Best (1975) bestehen Gastropoden (*Hydrobia*, *Cepaea*) und Bivalven (*Mytilus*, *Congerina*) aus Aragonit.

In der Regel ist der Aragonit-Anteil in den Proben aus der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ der unverfestigten Horizonte höher als derjenige in den Proben aus den verfestigten Lagen, obwohl der größte Teil der Organismenschalen in der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ geblieben ist.

Da kein Beweis für die anorganische Herkunft des Aragonits besteht, kann man den Aragonitgehalt dieser Proben als Maß für den Grad des Schalenzerfalls (Energie-Index) benutzen. Auffallend ist, daß bei den Proben aus den nicht verfestigten Horizonten mit höherem Aragonit-Anteil auch der Quarz-Anteil höher ist als sonst.

Bei den Proben aus den verfestigten Horizonten ist der höhere Aragonit-Anteil mit hohem Ca-Dolomit- oder Mg-Calcit-Vorkommen verknüpft. Dies läßt sich so deuten, daß in diesen Kalksteinen die Diagenese noch nicht alle metastabilen Minerale erfaßt hat.

Bei den Dünnschliffstudien ließen sich 3 verschiedene Erhaltungszustände der aragonitischen Fossilschalen beobachten:

- a) Schalen, die noch primären Aufbau aufweisen (Taf. 3b, 5b),
- b) total umkristallisierte Schalen, wobei die Aragonitschalen manchmal unter Erhaltung der Innenstrukturen in makrokristallinen Calcit umgewandelt wurden (Abb. 21),
- c) Schalen, die während der Diagenese aufgelöst wurden (Taf. 2b). Hier ist z. T. nur eine mikritische Umrandung erhalten geblieben. Diese Gesteine besitzen somit einen sekundären Porenraum. Die Übergänge zwischen diesen drei Extrem-Zuständen sind fließend.

Quarz und Ton-Minerale sind detritischer Herkunft.

Die Quarz-Körner, die in den Dünnschliffen zu sehen sind, sind in der Regel $< 80 \mu\text{m}$ (sehr selten werden die Körner bis $500 \mu\text{m}$ im Durchmesser groß).

In den Proben aus den nicht verfestigten Horizonten können sie nur $< 63 \mu\text{m}$ sein, wobei bei der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ Quarz fast nie beobachtet wurde).

Die Körner sind nicht gerundet bis schlecht gerundet. In einigen Schliffen konnte beobachtet werden, daß die Körner aus Quarzit bestehen, der wahrscheinlich aus den Meta-Sedimenten des Devons am Rande des Mainzer Beckens stammt.

Nach DOEBL & TEICHMÜLLER (1979: 8) war das Lokalklima im Chatt und Aquitan arid, nach einer stark humiden Periode im Rupel. Diese humide Periode mit starker chemischer Verwitterung, gefolgt von einer ariden Periode, die nur durch physikalische Verwitterung gekennzeichnet werden kann, liefert sehr große Mengen an verwittertem Material in der Silt- und Ton-Fraktion.

Dieses Material konnte durch Wasser oder auf dem Luftweg transportiert werden und zur Ablagerung kommen.

4. Genese der Hydrobien-Schichten

Mit der Genese der Hydrobien-Schichten haben sich bisher nur wenige Autoren beschäftigt. FALKE (1960, 1965), TAN (1972) und ROTHE in DOEBL et al. (1972) machen einige wenige Angaben, während BEST (1975) ausführlich auf die Paläoökologie und die Sedimentologie der Hydrobien-Schichten eingeht und sich HARTMANN (1980) auf die Karbonat-Mergelfolge konzentriert. ROTHAUSEN & SONNE (1984) fassen den neueren Kenntnisstand der im Mainzer Becken ausgebildeten tieferen Hydrobien-Schichten zusammen.

Die bisherigen Ergebnisse der vorliegenden Arbeit erweitern in Verbindung mit den Resultaten über andere, ähnlich aufgebaute Karbonat-Mergelfolgen die Kenntnis über die tieferen Hydrobien-Schichten des nördlichen Mainzer Beckens.

Die mikrofaziellen Untersuchungen lassen erkennen, daß sich die MF-Typen der Hydro-

bien-Schichten im Raum Budenheim im Laufe der Ablagerungszeit von komponentenführenden mikritischen Kalksteinen zu stark ausgewaschenen Komponenten-Kalksteinen entwickeln. Diese Entwicklung von matrixreichen zu matrixarmen Kalksteinen kann mehrere Gründe haben: starke Vermehrung von Organismen, Verlagerung der Küstenlinie, zunehmende Wasserturbulenz bei abnehmender Wassertiefe, Klimaeinflüsse, Änderungen der Wasserchemie und damit der Salinität.

Von diesen Faktoren konnten mehrere nachgewiesen werden. Dazu gehört die im Laufe der Entwicklungszeit episodisch zunehmende Wasserturbulenz bei abnehmender Wassertiefe in Verbindung mit zeitweisigem Trockenfallen der Sedimentoberfläche (paläontologisch dokumentiert durch terrestrische Fossilien, wie z. B. Säugerreste, Eierschalen, Regenwürmer, Landschnecken, BEST 1975).

Diese Indizien sprechen für eine episodisch sehr geringe Wasserbedeckung und kennzeichnen den Ablagerungsraum als extreme Flachwasser-Region. Sedimentologische Belege dafür sind (s. auch STAPF & HARTMANN 1981): feingeschichtete Wechsellagerungen, Cyanobakterien-Rasen, Cyanobakterien-Algen-Riffe, Bioturbation durch sedimentwühlende Organismen, Schlamm-schnecken (Hydrobien), Trockenrisse, oxidierte Pelloide, Wurzelreste und weit verbreitete Land-Tetrapodenreste in bestimmten Horizonten. Auch der frühdiagenetische Ca-Dolomit weist auf minimale Bedeckung durch Wasser hin, welches im Bereich des Trockenfallens zeitweise gänzlich verdunstete (s. Kap. 5). Im Gesamtprofil wurden mehrere Aufarbeitungshorizonte mit Intraklasten beobachtet, die eine hohe Wasserturbulenz anzeigen. Bei den MF-Typen nehmen, wie oben schon erwähnt, im Profil nach oben stark ausgewaschene Komponenten-Kalksteine zu, was ebenfalls für eine zunehmende Wasserturbulenz spricht.

Berücksichtigt man nur den Einfluß der Wasserturbulenz bei der Bildung der verschiedenen MF-Typen, dann gehören die MF-Typen 1, 2, 3 und 5 dem niedrigen Energieindex-Bereich I bzw. II nach PLUMLEY et al. (1962) an. Der MF-Type 4 und der Subtyp 5c gehören dem höheren Energieindex-Bereich II bis III an.

Die unverfestigten Schill-Lagen (die in dieser Arbeit mikroskopisch nicht untersucht wurden) sind, wie der MF-Type 4, auch durch einen höheren Energieindex geprägt.

Demnach sind die Hydrobien-Schichten in den oberen Profilabschnitten keine Stillwasser-sedimente.

Im Gegensatz dazu kommen die Bioklaste, deren Anteil am Sediment zwischen 5 und 40 % schwankt, fast immer mit noch ganz erhaltenen Biomorpha vor. Sie sind zum großen Teil durch mechanische Erosion entstanden. Dies weist auf mäßig bewegtes Wasser hin.

Schließlich treten noch Horizonte auf, die typisch für Ablagerungen im Stillwasserbereich sind. Sie zeigen noch ganz erhaltene dünn-schalige Ostracoden in mikritischer Matrix, Pelloide (als Kotpillen von Sedimentbewohnern), Rindenkörner und Wurm-gänge (die Sedimente sind nie vollständig durchwühlt). Stillwassersedimente sind ebenfalls die dunkelgrauen bis schwarzen, bituminösen, laminierten Tonmergel und Mergeltone der Folge A an der Basis der tieferen Hydrobien-Schichten (STAPF & HARTMANN 1981).

Somit läßt sich erkennen, daß ein ständiger dynamischer Wechsel zwischen ruhigem, mäßig bewegtem und turbulentem Wasser das Ablagerungsbild beherrschte. Dieser Wechsel kann durch Stürme und Winde bzw. durch jahreszeitliche Auswirkungen bedingt gewesen sein.

Das Fehlen von Sabkha-Sedimenten, Caliche und anderen Kalkkrustenformen, die für eine längere Trockenzeit charakteristisch sind, zeigt, daß die Kalksedimente immer nur kurze Zeit ohne Wasserbedeckung waren.

Die nächste Faktorengruppe sind die durch Klimaeinflüsse verursachten Änderungen des Wasserchemismus und der Salinität. Vor allem die Salinitätsschwankungen sind sowohl faunistisch (KAWASH 1974, BEST 1975) als auch geochemisch nachgewiesen (ROTHER 1971, ROTHER, HOEFS & SONNE 1974, AFAJ 1983). Die eigenen Untersuchungsergebnisse bestätigen die Lite-

raturdaten. Limnische, brackische und marine Verhältnisse wechselten sich ab, wobei die marinen Verhältnisse auf kurzzeitige marine Vorstöße aus dem Rheingraben beschränkt sind (nach BEST 1975: 110 selbst bei den mächtigsten Foraminiferen-Horizonten keine vollmarinen Verhältnisse, sondern pliohalines Brackwasser). Diese kurzzeitigen marinen Vorstöße, die rasch zu Brackwasserverhältnissen übergingen, haben die Salinitätswechsel gesteuert. Süßwasserzuflüsse, Niederschläge und Verdunstung änderten wiederum den Brackwasserchemismus. Diese Verhältnisse dauerten am längsten an und nahmen im Laufe der Zeit noch zu (generelle Tendenz der Aussüßung des Ablagerungsraumes vom Liegenden zum Hangenden). Somit zeigt sich, daß der Wasserhaushalt des Ablagerungsraumes vom Rheingraben nicht regelmäßig oder periodisch, sondern episodisch gesteuert wurde. Hohe Verdunstungsraten und spärliche Niederschläge in bestimmten Jahreszeiten (Sommer) führten zur Erniedrigung des Wasserstandes.

Das Fehlen von detritischem Material in den Sedimenten in Korngrößen größer als Silt schließt einen stärkeren fluviatilen Transport vom Land her fast aus. Eine siltig-tonige Materialzufuhr (?äolisch, ?aquatisch) in den Ablagerungsraum ist dagegen in den Sedimenten erkennbar. Demnach macht sich das nördlich gelegene Liefergebiet (Taunus) mit niedrigem Relief nur schwach bemerkbar.

Die geschilderten Verhältnisse sprechen eindeutig für ein **Lagunen-Environment** (und nicht für Karbonatwatten) zur Zeit der Bildung der Hydrobien-Schichten (s. auch FALKE 1960, BEST 1975, STAPF & HARTMANN 1981). Die Definitionen für Lagunen (Brackwasserlagunen) von FLÜGEL (1978, 1982) und FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) sind direkt anwendbar.

Im Hinblick auf paläoklimatische Deutungsmöglichkeiten sind die aquatischen und terrestrischen Floren- und Faunenassoziationen besonders aussagekräftig. Nach ROTHAUSEN (1969), BEST (1975), STAPF & HARTMANN (1981) und ROTHAUSEN & SONNE (1984) weisen die z. T. der Bildung der tieferen Hydrobien-Schichten im Mainzer Becken subtropisches Klima mit einem semiariden (steppen- oder savannenartigen) Hinterland hin.

5. Diagenese der Hydrobien-Schichten

5.1 Allgemeines

Die Karbonatdiagenese ist eines der interessantesten Kapitel der Karbonatpetrographie. Ihre Kenntnis erweitert das Wissen über die Vorgänge nach der Ablagerung der Sedimente, die oft unmittelbar nach ihrer Entstehung einsetzen. Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, einen erschöpfenden Überblick über die Fortschritte der Diageneseforschung der letzten Jahre zu geben. Darüber informieren die Übersichten in FLÜGEL (1978, 1982), LARSEN & CHILINGAR (1979), LONGMAN (1981), SCHNEIDERMAN & HARRIS (1985) und FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) mit weiterführender Literatur.

Die Hydrobien-Schichten im aufgelassenen Steinbruch Budenheim bestehen aus Gesteinen und Sedimenten, die verschiedene Diagenesestufen aufweisen. Die grobe Unterteilung in lithifizierte und nichtlithifizierte Kalksteine bis Mergel wurde schon erwähnt.

Die Tatsache, daß mehrere diagenetische Merkmale lateral konzentriert und zusätzlich nur an bestimmte Horizonte gebunden sind, läßt die Vermutung zu, daß es sich bei den meisten Diagenese Prozessen um frühdiagenetische Erscheinungen handelt.

In dieser Arbeit wird weitgehend der Untergliederung der Karbonatdiagenese-Erscheinungen von FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) gefolgt, in der zwischen einer isochemischen und einer allochemischen Diagenese unterschieden wird. Diejenigen Diageneseerscheinungen, die für die Hydrobien-Schichten zutreffen, werden entsprechend FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) und FLÜGEL (1978, 1982) besprochen.

5.2 Isochemische Diagenese

5.2.1 Bioturbation – frühdiagenetisch

Unmittelbar nach Ablagerung des Sediments werden wühlende Organismen (z. B. Würmer) aktiv, die die Sedimenttextur und -struktur verändern. In den Hydrobien-Schichten wurden Wurmgänge in einem Cyanobakterien-Bindstone des MF-Subtyps 5b gefunden.

5.2.2 Kompaktion – frühdiagenetisch

Kompaktionen spielten bei den Mikrit-Kalksteinen eine größere Rolle als bei den Komponenten-Kalksteinen. In den erstgenannten lassen sich öfters zerdrückte Fossilschalen erkennen. Dünnschalige Ostracoden und Kalkalgen sind dabei häufiger zerbrochen als Hydrobien und Landschnecken. In Schill-Kalksteinen wurde die Kompaktion sehr oft durch frühdiagenetische Zemente im Frühstadium gestoppt. Dies führte zu hoher Porosität. In nicht lithifizierten Horizonten sind häufig leere Landschneckengehäuse unzerdrückt erhalten. Hier kann die Kompaktion nicht stark gewesen sein, wahrscheinlich durch die frühe Lithifizierung der darüber liegenden Bänke.

Der Wechsel von dünnen verfestigten und unverfestigten Calcarenit-Horizonten wird auch aus anderen Lagunen (Strandlagunen des Persischen Golfes) beschrieben (von ENGELHARDT 1973: 325 ff.).

5.2.3 Neomorphismus (Transformation, Umkristallisation, Sammelkristallisation) – früh- bis spätdiagenetisch

Aragonit – Calcit-Umwandlung – frühdiagenetisch

Die meist als Aragonitschaler vorliegenden Fossilien (z. B. Hydrobien) sind oft aufgelöst und die entstandenen Hohlformporen durch Calcit gefüllt. Nach FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) ist dieser Vorgang häufig im meteorisch-vadosen Bereich. Selten sind heteroaxiale Transformationen (FLÜGEL 1978, 1982) zu beobachten, die zur völligen Umkristallisation der aragonitischen Hydrobienschalen führten. In solchen Fällen kann keine optische und strukturelle Übereinstimmung zwischen Calcit-Kristallen und dem ursprünglichen Aragonit-Schalenaufbau beobachtet werden. Dagegen ist eine mikritische Hülle erhalten geblieben, die die Umrisse der Hydrobien-Schalen konservierte. Auffallend ist, daß die mikritische Matrix unverändert vorzuliegen scheint. Die meisten Hydrobien-Schalen liegen ebenfalls noch in aragonitischer Erhaltung vor, obwohl die Sedimente selbst schon durch verschiedene Diagenesestadien erfaßt wurden.

5.2.4 Zementation und Lithifizierung – früh- bis spätdiagenetisch

Die Untersuchung der Zementation und der verschiedenen Zementtypen ist für Karbonatgesteine besonders bedeutungsvoll, da dadurch in vielen Fällen frühdiagenetische von spätdiagenetischen Prozessen unterschieden und zusätzlich Vorgänge bei der meteorischen Diagenese (Süßwasser-Diagenese) sowohl im meteorisch-vadosen Bereich (über dem Grundwasserspiegel gelegen) als auch im meteorisch-phreatischen Bereich (im und unter dem Grundwasserspiegel gelegen) erkannt werden können.

Auch hier wird bezüglich der Zusammenfassung des neueren Kenntnisstandes auf die Übersichten von FLÜGEL (1978, 1982), HARRIS et al. (1985), CHAFETZ et al. (1985, 1988)

D. HARTMANN & K. STAPF: Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten sowie FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) verwiesen. Untersuchungen der Zementation im Miozän des Mainzer Beckens wurden bisher von HERRMANN & KOCH (1985) und KOCH & ROTHE (1985) durchgeführt.

5.2.4.1 Zementtypen

Die Beschreibung der Zementtypen folgt weitgehend der Gliederung von FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) und FLÜGEL (1978, 1982).

5.2.4.1.1 Mikrosparitzement – frühestdiagenetisch

- a) Ausfüllung von Cyanobakterien-Bohrungen an Biogenen (micritic envelopes)
- b) Partikelumkrustungen und Zwickelfüllungen

Durch die Tätigkeit von Cyanobakterien und anderen epi- und endolithischen Organismen werden Biogene angelöst bzw. angebohrt. Die spätere Hohlraumverfüllung mit Mikrosparitzement kann je nach Anzahl und Tiefe der „Bohrungen“ mehr oder weniger große Teile des Randes von Biogenschalen erfassen (s. Taf. 5b: oberer Außenrand einer Hydrobienschale). Selbst Rindenkörner (Cortioide) können auf diese Weise entstehen. Die o. g. Organismen können nach SCHNEIDER (1977) sowohl Sedimentpartikel einfangen und binden als auch zur Inkrustation, Zementation und Abscheidung von CaCO_3 oberhalb und innerhalb der Organismenlage beitragen.

5.2.4.1.2 Radialfaseriger Zement – frühdiagenetisch

- a) Rindenzement (Zement A), meist Mg-Calcit
Solche Zemente wurden nicht häufig gefunden. Meist sind dünne Ostracodenschalen, kleine Kalkalgenreste oder aus Mg-Calcit bestehende Pelloide mit kurzfasrigem Rindenzement überzogen (Taf. 1b, 3a, 3b: Zement A an Ostracodenschale).
- b) Radiaxialfaseriger Zement
„Sparit-Aggregate“, die durch große, längliche, senkrecht zur Porenwand orientierte Kristalle aufgebaut sind (radiaxialer faseriger Mosaik-Calcitzement) verfüllen öfters etwas größere Hohlräume.

5.2.4.1.3 Isometrischer Zement – meteorisch (auch submarin spätdiagenetisch)

- a) Granularer Zement (z. T. Hundezahnzement genannt)
Kleinere Poren im Sediment sind manchmal teilweise mit Hundezahnzement ausgefüllt (Abb. 21).
- b) Blockiger Zement, Zement B sensu stricto – meteorisch-phreatisch
Sehr oft kommt es zur Bildung von Blockzement, der als isometrisches Mosaik die Hohlräume ausfüllt. Die Kristallgröße dieses Zements nimmt innerhalb der Hohlräume in der Regel von außen nach innen zu (Taf. 3b, 4a, b). In bestimmten Horizonten sind viele Fossil-schalen von solchen Blockzementen ausgefüllt und daher durch die Kompaktion nicht zerdrückt. Das spricht für eine rasche Lithifizierung und für eine Entstehung des porenfüllenden Blockzements während der frühen Diagenese. Es ist eine Hauptdiagenese-phase in den Hydrobien-Schichten.

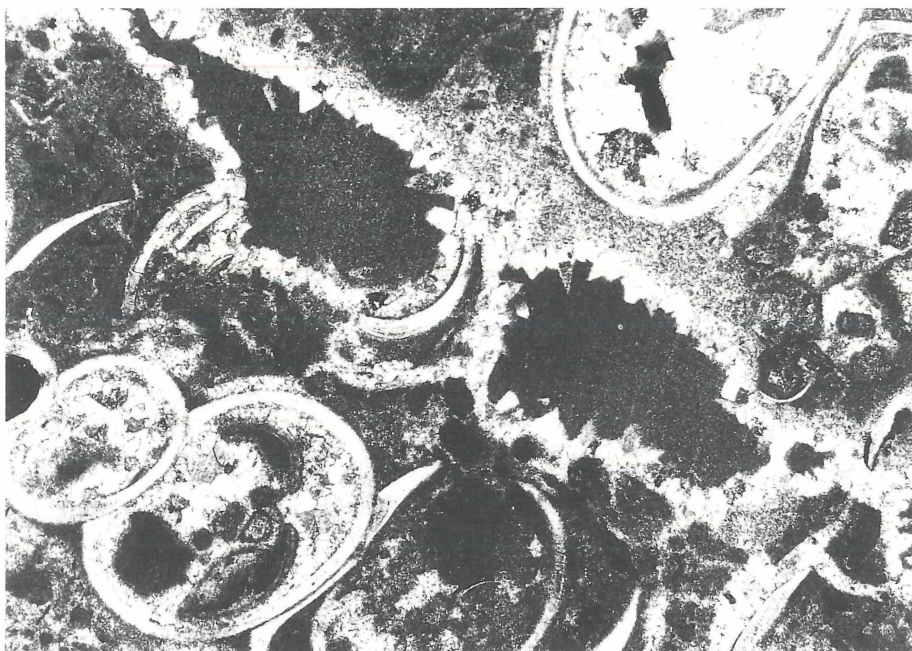


Abb. 21: Hydrobienreicher mikritischer Kalkstein. In den Hydrobienschalen sind Peloide und Mikrit zu erkennen, die z. T. durch blockigen Zement verdrängt wurden. Zwei Hohlräume sind teilweise mit Hundezahnzement und dann mit mikrosparitischem Zement ausgefüllt. Probe 13F49. 31x

5.2.4.1.4 Meniskuszement und Geopetalzement (z. T. als Gravitationszement bezeichnet) – meteorisch-vados und marin-vados

Geopetalzemente treten z. T. in Fossilhohlräumen (in Ostracoden- und Hydrobienschalen) auf (Abb. 6 und 13).

5.2.5 Mikritisierung – frühdiagenetisch

Mikritisierungen wurden in mikrosparitschen Hydrobien-Kalksteinen beobachtet, bei denen die Hydrobienschalen mit Mikritrinden überzogen sind (Taf. 2a).

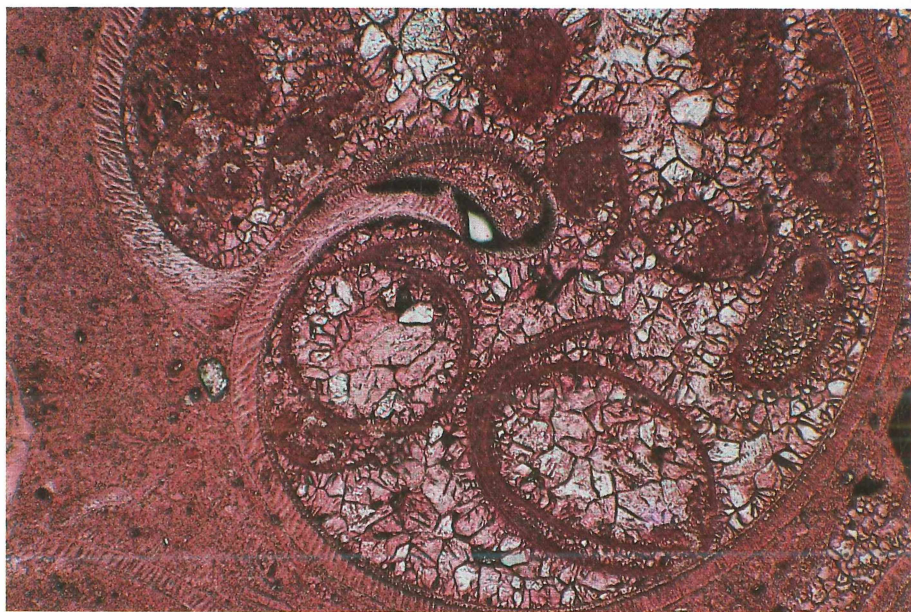
5.3 Allochemische Diagenese

5.3.1 Mg-Calcit – Calcit-Umwandlung – frühdiagenetisch

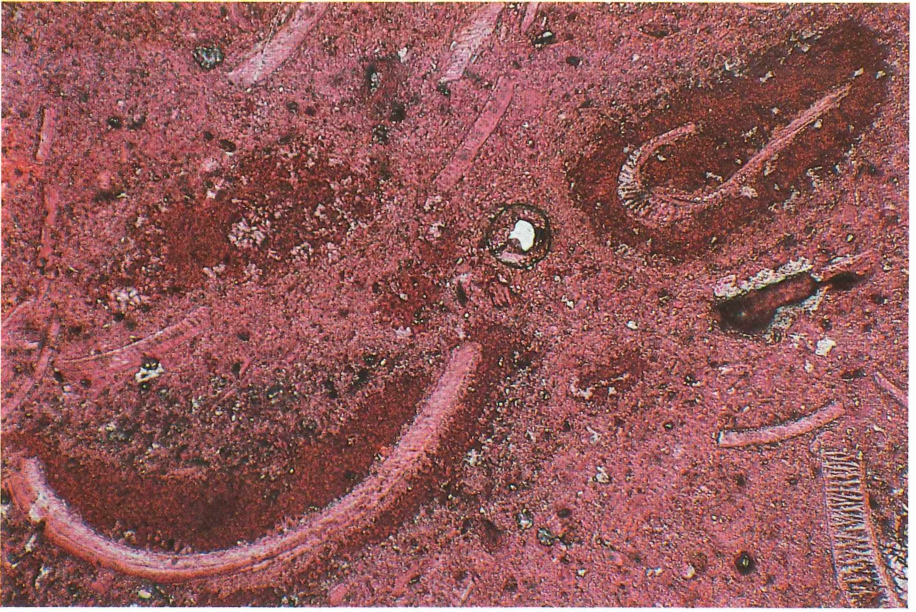
Sehr oft kann man die Vergrößerung der mikritischen Matrix zu Mikrosparit und sogar zu Sparit beobachten. Dieser neomorphe Sparit ist durch Umwandlung von Mg-Calcit in Calcit entstanden. Er zeigt auffallende Unterschiede in der Kristallgröße. Inmitten von Mikrit treten Sparitareale auf und Mikrit-Relikstrukturen innerhalb von Sparitmosaik. Ansonsten ist Mg-Calcit meist an die unverfestigten Horizonte gebunden.



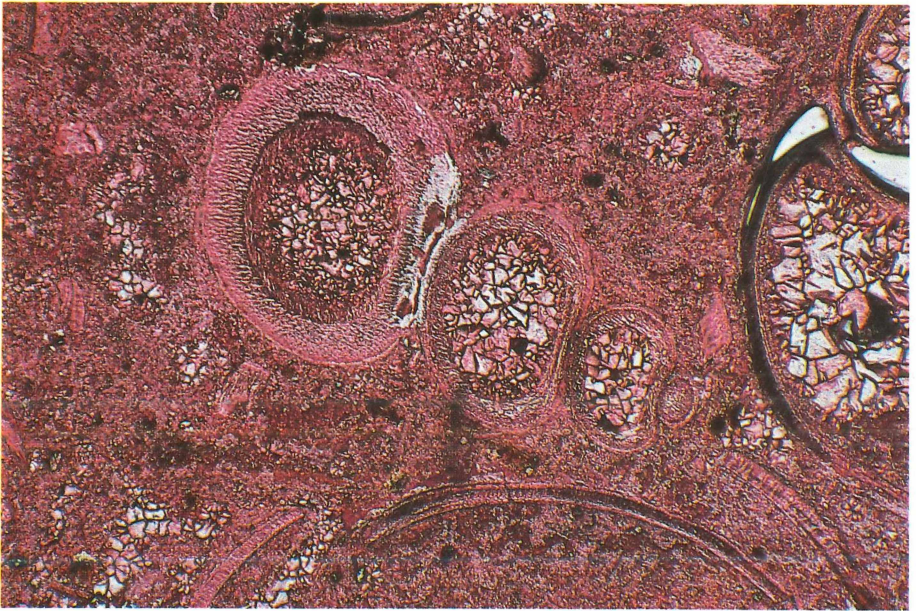
Taf. 1a: Hydrobien, Ostracoden und Algenreste in mikritischer Matrix. Die Fossilshalen sind z. T. zerdrückt und mit blockigem Zement gefüllt. Probe 16D4. Gefärbter Folienabzug. 98,5x



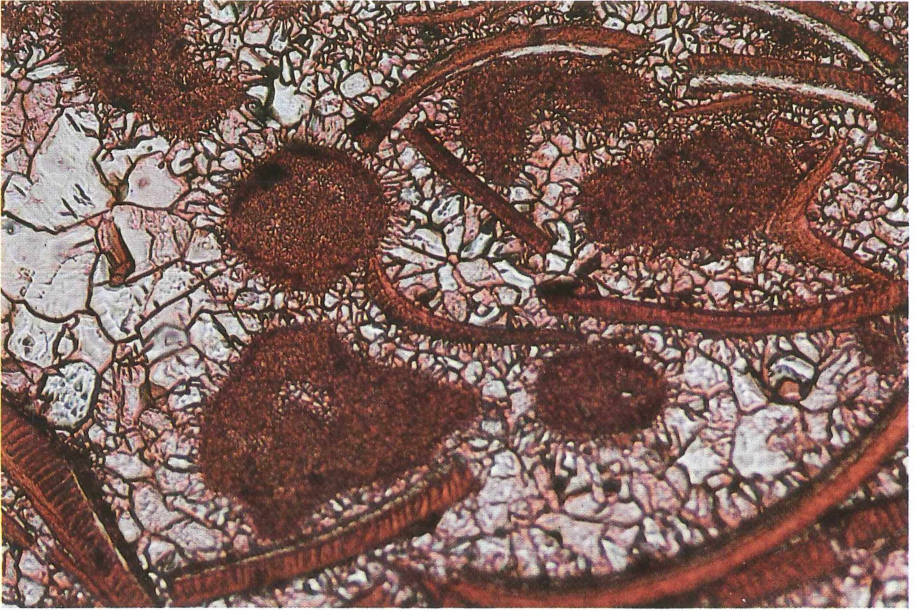
Taf. 1b: Hydrobienschale in mikritischer Matrix. Innerhalb der Schale liegen Ostracoden und mikritische Pelloide. Die dünnshaligen Ostracoden sind z. T. mit Rindenzement (Zement A) überzogen. Blockiger Zement füllt den übrigen Hohlraum. Probe 4D24. Gefärbter Folienabzug. 98,5x



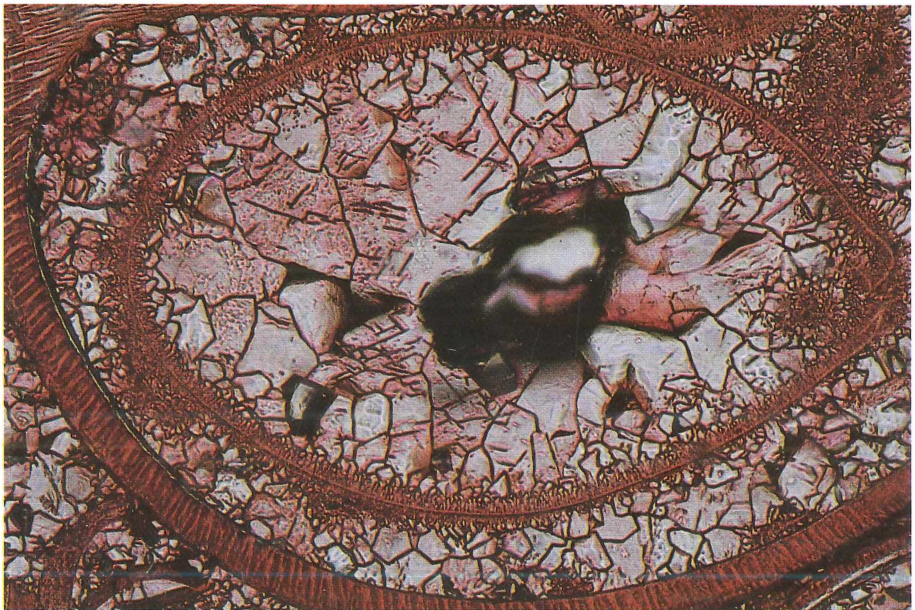
Taf. 2a: Hydrobienschalen-Bruchstücke in mikrosparitischer Umgebung. Die Schalenbruchstücke sind z. T. mit Mikritrinden überzogen: Anfangsstadium der Mikritisierung. Ein Teil der Schalen weist noch Primärstrukturen auf. Probe 4D24. Gefärbter Folienabzug, 98,5x



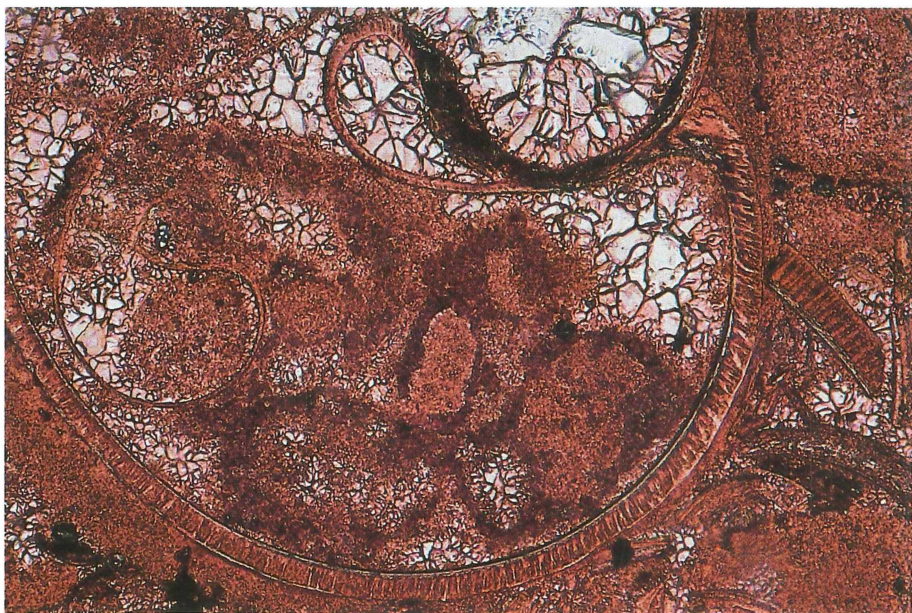
Taf. 2b: Hydrobienschalen in mikritischer Matrix. Der Mikrit ist z. T. durch Sammelkristallisation in Mikrospatit umgewandelt. Die Zentren der Schalenhohlräume sind durch blockigen Zement gefüllt, wobei die Kristallgröße von außen nach innen zunimmt. Die Fossilisshalen zeigen noch die primären Strukturen. Probe 4D24. Gefärbter Folienabzug, 98,5x



Taf. 3a: Schalenbruchstücke und Pelloide in einem Hydrobiengehäuse. Die mikritischen Pelloide sind mit Rindenzement (Zement A) umhüllt. Blockiger Zement verfüllt den übrigen Hohlraum. Probe 4E5. Gefärbter Folienabzug, 156x



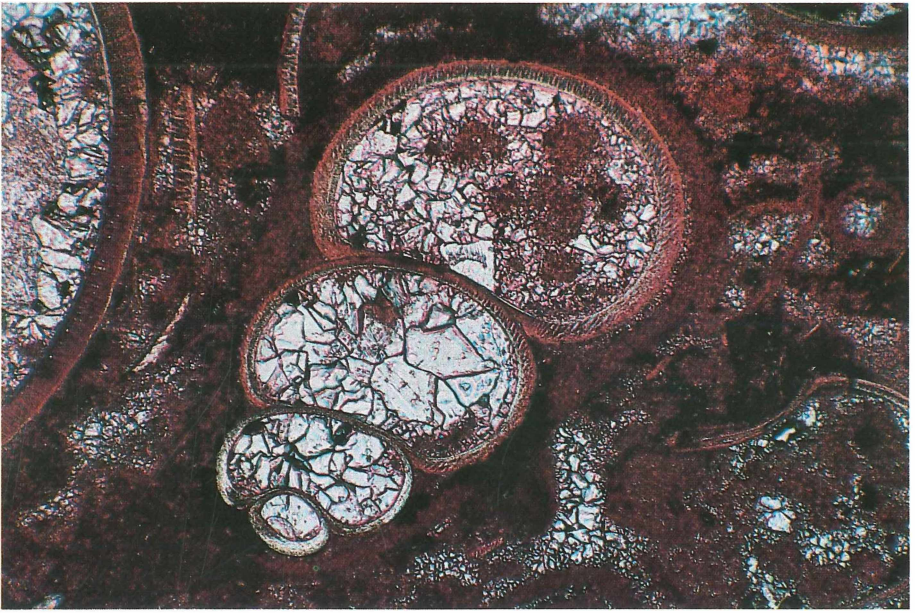
Taf. 3b: Ein Ostracodengehäuse in einem Hydrobiengehäuse. Die Hydrobienschale weist primäre Strukturen und einen scharfen Kontakt zu blockigem Zement auf, dagegen ist die Ostracodenschale umgewandelt und mit Rindenzement (Zement A) überzogen. Blockiger Zement verfüllt zum größten Teil den übrigen Hohlraum, wobei die Kristallgröße von außen nach innen zunimmt. Probe 4E5. Gefärbter Folienabzug, 156x



Taf. 4a: Hydrobienschale mit Peloiden, die z. T. in Mikrospatrit umkristallisiert sind. Teilweise enthalten sie Mikritrinden. Der obere Hohlraum der Hydrobienschale ist mit blockigem Zement verfüllt. Die Hydrobienschale weist z. T. noch Primärstrukturen auf. Die Anreicherung der Peloiden im unteren Teil des Schalenhohlraums belegt ein Geopetalgefüge. Probe 4E5. Gefärbter Folienabzug, 156x



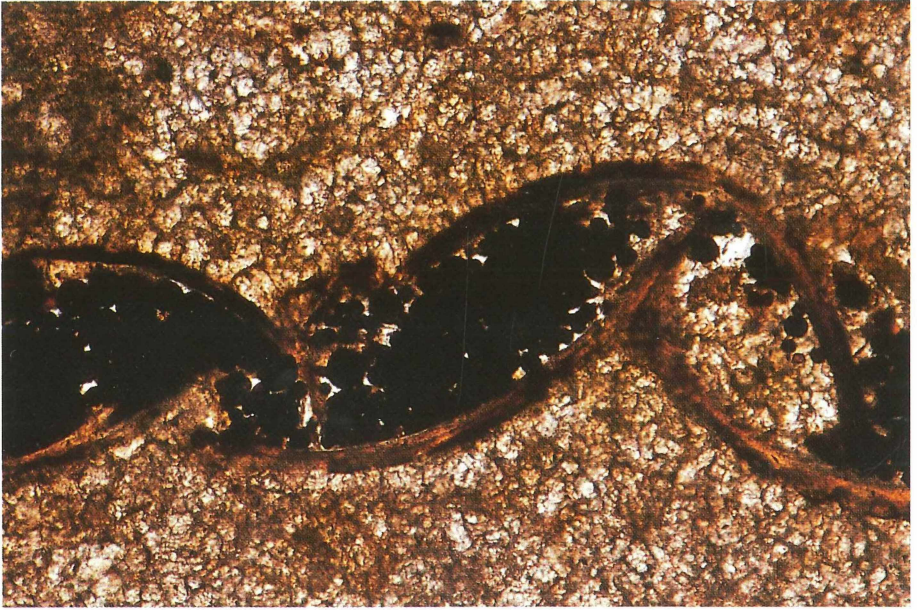
Taf. 4b: Hydrobienschalen in Sparit. Die Hydrobienschalen sind z. T. umkrustet (Mikritrinden) und ihre Hohlräume meist von blockigem Zement ausgefüllt. Probe 4E16. Gefärbter Folienabzug, 39x



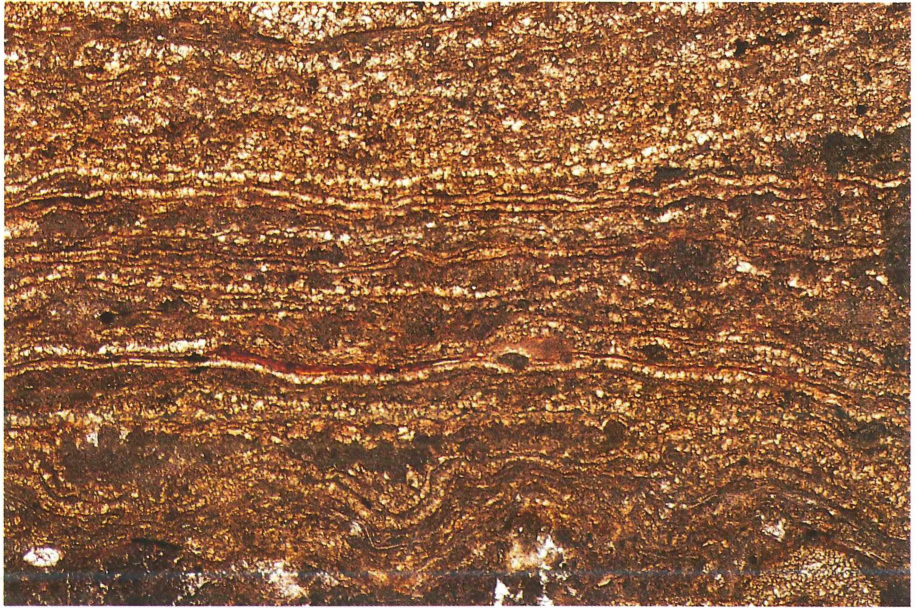
Taf. 5a: Umkrustete Hydrobienschale in mikritischer Matrix (micritic envelope). Im unteren Teil des Schalenhohlraums sind mikritische Pelloide zu erkennen, die von Rindenzement umgeben sind. Der übrige Hohlraum ist von blockigem Zement erfüllt. Probe 4E16. Gefärbter Folienabzug. 98,5x



Taf. 5b: Hydrobienschale mit noch erhaltenen Primärstrukturen. Am oberen Außenrand sind Cyanobakterien-„Anbohrungen“ zu erkennen. Innerhalb der Schale liegen Algen- und Pelloidreste, die von Rindenzement umgeben sind. Rindenzement umhüllt auch die Innenwand des Hohlraums. Der übrige Hohlraum wird von blockigem Zement erfüllt. Probe 4E16. Gefärbter Folienabzug. 156x



Taf. 6a: Zerdrückte Hydrobienschalen mit primärem Hohlraum, in den organische Substanz migriert ist: Sekundär entstandene, schwarze Bitumenkügelchen mit Durchmessern von 20 – 40 μm . Probe 13F19. Nicht gefärbter Dünnschliff. 156x



Taf. 6b: Bio(Cyanobakterien)-Laminite. Die braunen Mikritlagen sind 10 bis 20 μm , die hellen Mikrosparit- bis Sparitlagen 40 μm bis mehrere mm dick. Die dünne Lage aus rötlichbrauner organischer Substanz in Bildmitte ist vermutlich der Rest einer Cyanobakterienmatte. Im unteren Bildteil und an der unteren Bildkante vermutlich kleine Stromatolithen. Probe 13F19. Nicht gefärbter Dünnschliff. 39x

5.3.2 Dolomit, Dedolomit – früh- bis spätdiagenetisch

Mit Fragen der Dolomitbildung im Zusammenhang mit den derzeit weit akzeptierten Entwicklungsmodellen, früh- und spätdiagenetischer Entstehung oder Kristallisation im marinen und kontinentalen Bereich haben sich in den letzten Jahren viele Autoren beschäftigt. Es wird daher auf die Übersichten von FLÜGEL (1978, 1982), LARSEN & CHILINGAR (1979), ZENGER, DUNHAM & ETHINGTON (1980), MORROW (1982a, b), LAND (1983), JAMES & CHOQUETTE (1984), MACHEL & MOUNTJOW (1986, 1987), STOESELL (1987), HARDIE (1987, 1988), SIBLEY & GREGG (1987), GIVEN & WILKINSON (1987, ZENGER (1988), SASS & BEIN (1988), SHUKLA & BAKER (1988) sowie auf FÜCHTBAUER & RICHTER in FÜCHTBAUER (1988) verwiesen. Mit der Dolomitisierung miozäner Karbonate am Golf von Suez haben sich CONIGLIO et al. (1988) beschäftigt.

In den Hydrobien-Schichten des Raumes Budenheim wurde Ca-Dolomit in mehreren Horizonten nachgewiesen. Auch in Cyanobakterien-Bindstones tritt er auf (vgl. Tab. 1 und 2). Er ist mikrokristallin und in der Matrix mit Mg-Calcit verwachsen. Die Dolomitisierung erfolgte frühdia-genetisch im unverfestigten Kalkschlamm. Über die Art der Dolomitbildung, d. h. ob es eine Mischwasser-, peritidal-evaporitische oder eine kontinentale Dolomitbildung ist, kann ohne weitergehende Untersuchungen noch nichts ausgesagt werden.

5.3.3 Kalkknollen – früh- bis spätdiagenetisch

In einzelnen Horizonten (Kalkknollenhorizont) treten unverfestigte Gesteinspartien auf, die lateral in verfestigte Kalkknollen übergehen. Während die Kalkknollen fast nur aus Calcit bestehen, sind in den unverfestigten Gesteinspartien Ca-Dolomit und Mg-Calcit gegenüber den Kalkknollen angereichert. Die in Knollenform vorliegenden Kalksteine sind Lime-Mudstones bis Wackestones. Wenn man von primärem Mg-Calcit und frühdia-genetischem Ca-Dolomit ausgeht, müssen Calcitisierung und Dedolomitisierung zur Knollenbildung während der späteren Frühdia-genese beigetragen haben. Diese Vorgänge erfaßten nicht die gesamten Horizonte, sondern nur bestimmte, lateral begrenzte Abschnitte. Damit wird belegt, daß spezielle Diagenese-Prozesse nur einzelne Horizonte betroffen haben.

5.3.4 Selektive Lösungsvorgänge (Sekundär-Porosität) – spätdiagenetisch

Aggressive deszendente Wässer, die entlang von Klüften durchsickerten, haben zur Entstehung von kleinen und kleinsten Karsthohlräumen beigetragen. Dieses Phänomen wurde in Profil III (STAPF & HARTMANN 1981) beobachtet.

5.4 Bitumen-Migration

Ein weiteres Phänomen der Diagenese ist die Migration von organischer Substanz (Bitumen) aus der mikritischen Matrix in Hohlräume und deren Akkumulation zu Kügelchen, die 20 – 40 μm groß sind (Taf. 6a). Wahrscheinlich spielte die organische Substanz, die in manchen Horizonten einen Anteil bis zu 8 % erreicht (mdl. Mitt. Bartels, Kiel) und die in der Matrix fein verteilt ist, eine wichtige Rolle als hemmender Faktor während der Diagenese.

6. Literaturverzeichnis

- AFAJ, A. (1983): Bestimmung der Salinitätsfazies an einigen Profilen im Kalkteriär des Mainzer Beckens (Oberoligozän-Miozän) auf der Basis von geochemischen Untersuchungen, insbesondere von Isotopenverhältnissen ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) an Mollusken-Schalen.- Diss., 165 S., 67 Abb., 2 Tab., Mainz
- BEST, G. (1975): Feinstratigraphie der Hydrobien-Schichten (Untermiozän, Mainzer Becken).- *Mainzer geowiss. Mitt.*, 4: 75-138, 18 Abb., 4 Tab., 5 Taf., Mainz
- CHAFETZ, H. S.; MCINTOSH, A. G. & RUSH, P. F. (1988): Freshwater phreatic diagenesis in the marine realm of Recent Arabian Gulf carbonates.- *J. sediment. Petrol.*, 58 (3): 433-440, 6 Abb., Tulsa/OK
- CHAFETZ, H. S.; WILKINSON, B. H. & LOVE, K. M. (1985): Morphology and composition of nonmarine carbonate cements in nearsurface settings.- In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P. M. (Ed.): Carbonate Cements.- Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. Nr. 36: 337-347, 15 Abb., Tulsa/OK
- CHOQUETTE, Ph. & PRAY, L. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 54: 207-250, 13 Abb., 3 Tab., Tulsa/OK
- CONIGLIO, M.; JAMES, N. P. & AISSAOUI, D. M. (1988): Dolomitization of Miocene carbonates, Gulf of Suez, Egypt.- *J. sediment. Petrol.*, 58 (1): 100-119, 16 Abb., 2 Tab., Tulsa/OK
- CORRENS, C. W. (1968): Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrographie).- 2. Aufl., 459 S., Berlin u. a.: Springer
- DOEBL, F. & TEICHMÜLLER, R. (1979): Zur Geologie und heutigen Geothermik im mittleren Oberrhein-Graben.- *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 27: 1-17, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Krefeld
- DOEBL, F. et al. (1972): Ein „Auitan“-Profil von Mainz-Weisenau (Tertiär, Mainzer Becken).- Mikrofaunistische, sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen zu seiner Gliederung.- *Geol. Jb. A* 5: 1-141, 4 Abb., 13 Taf., Hannover
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- In: HAM, W. E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. A Symposium.- *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 1: 108-121, 7 Taf., Tulsa/OK
- EMBRY III, A. F. & KLOVAN, J. E. (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones.- *Geol. Rundschau*, 61: 672-686, 10 Abb., Stuttgart
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.- *Sediment-Petrologie*, Teil III, 378 S., 133 Abb., 55 Tab., Stuttgart: Schweizerbart
- FALKE, H. (1960): Rheinhessen und die Umgebung von Mainz.- *Sammlung geol. Führer*, 38, 156 S., Berlin.
- FALKE, H. (1965): Das Aquitan im Ostplateau des nördlichen Rheinhessen.- *Senckenb. leth.*, 46a (Weiler-Festschrift): 61-84, 3 Fig., 4 Tab., Frankfurt a. M.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S., Berlin u. a.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones.- 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf., Berlin u. a.: Springer
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones.- *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 43: 1-38, 41 Abb., Tulsa/OK
- FRIEDMAN, G. M. (1964): Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.- *J. sediment. Petrol.*, 34: 777-813, 53 Abb., Tulsa/OK
- FÜCHTBAUER, H. (Ed., 1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- *Sediment-Petrologie*, Teil II, 4. Aufl., 1141 S., 660 Abb., 113 Tab., Stuttgart: Schweizerbart
- GIVEN, R. K. & WILKINSON, B. H. (1987): Dolomite abundance and stratigraphic age: Constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation.- *J. sediment. Petrol.*, 57 (6): 1068-1078, 4 Abb., 2 Tab., Tulsa/OK

- D. HARTMANN & K. STAPP: Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten
- HARDIE, L. A. (1987): Dolomitization: a critical view of some current views.- J. sediment. Petrol., 57: 166-183, 8 Abb., Tulsa/OK
- HARDIE, L. A. (1988): Dolomitization: a critical view of some current views - reply.- J. sediment. Petrol., 58 (1): 164, Tulsa/OK
- HARRIS, P. M.; KENDALL, Chr. G. St. C. & LERCHE, I. (1985): Carbonate cementation - a brief review.- In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P. M. (Ed.): Carbonate Cements.- Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. No. 36: 79-95, 8 Abb., Tulsa/OK
- HARTMANN, D. (1980): Lithostratigraphie, Mikrofazies, Geochemie und Diagenese der Hydrobien-Schichten im Steinbruch Budenheim bei Mainz (Aquitain des Mainzer Becken).-Dipl.-Kartierung und Dipl.-Arbeit, 126 S., 93 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Mainz
- HERRMANN, Th. & KOCH, R. (1985): Auftauchphasen und Süßwasser-Zementation in den Oberen Cerithien-Schichten (Aquitain) des Mainzer Becken.- Münchner geowiss. Abh., (A)6: 51-74, 7 Abb., 5 Taf., München
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (1984): Diagenesis. 9. Limestones - the meteoric diagenetic environment.- Geosci. Canada, 11: 161-194, Toronto/Ont.
- KAWASH, A. (1974): Feingliederung der Hydrobien-Schichten (Aquitain, Unter miozän, Mainzer Becken) im weiteren Stadtgebiet von Mainz auf der Basis der Mikrofauna (Ostrakoden und Foraminiferen) unter Erfassung terrestrischer Einflüsse.- Diss., 160 S., 11 Abb., 6 Tab., 7 Taf., Mainz
- KLUPSCH, N. (1979): Sedimentology and Diagenesis of Lower Miocene Carbonates (New Quarry of the Heidelberger Portland Zementwerke at Mainz-Weisenau, Mainz Basin, West-Germany).- M. Sc. thesis, 100 S., 50 Abb., 3 Taf., Swansea
- KLUPSCH, N. (1983): Carbonate Facies and Paleogeography of the Upper Cerithien-Schichten and Corbicularschichten (Tertiary, Mainz Basin, West Germany).- PhD thesis, 285 S., 78 Abb., 34 Tab., Swansea
- KOCH, R. (1975): Untersuchungen über die Bildung und Erhaltung von Mg-Calcit und Aragonit in den basalen Hydrobien-Schichten (Tertiär, Mainzer Becken) anhand zweier ausgewählter Profile.- Dipl.-Arbeit, Heidelberg
- KOCH, R. & ROTHE, P. (1985): Recent meteoric diagenesis of Miocene Mg-calcite (*Hydrobia* Beds, Mainz Basin, Germany).- Facies, 13: 271-286, 9 Abb., Taf. 35, Erlangen
- LAND, L. S. (1983): Dolomitization.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Education Course Note Ser., No. 24, 20 S., 7 Abb., Tulsa/OK
- LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Ed., 1979): Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks.- Developments in Sedimentology, 25 A, 579 S., zahlr. Abb., Amsterdam
- LONGMAN, M. W. (1981): Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps (with examples from the Williston Basin).- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Education Course Note Ser. No. 21, 159 S., 70 Abb., 4 Tab., Tulsa/OK
- MACHEL, H.-G. & MOUNTJOY, E. W. (1986): Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal.- Earth Sci. Rev., 23: 175-222, 16 Abb., Amsterdam
- MACHEL, H.-G. & MOUNTJOY, E. W. (1987): Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal (reply).- Earth Sci. Rev., 24: 213-215, Amsterdam
- MORROW, D. W. (1982a): Diagenesis 1. Dolomite - Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation.- Geosci. Canada, 9: 5-13, 8 Abb., Toronto/Ont.
- MORROW, D. W. (1982b): Diagenesis 2. Dolomite - Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones.- Geosci. Canada, 9: 95-107, 8 Abb., Toronto/Ont.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The „Karbonat-Bombe“, a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils, and other materials.- N.Jb. Miner. Mh., 1971 (10): 466-469, Stuttgart
- REIJERS, T. J. A. & HSU, K. J. (1986): Manual of Carbonate Sedimentology: A Lexicographical Approach.- 302 S., zahlr. Abb., London: Acad. Press
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken.- Sammlung geol. Führer, 79, 203 S., Berlin-Stuttgart: Borntraeger.

D. HARTMANN & K. STAPF: Mikrofazies, Genese und Diagenese von Lagunen-Sedimenten

- ROTHE, P.; HOEFS, J. & SONNE, V. (1974): The isotopic composition of Tertiary carbonates from the Mainz Basin: an example of isotopic fractionation in „closed basins“. - *Sedimentology*, **21**: 373-395, 6 Abb., Oxford
- SASS, E. & BEIN, A. (1988): Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. - In: SHUKLA, V. & BAKER, P. A. (Ed.): *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. - Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **43**: 223-233, 7 Abb., Tulsa/OK
- SCHÄFER, K. A. (1970): Zur Klassifikation der bioklastischen Karbonatgesteine des Unteren Hauptmuschelkalks in Baden-Württemberg. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1970**: 102-116, 5 Abb., 3 Tab., Stuttgart
- SCHNEIDER, J. (1977): Carbonate construction and decomposition by epilithic and endolithic microorganisms in salt- and freshwater. - In: FLÜGEL, E. (Ed.): *Fossil Algae. Recent Results and Developments*: 248-260, 4 Abb., 3 Taf., Berlin u. a.
- SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P. M. (Ed., 1985): *Carbonate Cements*. - Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **36**, 379 S., zahlr. Abb., Tulsa/OK
- SCHOLLE, P. A. (1978): A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements and Porosities. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **27**: 241 S., zahlr. Abb., Tulsa/Okla.
- SHUKLA, V. & BAKER, P. A. (Ed., 1988): *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. - Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **43**, 266 S., zahlr. Abb., Tulsa/OK
- SIBLEY, D. F. & GREGG, J. M. (1987): Classification of dolomite rock textures. - *J. sediment. Petrol.*, **57**: 955-963, 11 Abb., Tulsa/OK
- STAPF, K. R. G. (1988): Zur Tektonik des westlichen Rheingrabenrandes zwischen Nierstein am Rhein und Wissembourg (Elsaß). - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F. **70**: 399-410, 1 Abb., Stuttgart.
- STAPF, K. R. G. (im Druck): Kalkalgen-Cyanobakterien-Riffe in den Hydrobien-Schichten des Mainzer Beckens (Untermiozän). - *Geol. Jb.*, **A 110**, Hannover
- STAPF, K. R. G. & HARTMANN, D.: (1981): Zur Stratigraphie und Fazies der Hydrobien-Schichten im Steinbruch Budenheim bei Mainz (Tertiär, Unter-Miozän, Mainzer Becken). - *Mitt. POLLI-CHIA*, **69**: 82-108, 31 Abb., 1 Tab., Bad Dürkheim
- STOESSSEL, R. K. (1987): Chemistry and environments of dolomitization – a reappraisal (discussion). - *Earth Sci. Rev.*, **24**: 211-212, Amsterdam
- TAN, C. L. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen in Karbonatgesteinen der Hydrobien-Schichten (Aquitän) des nördlichen Mainzer Beckens (Steinbruch Budenheim). - *Oberrhein. geol. Abh.*, **21**: 87-105, 12 Abb., Karlsruhe
- ZENGER, D. H. (1988): Dolomitization: a critical view of some current views – discussion. - *J. sediment. Petrol.*, **58** (1): 162-164, Tulsa/OK
- ZENGER, D. H.; DUNHAM, J. B. & ETHINGTON, R. L. (Ed., 1980): *Concepts and Models of Dolomitization*. - Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **28**, 320 S., zahlr. Abb., Tulsa/OK

(Skript fertiggestellt am 15. 12. 1988)

Anschriften der Autoren:

*Daniel Hartmann, Dipl.-Geol.,
Geological Institute, Univ. of Aarhus, Ny Munkegade, Building 520, DK-8000 Aarhus C.*

*Dr. Karl Stapf,
Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21,
Postfach 3980, 6500 Mainz*