Mitt. POLLICHIA	88	7–113	23 Abb.	14 Tab.	Bad Dürkheim 2001
					ISSN 0341-9665

Karl R. G. Stapf

Mikrofazies und Geochemie der Altenglaner Kalksteine (Altenglan-Formation, Rotliegend, Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)

Kurzfassung

Stapf, K.R.G. (2001): Mikrofazies und Geochemie der Altenglaner Kalksteine (Altenglan-Formation, Rotliegend, Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland).– Mitt. POLLICHIA, **88**: 7 - 113, Bad Dürkheim

Die mikrofaziellen Untersuchungen ergaben als Mikrofaziestypen Detritus-Kalksteine [nach Dunham (1962), Embry & Klovan (1972)] rudstones bis floatstones, grainstones bis packstones; Mikrit-Kalksteine (calci-mudstones nach Wright 1992) sowie Cyanobakterien-Kalksteine [nach Dunham (1962), Embry & Klovan (1972)] bindstones (Stromatolithen).

Bei den röntgendiffraktometrischen Analysen wurden Mg-Calcite, Dolomite und Ankerite neben den üblichen Quarzen, Feldspäten, Glimmern, Chloriten und Tonmineralen nachgewiesen. Durch die geochemischen Untersuchungen ergaben sich einerseits zyklische Schwankungen des Karbonatgehalts innerhalb des Profils, andererseits bemerkenswerte regionale Variationen. Dabei gehen die absoluten Karbonatgehalte nicht selten auf >90 % hoch. Davon beansprucht zuweilen Mg ca. 1/3. Bei der regionalen Verteilung des Karbonatgehalts fällt auf, dass $CaCO_3$ von SW nach NE innerhalb des Saar-Nahe-Beckens ansteigt, um im Raum Altenglan ein Maximum zu erreichen. Im Gebiet der Pfälzer Kuppeln sinkt es stark ab und steigt nach NE wieder an. Beim $MgCO_3$ liegen die Verhältnisse genau umgekehrt. Diese Befunde lassen auf einen Untiefenbereich der fossilen Seen im Gebiet der Pfälzer Kuppeln schließen. Untermauert wird dies durch die auffällige Konzentration der Stromatolithen ebenfalls im Gebiet der Pfälzer Kuppeln. In rezenten Seen treten Stromatolithen vor allem im Ufer- und anschließenden Flachwasserbereich auf. Die Altenglaner Kalksteine repräsentieren mehrere fossile Seen. Ursprünglich waren es biochemisch gebildete Kalkgyttjen.

Abstract

STAPF, K.R.G. (2001): Mikrofazies und Geochemie der Altenglaner Kalksteine (Altenglan-Formation, Rotliegend, Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland

[Microfacies and geochemistry of the Altenglan limestones (Altenglan Formation, Rotliegend, Saar-Nahe Basin (SW-Germany)].– Mitt. POLLICHIA, **88**: 7 - 113, Bad Duerkheim

As the results of the microfacial investigations the following microfacies types were found: detrital limestones [after DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972)] rudstones to floatstones, grainstones to packstones; micritic limestones (calci-mudstones after WRIGHT 1992) as well as cyanobacterial limestones [after DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972)] bindstones (stromatolites).

By the x-ray diffractometric analyses the following minerals were proved: high Mg calcites, dolo-mites and ankerites beside the common quartzes, feldspars, micas and clay minerals. The geochemical investigations resulted in cyclic fluctuations of the carbonate content within the profile on the one hand and its remarkable regional variation on the other hand. The absolute carbonate contents often increase to >90 %. Sometimes the Mg content reaches a third of the absolute carbonate content. According to the regional distribution it can be noticed that the $CaCO_3$ increases from the SW to the NE within the Saar-Nahe Basin and reaches a maximum value in the region of Altenglan. In the area of the Palatinate domes the $CaCO_3$ decreases rapidly and increases again to the NE of the basin. The regional distribution of the $MgCO_3$ appears in the opposite sense.

These results allow the conclusion that there were shallow parts in the fossil lakes in the area of the Palatinate domes. This is supported by the remarkable concentration of stromatolites also in the area of the Palatinate domes. In recent lakes stromatolites occur also in their near shore parts and in the following shallow water body. The Altenglan limestones represent several fossil lakes. Originally they were biochemical built lime gyttjas.

Résumé

STAPF, K.R.G. (2001): Mikrofazies und Geochemie der Altenglaner Kalksteine (Altenglan-Formation, Rotliegend, Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland

[Microfaciès et géochimie des calcaires d'Altenglan (Formation d'Altenglan, Rotliegend, bassin de la Sarre-Nahe (Allemagne du Sud-Ouest)].– Mitt. POLLICHIA, **88**: 7 - 113, Bad Durkheim

Les analyses ont révélé comme type de microfaciès des calcaires détritiques [après DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972)] rudstones jusqu'aux floatstones, des grainstones jusqu'aux packstones; des calcaires micritiques (calci-mudstones après WRIGHT 1992) ainsi que des calcaires cyanobactériens [après DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1972)] bindstones (des stromatolites). Au cours des analyses par diffraction X, des calcites riches en Mg, des dolomites et des ankérites ont pu être mis en évidence à côté des habituels quartz, des feldspaths, des micas, des chlorites et des minéraux argileux. Les analyses géochimiques ont mis en évidence d'une part des fluctuations cycliques de la teneur en carbonate au sein de la coupe et d'autre part des variations régionales remarquables. Ainsi les teneurs en carbonate dépassent souvent les 90 %. Le Mg en représente déjà 1/3. En ce qui concerne la répartition régionale, il est frappant de voir que la teneur en $CaCO_3$ augmente du sud-ouest vers le nord-est au sein du bassin de la Sarre-Nahe pour atteindre un maximum dans la région d'Altenglan. Dans la région des dômes palatins, elle diminue pour augmenter à nouveau vers le nord-est. En ce qui concerne la teneur en $MgCO_3$, c'est complètement l'inverse. Ces observations révèlent une région de faibles profondeurs des lacs fossiles dans la région des dômes palatins. Ceci est étayé par la présence d'une concentration remarquable des stromatolites également dans la région des dômes palatins. Dans les lacs récents les stromatolites se trouvent surtout au bord et dans le domaine d'eau plate qui suit. Les calcaires d'Altenglan représentent plusieurs lacs fossiles. A l'origine, c'était une formation biochimique de gyttjas calcaires.

Inhaltsverzeichnis

Seite

1 Einleitung ... 10
2 Die Karbonatgesteine der Altenglan-Formation (die Altenglaner Kalksteine) ... 10
2.1 Bemerkungen zur Klassifikation von Karbonatgesteinen ... 10
2.2 Darstellung der makroskopisch erkennbaren Karbonatgesteinstypen ... 12
2.2.1 Detritische Kalksteine (nach Pettijohn 1957 allochthon) ... 12
2.2.1.1 Calcirudite ... 12
2.2.1.2 Calcarenite ... 12
2.2.1.3 Calcilutite ... 14
2.2.2 Cyanobakterien-Kalksteine, speziell Stromatolithe (nach Pettijohn 1957 autochthon) ... 14
2.3 Mikrofazies, Diffraktometrie und Geochemie der untersuchten Karbonatgesteine ... 15
2.3.1 Untersuchungsmethoden ... 15
2.3.2 Ergebnisse der modalanalytischen Dünn- und Anschliffuntersuchungen (Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse) ... 20
2.3.2.1 Schliffe aus dem Kalksteinpaket 1 ... 20
2.3.2.2 Schliffe aus dem Kalksteinpaket 2 ... 35
2.3.2.3 Schliffe aus dem Kalksteinpaket 3 ... 44
2.3.2.4 Schliffe aus dem Kohlenflözpaket ... 49
2.3.3. Ergebnisse der röntgendiffraktometrischen Untersuchungen ... 53
2.3.3.1 Calcite ... 54
2.3.3.2 Dolomite ... 54
2.3.3.3 Ankerite ... 55
2.3.4 Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen ... 59
2.3.4.1 Das Verhalten des Ca- und MgCO3-Anteils und das Ca/Mg-Verhältnis ... 68
2.3.4.2 Das Verhalten der Spurenelemente Sr und B ... 71
2.3.4.3 Untersuchung der organischen Substanz ... 77
2.3.5 Die mikrofaziellen Karbonatgesteinstypen und ihr regionales Verhalten 78
2.3.5.1 Detritus- bis Mikrit-Kalksteine ... 78
2.3.5.2 Dolosparit-Kalksteine ... 84
2.3.5.3 Pellet-Kalksteine ... 84
2.3.5.4 Onkolithe ... 84
2.3.5.5 Cyanobakterien-Kalksteine (Mikrobialithe) ... 85
2.3.5.6 Dolomit- bis Ankeritsteine („Dolosteine") ... 91
3 Bemerkungen zur Genese der Altenglan-Formation, vor allem der Altenglaner Kalksteine ... 91
4 Zusammenfassung ... 95
5 Literaturverzeichnis ... 97

1 Einleitung

Im Saar-Nahe-Becken als größtem der intermontanen, mitteleuropäischen Permokarbon-Becken wird eine kontinentale Sedimentation im höchsten Ober-Karbon und Unter-Perm mit einer Vielzahl von Faziesräumen dokumentiert. Diese Faziesräume sind durch entsprechende Sedimente charakterisiert, zu denen vor allem fluviatile Ablagerungen mit Deltabildungen und lakustrine Gesteine gehören. Daneben sind Schwemmfächer- und Sabcha-Sedimente vertreten, die vor allem an den Beckenrändern und den anschließenden Bereichen ausgebildet sind.

Es darf jedoch nicht verschwiegen werden, dass an der Beckenfüllung auch noch andere Gesteine, nämlich Vulkanite, Intrusivgesteine und Pyroklastite in z. T. erheblicher Mächtigkeit beteiligt sind.

Unter der erstgenannten Sedimentgruppe der fluviolakustrinen Sedimente haben in den letzten Jahren besonders die lakustrinen Ablagerungen eine große Bedeutung erlangt, da sie Seen kennzeichnen, die sich vorwiegend durch Größe, Dauer der Existenz, Bildungsmilieu und Fazies unterscheiden (CLAUSING 1998). Sie wurden mehrfach sowohl überblicksmäßig als auch detailliert sedimentpetrographisch untersucht (SCHÄFER 1986, SCHÄFER & KORSCH 1998). Die Mehrzahl der Untersuchungen der jüngeren Vergangenheit konzentrierte sich dabei auf paläoökologische Aspekte, die vor allem durch die Untersuchung der häufigen und charakteristischen Schwarzpelite ergründet werden konnten (BOY 1994, SCHÄFER et al. 1990). Die nächstwichtige Gruppe lakustriner Sedimente sind die Karbonatgesteine, die im Saar-Nahe-Becken erstmals von STAPF (1970) detailliert untersucht wurden und nicht, wie CLAUSING (1990) behauptete, von ihm selbst 1988. In der erwähnten Arbeit von STAPF (1970), die als Pionierarbeit gelten kann, wurden neben den mikrofaziellen auch erstmals umfangreiche, geochemische Untersuchungen von lakustrinen Karbonatgesteinen des Saar-Nahe-Beckens durchgeführt, die interessante genetische Schlussfolgerungen erlaubten.

2 Die Karbonatgesteine der Altenglan-Formation (die Altenglaner Kalksteine)

2.1 Bemerkungen zur Klassifikation von Karbonatgesteinen

Bei einer Bearbeitung der in der Altenglan-Formation auftretenden Karbonatgesteine, auf die sich der Verf. bei den Labor- und mikroskopischen Untersuchungen konzentrierte, erhob sich selbstverständlich zuerst die Frage nach der anzuwendenden Nomenklatur. Wie aus den Zusammenstellungen von HAM (1962), BAISERT (1967) und CHILINGAR et al. (1967a) hervorgeht, existieren etwa 40 bis 45 verschiedene Klassifikationen, zwischen denen man wählen kann. Die Einteilungsprinzipien der Mehrzahl aller Karbonatgesteinsklassifikationen basieren, wie BAISERT (1967) betonte, auf Mineralbestand, Gefüge, Genese und chemischen Kriterien. Den Klassifikationen, die auf dem Mineralbestand eines Karbonatgesteins aufbauen, gebührt nach Ansicht des Verf. der Vorzug, da sie deskriptiv sind und aufgrund reproduzierbarer Messungen zu ihren Aussagen gelangen. Dies stimmt völlig mit der Tendenz aus anderen Gesteinsgruppen überein (z. B. bei den Magmatiten), wo moderne Klassifikationen ebenfalls den Mineralbestand der betreffenden Gesteine zugrundelegen.

Als Nomenklaturgrundlage diente ein eigener Entwurf aus den Nomenklaturdiagrammen von ARNOLD (1953), FÜCHTBAUER (1959, 1988) und BERNSTEIN (1961), der es erlaubte, nach einigen Ca-Mg-Testuntersuchungen die grobe Einstufung der Gesteine in die Kalk-, Sand- oder Tonsteingruppe vorzunehmen (s. Abb. 1, S. 11).

Bei der Geländeansprache wurden dann zur Kennzeichnung der makroskopisch erkennbaren Karbonatgesteinstypen die geläufigen (allerdings genetischen), auf GRABAU (1904) zurückgehenden Begriffe von PETTIJOHN (1957) benutzt:

1. Detritische (allochthone) Kalksteine:
   Calcirudite (Korndurchmesser >2 mm),
   Calcarenite (Korndurchmesser 2 mm - 63 µm),
   Calcilutite (Korndurchmesser <63 µm)
2. Autochthone Kalksteine, z.B. Cyanobakterien-Kalksteine.

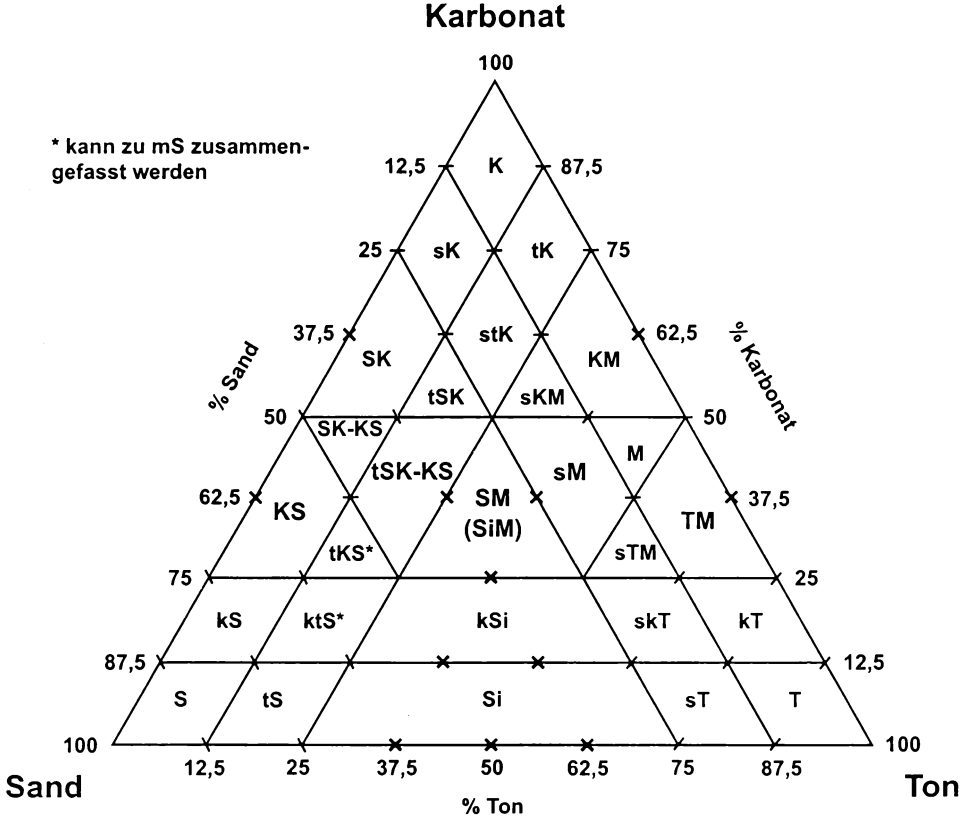


Abb. 1 Nomenklatur-Diagramm Sand-Ton-Karbonat. Eigener Entwurf aus FÜCHTBAUER (1959, 1988) und BERNSTEIN (1961)

Zur Kennzeichnung der mikrofaziellen Karbonatgesteinstypen verwendete der Verf. die Klassifikation von BISSELL & CHILINGAR (1967). In ihr sind Komponentenbezeichnungen vor allem nordamerikanischer Pioniere der Karbonatgeologie (wie FOLK 1959, 1962, LEIGHTON & PENDEXTER 1962) enthalten, die in keiner modernen karbonatpetrographischen Arbeit fehlen dürfen. Gegenüber der international bekannt gewordenen Klassifikation von FOLK (1959, 1962), der man wegen der verwirrenden Gesteinsbezeichnungen nicht ohne Kritik gegenübersteht, besitzt sie den Vorteil, dass sie bei klarem Aufbau für alle Kalksteine gilt (die FOLK'sche s. str. nur für marine). Inzwischen hat sich allerdings weitgehend die Klassifikation von DUNHAM (1962), ergänzt durch EMBRY & KLOVAN (1972), durchgesetzt, obwohl sie fehlerhaft ist (s. „mudstones") und genetische Bezüge aufweist (s. WRIGHT 1992).

Daher wird hiermit unter Verwendung der ins Deutsche übersetzten Kalksteinklassifikation von BISSELL & CHILINGAR (1967) eine modifizierte Kalksteinklassifikation vorgeschlagen (s. Tab. 1, S. 13).

Das Verfahren, zwei Klassifikationen anzuwenden, ist aus der Literatur bekannt (KREBS 1968), stellt aber letztlich doch eine Notlösung dar, da noch kein wirklich umfassendes Klassifizierungssystem für alle Karbonatgesteine bzw. für die Sedimentgesteine existiert. Vorschläge von BAISERT et al. (1967) könnten in dieser Hinsicht richtungweisend sein.

2.2 Darstellung der makroskopisch erkennbaren Karbonatgesteinstypen

2.2.1 Detritische Kalksteine (nach PETTIJOHN 1957 allochthon)

2.2.1.1 Calcirudite

Calcirudite sind innerhalb der Altenglan-Formation relativ weit verbreitet. Sie treten in allen Kalksteinpaketen sowie im Kohlenflözpaket auf. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 50 cm, meistens liegt sie zwischen 10 und 30 cm. Die Calcirudite bestehen bei grauer bis gelbgrauer Färbung aus gerundeten bis eckigen, bis 3 cm durchmessenden Karbonatgesteinsbruchstücken. Daneben tritt nichtkarbonatisches Material auf, d. h. die Calcirudite besitzen einen wechselnden Sand- und Ton-Gehalt. Oft sind die Komponenten in die Schichtung eingeregelt. Sie sind in eine mikro- bis kryptokristalline Matrix eingebettet. Die Schichtung ist meist unregelmäßig, grob bis fein; zuweilen lassen sich Gradierungen erkennen. Ab und zu setzen die Calcirudite plötzlich mit scharfer Unterseite über Calcilutiten ein, manchmal greifen sie auch trichterförmig in die lutitische Unterlage ein. Weiterhin fällt auf, dass sie bis auf eine Ausnahme immer im oberen Teil bzw. am Top von Kalksteinbänken auftreten. Diese Tatsache lässt den Schluss zu, dass es sich bei den Calciruditen um Aufarbeitungshorizonte handelt, wobei der Verf. den Eindruck hat, dass bei ihrer Bildung das erodierte Material noch nicht völlig lithifiziert war.

2.2.1.2 Calcarenite

Calcarenite kommen innerhalb der Altenglan-Formation weniger häufig als Calcirudite vor. Oft sind sie mit diesen vergesellschaftet, d. h. es bestehen Übergänge. Die Calcarenite treten sowohl in den weit durchhaltenden Kalksteinpaketen, als auch in dünnen Kalksteinbänkchen auf. Ihre Mächtigkeit liegt unter 20 cm, meist sogar unter 10 cm. Häufig erscheinen sie als dünne Einlagerungen in mächtigeren Calcilutiten. Ihre Farbe reicht von dunkelgrau bis gelbgrau. An ihrem Aufbau beteiligen sich meist gut gerundete Karbonatgesteinskomponenten, deren Größe oft bei 1 mm Ø liegt. Diese Partikel können dicht gepackt oder lose angesammelt in mikro- bis kryptokristalliner Matrix eingebettet sein. Ebenso wie die Calcirudite besitzen auch die Calcarenite einen

Tab. 1 **Kalksteinklassifikation** nach BISSELL & CHILINGAR (1967) übersetzt und geändert unter Mitverwendung der Anregungen von PETTIJOHN (1957), FLÜGEL & KIRCHMAYER (1962), LEIGHTON & PENDEXTER (1962), SARNTHEIN (1965) und FÜCHTBAUER (1959, 1988)

		Allochthoner Kalkstein					Autochthoner Kalkstein	Chemischer Kalkstein
Komponenten-Matrix-Verh.	%-Gehalt an Komponenten	Detritus	Skeletts	Pellets	Klümpchen	Rinden-Körner	Organische Gerüstbildner	
		Detritus-Kalkstein	Skelett-Kalkstein	Pellet-Kalkstein	Klümpchen-Kalkstein	Oolith, Onkolith	Korallen-, Algen-Kalkstein etc.	Meist anorganisch gebildeter Kalkstein (ohne organische Strukturen): z.B Travertin, Caliche
9/1	90	mikritführender Detritus-Kalkst.	mikritführender Skelett-Kalkst.	mikritführender Pellet-Kalkst.	mikritführender Klümpchen-K.	mikritführender Oolith, Onkolith	mikritführender Korallen-Kalkstein etc.	
	75	mikritreicher Detritus-Kalkst.	mikritreicher Skelett-Kalkst.	mikritreicher Pellet-Kalkst.	mikritreicher Klümpchen-K.	mikritreicher Oolith, Onkolith	mikritreicher Korallen-Kalkstein etc.	
1/1	50	detritusreicher Mikrit-Kalkst.	skelettreicher Mikrit-Kalkst.	pelletreicher Mikrit-Kalkst.	klümpchenr. Mikrit-Kalkst.	ooid-etc.reicher Mikrit-Kalkst.	korallen-etc.reicher Mikrit-Kalkstein	
	25	detritusführend. Mikrit-Kalkst.	skelettführender Mikrit-Kalkst.	pelletführender Mikrit-Kalkst.	klümpchenf. Mikrit-Kalkst.	ooid-etc.führend. Mikrit-Kalkst.	korallen-etc.führender Mikrit-Kalkstein	
1/9	10	Mikrit-Kalkst.	Mikrit-Kalkst.	Mikrit-Kalkst.	Mikrit-Kalkst.	Mikrit-Kalkst.	Mikrit-Kalkstein	

schwankenden Sand-Ton-Gehalt. Die Schichtung ist meistens fein, öfters machen sich Anzeichen einer Lamination bemerkbar, die ab und zu auch ausgebildet ist. Selten kann Gradierung beobachtet werden. Die Calcarenite sind innerhalb der ausgeschiedenen Kalksteinpakete im Gegensatz zu den Calciruditen nicht auf bestimmte Bereiche beschränkt, sondern treten an verschiedenen Stellen in deren Profil auf, wenn auch öfters in Verbindung mit den Calciruditen. In den erwähnten dünnen Kalksteinbänkchen dagegen stellen sie den Hauptmakrofaziestyp dar.

2.2.1.3 Calcilutite

Den am weitesten verbreiteten Typ bilden die Calcilutite. Aus ihnen besteht die Hauptmasse der Kalksteine der Altenglan-Formation. Sowohl in den ausgeschiedenen Kalksteinpaketen, als auch in geringmächtigen Kalksteinbänkchen (außer den oben erwähnten arenitischen) stellen sie den Hauptanteil. Ihre Mächtigkeit schwankt in weiten Grenzen. Sie reicht von wenigen cm bis zu Meterbeträgen. Bei immer vorhandenem, aber wechselndem Gehalt an Bitumen und anderen organischen Substanzen besitzen sie graue Farben in verschiedenen Abstufungen. Die Korngröße ihrer Komponenten ist so klein, dass sie weder mit dem bloßen Auge noch mit der Lupe gesehen werden kann. Deshalb lassen sich makroskopisch darüber keine Angaben machen. Die Schichtung ist ziemlich einheitlich ausgebildet. In den meisten Fällen sind die Calcilutite laminiert. Wo dies nicht der Fall ist, kann immerhin eine Feinschichtung beobachtet werden. Oft sind größere Abschnitte auch schichtungslos. Im Bruch sind die Bänke dann muschelig. Durch häufig anzutreffende Zerstörung primärer Schichtungsmerkmale lassen sich sowohl tierische Besiedlung der ehemaligen obersten Kalkschlammschichten, als auch subaquatische Bewegungen innerhalb des noch plastischen Sedimentpaketes nachweisen. Dies wird belegt durch kleine Störungen, Verfältelungen der Schichtflächen und Mini-Diskordanzen im mm- bis cm-Bereich. Die tierische Besiedlung lieferte zusammen mit den Sedimentationsverhältnissen in einem limnischen Lebensraum, dessen Zeuge die Altenglan-Formation ist, Bilder, die bei bestimmten Typen den von SCHÄFER, W. (1963) aus dem marinen Bereich gezeichneten ähneln. Ob allerdings sowohl limnische als auch marine Erscheinungsformen von ähnlichen Organismen erzeugt werden, lässt sich vorerst nicht entscheiden.

Die geschilderte Schichtung und ihre Merkmale sind sozusagen „bankinterne" Parameter. Im dm- bis m-Bereich weisen die Calcilutite eine Dünn- bis Mittelbankigkeit auf. Die einzelnen Bänke sind durch feine Ton- bzw. Mergellagen getrennt, was bei der Verwitterung herausmodelliert wird. Dickbankigkeit kommt nur sehr selten vor. Offene und nachträglich durch Karbonat- oder Sultatminerale verheilte Klüfte durchziehen das Gestein in unterschiedlicher Anzahl. Die Mächtigkeit der daraus entstandenen Gängchen schwankt im mm-bis cm-Bereich.

2.2.2 Cyanobakterien-Kalksteine, speziell Stromatolithe (nach PETTIJOHN 1957 autochthon)

Ein Großteil der Altenglaner Kalksteine wird von Typen gebildet, die ohne große Umlagerung bzw. direkt an Ort und Stelle entstanden sind. Dies sind vor allem Stromatolithe, die unter Mitwirkung von Cyanobakterien gebildet wurden. Bei grauer Farbe sind sie in den meisten Fällen bituminös und besitzen einen wechselnden Sand- und Tongehalt. Die Größe der am Aufbau beteiligten Komponenten ist mikro- bis kryptokristallin. Im Normalfall sind die Stromatolithen ungeschichtet. Die oft zu beobachtende Lamination bestimmter Formen ist kein Produkt mechanischer

Anlagerung, sondern entsteht durch die kalkfällende und/oder sedimentbindende Tätigkeit von Cyanobakterien (genauere Beschreibung dieser Erscheinungen s. Kapitelabschnitt 2.3.5.5). Die von den Cyanobakterien erzeugten Kalksteinbänke schwanken in ihrer Mächtigkeit im dm-Bereich, meist liegt sie zwischen 10 und 20 cm. Im Gelände sind die Stromatolithen leicht an ihren typischen äußeren Formen zu erkennen. Sie zeigen knollige, wulstige Oberseiten, die oft blumenkohlartiges Aussehen haben. Die Unterseiten sind meist glatt bzw. schwach gewellt und flächig ausgedehnt. Im angewitterten oder frischen Bruch kann man den Zusammenhang zwischen den charakteristischen Oberflächenformen und den sich ins Schichtinnere fortsetzenden Strukturen erkennen. Dabei fallen grundsätzlich zwei verschiedene Typen auf, nämlich 1. stotzenartige Körper, die bei scharfer Abgrenzung gegen die Umgebung keil- oder trichterförmig in Calcareniten stecken und 2. wellige, flächig ausgedehnte Bildungen, die einer breiten Unterlage aufsitzen. Die Stromatolithen treten sowohl in den ausgeschiedenen Kalksteinpaketen, als auch in dünnen Kalksteinbänkchen in verschiedenen Höhen des Altenglaner Schichtenprofils auf. In den Kalksteinpaketen sind sie vorwiegend im oberen Teil bzw. am Top zu beobachten. So ist besonders das Kalksteinpaket 2 durch zahlreiche, gut entwickelte Formen gekennzeichnet (bis 20 cm Breite und 10 cm Höhe, s. Profil Wo 6.6, Wo 5.5, Lau 1.2). Kleinere, nur wenige cm hohe Gebilde kommen oft in dünnen Kalksteinbänkchen vor, die in mächtige Siltsteinpakete eingelagert sind.

2.3 Mikrofazies, Diffraktometrie und Geochemie der untersuchten Karbonatgesteine

2.3.1 Untersuchungsmethoden

2.3.1.1 Probennahme

Die aus dem Schichtenverband orientiert und soweit möglich in frischem Zustand entnommenen Gesteinsproben wurden jeder beschriebenen Profileinheit entsprechend (s. Kapitelabschnitt 2.2) einzeln verpackt und beschriftet. Die Numerierung erfolgte nach einem speziell für diesen Zweck entworfenen Zahlensystem, wobei zuerst der abgekürzte Name des Blattes der TK 25 erscheint, dann als erste Zahl die Profilnummer auf dem betreffenden Blatt, als zweite Zahl die Fundpunktnummer, als dritte Zahl die Nummer der makroskopisch beschriebenen Schichteinheit (z. T. mit Handstücksnummer übereinstimmend) und als vierte Zahl die Nummern der untergliederten Einzelschichten solcher Einheiten (z. T. mit Handstücksnummer übereinstimmend). Wegen der Notwendigkeit schneller und handlicher Bezeichnung bei den Laboruntersuchungen wurden alle Proben zusätzlich mit fortlaufenden arabischen Zahlen versehen (s. Tab. 5 bis 10, S. 59 f. - 67 f.).

Die in dieser Arbeit erwähnten Gesteinsproben werden im Urweltmuseum Burg Lichtenberg bei Kusel, D-66871 Thallichtenberg aufbewahrt.

2.3.1.2 Probenvorbereitung

Die Proben wurden zwecks Herstellung von An- und Dünnschliffen auf einer Gesteinssäge der Firma Conrad (Clausthal-Zellerfeld) bis auf wenige Ausnahmen eigenhändig gesägt. Die für die Schliffherstellung nicht in Frage kommenden Teile wurden bei Zimmertemperatur getrocknet und danach in einem Gesteinsbackenbrecher der Firma Retsch (Haan/Rhld.), bei zweimaligem Durchlauf grob zerkleinert. Circa 50 g Gesteinsgut wurden dann in einer Mörsermühle letztgenannter Firma pulverisiert. Dieses in verschraubten Flaschen aufbewahrte Pulver diente als Ausgangsmaterial für die späteren granulometrischen, röntgenographischen, chemischen und chromatographischen Untersuchungen.

2.3.1.3 Aufbereitung durch Säurebehandlung und Ultraschall

Zwecks Gewinnung des nichtkarbonatischen Anteils wurden 10 g des oben erwähnten Gesteinspulvers in 1%iger HCl gelöst. Um die Reaktion aufrecht zu erhalten, war es notwendig, die Gefäße in kurzen Zeitabständen zu schütteln. Die verbrauchte Säure wurde dekantiert und frische Säure zugesetzt, dies solange, bis keine Reaktion mehr festzustellen war. Nach den Untersuchungen von OSTROM (1961) ist bei den verwendeten Säurekonzentrationen keine Zerstörung quellfähiger und eisenreicher Tonminerale (die besonders säureempfindlich sind) zu befürchten. Nach Beendigung der CO_2-Entwicklung wurde das HCl-unlösliche Material nach der Methode von MATTIAT (1962, 1964) mit einem Ultraschall-Gerät der Firma Schoeller (Frankfurt a. M.) beschallt. Bei einer Reihe von fossilreichen Proben erfolgte zur Anreicherung nichtkarbonatischer Fauna die Lösung der Karbonate durch Monochloressigsäure nach den Verfahren von BECKMANN (1952 u. 1958: 150f.).

2.3.1.4 Granulometrie (Siebung, Schlämmung)

Das Ultraschall-behandelte Material wurde unter H_2O-Zugabe durch ein 63 µm-Sieb gegeben, um eine evtl. noch vorhandene Sand-Komponente zu entfernen. Danach gelangte die Suspension mittels Dekantieren und Ausspülen in Atterberg-Zylinder, wo sie nach den Methoden von MÜLLER, Germ. (1964: 81 ff.), KÖSTER (1960, 1964) und den am hiesigen Institut üblichen geschlämmt und filtriert wurde. Aufgrund der besonderen Aufgabenstellung der vorliegenden Arbeit war es nicht notwendig, eine Zerlegung in die üblichen Fraktionen vorzunehmen, sondern es genügte eine Abtrennung der <2 µm-Fraktion, die wegen der B_2O_3-Untersuchungen große Bedeutung hatte. Die abgetrennten Fraktionen wurden quantitativ erfasst und auf den Tab. 5 bis 10 sowohl gesondert, als auch summarisch als HCl-unlöslicher Gesamtrückstand aufgeführt.

2.3.1.5 Imprägnierung mit Kunststoffen

Eine Reihe von Proben lag in sehr brüchigem Zustand vor. Da auch von ihnen Schliffe hergestellt werden mussten, war eine vorherige Fixierung nötig. Dies geschah nach MÜLLER, Germ. (1964: 47 f.) durch eine Imprägnierung mit polymerisierenden Kunstharzen. Nach verschiedenen Versuchen mit mehreren Kunststoffen (eine gute Typenübersicht gab STEINMANN 1966) zeigten sich mit Pleximon 808 der Firma Röhm & Haas (Darmstadt) die besten Ergebnisse. Es handelt sich hier um einen niedrigviskosen Methacrylsäureester, der nach Zusatz des Katalysators innerhalb einer Stunde bei Zimmertemperatur ein hartes Polymerisat zur Herstellung von Schliffen für mikroskopische Untersuchungen liefert. Als vorteilhaft erwies es sich weiterhin, dass der von VÖLKEL (1967: 165) angegebene Brechungsindex n = 1,5 ziemlich gut mit dem des Kanadabalsams übereinstimmt. Bei der Durchführung der Härtungen wurde in ein selbst hergestelltes Aluminiumblechgefäß eine Mischung aus 10 Gewichtsteilen Pleximon 808 und 1 Gewichtsteil Katalysator 20 gebracht. Anschließend wurde die gesägte, trockene Probe mit der Schnittfläche nach unten in die Flüssigkeit getaucht. Danach kam das Ganze zwecks Entlüftung in einen Vakuumexsikkator.

2.3.1.6 An- und Dünnschliffherstellung

Im nächsten Arbeitsgang wurden nach den üblichen Verfahren An- und Dünnschliffe hergestellt. Für die Dünnschliffe, die alle zur Hälfte Alizarin-Rot-S-gefärbt und teilweise Pleximon-imprägniert waren, kam erstmals am hiesigen Institut eine Kalt-Abdeckmethode nach VÖLKEL (1967) zur Anwendung.

2.3.1.7 Folienabzüge (peels)

Bei der Untersuchung von Karbonatgesteinen ist es oft wünschenswert, eine große Anzahl von Dünn- und Anschliffen zu untersuchen, um Mikrofazies, Mineralbestand und Fossilinhalt der betreffenden Gesteine zu ermitteln. Da die Herstellung großer Schliffserien jedoch zeitraubend und mit erheblichen Kosten verbunden ist, war man lange auf der Suche nach schliffebenbürtigen, billigeren Methoden. Dies gelang KOOPMANS (1929), der das Gestein mit einem flüssigen Lack bedeckte und nach dem Trocknen den entstandenen Film, an dem eine dünne Gesteinsschicht haftete, vom Handstück abzog. Eine wesentliche Verbesserung dieser Methode, die vor allem in der Präparation von Bodenprofilen und Megafossilien Eingang fand, erzielten für kleinere Probenformate STERNBERG & BELDING (1942) durch Einführung fester Acetatfolien, die auf der Gesteinsoberfläche durch vorher aufgebrachtes Aceton angelöst werden. Die kurzen Trockenzeiten und die große mechanische Widerstandsfähigkeit sind die Vorteile dieser sog. Folienabzüge (s. GERMANN 1965) gegenüber der Lackfilmmethode.

Nachdem dieses Verfahren vor allem von nordamerikanischen Forschern laufend verbessert wurde (EASTON 1942, BUEHLER 1948, JONES 1954, BISSELL 1957, BEALES 1960, LANE 1962, MCCRONE 1963, SWARBRICK 1964, DAVIES & TILL 1968), fand es in den 50er Jahren auch Eingang nach Europa und wurde von SCHWARZ (1957), SIEHL (1962), MÜLLER, Germ. (1964), HENNINGSEN (1968), vor allem aber von GERMANN (1965) intensiv angewandt. Der letztgenannte Autor beschrieb die Technik des Folienabzuges genau, so dass hier darauf verzichtet werden kann. Außerdem kombinierte er den Folienabzug mit Anfärbemethoden, was auf BISSELL (1957) zurückgeht (s. nächster Kapitelabschnitt). Als Ergänzung der An- und Dünnschliffe zur vorliegenden Arbeit wurden nach GERMANN (1965) eine Reihe von Folienabzügen hergestellt und untersucht.

2.3.1.8 Selektive Anfärbung der Karbonatminerale

Die Mineralfärbung, besonders die selektive Anfärbung der Karbonatminerale, hat in den letzten Jahren einen starken Aufschwung erlebt und ist heute bei der Untersuchung von Karbonatgesteinen ein unentbehrliches Hilfsmittel. Über die Anfärbetechniken existiert eine umfangreiche Literatur, wobei von verschiedenen Autoren ausführliche Färbeschemata angegeben werden (z. B. HÜGI 1945, FRIEDMAN 1959, WARNE 1962). Die ausführlichste Zusammenstellung veröffentlichten WOLF, EASTON & WARNE (1967). Es wird zwischen anorganischen Anfärbungen und organischen Färbereaktionen unterschieden, wobei die organischen Farbstoffe weit überwiegen. Die Färbewirkung der anorganischen Reaktionen ist auf die Ausfällung farbiger Niederschläge zurückzuführen, während die organischen Färbereaktionen entweder auf dem Nachweis des Ca- oder Mg-Ions oder auf der Adsorption der organischen Farbstoffe an $Ca(OH)_2$ oder $Mg(OH)_2$ beruhen. In der Literatur wird eine große Anzahl verschiedener Reagenzien angegeben, von denen eine Reihe zu Versuchen mit den vorliegenden Altenglaner Kalksteinen benutzt wurden. Das heute am meisten verwendete Mittel ist das Färbereagenz Alizarin-Rot-S (= alizarinsulfonsaures Na) $C_6H_4(CO)_2C_6H_4(OH)_2 \cdot SO_3Na + H_2O$(1,2',3), das sich als sehr vielseitig verwendbar erweist. Es wurde bereits von SCHWARZ (1929) benutzt. Seine Färbewirkung für verschiedene Karbonatminerale beruht auf der Adsorption des organischen Farbstoffs an vorher in saurer Lösung (Ätzen mit HCl) gefälltem $Ca(OH)_2$ oder an in alkalischer Lösung (Kochen mit NaOH) gefälltem $Mg(OH)_2$. In Verbindung mit Säure-Ätz-Methoden (LAMAR 1950, LEES 1958) können sowohl An- als auch Dünnschliffe gefärbt werden (FÜCHTBAUER 1964, DICKSON 1965).

Um optimale Ergebnisse zu erzielen, müssen von jedem Bearbeiter, abgestimmt auf die von ihm zu untersuchenden Gesteine, die jeweiligen Versuchsbedingungen,

besonders die Färbezeiten, selbst ermittelt worden. Bei zahlreichen Versuchen wurden vom Verf. sowohl für An- als auch für Dünnschliffe folgende günstige Zeiten für Alizarin-Rot-S-Färbungen an Kalksteinen gefunden und auf alle An- und Dünnschliffe angewandt. Für Anschliffe Probe 1 Min. in 0,5%iger HCl bewegen, danach ¾ Min. in einer Alizarin-Rot-S-Lösung (Herstellung s. WARNE 1962 und MÜLLER, Germ. 1964: 177) bewegen, dann abspülen.

Für Dünnschliffe (nach Angabe aus FÜCHTBAUER 1964: 488) Probe ½ Min. in einer kalten Lösung von 0,1 g Alizarin-Rot-S in 100 ml n/25 HCl bewegen, abspülen, trocknen und abdecken.

Durch Alizarin-Rot-S werden in saurer Lösung folgende Färbungen erzielt:
Calcit, Mg-Calcit, Aragonit, Witherit färben sich tiefrot;

Ankerit (und Fe-Dolomit), Strontianit, Cerussit färben sich purpur;
Dolomit, Siderit, Rhodochrosit, Magnesit, Smithsonit, Anhydrit und Gips bleiben farblos.

Weitergehende Anfärbemethoden, um Fe-haltige Karbonatminerale sogar halbquantitativ anzufärben, zeigten LINDHOLM & FINKELMAN (1972).

Die Aussagen, die durch die Anfärbemethoden möglich sind, beziehen sich nicht nur allein auf die Bestimmung der gefärbten Minerale selbst, obwohl ihr die größte Bedeutung zukommt (RODGERS 1940, MANN 1955, KNAUER 1957, SCHNITZER 1958, 1967, FEIGL 1960, SABINS 1962, GUNDLACH 1964, DICKSON 1966, HÖGBERG 1967, WARTH 1969). Zu weitergehenden Aussagen kam beispielsweise WALGER (1961) durch die Anfärbung als Ergänzung zu optischen Mineralbestimmungen. Andere Autoren kombinierten die Färbemethode mit dem Folienabzug (BISSELL 1957, MCCRONE 1963, DAVIES & TILL 1968, SCHWARZ 1957, GERMANN 1965, KATZ & FRIEDMAN 1965). Durch die Verteilung der angefärbten Minerale lassen sich zudem in vielen Fällen Gefügemerkmale erkennen (PANTIN 1960, HAMBLIN 1962). Auch diagenetische Vorgänge können damit rekonstruiert werden (EVAMY & SHEARMAN 1962, EVAMY 1963, CHILINGAR, BISSELL & WOLF 1967).

Somit erweist sich die Anfärbemethode als eines der wichtigsten Hilfsmittel bei der Karbonatgesteinsuntersuchung, und es kann nur MÜLLER, Germ. (1964: 175) zugestimmt werden, als er schrieb: „Mit Hilfe der röntgenographischen Phasenanalyse kann zwar der qualitative und quantitative Mineralbestand bestimmt werden, über die Verteilung und Art des Auftretens einzelner Mineralien im Gesteinsverband ist jedoch hierbei keine Aussage möglich. Die chemischen Anfärbe-Methoden schließen hier eine wichtige Lücke, da sie sowohl die Diagnostizierung einzelner Mineralien ermöglichen, als auch Hinweise für das Gefüge des Gesteins liefern."

2.3.1.9 Mikrofaziesanalyse

Bei der nach dem 2. Weltkrieg intensiv einsetzenden Erforschung erdölführender Karbonatserien des nordamerikanischen Paläozoikums und des Mesozoikums des Nahen Ostens rückte die Bestimmung der Mikrofazies stark in den Vordergrund. Unter dem Begriff Mikrofazies, der von BROWN (1943) in die Literatur eingeführt wurde, versteht man nach den Definitionen von CUVILLIER (1952, 1961), FAIRBRIDGE (1954), FEDIAEVSKY (1963) und vor allem von FLÜGEL (1963, 1978, 1982, 1992) die Gesamtheit der in Dünnschliffen von Sedimentgesteinen typisierbaren petrographischen und paläontologischen Daten. Nach Ansicht des Verf. muss die Untersuchung von Anschliffen ebenfalls mit einbezogen werden. Basierend auf den karbonatsedimentologischen Arbeitsgrundlagen von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK (1969) wurden 120 Dünn- und Anschliffe, sowie eine Reihe von Folienabzügen untersucht. Dabei wurde weniger Wert auf die optische Bestimmung der Karbonatminerale gelegt (Methoden von SCHUMANN 1949, MOORHOUSE 1959, TRÖGER 1955, 1959, 1967, CAROZZI 1960, WALGER 1961, MILNER 1962), da sie auch heute ein noch

nicht völlig gelöstes Problem darstellt. Vielmehr reichen nach MÜLLER, Germ. (1964: 151) die Färbemethoden im Normalfall für eine Diagnostizierung der wichtigsten Karbonatminerale aus, so dass die optische Bestimmung auf Fälle beschränkt werden kann, in denen die genaue Stellung eines Karbonatminerals innerhalb einer Mischungsreihe untersucht werden soll. Doch hier ist eher die Röntgenanalyse zu empfehlen (s. Kapitelabschnitt 2.3.1.11). Aufgrund der Vorschläge von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK (1969), GUBLER et al. (1967), LÜTZNER (1967), VOSSMERBÄUMER (1969), BOUMA & NOTA (1961) und BOUMA (1962) wurde für die modalanalytische Bearbeitung der Karbonatgesteine (s. Kapitelabschnitt 2.3.1.9) eine Petrolog-Karte entwickelt, die sich sowohl bei den Untersuchungen als auch bei der Auswertung der Ergebnisse bewährte (s. Tab. 2).

Tab. 2 Petrolog-Karte (Dokumentationsschema zur Modalanalyse karbonatischer Sedimentgesteine)

STAPF	B. Komponenten	C. Matrix u. Z.	D. Gefüge	E. Diagenese
Modalanalyse von Karbonatgesteinen nach Vorschlägen von MÜLLER-JUNGBLUTH &Toschek (1969), verändert	Detritische Komponenten a) Karbonatklasten b) Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke e) Allothigene, nichtkarbonatische Minerale	1. Matrix	1. Struktur a) Kornform b) Kristallisationsgefüge c) Rundung d) Sphärizität e) Korngröße f) Energie-Index (EI)	1. Frühdiagenese a) organische u. biochemische Aktivität b) Volumenveränderung (Okklusion) c) Zementation, beginnende Umkristallisation u. Sammelkristallisation
Probenbezeichnung				
A. Nomenklatur	2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale	2. Zement	2. Textur a) Schichtung b) verändertes Lagerungsgefüge e) Geopetalgefüge	2. Spätdiagenese a) Kompaktion und Lithifikation b) fortschr. Umkristallisation u. Sammelkristallisation
	3. Biogene Komponenten		3. Hohlraumgefüge a) synsedimentär b) postsedimentär	e) Drucklösungen (Stylolithen) d) Kluftfüllungen
	4. Pellets		4. Ablagerungsmedium (environment)	
	5. Klümpchen (lumps)			
	6. Rindenkörner (coated grains) z. B. Onkoide, Ooide			

2.3.1.10 Chemische Untersuchungsmethoden

Die chemischen Untersuchungen nahmen einen Großteil der Laborarbeiten in Anspruch. Insgesamt wurden 250 Proben analysiert. Dabei wurden

a) Ca und Mg komplexometrisch aus dem 2%igen HCl-Auszug nach den Methoden von SCHWARZENBACH & FLASCHKA (1965) und MÜLLER, Germ. (1957a, 1957b);
b) Fe^{2+} und Mn photometrisch aus dem 20%igen H_2SO_4-Auszug (bei Mn mit HNO_3) nach von Frau Dipl.-Chem. Steinbrunn (Mainz) ausgearbeiteten Methoden;
c) CO_2 in Testversuchen gasometrisch nach MÜLLER, Germ. (1964), später titrimetrisch nach LEITHE (1963); diese Untersuchungen dienten zur Kontrolle der Ca- und Mg-Bestimmungen; durch sie konnte eine nichtkarbonatische Ca- und Mg-Herkunft ausgeschlossen werden;
d) B_2O_3 durch Destillation im Methanoldampfstrom nach WERNER (1959);
e) Sr atomabsorptionsspektrometrisch nach ANGINO & BILLINGS (1967);
f) die organische Substanz (speziell Bitumina) papier- und dünnschichtchromatographisch nach SEIBOLD et al. (1958), RANDERATH (1965) und RITCHIE (1964) bestimmt.

Da die chemische Analyse keine eindeutige Auskunft über die mineralogische Zusammensetzung eines Karbonatgesteins geben kann, wurden zusätzlich die optische Bestimmung (s. Kapitelabschnitt 2.3.1.9) und vor allem die röntgenographische Phasenanalyse zur Charakterisierung des Mineralbestandes herangezogen.

2.3.1.11 Röntgenographische Untersuchungsmethoden

Röntgenographische Untersuchungsmethoden sind bei der Bearbeitung von Karbonatgesteinen zur Bestimmung des Mineralbestandes in den letzten Jahren unentbehrlich geworden. Besonders die Identifizierung von Calcit und Dolomit bereitet röntgenographisch kaum Schwierigkeiten. Bei der Bearbeitung der vorliegenden Proben wurde das Röntgen-Diffraktometerverfahren mit automatischer Registrierung benutzt, über dessen Grundlagen und Anwendung man bei AZAROFF & BUERGER (1958), ALEXANDER & KLUG (1959), MÜLLER, Germ. (1964), KAELBLE (1967) und ZUSSMAN (1967) erschöpfend Auskunft erhält. Auf einem Philips-Diffraktometer der Firma C.H.F. Müller (Hamburg) wurden mit CuKa-Strahlung und Ni-Filter 145 Diagramme zum größten Teil selbst hergestellt. Alle Aufnahmen wurden bei konstanten Bedingungen gefahren, nämlich 38 kV und 20 mA Anregungsenergie, Untersetzung 16, Messbereich 4 und Dämpfung 8.

2.3.2 Ergebnisse der modalanalytischen Dünn- und Anschliffuntersuchungen (Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse)

Aus der Modalanalyse von Karbonatgesteinen (s. CHAYES 1956: allg. Definition, GRIFFITHS 1960: Anwendung auf Sedimente und MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) geht nach An- und Dünnschliffstudium der qualitative und quantitative Mineral- und Komponentenbestand hervor. Dabei handelt es sich in der vorliegenden Arbeit im wesentlichen um eine die grundlegenden makrofaziellen Ergebnisse ergänzende Beschreibung der für die Ausbildung und Genese der Altenglaner Kalksteine wichtigen Mikrofazies. Da die Mineralzusammensetzung bereits aus der röntgenographischen Untersuchung bekannt war, hatte die mikroskopische Bestimmung das Ziel, die diffraktometrisch festgestellten Minerale im Schliff zu lokalisieren, sowie Art ihrer Verteilung, Mengenanteile, Teilchengrößen und morphologische Eigenschaften kennenzulernen (s. auch MÜLLER, Germ. 1964: 166). Da die Aufzählung der Einzeldaten aller untersuchten Schliffe den Rahmen der Arbeit sprengen würde, werden bei der Beschreibung gewisse Schliffe entsprechend ihres Auftretens in bestimmten Kalksteinpaketen zusammengefasst. Die 1. Gruppe bilden die Schliffe aus dem Kalksteinpaket 1, die 2. Gruppe die Schliffe aus dem Kalksteinpaket 2, die 3. Gruppe die Schliffe aus dem Kalksteinpaket 3 und die 4. Gruppe die Schliffe aus Kalksteinen des Kohlenflözpakets.

2.3.2.1 Schliffe aus dem Kalksteinpaket 1

Gemäß der Tab. 2, S. 19 wurden die Schliffe nach einem einheitlichen Schema untersucht. Bei der folgenden Beschreibung kommt deshalb das gleiche Muster: A. Nomenklatur, B. Komponenten, C. Matrix und Zement, D. Gefüge und E. Diagenese zur Anwendung.

Basisbank des Kalksteinpakets 1

A. Nomenklatur

Nach der hier angewandten BISSELL & CHILINGAR (1967)-Kalksteinklassifikation (s. auch S. 13) liegen in der Basisbank des Kalksteinpakets 1 Detritus- bis Mikrit-Kalksteine vor.

B. Komponenten

In der Basisbank des Kalksteinpakets 1 können folgende Komponenten festgestellt werden:

1. Detritische Komponenten (Karbonatklaste; Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke, allothigene, nicht-karbonatische Minerale): An der Basis und am Top sind Karbonatklaste reichlich vertreten. Unter Karbonatklasten versteht Verf. in Anlehnung an MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK (1969: 11) Bruchstücke verfestigter und unverfestigter Karbonate von außerhalb (Extraklast nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK op. cit.) und innerhalb des Ablagerungsraumes (Intraklast nach FOLK 1962: 63), Inhomogenitätsbreccien und Schlickgerölle. Die Karbonatklaste werden an der Basis bis 3 cm lang, am Top maximal bis 1,3 cm im Ø und bauen partienweise das Gestein völlig auf. Zum Teil sind sie selbst reich an Fossilbruchstücken. An Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücken kommen an der Basis der untersuchten Kalksteinbank bis 3,5 mm große Tonstein- und bis 5 mm große Sandsteinfragmente vor, die meist langgestreckt und in bestimmten Bereichen dicht gepackt sind. Erst am Top der betreffenden Kalksteinbank schalten sich wieder bis 1,2 mm große, dunkelgraue bis schwarze, langgestreckte Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke ein. An allothigenen, nichtkarbonatischen Mineralen treten Quarze, Feldspäte und Phyllosilikate auf. Bei den Phyllosilikaten wurden große Glimmerindividuen u. d. M. relativ gut erkannt, während kleine Glimmer, Chlorite und Tonminerale röntgendiffraktometrisch nachgewiesen wurden. Die Quarze durchmessen maximal 20 µm und sind meist angular bis gerundet; die Glimmer bei etwa gleicher Größe angular.

2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale: Hier ist zuerst Quarz zu nennen, der im unteren Teil meist in langprismatischem Habitus wechselnder Größe (oft 0,05 mm Kantenlänge) auftritt. In den Pelletlagen (s. Abb. 2, S. 23) sitzt er in Zwickelporen zwischen den Pellets und ist z. T. verzwillingt. Für bituminöse und salinare Gesteine scheint er, nach CORRENS (1951) und GRIMM (1962, 1964), eine charakteristische Authigenbildung zu sein. In einzelnen Proben kommt außerdem Bitumen in schwarzbraunen Aggregaten wechselnder Ausdehnung als Porenfüllung vor; dann im oberen Teil der in Rede stehenden Kalksteinbank sulfidische Erze in Nestern unterschiedlicher Größe (jedoch nicht über den Mikritbereich hinaus).

3. Biogene Komponenten: Diese Komponenten kommen als vollständige Formen, Bruchstücke unbestimmbarer Formen, Filamente (Schalenquerschnitte) und als Lebensspuren vor. An der Basis erscheinen Fossilbruchstücke in Karbonatklasten. Außerdem kommen Lebensspuren in Form von wurmröhrenähnlichen Gebilden vor, die das Sediment durchsetzen. Dann treten zerbrochene kalkschalige Zweiklapper (?Ostracoden) und trochispirale Kalkschaler (?Gastropoden) auf, die nach einer Mitteilung von Dr. B. Triebel (Frankfurt a. M.) nicht näher bestimmt werden können. Auch dünnwandige, schwach gekrümmte Kalkschalenquerschnitte (Filamente) sind zu beobachten. Nach oben tauchen unzerdrückte kalkschalige Zweiklapper mit rundlichem Umriss auf. Dann lassen sich ?Wurmgänge (im Sediment scharf abgegrenzte Bereiche verschiedener Farbe und Zusammensetzung) in wechselnden Richtungen erkennen. Im oberen Teil liegen kalkschalige Zweiklapper (vermutlich Ostracoden) unzerdrückt in verschiedenen Schnittlagen vor (Länge meist 5 mm, Breite meist 3 mm). Mit den vollständig erhaltenen Formen sind Bruchstücke extrem dünner Kalkschalen vergesellschaftet, die man aufgrund der guten Vergleichsmöglichkeiten als Ostracodenschalen bestimmen kann.

4. Pellets: Unter dem Begriff „Pellet" werden nach BISSELL & CHILINGAR (1967) und CHILINGAR et al. (1967a) sphärische bis eiförmige Partikel aus mikritischem Material (meist <10 µm Korngröße) verstanden, die beim Fehlen einer Interntextur durchschnittlich zwischen 30 µm und 1 mm groß sind. Auch dieser Ausdruck wird in der vorliegenden Arbeit nur deskriptiv benutzt. Zur Frage einer evtl. Übersetzung des Terminus „pellet" ins Deutsche soll bemerkt werden, dass der mögliche deutsche Ausdruck „Pille" aufgrund gewisser, moderner Strömungen im deutschen Sprachgebrauch nach Ansicht des Verf. keine glückliche Lösung darstellt. Zudem ist sowohl in der deutschen Hütten- als auch Kunststofftechnik der Ausdruck Pellet für künstliche kugelige Gebilde bereits seit Jahren eingeführt und sogar schon als Fremdwort in der deutschen Sprache verankert (pelletisieren, Pelletisierung). Dass in der internationalen (namentlich nichtenglischen) Karbonatliteratur Pellets als solche ebenfalls einen festen Platz einnehmen, sei zusätzlich noch erwähnt. Diese Komponenten erscheinen nur im mittleren bis oberen Teil der Basisbank des Kalksteinpakets 1. Bei ihrem ersten Einsetzen (im Basisbereich) treten sie gleich in großer Anzahl auf (in einzelnen Lagen dicht gepackt, s. Abb. 2, S. 23), sind meist angerundet bis gerundet, 36 mm bis 0,35 mm groß und bestehen aus mikritischem Material. Weiter oben sind sie dünn in die Matrix eingestreut, bzw. zu kleinen Gruppen angereichert oder in Wurmgänge eingelagert. Meist sind sie gelb gefärbt und dolomitisiert. Die Verteilung hält nach oben an, nur am Top treten in einzelnen Lagen höhere Gehalte auf.

5. Klümpchen (lumps): Hier soll zuerst der Vorschlag von SARNTHEIN (1965) erwähnt werden, der den Ausdruck „lump" mit Klumpen übersetzte. Den englischen Originalbegriff als Fremd- bzw. Lehnwort in die deutsche Sprache aufzunehmen, verbietet die bereits vergebene deutschsprachige Benutzung. Unter dem von ILLING (1954) kreierten Begriff werden Kornaggregate mit gelapptem Umriss (einspringende Oberflächenwinkel zwischen den Einzelkörnern) verstanden, die bei ungleichmäßiger Interntextur und stark wechselnder Größe (mindestens 0,03 mm Ø) eine dem umgebenden Gesteinsverband ähnliche Struktur besitzen (s. auch LEIGHTON & PENDEXTER 1962, BISSELL & CHILINGAR 1967). Eine Untergliederung in einzelne Klümpchen-Typen, wie es ILLING (1954) und WILSON (1967) taten, wird in der vorliegenden Arbeit nicht durchgeführt. Klümpchen treten in der untersuchten Kalksteinbank nur untergeordnet auf. Einmal sind es im pelletführenden Mikrit-Kalkstein im Basisbereich der untersuchten Bank relativ flache, langgestreckte Aggregate wechselnder Größe, die wie die Pellets aus mikritischem Material aufgebaut sind und mit diesen im Verband stehen. Dann treten am Top meist 0,5 mm lange, flache Formen auf.

6. Rinden-Körner (Ooide, Pisoide, Onkoide): Mit dem Ausdruck „umkrustete" Körner („coated grains" nach WOLF, K.H. 1960 und LEIGHTON & PENDEXTER 1962) werden Komponenten zusammengefasst, die im weitesten Sinne ähnlich aussehen. Trotzdem sie in der Basisbank des Kalksteinpakets 1 nicht auftreten, soll ihre Begriffserklärung in dieser einleitenden Schliffbeschreibung gegeben werden. Unter Ooiden (Erstautor KALKOWSKY 1908: 72) versteht man nach FLÜGEL & KIRCHMAYER (1962: 116) „meist gut gerundete, verschieden geformte, aus Kern und Schale zusammengesetzte Gefügekörner, die sich in ihrer Gestalt einer Kugelform beliebig nähern; die Schale zeigt im Schnitt eine ausgeprägte konzentrische Anordnung der Ringe." Pisoide sind Ooide mit einem Durchmesser >2 mm. Als Onkoide bezeichnete erstmals HEIM, A. (1916: 566) Körner, die sich durch bestimmte Merkmale von Ooiden unterscheiden (in FLÜGEL & KIRCHMAYER 1962: 114 falsch wiedergegeben):

„a) Nicht konzentrische Aufeinanderlagerung einzelner Schalen,
b) Form nicht an einfache Rundung gebunden, sondern auch lappig,
c) Kalk dicht, mit oder ohne Einschlüsse,
d) Umgrenzung scharf oder verschwommen".

Punkt a) der HEIM'schen Definition bedeutet mit anderen Worten, dass nach moderner Terminologie (SCHÖTTLE & MÜLLER, Germ. 1968: 152, SCHÖTTLE 1969: 272 ff. und WEISS 1969: 1105 ff.) die Onkoidschale unregelmäßig ist, aus ungleich dicken und ungleichförmigen (runzeligen), sich z. T. überlappenden Ringen besteht und durch Spaltalgen (d. h. biochemisch) gebildet wird.

C. Matrix und Zement

Die Matrix von Karbonatgesteinen geht aus mechanischer und/oder chemischer, der Zement aus chemischer Anlagerung hervor. Je nach der Größe der beteiligten Kristalle wird zwischen Mikrit und Sparit unterschieden. Diese auf FOLK (1959) zurückgehenden

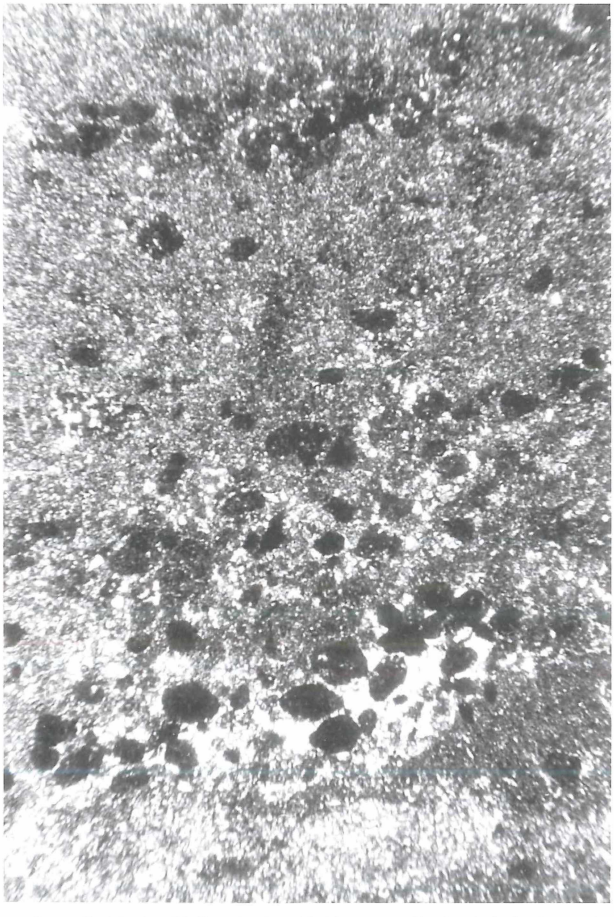


Abb. 2 Pelletführender, mikritischer Kalkstein (Profil Altenglan, Probe 6.3) des Hauptkalksteinpakets der Altenglan-Formation.Unten Pellets (dunkel) teilweise in Sparit (hell), oben in Mikrit eingelagert, 35 x

Begriffe werden in neueren Arbeiten in verschiedenem Sinne benutzt, d. h. bezüglich der Korngrößenabgrenzung (Übersicht s. bei FLÜGEL 1967). Je nach der zugrundegelegten Definition treten in der Matrix der Altenglaner Kalksteine Mikrite (deren Obergrenze nach BISSELL & CHILINGAR 1967 bei 50 mm liegt) oder Mikrite, Mikrosparite und Sparite nach WOLF, K.H. (1963) in CHILINGAR, BISSELL & WOLF (1967: 228) und FOLK (1965) auf. Da Verf. vorliegender Arbeit die Kalksteine nach BISSELL & CHILINGAR (1967) klassifiziert, muss auch die dort (op. cit.: 161) gegebene Mikritabgrenzung übernommen werden. Dabei wird dieser Begriff im Gegensatz zu WOLF, K.H. (1965a, b, c) und WOLF, K.H. & CONOLLY (1965) nur deskriptiv benutzt. Für klare oder durchscheinende, in verschiedenen Formen (körnig, drusig, faserig, blättrig) auftretende, über 20 µm große Kristalle eignet sich der Ausdruck Sparit (BISSELL & CHILINGAR 1967: 166). Nach diesen einleitenden Sätzen kann mitgeteilt werden, dass in den Kalksteinen der Basisbank des Kalksteinpakets 1 mikritische Calcit-Matrix auftritt. Die Korngröße liegt <20 µm. Ein Zement ist nur selten ausgebildet, und zwar entweder in wenigen, 0,5 mm mächtigen Lagen in den Zwischenräumen zwischen Pellets (s. Abb. 2, S. 23), in den seltenen Mikrofossilien oder in Klüften.

D. Gefüge

1. Struktur

Unter Struktur versteht man nach MÜLLER, Germ. (1964: 104) Form, Rundung und Größe der Komponenten, die Korngrößenverteilung und die Art der Kornbindung. Die Bestimmung und Benennung eines Teiles dieser Eigenschaften wurde von FRIEDMAN (1965) für Sedimentgesteine neu festgelegt. Bei den Kornformen (crystallization texture nach FRIEDMAN 1965: 646) wird zwischen anhedral (fremdgestaltig, d. h. unregelmäßig begrenzte Kristalle), subhedral (teilweise eigengestaltig, teilweise von Kristallflächen begrenzte Kristalle) und euhedral (eigengestaltig, d. h. von Kristallflächen begrenzte Kristalle) unterschieden; bei dem Kristallisationsgefüge (crystallization fabric nach FRIEDMAN 1965: 646) zwischen äquigranularen (xenotop: mit anhedralen Körnern, hypidiotop: mit subhedralen Körnern, idiotop: mit euhedralen Körnern) und inäquigranularen Gefügen (porphyrotop: große, euhedrale Körner in feinkörniger Matrix, poikilotop: Einschluss primärer Körner in Neubildungen anderer Minerale). Die Kornform der am Aufbau der untersuchten Kalksteine beteiligten Minerale wechselt erwartungsgemäß sehr stark. Von den detritischen Mineralen sind die Quarze an- bis subhedral, die Glimmer eu- bis subhedral, die authigenen Minerale, wie z. B. Quarz euhedral, Calcite meist subhedral und Dolomite sub- bis euhedral.

Daraus resultieren hypidiotope Gefüge, die sich zuweilen (z. B. im mittleren bis oberen Bereich der Kalksteinbank) in Richtung Xenotopie verschieben.

Weitere Strukturmerkmale der einzelnen Mineralkörner wurden nach MÜLLER, Germ. (1964: 108) und KRUMBEIN & SLOSS (1963: 111) bestimmt.

Danach ist die Rundung authigener Quarze angular (0,1) und die Sphärizität niedrig (0,3). Detritische Quarze sind angerundet (0,5) und haben hohe Sphärizität (0,7 bis 0,9). Glimmer sind bei geringer Sphärizität (0,3) angular bis angerundet (0,1 bis 0,5). Calcite und Dolomite sind angular bis subangular (0,1 bis 0,3) und besitzen mittlere bis gute Sphärizität (0,7 bis 0,9).

Granulometrische Angaben behandeln Korngröße und Häufigkeit der Komponenten. Aus dem Komponenten : Matrix-Verhältnis lässt sich dann der Energie-Index (EI) bestimmen, der nach PLUMLEY et al. (1962) ein Indikator für Wellenbewegung und Strömung im Ablagerungsraum ist. Die Korngröße der einzelnen Komponenten der untersuchten Kalksteine wurde bereits bei ihrer Beschreibung angegeben. Die Korngröße der einzelnen Komponenten sei hier noch einmal zusammengestellt: Karbonatklaste 1,3

- 3 cm Ø, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke 1,2 - 3,5 mm Ø, allothigene Quarze max. 20 mm Ø, Pellets 30 mm - 1 mm Ø, Klümpchen mindestens 0,03 mm Ø.

Die Häufigkeit der Komponenten wurde unter Benutzung der vorzüglichen Vergleichs-Schaubildtafeln von BACELLE & BOSELLINI (1965) bestimmt, so dass auf die Anwendung der ROSIWAL- bzw. Punktzählmethode verzichtet werden konnte (s. MÜLLER, Germ. 1964: 154 ff.). Wo die Korngröße der Komponenten zu klein war, um ihre Häufigkeit bei 25-facher Vergrößerung zu erkennen, lieferte die Auswertung der Röntgendiffraktogramme (s. S. 53 ff.) Hinweise auf die Prozentanteile einzelner Minerale.

Zusammenstellung der Komponentenhäufigkeit und der Energie-Indizes in der Basisbank des Kalksteinpakets 1

Profil Nr. 10, Altenglan

		Komponentenanteil in Vol.-%		EI
Probe	.6.1		60	III_1
	.6.2		90 V_1	
	.6.3	im Durchschnitt	10 - 20, Pellets in dünnen Lagen 90	I_2
	.6.6		10	
	.6.7	im unteren Teil	10, im oberen Teil 90	V_3
	.6.10		60	III_2

2. Textur

Unter Textur werden nach MÜLLER, Germ. (1964: 104) die Lage und Verteilung der Komponenten sowie ihre Raumerfüllung verstanden, d. h. Schichtung mit ihren Veränderungen (verändertes Lagerungsgefüge) und Geopetalgefüge sind wichtige Parameter. Bei der Kennzeichnung des Ablagerungsmilieus kommt selbstverständlich der Beschreibung der Schichtung mit all ihren Merkmalen große Bedeutung zu (s. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969: 16 f.). Die im makroskopischen, d. h. im Aufschlussbereich sichtbare Lagerung (Bankung) soll hier nicht behandelt werden. Ihr Erscheinen kann den Profiltafeln 1 bis 22 (STAPF 2001a) entnommen werden. Im Schliffbereich (z. T. auch mit der Lupe sichtbar) tritt in den untersuchten Basisbank-Kalksteinen z. T. in bestimmten Partien Lamination auf. Sie wird entweder durch quarzreiche Lagen erzeugt oder zeigt sich durch Bitumenfilme zwischen den einzelnen Laminae. Zum überwiegenden Teil sind die Kalksteine jedoch unregelmäßig geschichtet oder völlig ungeschichtet. Veränderungen des primären Lagerungsgefüges kann man durch sog. Schlammwühlertätigkeit erkennen (Bioturbation nach REINECK 1967). Dies ist an der Basis des Kalksteinpakets 1, in dessen Mitte und an dessen Top der Fall. Außerdem können im mittleren Teil synsedimentäre Sedimentrutschungen beobachtet werden, die von kleinen Störungen begleitet sind. Im mittleren bis oberen Teil sind Stylolithen ausgebildet. Geopetalgefüge sind nur an der Basis der bearbeiteten Kalksteinbank entwickelt, wo Gradierungen von Quarz (etwas gröbere Körner) nach Calcit auftauchen.

3. Hohlraumgefüge

Diese Gefüge sind nur im mittleren bis oberen Teil der Basisbank des Kalksteinpakets 1 zu beobachten. An Hohlraumformen synsedimentärer Entstehung sind es Zwickelporen (Intergranulare) zwischen Pellets. Sie wurden später spatisiert. Postsedimentäre Hohlraumformen werden in den untersuchten Kalksteinen vorwiegend durch ausspatisierte Fossilhohlräume und Klüfte verschiedenster Art gebildet. Diese wurden später mit Calcit ausgefüllt. Ganz selten kann man Lösungshohlräume (Kleinkavernen) erkennen, die auch mit Calcit verfüllt sind.

4. Ablagerungsmedium

Basierend auf PLUMLEY et al. (1962) kann nach BISSELL & CHILINGAR (1967: 114) aus den EI-Werten auf das Ablagerungsmedium geschlossen werden. Danach dürften die Kalksteine der Basisbank des Kalksteinpakets 1 in schwach bewegtem bis ruhigem Wasser gebildet worden sein. Davon weichen nur die Detritus-Kalksteine ab, für deren Bildung stark bewegtes Wasser angenommen wird.

E. Diagenese

Diagenetische Vorgänge und Veränderungen greifen besonders tief in das Erscheinungsbild eines Karbonatsediments ein. Hierher gehören z. B. aktive und passive Organismeneinwirkungen nach der Ablagerung, Umkristallisationen metastabiler Minerale, Kompaktion und Lithifikation verbunden mit mobilen Phasen, um nur einige zu nennen. Oft sind diese Vorgänge so ausgeprägt, dass in vielen Fällen primäre Karbonatgefüge völlig verwischt werden. Die Bearbeitung derart veränderter Gesteine muss sich natürlich in erster Linie mit der Diagenese befassen. Daher ist auch verständlich, dass eine Fülle neuerer Arbeiten sich fast ausschließlich solchen Themen widmet. Der Bedeutung derartiger Untersuchungen wurde durch eine Zusammenfassung des Kenntnisstandes auf internationaler Basis Rechnung getragen, welche 1967 erschien (LARSEN & CHILINGAR 1967).

Danach sind die Kalksteine der Altenglan-Formation keiner hochgradigen Diagenese unterworfen worden, doch lässt sich eine breite Skala früh- und spätdiagenetischer Erscheinungen nachweisen (Begriffserklärung b. GERMANN 1966).

1. Die Frühdiagenese beginnt mit biogenen und physikochemischen Umbildungen des primären Gefüges. Hierher gehören Volumenveränderungen, die durch Okklusion und erste Umkristallisationen verursacht werden. In den untersuchten Kalksteinen lassen sich diese Vorgänge besonders durch Okklusion von Fossilschalen erkennen.

Sie setzt sich dann mit Mineralumwandlungen im oberflächennahen, noch plastischen Sediment fort. Darunter fallen Umkristallisationen ohne stoffliche Veränderung (Neomorphismus FOLK's 1965) wie z. B. Inversionen (Mineralumwandlungen einer instabilen Mineralmodifikation in eine stabile), Sammelkristallisationen und Kornverkleinerungen; sowie Umkristallisationen mit stofflicher Veränderung (Metasomatose) wie z. B. Mineralneubildungen, insbesondere Vererzungen (s. LOVE & AMSTUTZ 1966), Mineralverdrängungen und Konkretionen. Diese Erscheinungen lassen sich in den untersuchten Kalksteinen deutlich beobachten, z. B. durch Sparitbildungen in der Matrix oder in Kavernen, Sammelkristallisation innerhalb von Calcitbereichen und Dolomitbildung in Pelletlagen.

2. Die danach folgende Spätdiagenese verkörpert die eigentliche Kompaktions- und Lithifikationsphase. Dabei gehen mit der Kompaktion mechanische Veränderungen einher, während die Lithifikation vorwiegend aus chemischen Veränderungen resultiert. Hier befindet sich das weite Feld der Drucklösungs- und Dolomitisierungserecheinungen, die in den Altenglaner Kalksteinen verbreitet sind.

Nach dieser wegen der Erläuterung der Begriffe ausführlich gehaltenen Beschreibung der ersten Schliffserie (Basisbank des Kalksteinpakets 1) möchte der Verf. die folgenden Schliffe in Kurzform beschreiben, um die Fülle der Einzeldaten einigermaßen anschaulich darstellen zu können.

Mittlere Bank des Kalksteinpakets 1

A. Nomenklatur

Auftreten von Mikrit- bis Detritus-Kalksteinen, wobei die Mikritanteile nach oben zunehmen.

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste: Sie erscheinen in Einzelproben des basalen, mittleren und oberen Bankbereiches. Sie sind unregelmäßig geformt und bis 1,3 cm groß. Zum Teil sind sie in Wurmgängen angereichert. Dort sind sehr kleine Karbonatklaste zahllos im Sediment verteilt, die wahrscheinlich aus sedimenteigenen Turbulenzlagen stammen.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke: Im mittleren Teil der untersuchten Kalksteinbank treten diese 25 bis 100 mm großen Komponenten in gelber Farbe auf, die entweder lagenweise oder in Wurmgängen angereichert sind.

Allothigene, nichtkarbonatische Minerale: Quarze in unregelmäßigen Formen, an der Basis und im oberen Teil mit Korrosionsspuren (Karbonatisierungsbuchten oder randliche -zonen), z. T. bei angedeuteter Gradierung lagenweise angereichert (s. Abb. 3, S. 29) oder im Sediment fein verteilt, zuweilen bei schwacher Turbulenz in bestimmten Bereichen häufiger auftretend, dort auch in kleinen Gängen mit ?Chloriten vermengt. Weiterhin können Feldspäte und Phyllosilikate (s. Bemerkung auf S. 21) festgestellt werden.

2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale

Quarze, oft 14 µm im Ø erscheinen in z. T. stark wechselnden Formen und Größen, im oberen Teil prismatisch mit und ohne Korrosionserscheinungen, oft als Residuat auf Stylolithen, auch in Klüften, teilweise zusammenhängende Aggregate bildend. Daneben kommen sulfidische Erze (?Pyrit und Bleiglanz) in Kavernen oder im Sediment fein verteilt vor. Am Top der mittleren Bank des Kalksteinpakets 1 sind Kleinhohlräume ausgebildet, in denen Erz an der Basis und Bitumen am Dach erscheint.

3. Biogene Komponenten

Im oberen Bankbereich kommen selten kalkschalige, zerdrückte Fossilien und Bruchstücke kalkschaliger Fossilien vor.

4. Pellets

Diese Komponenten treten im unteren, mittleren und oberen Bankbereich auf. An der Basis sind sie gelb gefärbt und dolomitisiert, nach oben erscheinen unregelmäßige Formen, außerdem sind sie hier regelmäßig im Sediment verteilt, in einigen Lagen lassen sich Gradierungen beobachten. Im oberen Teil der Kalksteinbank tauchen die Pellets nur in bestimmten Bereichen auf und sind dort 0,1 bis 1 mm groß.

5. Klümpchen (lumps)

Eindeutige Klümpchen konnten in der mittleren Bank des Kalksteinpakets 1 nicht nachgewiesen werden, z. T. sind Anklänge (aus Karbonatklasten und Pellets hervorgehend) vorhanden.

6. Rinden-Körner

Diese Komponenten sind in der untersuchten Kalksteinbank nicht ausgebildet.

C. Die Matrix besteht überwiegend aus mikritischem Calcit in Korngrößen <15 µm. In einer Probe (Nr. 7.7 des Profils Altenglan) konnte sparitischer Calcit in unregelmäßigen Bereichen beobachtet werden.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze sind an- und subhedral, Glimmer sub- bis euhedral, authigene Quarze euhedral.

Kristallisationsgefüge: xeno- bis hypidiotop.

Rundung: Detritische Quarze sind angular bis angerundet bei mittlerer Sphärizität, Glimmer angular bis subangular bei geringer Sphärizität, Calcite und Dolomite angular

bis subangular bei mittlerer Sphärizität, authigene Quarze angular bis subangular bei niedriger Sphärizität.

Korngröße: Detritische Komponenten: Karbonatklaste 25 µm bis 1,2 mm, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke 0,05 bis 1 mm, Quarze meist 15 bis 100 µm, Glimmer 20 bis 30 µm, authigene Minerale, besonders Quarz 14 µm.

Häufigkeit und Energie-Index: Im basalen Bankbereich erreichen detritische und authigene Komponenten 80 bis 90 %, Pellets 3 bis 5 %, EI: V_1 - IV_3, nach oben detritische und authigene Komponenten 30 - 40 %, EI: II_1, dann detritische und authigene Komponenten 20 - 25 %, EI: II_1 und im oberen Teil detritische Komponenten wechselnd von 1 - 10 %, Pellets wechselnd von 2 - 20 %, EI: II_2 - I_1 bzw. detritische und authigene Komponenten 20 - 25 % (Karbonatklaste im oberen Teil stellenweise 30 - 40 %), EI: I_3.

2. Textur

Es herrschen Feinschichtung bis Lamination vor, unregelmäßig geschichtete Bankbereiche treten untergeordnet auf. Stellenweise wird eine Lamination durch Quarze und andere Komponenten angedeutet, andererseits tritt auch Gradierung dieser Komponenten auf. Selten ist Schrägschichtung ausgebildet. Durch Turbulenzen, Stylolithbildungen, Bioturbationen und Sediment-Dykes wurde das primäre Lagerungsgefüge gestört. Geopetalgefüge sind durch die Ausbildung von Gradierungen (Quarze und Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke oder Pellets) oder polare Anlagerung von Erzmineralen an der Basis und Bitumen am Dach von Hohlräumen gekennzeichnet.

3. Hohlraumgefüge

Synsedimentäre Hohlraumformen zeigen sich durch ?Gasblasen, die durch Erz und Bitumen (s. oben) ausgefüllt sind. Postsedimentäre Hohlräume werden in den untersuchten Kalksteinen durch ausspatisierte Fossilhohlräume und Kleinkavernen charakterisiert.

4. Ablagerungsmedium

An der Basis kann aufgrund der oben angegebenen Energie-Indizes auf stark bewegtes Wasser bei der Bildung der dort auftretenden Detritus-Kalksteine geschlossen werden. Nach oben stellen sich zunehmend ruhigere Strömungsverhältnisse ein.

E. Diagenese

Hier sind Früh- und Spätdiagenese verbreitet. Während der Frühdiagenese herrschte organische Aktivität. Durch Sammelkristallisation entstanden unregelmäßig geformte, fleckenhafte Sparitbereiche. Hierher gehören auch frühdiagenetische Dolomitbildung und Bitumenentstehung.

In der Spätdiagenese treten metasomatische Dolomitisierung (Dolomitgänge in calcitischer Umgebung), Kluftfüllung und Stylolithbildung auf (s. Abb. 4, S. 30).

Top-Bank des Kalksteinpakets 1

A. Nomenklatur

Die Top-Bank des Kalksteinpakets 1 besteht aus Detritus-Kalksteinen, die im unteren Teil mikritführend und im oberen Teil mikritreich sind.

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten:

Karbonatklaste: Sie tauchen an der Basis in unregelmäßigen, meist 0,5 bis 2 mm großen Formen auf, nach oben gehen sie in meist langgestreckte, dünne Krustenbruchstücke und kleinere (0,6 bis 1,5 mm durchmessende), gerundete und eckige Formen über.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke: An der Basis der Top-Bank kommen ?chloritführende, z. T. abgerundete Siltsteinfragmente vor.

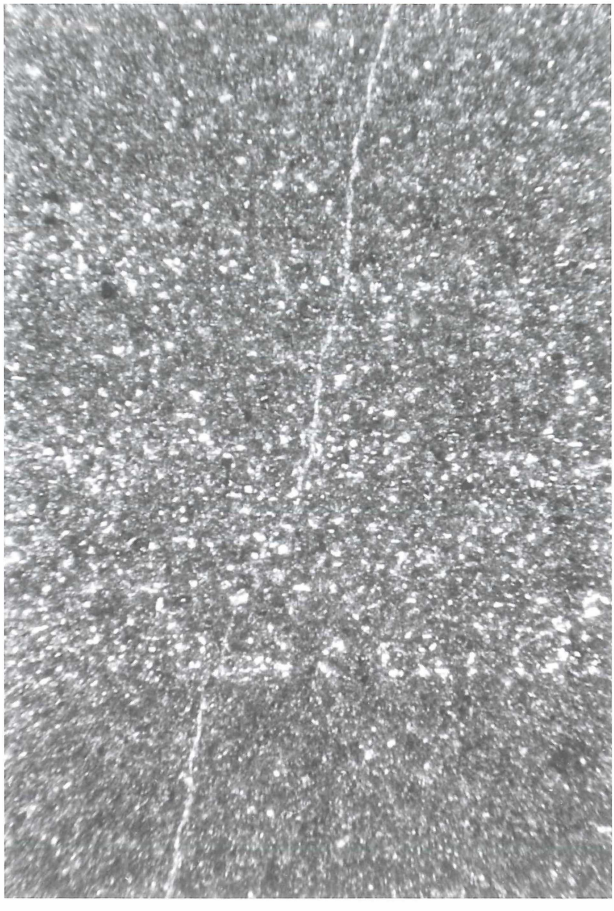


Abb. 3 Detritusreicher Mikrit-Kalkstein mit schwach angedeuteter Gradierung von detritischen Quarzen im unteren bis mittleren Teil (weiße Kristalle) und ± senkrecht verlaufendem Calcitgängchen (Profil Altenglan, Probe .7.4, DS 5) 35 x

Allothigene, nichtkarbonatische Minerale: Zuweilen erscheinen bis 30 µm große Quarze in unregelmäßigen Formen, daneben Glimmer (in Klüften Quarz-?Chlorit-Gemenge) und Hämatite in Ø von 15 µm bis 0,15 mm (in Zwischenräumen von Karbonatklasten).

2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale: Selten treten bis 45 µm große, prismatische Quarze und nicht näher bestimmte Erzminerale auf.

3. Biogene Komponenten: An der Basis der Top-Bank können unzerdrückte, von Calcit ausgefüllte Zweiklapper mit einem Maximaldurchmesser von 1,1 mm beobachtet werden. Im mittleren Bankbereich treten Bruchstücke von Fischschuppen auf, im oberen selten ?Ostracoden. Cyanobakterienreste sind in der gesamten Bank vertreten, und zwar unten in mikritischen Kalkknollen, die aus verfalteten Lamellen bestehen und z. T. verschwommen wulstige Oberseiten besitzen und oben evtl. in Karbonatklasten verborgen, wo flache langgestreckte Gebilde Cyanobakterienreste darstellen können.

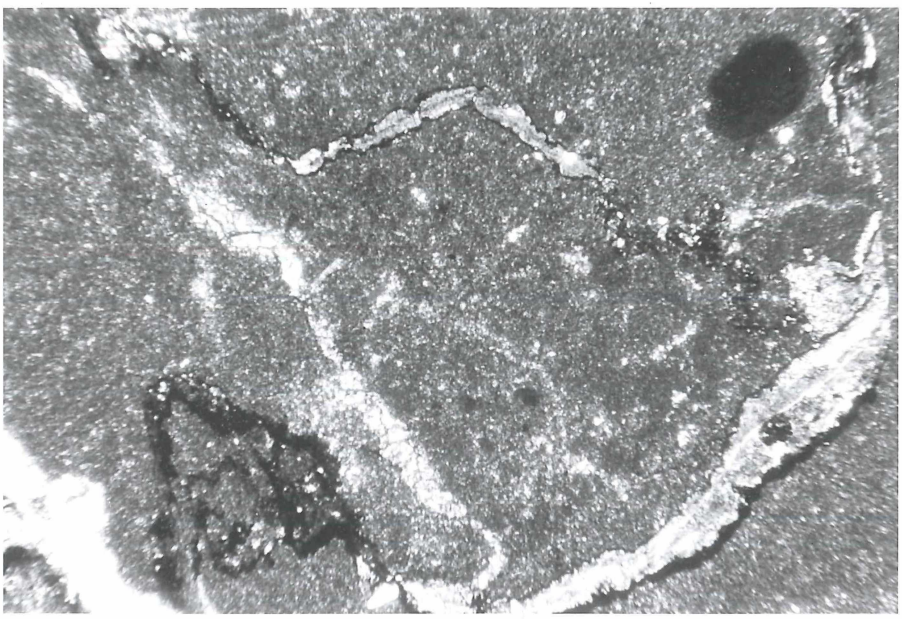


Abb. 4 Mikrit-Kalkstein mit sparitischen Partien (weiß) und Bitumen-führenden Stylolithen (dunkel) (Profil Altenglan, Probe .7.15, DS 9) 35 x

4. Pellets: Nur an der Basis der Top-Bank wurden 0,05 bis 0,15 mm große, gerundete bis gut gerundete Pellets in sparitischer Matrix nachgewiesen.
5. Klümpchen (lumps) wurden nicht nachgewiesen.
6. Rinden-Körner: Im mittleren Bankbereich treten rundliche Komponenten aus Kern und unregelmäßiger Schale auf, die evtl. als Onkoide anzusprechen sind.

C. Matrix

Sie besteht aus Calcit und wenig Dolomit in mikritischer Korngröße (<15 µm), z. T. taucht Sparit in Cyanobakterienresten auf.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze anhedral, Glimmer sub- bis euhedral, authigene Quarze euhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung: Detritische Quarze subangular bis angerundet, Glimmer angular bis subangular, authigene Quarze angular bis subangular, Calcite und Dolomite angular bis subangular. Alle Minerale besitzen schlechte bis gute Sphärizität.

Korngröße. Karbonatklaste 0,5 - 2 mm, detritische Quarze bis 30 µm, authigene Quarze bis 45 µm.

Häufigkeit und Energie-Index: Quarze, Glimmer und Hämatite <1 %, Quarz-?Chlorit-Gemenge im oberen Abschnitt z. T. bis 70 %, Karbonatklaste unten 70 bis 80 % (lagenweise), in der Mitte 50 bis 60 %, oben 40 bis 50 %, biogene Komponenten 1 %, EI unten IV_1, in der Mitte und oben III_2.

2. Textur

Schichtung durchweg unregelmäßig. Störungen des primären Lagerungsgefüges durch bioturbate Vorgänge, Stylolithen und vor allem im oberen Bankbereich durch aus-

geprägte Turbulenzerscheinungen (gangförmige Bildungen - ?Sediment-Dykes, die mit sandig-?chloritischem Material erfüllt sind).

3. Hohlraumgefüge

Postsedimentäre Hohlräume zeigen sich in ausspatisierten Fossilhohlräumen und in Klüften, die in verschiedener Breite, z. T. schichtparallel, angelegt und durch Calcit ausgefüllt wurden.

4. Ablagerungsmedium

Aufgrund der Energie-Indizes kann an der Basis bei der Bildung der Top-Bank-Kalksteine mäßig bewegtes Wasser angenommen werden, während im mittleren und oberen Bankabschnitt das Wasser des damaligen Ablagerungsraumes schwach bewegt gewesen sein dürfte.

E. Diagenese

Auftreten von Früh- und Spätdiagenese. Während der Frühdiagenese ist vor allem Bioturbation ausgeprägt, daneben beginnende Sammelkristallisation in Form von fleckenhaften Pflastern. Weiterhin kann Dolomitbildung besonders in Hohlräumen und auf Klüften, sowie Bitumen- und Erzentstehung beobachtet werden. Auch Ausspatisierungen von Fossilhohlräumen durch zwei Calcitgenerationen (am Rande Calcitkorngröße kryptokristallin, innen makrokristallin) ist festzustellen. Spätdiagenetische Vorgänge werden durch Stylolithbildungen und Kluftfüllungen gekennzeichnet.

Onkolith zwischen Kalksteinpaket 1 und 2

A. Nomenklatur

Es treten ankeritische, sparitische Onkolithe auf.

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklasten: Im Onkolith treten im Durchschnitt 1,5 mm große Karbonatklaste auf, die von dünnen Ankeritringen umgeben sind.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke treten in Form von Silt- und Sandsteinfragmenten auf. Sie sind maximal 1 cm lang, 0,5 cm breit und weisen randliche Risse auf. Die unterlagernden Onkoide drückten sich in diese Komponenten ein, woraus der Schluss gezogen werden kann, dass sie bei der Sedimentation noch plastisch waren.

Allothigene, nichtkarbonatische Minerale: Hier lassen sich vereinzelte, bis 0,15 mm große Quarze mit in parallelen Reihen angeordneten Einschlüssen und randlichen Karbonatkorrosionen erkennen.

2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale: Selten stößt man auf stengelig-prismatische, bis 20 µm große Quarze, die z. T. winzige Karbonateinschlüsse enthalten, daneben sind Erzminerale zu beobachten und als amorphes Authigenmaterial Bitumen (in Onkoiden und im Porenraum).

3. Biogene Komponenten: Im Basis-Cyanobakterien-Kalkstein tauchen Fischreste (Schuppen, Zähne) und Cyanobakterienknöllchen (s. Abb. 5, S. 32) auf, in deren Außenzonen und Zentren meist organische Substanz angereichert ist; sie sind von feinen unregelmäßigen, karbonaterfüllten Ringen durchzogen. Im Onkolith kann man a) bitumenführende Cyanobakterienkrusten (mit welligen Flächen) und -knollen (genaue Beschreibung im Kapitelabschnitt 2.3.2) kalkschalige, gekammerte Fossilien (vermutlich Gastropoden) in Ø von 0,28 x 0,35 mm und c) Fischreste (Knochenstücke) finden.

4. Pellets

Sie erscheinen als elliptische (im Durchschnitt 0,4 mm lange und 0,2 mm breite), ankeritische Formen, die organische Substanz enthalten und von Dolomitrhomboedersäumen umgeben sind (s. Abb. 6, S. 33).

5. Klümpchen (lumps)

Im oberen Teil der Onkolithe treten Klümpchen auf, die jedoch Übergänge zu umkrusteten Karbonatklasten zeigen.

6. Rinden-Körner

In dieser Gruppe sind die Onkoide verbreitet, die in den meisten Fällen aus calcitischen Kernen und ankeritischen Schalen bestehen. Die Schalen bauen sich aus einem oder mehreren, ungleich dicken, nicht konzentrischen Ringen auf. Meist schwankt die Größe um 0,5 mm im Ø. Bei der Ablagerung müssen sie noch verformbar gewesen sein, da die Schale bei vielen Individuen bei der Berührung mit den Nachbarindividuen aufgeplatzt bzw. verbogen ist (s. Abb. 7, S. 34). Ganz ähnliche Formen zeigte KERKMANN (1966: 298 u. 1969: 79).

C. Matrix und Zement

Hier erscheint Calcitsparit in Pflasteranordnung, Kristallgröße ist im Durchschnitt 50 - 100 µm, z. T. mit Zwillingslamellierungen.

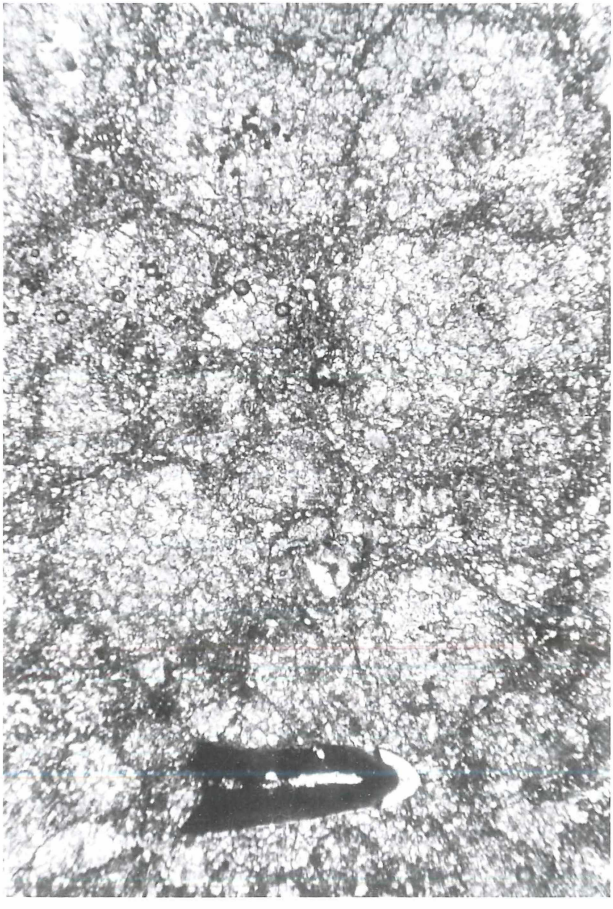


Abb. 5 Mikritreicher Cyanobakterien-Kalkstein. Cyanobakterienknöllchen mit Bitumenanreicherungen in den Außenzonen (dunkle Säume) und Fischresten (Zahn). Profil Altenglan, Probe .16.2, DS 12, 35 x

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze sub- bis euhedral, Glimmer sub- bis euhedral, authigene Quarze euhedral.

Kristallisationsgefüge: Hypidiotop bis idiotop.

Rundung: Quarze subangular bis gerundet, Glimmer angular bis subangular, Calcite und Dolomite angular.

Sphärizität: Bei allen Mineralen stark wechselnd.

Korngröße: Karbonatklaste 1,5 mm, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke max. 1 cm lang, 0,5 cm breit, detritische Quarze bis 0,12 mm, authigene Quarze bis 20 µm, Pellets 0,4 x 0,2 mm, Onkoide 0,5 mm Ø.

Häufigkeit und Energie-Index: Quarze 1 %, Karbonatklaste 10 - 20%, biogene Komponenten 1 %, Onkoide und Pellets 60 - 70 %, EI IV_3 - V_1

2. Textur

Im Onkolith ist undeutliche Schichtung zu erkennen, die zuweilen durch quarzreichere oder Onkoidlagen etwas hervorgehoben wird.

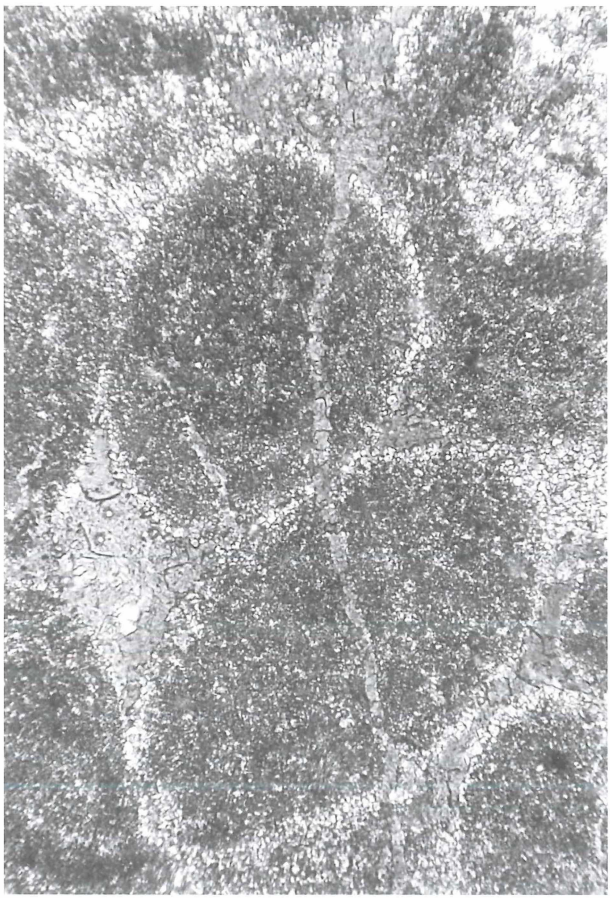


Abb. 6 Alizarin-Rot-S-gefärbter Ausschnitt des Onkoliths mit Bitumen-führenden Pellets, die von Dolomitkränzen umgeben sind und senkrecht verlaufenden Calcit-Gängchen. Profil Altenglan, Probe .17.2 u, DS 13, 100 x

3. Hohlraumgefüge

Synsedimentäre Hohlraumformen sind als Zwickelporen im Onkolith entwickelt. Sie sind postsedimentär durch Internsedimentationen ausgefüllt worden (Quarz und Bitumen). Als postsedimentäre Hohlraumformen erscheinen Fossilhohlräume im Onkolith (die ausspatisiert sind) sowie Risse in Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücken. Tektonische Vorgänge (kleine Störungen und Klüfte) schufen ebenfalls Hohlräume, die später ausspatisiert wurden (s. Abb. 8, S. 35).

4. Ablagerungsmedium

Während der Bildung des Onkoliths kann aufgrund obiger Energie-Indexwerte mäßig bewegtes Wasser angenommen werden.

E. Diagenese

Frühdiagenetische Vorgänge dominieren durch Okklusion der Onkoide und Bildung der Ankerite und der Dolomitanwachssäume um Onkoide und Pellets. Weiterhin lässt sich Spatisation der Zwickelporen und Fossilhohlräume sowie Bitumenbildung feststellen.

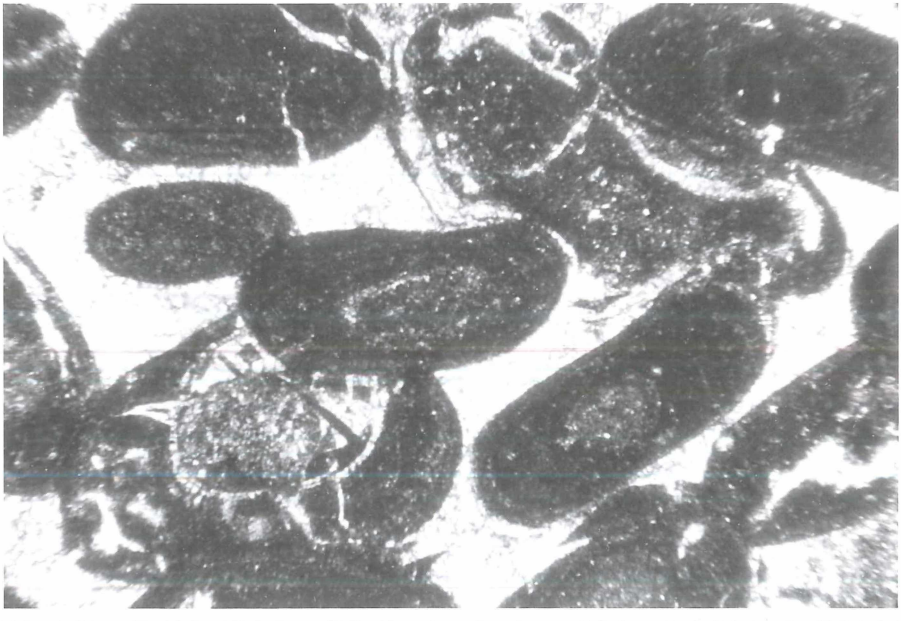


Abb. 7 Synsedimentär deformierte Onkoide mit zerbrochenen Schalen. Onkolith im Profil Friedelhausen, Probe .19.2, DS 36, 35 x

2.3.2.2 Schliffe aus dem Kalksteinpaket 2

Basisbank des Kalksteinpakets 2

A. Nomenklatur

Die Basisbank des Kalksteinpakets 2 beginnt unten mit Cyanobakterien-Kalksteinen, darüber folgt mikritführender Detritus-Kalkstein, oben liegt detritusreicher Mikrit-Kalkstein vor. Die genannten Typen werden im folgenden einzeln besprochen.

Cyanobakterien-Kalkstein

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten: Karbonatklaste sind hier in verschiedenen Formen vertreten (teilweise in Übergängen zu Bioklasten). Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke sind nur selten als kleine Kohlefetzen zu beobachten. Allothigene, nichtkarbonatische Minerale treten als Quarze (in verschiedenen Formen und Größen) und Glimmer auf.



Abb. 8 Nach der Lithifikation durch kleine Störungen zerbrochene Onkoide. Die durch die Störungen geschaffenen Hohlräume sind ausspatisiert. Onkolith im Profil Friedelhausen, Probe .19.2, DS 36, 35 x

2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale

Hier erscheinen Quarze und sulfidische Erzminerale. Inwieweit röntgendiffraktometrisch nachgewiesene Glimmer-?Chlorit-Wechsellagerungen authigen sind, kann nicht entschieden werden.

3. Biogene Komponenten

Im Cyanobakterien-Kalkstein treten Fischreste (Knochenstücke, Zähne) und Cyanobakterienreste auf (mit z. T. ausgeprägtem Koloniecharakter, weisen durch Alizarin-Rot-Färbung hervorgehobenen, unterschiedlichen Calcit-Gehalt auf, Dicke der Lagen ca. 1 cm).

4. Pellets, 5. Klümpchen und 6. Rinden-Körner wurden nicht beobachtet.

C. Matrix und Zement

Calcitische Matrix tritt gegenüber calcitischem Zement stark zurück. In der Matrix tauchen neben Calcit Quarze und Glimmer in Korngrößen < 50 µm auf.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze sub- bis euhedral, Glimmer sub- bis euhedral, authigene Quarze euhedral, Calcite subhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung und Sphärizität: Quarze subangular bis angerundet, Sphärizität 0,7 - 0,9, Glimmer subangular bis angerundet, Sphärizität 0,3, Calcite aubangular bis angerundet.

Korngröße: Karbonatklaste bis 0,3 cm lang, Quarze meist 20 µm im Ø, Glimmer 15 - 45 µm lang.

Häufigkeit und Energie-Index: Wegen des ausgeprägten Koloniecharakters der Cyanobakterienreste konnte die Häufigkeit der Komponenten und der Energie-Index nicht bestimmt werden.

2. Textur

Im Cyanobakterien-Kalkstein ist Schichtung im allgemeinen nur undeutlich entwickelt. Teilweise lässt sich unregelmäßige Lamination beobachten (mit „Sandfahnen"). Turbulenzerscheinungen bedingen Veränderungen des primären Anlagerungsgefüges. Die Cyanobakterienwuchsformen (Wölbung der Knollen nach oben) lassen sich als Geopetalgefüge verwenden.

3. Hohlraumgefüge

Innerhalb der einzelnen Cyanobakterienknollen zeigen sich wahrscheinlich synsedimentäre Hohlraumporen. An den gleichen Komponenten können ?Schrumpfungsrisse als postsedimentäre Hohlräume gedeutet werden.

4. Ablagerungsmedium

Wegen der stromatolithähnlichen Gesteinsausbildung wird für das Ablagerungsmedium keine Aussage gemacht.

E. Diagenese

Frühdiagenetische Erscheinungen liegen hier als Zementationsprozesse vor. Spätdiagenese drückt sich in Kompaktion und Lithifikation aus.

Mikritführender Detritus-Kalkstein

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste und Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke wurden hier nicht beobachtet.

Allothigene, nichtkarbonatische Minerale liegen als Quarze (in verschiedenen Formen und Größen) und Glimmer vor.

2. Authigene, nicht karbonatische Minerale treten hier als Quarze und sulfidische Erzminerale auf.
3. Biogene Komponenten, 4. Pellets, 5. Klümpchen (lumps) und 6. Rinden-Körner wurden nicht festgestellt.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit.

D. Gefüge
1. Struktur
Kornform: Detritische Quarze sub- bis euhedral, Glimmer sub- bis euhedral, authigene Quarze euhedral, Calcite subhedral.
Kristallisationsgefüge: hypidiotop.
Rundung und Sphärizität: Quarze subangular bis angerundet, Sphärizität 0,7 - 0,9, Glimmer subangular bis angerundet, Sphärizität 0,3, Calcite subangular bis angerundet.
Korngröße: Quarze meist 20 µm Ø, Glimmer 15 - 45 µm lang.
Häufigkeit und Energie-Index: Kornsumme 80 - 90 %, Energie-Index IV_2 - IV_3.
2. Textur
Hier herrscht deutliche Lamination, die durch unterschiedlichen Calcitgehalt hervorgehoben wird.
3. Hohlraumgefüge
Dieses Gefüge konnte im Schliffbereich nicht beobachtet werden (am Handstück zeigen sich Trockenrisse auf den Schichtflächen).
4. Ablagerungsmedium
Für die Bildung der Detritus-Kalksteine wird aufgrund des EI (s. o.) mäßig bis stark bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese
Hier sind Zementation während der Frühdiagenese sowie Kompaktion und ?Umkristallisation während der Spätdiagenese zu nennen.

Detritusreicher Mikrit-Kalkstein

B. Komponenten
1. Detritische Komponenten
Karbonatklaste treten in unregelmäßigen Formen im oberen Teil im Bereich von kleinen Störungszonen auf.
Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke wurden nicht festgestellt.
Allothigene, nichtkarbonatische Minerale liegen als Quarze und Glimmer vor.
2. Authigene, nicht karbonatische Minerale erscheinen in Form von sulfidischen Erzen (?$CuFeS_2$, PbS).
3. Biogene Komponenten, 4. Pellets, 5. Klümpchen und 6. Rinden-Körner wurden nicht beobachtet.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit.

D. Gefüge
1. Struktur
Kornform: Detritische Quarze sub- bis euhedral, Glimmer sub- bis euhedral, Erze subhedral, Calcit subhedral.
Kristallisationsgefüge: hypidiotop.
Rundung und Sphärizität: Quarze subangular bis angerundet bei relativ hoher Sphärizität, Glimmer subangular bis angerundet bei niedriger Sphärizität, Calcite subangular bis angerundet.
Korngröße: Quarze meist 20 µm Ø, Glimmer 15 - 45 µm lang.
Häufigkeit und Energie-Index: Kornsumme ca. 30 - 40 %, EI II_2 - II_3.

2. Textur

Deutliche Ausbildung von Lamination, die durch silt- und karbonatreiche Lagen betont wird. An kleinen Störungen sind die einzelnen Laminae versetzt. Veränderungen des Primärgefüges und geopetale Gefüge konnten nicht beobachet werden.

3. Hohlraumgefüge

Kleine, synsedimentäre Verwerfungen setzen an bestimmten Laminae ab und schaffen synsedimentäre Hohlraumporen (die später vererzt sind). Postsedimentäre Hohlräume entstanden durch später vererzte Klüfte.

4. Ablagerungsmedium

Aufgrund der Energie-Indizes wird für die Bildung der Mikrit-Kalksteine schwach bis abwechselnd bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

Zur Frühdiagenese gehören konkretionäre Erzbildung, zur Spätdiagenese vermutlich Kluftfüllungen (Vererzungen).

Doppeltuff innerhalb des Kalksteinpakets 2

Wegen des stark verwitterten Zustandes der Tuffbänder war ein Schliffstudium nur beim unteren Tuff möglich. Die Komponenten des Tuffs sind deutlich gradiert. An der Basis sind sie so grobkörnig, dass man hier von einem Kristalltuff sprechen kann. Die größten Körner sind entsprechend ihrer Größe und ihres Gewichtes in den liegenden Siltmergelstein verschieden tief eingedrungen (Abb. 9, S. 39). Ganz ähnliche Verhältnisse fanden MÜLLER, W. et al. (1964: 445) in der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen. Zum Teil stecken die Komponenten in den Rissen und Spalten oder in losgelösten Bereichen mitten in den Siltmergelsteinen. Es erscheinen bis 0,52 mm große, scharfkantige, z. T. undulös auslöschende, oft partiell calcitisierte Quarze, die Korrosionsbuchten und -kavernen aufweisen. Sie enthalten winzige Einschlüsse und können als Splitter von ursprünglich größeren Individuen angesehen werden (Abb. 10, S. 39). Ganz ähnliche Typen wurden von MAŠEK (1963: 374 f.) aus dem Ober-Karbon des Mittelböhmischen Kohlenbeckens abgebildet. Dann lassen sich bis 0,65 mm große, kantige Feldspäte beobachten, die mengenmäßig hinter den Quarzen zurücktreten. Diffraktometrisch wurde vor allem Orthoklas nachgewiesen. Diese Orthoklase sind meist mehr oder weniger stark calcitisiert oder sericitisiert. Ähnliche Beobachtungen hat MÜLLER, Georg (1962: 466) im Südharzer Rotliegend gemacht.

Weiterhin treten bis 0,19 mm dicke Biotitstapel auf, die aus einzelnen, max. 0,37 mm langen Lamellen aufgebaut sind (s. auch MAŠEK 1963: 373). In der Aufsicht lassen sich oft hexagonale Umrisse erkennen. Die Biotitstapel machen einen frischen Eindruck, d. h. Korrosionserscheinungen, die durchaus vorhanden sind, treten nur in den Randpartien auf, wo die Lamellen aufgebogen sind. Selbst wenn eine Lamellenserie in sich verbogen ist, was ab und zu vorkommt, befinden sich die einzelnen Lamellen noch in festem Verband (Abb. 10). Der Pleochroismus ist von hellbräunlichgelb nach dunkelbraun deutlich sichtbar. Zuletzt sind opake Körner verschiedener Größe zu nennen, die nicht näher bestimmt werden konnten. Selten treten bis 0,63 mm große, fast völlig karbonatisierte Gesteinsbruchstücke auf, die feine Feldspatleisten und winzige, opake Körner enthalten. Die während der Diagenese vermutlich völlig umgewandelte Matrix liegt wie ein Großteil der Komponenten jetzt in Form von Tonmineralen vor. Diese diffraktometrisch bestimmten Minerale erwiesen sich als Kaolinite und Wechsellagerungsminerale (Illit-Montmorillonit, nach frdl. mündl. Mitt. von Prof. Dr. D. Heim). Die gleichen Tonminerale wurden in saarländischen Oberkarbontuffen von STÖFFLER (1963: 291) gefunden. Sie bilden die Hauptmenge der das Gestein aufbauenden Minerale. Die Resultate aus den mikroskopischen und diffraktometrischen Untersuchungen der Tuffe

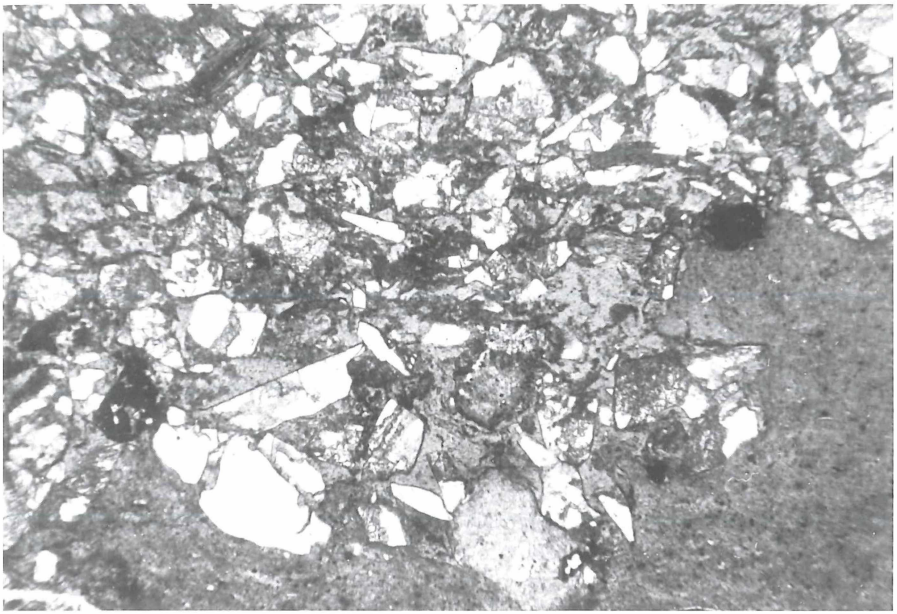


Abb. 9 Basis des unteren Doppel-Tuffs, wobei große Quarzsplitter, Feldspäte, Glimmer, Fremdgesteinsbruchstücke und opake Minerale unterschiedlich tief in der Unterlage stecken. Profil Altenglan, Probe 34.2 (Top, DS 17) 35 x

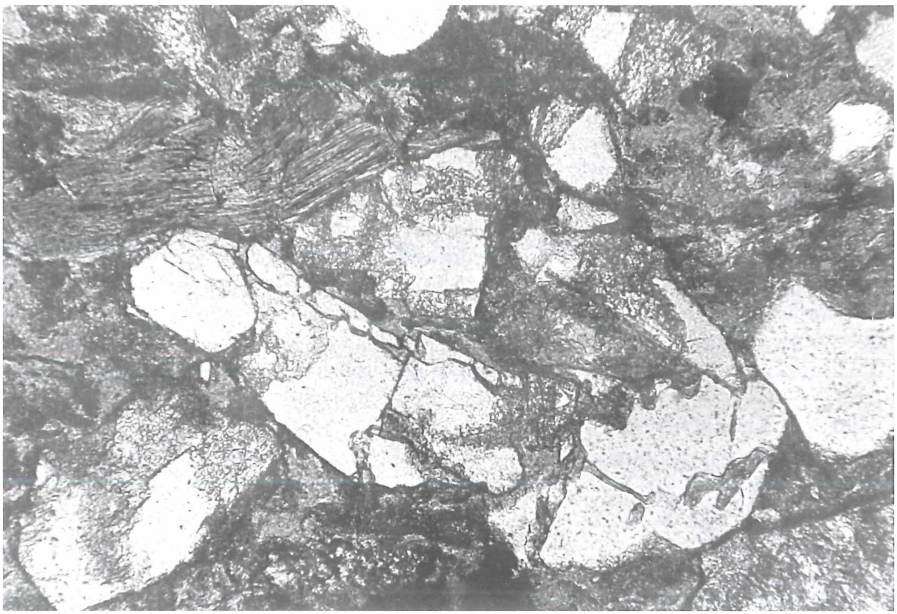


Abb. 10 Korrodierte Quarze mit winzigen Einschlüssen, korrodierte Feldspäte und verbogene Biotitstapel. Profil Altenglan, Probe 34.2 (Top, DS 17) 100 x

lassen in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von STACH (1950), HEIM, D. (1960, 1961), MAŠEK (1963), STÖFFLER (1963), BRONSART VON SCHELLENDORF (1964) und von BRONSART (1968) keinen Zweifel an deren pyroklastischer Natur, wenn auch Umbildungsvorgänge, insbesondere eine intensive Kaolinisierung vor allem des oberen Tuffs innerhalb des Doppeltuffs den primären Mineralbestand völlig verändert hat. Mit HEIM, D. (1960: 314 und 1961: 397) sind die hier behandelten Tuffe als Quarz-Kaolinit-Gesteine bzw. als kaolinisierte Feldspatgesteine zu bezeichnen.

Mittlere Bank des Kalksteinpakets 2

A. Nomenklatur

Die mittlere Bank des Kalksteinpakets 2 wird von Detritus-Kalksteinen aufgebaut, die im unteren Teil mikritführend bis mikritreich, im mittleren Abschnitt mikrit- und skelettführend und im oberen Bereich mikritführend sind.

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste: Das Erscheinungsbild der Karbonatklaste ist vielfältig. In unterschiedlichen Formen und Größen kommen sie an der Basis vor, im mittleren Bereich gesellen sich Bioklaste dazu, im oberen Bereich sind sie meist kleiner als weiter unten.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke: Solche Komponenten treten in unterschiedlichen Formen und Größen auf, im Durchschnitt messen sie 1 x 0,3 mm. Darüber erscheinen sie in Wurmgängen und weiter oben in wechselnden Prozentgehalten in den einzelnen Schichten.

Allothigene, nichtkarbonatische Minerale: Als solche erscheinen Quarze in verschiedenen Formen und Größen, die Korrosionsbuchten aufweisen und Einschlüsse besitzen. Selten tauchen karbonatisierte Feldspäte und ?Glimmer auf. In einer Probe des untersten Bankbereichs konnten Hämatitknollen beobachtet werden.

2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale

Hier treten Quarze und sulfidische Erzminerale auf. Bei den Erzen lassen sich ohne Schwierigkeiten aufgrund der Farbe drei verschiedene Typen unterscheiden: zwei gelbe, wahrscheinlich Kiese (Pyrit mit Ausbildung von Würfeln und Kupferkies) und einen grauen (vermutlich Bleiglanz).

3. Biogene Komponenten

An der Basis der mittleren Bank des Kalksteinpakets 2 lassen sich Bruchstücke kalkschaliger Fossilien und ?Fischreste (schwarze Fragmente) beobachten. Darüber treten Lebensspuren (wahrscheinlich Wurmgänge, z. T. bis 1 cm breit) und lokal Cyanobakterienreste auf (dabei Erzkonzentrationen). Im mittleren Bankbereich nehmen Cyanobakterienreste zu. Daneben tauchen kalkschalige Mikrofossilien auf (vermutlich Zweiklapper, ?Ostracoden). Sie werden nach oben häufiger. Teilweise erscheinen neben den erwähnten Zweiklappern, die sehr dünne Schalen besitzen, gekammerte, relativ dickschalige (0,05 mm) Formen (?Gastropoden). Außer vollständig erhaltenen Gehäusen sind größere Mengen von Bruchstücken derselben in der Matrix verstreut.

4. Pellets, 5. Klümpchen (lumps) und 6. Rinden-Körner wurden nicht beobachtet.

C. Die Matrix besteht fast nur aus mikritischem Calcit, selten lässt sich zusätzlich ein Zement aus sparitischem Calcit beobachten.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze subhedral, z. T. euhedral, Feldspäte subhedral, authigene Quarze euhedral, Calcite subhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung und Sphärizität: Quarze und Feldspäte subangular bis angerundet bei schwankender Sphärizität. Calcite angular bis subangular.

Korngröße: Karbonatklaste max. 1,3 x 0,6 cm, ebenso wie die Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke im unteren Abschnitt der Bank wesentlich größer als im oberen; Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke max. 1,5 x 0,6 mm, im Durchschnitt im unteren Bankbereich doppelt so groß als im oberen (dort 0,4 x 0,7 mm); detritische Quarze bis 0,21 x 0,15 mm, Feldspäte 40 - 50 µm, authigene Quarze bis 0,1 x 0,05 mm.

Häufigkeit und Energie-Index: In der mittleren Bank des Kalksteinpakets 2 schwanken die Prozentgehalte der Komponentengruppen in relativ engen Grenzen. Die Kornsummen liegen zwischen 70 und 90 %, die EI zwischen III_3 und V_1.

2. Textur

Im unteren Bankabschnitt ist z. T. Lamination entwickelt, die allerdings durch Bioturbation oft unkenntlich gemacht wird. Sonst weisen die Kalksteine keine erkennbare Schichtung auf. Störungen des primären Lagerungsgefüges sind auch nur aus dem unteren Bankbereich bekannt, nämlich durch die erwähnten Bioturbationen und durch teilweise deutliche Turbulenzen.

3. Hohlraumgefüge

Synsedimentäre Hohlräume konnten nicht mit Sicherheit beobachtet werden. Postsedimentäre Hohlräume entstanden durch Fossilhohlräume und Klüfte, kleine Verwerfungen (die diagenetisch vererzt sind) und Lösungshohlräume.

4. Ablagerungsmedium

Für die Bildung der meisten Kalksteintypen der mittleren Bank wird aufgrund der oben genannten Energie-Indizes mäßig bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

In der mittleren Bank des Kalksteinpakets 2 sind vor allem frühdiagenetische Vorgänge anzutreffen. Sie zeigen sich durch organische Aktivität (Bioturbation), Ausspatisierung der Fossilhohlräume und Vererzung (z. T. Bildung von Konkretionen). Spätdiagenetische Vorgänge zeigen sich in Zerrkluftfüllungen.

Top-Bank des Kalksteinpakets 2

A. Nomenklatur

Die Top-Bank des Kalksteinpakets 2 besteht aus 2 Karbonatgesteinstypen. Im unteren Teil sind es Detritus-Kalksteine, die an der Basis mikritführend und weiter oben Klümpchen-reich sind. Im oberen Bankbereich treten Cyanobakterien-Kalksteine auf.

Mikritführende und Klümpchen-reiche Detritus-Kalksteine

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste: Sie treten in sehr variablen Formen und Größen auf und sind z. T. lagenweise angereichert.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke: Sie tauchen in Detrituslagen zwischen Cyanobakterienkrusten auf.

Allothigene, nichtkarbonatische Minerale: Hier erscheinen Quarze, Feldspäte und Glimmer in verschiedenen Formen und Größen.

2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale

Dazu gehören Quarze und Erzminerale (vermutlich FeS_2, $CuFeS_2$ und PbS).

3. Biogene Komponenten

Im Basalbereich können z. T. pyritisierte Bruchstücke dünner kalkschaliger Mikrofossilien beobachtet werden.

4. Pellets wurden nicht nachgewiesen.

5. Klümpchen (lumps)

Diese Komponenten sind im mittleren Top-Bank-Bereich stark angereichert. Sie lassen bei großer Formenvariabilität z. T. Übergänge zu Bioklasten (Cyanobakterienreste) erkennen.

6. Rinden-Körner konnten nicht festgestellt werden.

C. Matrix und Zement

Die Matrix besteht überwiegend aus mikritischem Calcit. Zurücktretend erscheint sparitischer Calcit-Zement.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze sind subhedral, Feldspäte subhedral, Glimmer sub- bis euhedral, authigene Quarze euhedral, Calcite subhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung: Quarze sind angular bis angerundet, Feldspäte subangular, Glimmer subangular.

Sphärizität: Bei Quarzen und Feldspäten herrscht hohe, bei Glimmern niedrige Sphärizität.

Korngröße: Karbonatklaste messen 0,2 bis 0,5 mm; Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke 0,1 - 0,7 mm; detritische Quarze im allgemeinen 30 µm im Ø, Feldspäte ca. 40 µm im Ø; authigene Quarze im Durchschnitt 10 x 15 µm; Cyanobakterienknöllchen max. 0,75 mm Ø, Klümpchen bei Dicken von wenigen mm oft mehrere cm lang.

Häufigkeit: Karbonatklaste erreichen 20 - 30 % (nach oben auf 10 % abnehmende Häufigkeit).

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke und detritische Minerale schwanken zwischen 60 (unten) und 30 % (oben).

Authigene, nicht-karbonatische Minerale < 1 %, biogene Komponenten 2 - 5 %, Klümpchen lagenweise 40 %. EI: IV_2 - IV_3.

2. Textur

Schichtung ist im allgemeinen undeutlich, stellenweise durch Karbonatklast- und Klümpchenlagen angedeutet. Zum Teil ist Lamination entwickelt, die sekundär gestört ist. Verändertes Anlagerungsgefüge gibt sich in geringfügigen Turbulenzen zu erkennen.

3. Hohlraumgefüge

Dieses Gefüge zeigt sich nur in Klüften.

4. Ablagerungsmedium

Aufgrund des EI wird für die Bildung dieser Kalksteine mäßig bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

Hier herrschen frühdiagenetische Erscheinungen vor. Es sind Volumenveränderungen in Form von Fossilokklusionen, Zementationen, beginnenden Umkristallisationen (Vererzungen, z. T. konkretionär) und Sammelkristallisationen in Klümpchen (drusige Pflaster). Spätdiagenetische Vorgänge äußern sich in Stylolithenbildungen und Kluftfüllungen.

Cyanobakterien-Kalksteine

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste waren nicht sicher nachweisbar. Eventuell könnten wiederaufgearbeitete und zerbrochene Cyanobakterienmatten als solche bezeichnet werden.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke wurden nicht beobachtet.

Allothigene, nichtkarbonatische Minerale liegen als Quarze und Glimmer vor.

2. Authigene, nichtkarbonatische Minerale

Hier wurden Quarze und vor allem sulfidische Erzminerale (FeS_2, ?$CuFeS_2$) festgestellt. Als amorphes Authigen-Material erscheint Bitumen in und zwischen den Cyanobakterienknollen und Onkoiden.

3. Biogene Komponenten

Diese werden überwiegend durch Cyanobakterienreste in Form von unregelmäßigen Knollen repräsentiert. Sie sind zyklisch ausgebildet, d. h. sie erscheinen in verschiedenen Wachstumszyklen, wobei innerhalb weniger cm eine Gradierung von basalen, kleineren zu profilaufwärts größeren Typen zu beobachten ist. In einem Beispiel (Probe 44 des Profils Altenglan) lassen sich bei einer Mächtigkeit des Cyanobakterien-Kalksteinbänkchens von 10 cm 3 solcher Zyklen von je 2 - 4 cm Dicke feststellen. Weiterhin treten Fischreste auf (Zähne, ?Schuppenzähne, z. T. schmelztragende Schuppen), die besonders auf den Schichtflächen angereichert sind.

4. Pellets

Sie erscheinen in engem Zusammenhang mit Cyanobakterienknollen in unterschiedlichen Größen und sind in den oberen Schichtbereichen der Cyanobakterien-Kalksteine angehäuft.

5. Klümpchen (lumps) wurden nicht angetroffen.

6. Rinden-Körner

Diese Komponentengruppe ist durch die Onkoide vertreten. Sie sind relativ unregelmäßig gestaltet und besitzen als Kerne Karbonatklaste oder z. T. Fischreste. Oft lässt sich diagenetische Radialtextur erkennen. Zuweilen stößt man auf Übergänge zu Cyanobakterienknollen.

C. Die Matrix liegt meist als mikritischer Calcit vor. Ab und zu trifft man jedoch zusätzlich auch sparitischen Calcit- und Dolomit-Zement.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze sind subhedral, Glimmer sub- bis euhedral, authigene Quarze euhedral, Erze subhedral, Calcite und Dolomite subhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung: Quarze sind angular bis angerundet, Glimmer subangular.

Sphärizität: Bei Quarzen mittlere, bei Glimmern niedrige Sphärizität.

Korngröße: Detritische Quarze im allgemeinen 30 µm Ø, authigene Quarze 30 x 15 µm, Cyanobakterienknöllchen max. 0,75 mm Ø, Pellets 0,1 bis 0,75 mm Ø, Onkoide max. 2 mm Ø.

Häufigkeit: Detritische Minerale 10 - 30 %, authigene, nichtkarbonatische Minerale ca. 5 %, Cyanobakterienknollen, Pellets und Onkoide 50 -70 nach oben 70 - 80 %.

EI: Aufgrund der hohen Komponentenanteile erhält man hohe Energie-Indizes von ca. V_1. Aufgrund des starken Anteils an Cyanobakterienknöllchen dürften sie jedoch betreffs der Folgerungen ein falsches Bild ergeben (s. Abschnitt Ablagerungsmedium).

2. Textur

Die Schichtung ist zwar im Handstückbereich sehr gut erkennbar, innerhalb einer Einzelschicht jedoch nur undeutlich entwickelt. Sie wird zuweilen durch Silt- und Fischrestelagen angedeutet. Veränderungen des primären Gefüges kennt man als Stylolithen. Die zyklische Wachstumsänderung der Cyanobakterienknollen lässt sich als Geopetalgefüge bezeichnen.

3. Hohlraumgefüge

Als synsedimentäre Hohlräume geben sich Zwickelporen zu erkennen. Postsedimentäre Hohlräume werden durch Klüfte gebildet, die später ausspatisiert oder vererzt sind.

4. Ablagerungemedium

Für die Bildung dieser Kalksteine wird trotz des hohen EI wegen des Überwiegens von Cyanobakterienknöllchen „nur" mäßig bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

Unter den frühdiagenetischen Erscheinungen sind Fossilokklusionen (Zerbrechen der Fischreste), beginnende Umkristallisationen (konkretionäre Erzbildung, Dolomitisierung von Cyanobakterienknollen, z. T. Hohlraumfüllung), Internsedimentationen, Zementationen und Sammelkristallisationen zu nennen. Die Spätdiagenese wird durch Stylolithbildung charakterisiert.

2.3.2.3 Schliffe aus dem Kalksteinpaket 3

Basisbank des Kalksteinpakets 3

Aufgrund der stark brüchigen Beschaffenheit der Sandkalksteine dieser Bank konnten keine Schliffe angefertigt werden, so dass die Angaben nur aus den Ca-Mg-Bestimmungen und aus den Schlämmanalysen resultieren. Danach ergibt sich, dass die Gesamtkarbonatgehalte im unteren Teil der Bank nur max. 67 % erreichen, während sie im oberen Teil auf ca. 19 % zurückgehen, so dass hier kalkige Siltsteine vorliegen.

Top-Bank des Kalksteinpakets 3

A. Nomenklatur

Die Top-Bank des Kalksteinpakets 3 besteht im unteren Teil aus mikritreichen Detritus-Kalksteinen, darüber folgen detritus-, pyrit- und dolomitreiche Mikrit-Kalksteine und detritusreiche, pyritführende Dolosparit-Kalksteine, während der gesamte obere Abschnitt von Cyanobakterien-Kalksteinen gebildet wird.

Mikritreicher Detritus-Kalkstein

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste treten im unteren Teil des Detritus-Kalksteins auf.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke wurden nicht beobachtet.

Allothigene, nicht-karbonatische Minerale liegen als Quarze, Feldspäte und Glimmer vor.

2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale

Hier erscheinen Quarze, sulfidische Erzminerale und als amorphe Authigensubstanz Bitumen.

3. Biogene Komponenten treten in Form von Fischresten nur untergeordnet in Erscheinung.

4. Pellets, 5. Klümpchen (lumps) und 6. Rinden-Körner wurden nicht festgestellt.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit. Daneben tritt deutlich ausgebildeter, sparitischer Calcit-Zement vor allem im mittleren und oberen Teil der Schicht auf.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze und Feldspäte subhedral, Glimmer euhedral, authigene Quarze euhedral, Erze sub- bis euhedral, Calcite subhedral, Dolomite sub- bis euhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung und Sphärizität: Detritische Quarze und Feldspäte angular bis angerundet

bei mittlerer bis hoher Sphärizität, Glimmer und authigene Quarze angular bei niedriger Sphärizität.

Korngröße: Detritische Quarze 40 x 30 µm, Feldspäte max. 0,15 mm, Glimmer oft 40 µm lang, authigene Quarze 40 x 15 µm, Erze sehr unregelmäßig.

Häufigkeit: Karbonatklaste partienweise zwischen 10 und 40 %, detritische Minerale 35 - 40 %, authigene, nicht-karbonatische Minerale < 5 %, biogene Komponenten < 1 %, EI: III_2.

2. Textur

Schichtung ist im allgemeinen nur schwach ausgebildet. Teilweise wird sie durch Karbonatklastlagen angedeutet. Veränderungen des Primärgefüges sowie Geopetalgefüge wurden nicht beobachtet.

3. Hohlraumgefüge

Es treten postsedimentäre Hohlräume in Form von Klüften auf, die später wieder ausspatisiert und/oder vererzt sind.

4. Ablagerungsmedium

Aufgrund des EI wird für die Bildung der mikritreichen Detritus-Kalksteine schwach bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

Hier wurden nur spätdiagenetische Erscheinungen festgestellt. Es sind quer durch das Gestein ziehende Calcitisierungen und Kluftfüllungen.

Detritus-, pyrit- und dolomitreicher Mikrit-Kalkstein

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste erweisen sich durch die Alizarin-Rot-Färbung als Fe-dolomitisch - ankeritisch. Sie sind teilweise lagenweise angereichert.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke wurden nicht gefunden.

Allothigene, nicht-karbonatische Minerale sind Quarze und Glimmer.

2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale liegen als Quarze und sulfidische Erze vor (diese in relativ hohen Prozentgehalten, Pyrit in feinen Lagen oder dispers im Sediment, wenig PbS).

3. Biogene Komponenten erscheinen nur untergeordnet, und zwar als Fischreste (Schuppen mit Schmelzrand, s. Abb. 11, S. 46, Knochenfragmente).

4. Pellets, 5. Klümpchen (lumps) und 6. Rinden-Körner wurden nicht beobachtet.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit und Dolomit. Daneben erscheint Dolosparit.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze subhedral, Glimmer euhedral, Erze subhedral, Calcite subhedral, Dolomite sub- bis euhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung: Detritische Quarze angular bis angerundet, Glimmer angular, Erze subangular.

Sphärizität: Detritische Quarze haben mittlere bis hohe, Glimmer niedrige und Erze mittlere Sphärizität.

Korngröße: Karbonatklaste meist 0,1 - 0,5 mm Ø, detritische Quarze 10 µm - 0,1 mm, Glimmer meist 30 µm lang, Erze 5 - 10 µm.

Häufigkeit: Karbonatklaste 20 - 40 %, detritische Minerale 10 - 30 %, Erze ca. 30 %, biogene Komponenten 1 - 2 %, Dolomit ca. 15 %, EI: II_3.



Abb. 11 Fischschuppe mit Schmelzrand in detritus- und dolomitreichem Mikrit-Kalkstein. Profil Nr. 10 Altenglan, Probe 66.3u (DS 27), 100 x

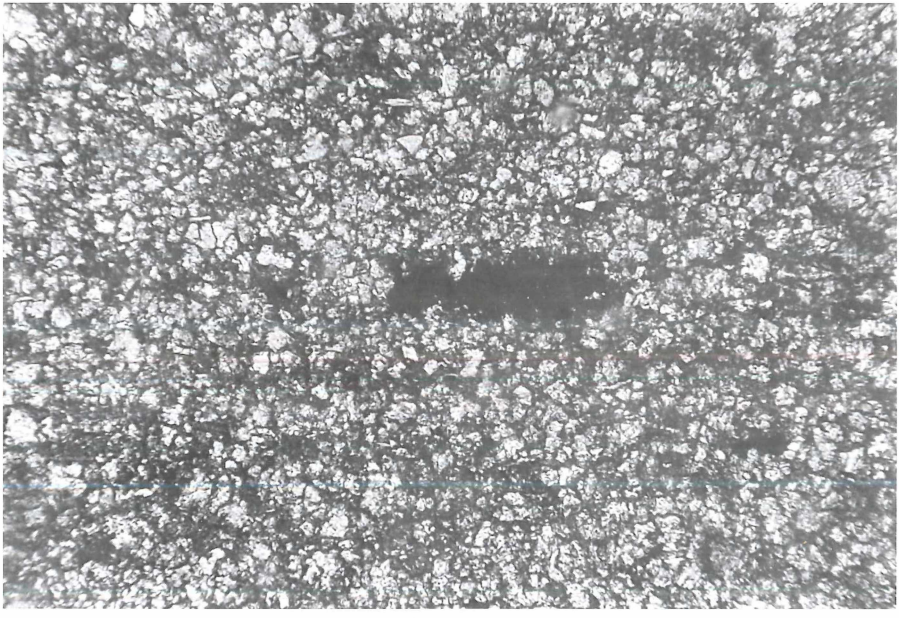


Abb. 12 Dolomitanreicherungen in Mikrit-Kalkstein mit Bitumeneinlagerung. Profil Nr. 10 Altenglan, Probe .66.30 (DS 28), 100 x

2. Textur
Die Schichtung wird durch feine Erzlagen markiert, am Top treten infolge geringerer Erzführung Detrituslagen mehr hervor. Veränderungen des Primärgefüges werden durch Bioturbationen angezeigt, Geopetalgefüge sind nicht ausgebildet.
3. Hohlraumgefüge
Sie sind als Klüfte (die später calcitisiert wurden) vorhanden.
4. Ablagerungsmedium
Aufgrund des EI wird für die Bildung dieser Kalksteine schwach bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese
Während der Frühdiagenese herrschten hier organische und biochemische Aktivität. Damit stehen Vererzungen in Zusammenhang. Daneben kam es zur Okklusion von Fossilien, frühdiagenetischen Dolomitanreicherungen, z. T. Ausbildung von Dolomitrhomboedern wahrscheinlich im noch weichen Sediment (s. Abb. 12, S. 46). Das Alter der ?Dolomitisierung der Karbonatklasten kann nicht angegeben werden. Im Laufe der Spätdiagenese wurden die entstandenen Klüfte ausspatisiert.

Detritusreicher, pyritführender Dolosparit-Kalkstein

B. Komponenten
1. Detritische Komponenten
Karbonatklaste sind in diesem Kalkstein lagenweise angereichert. Sie erscheinen in verschiedenen Formen und Größen.
Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke wurden nicht beobachtet.
Allothigene, nicht-karbonatische Minerale sind Quarze, Feldspäte und Glimmer.
2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale
Hier treten Quarze und Erze auf. Als nicht-mineralische Substanz erscheint Bitumen.
3. Biogene Komponenten sind wie in den bereits behandelten Typen der Top-Bank des Kalksteinpakets 3 Fischreste (Knochenfragmente).
4. Pellets wurden in diesem Kalkstein in geringen Stückzahlen, z. T. in Übergängen zu Karbonatklasten beobachtet.
5. Klümpchen (lumps) konnten nicht sicher bestimmt werden. Eventuell können einige unregelmäßige Karbonatklaste als Klümpchen bezeichnet werden.
6. Rinden-Körner wurden nicht festgestellt.

C. Die Matrix besteht sowohl aus mikritischem Calcit und Dolomit, zusätzlich tritt sparitischer Dolomit-Zement auf.

D. Gefüge
1. Struktur
Kornform: Detritische Quarze subhedral, Feldspäte subhedral, Glimmer euhedral, authigene Quarze euhedral, Calcite subhedral, Dolomit sub- bis euhedral.
Kristallisationsgefüge: hypidiotop.
Rundung: Detritische Quarze und Feldspäte angular bis angerundet, Glimmer angular, authigene Quarze angular.
Sphärizität: Detritische Quarze und Feldspäte besitzen mittlere bis hohe, Glimmer und authigene Quarze niedrige Sphärizität.
Korngröße: Karbonatklaste 0,15 mm Ø, detritische Quarze 20 µm, Feldspäte max. 0,15 mm Ø, Glimmer meist 30 µm lang, authigene Quarze 40 x 15 µm.
Häufigkeit: Karbonatklaste 10 - 15 %, detritische Minerale ca. 30 %, authigene Quarze 5 %, Erz ca. 20 %, biogene Komponenten ca. 5 %. EI: II_3.

2. Textur

Die Schichtung ist deutlich ausgebildet und wird durch Karbonatklast-Lagen unterstrichen. Sekundäre Veränderungen und Geopetalgefüge wurden nicht angetroffen.

3. Hohlraumgefüge ließen sich nicht beobachten.

4. Ablagerungsmedium

Aufgrund des EI wird für die Bildung dieser Kalksteine schwach bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

An frühdiagenetischen Erscheinungen sind hier vor allem Dolomitisierungen zu nennen, die durch lagenweise auftretende Dolomite gekennzeichnet sind. Daneben treten Erzbildungen in der Nähe von Fossilien und dispers im Sediment auf.

Cyanobakterien-Kalkstein

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste und Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke wurden nicht beobachtet.

Allothigene, nicht-karbonatische Minerale sind Quarze, Feldspäte und Glimmer.

2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale liegen als Quarze und sulfidische Erzminerale (FeS_2, $CuFeS_2$, PbS) vor. Als amorphe Authigen-Substanz erscheint Bitumen.

3. Biogene Komponenten

Hier sind vor allem Cyanobakterienreste zu nennen, die in verschiedenen Formen und Größen und großen Stückzahlen am Gesteinsaufbau beteiligt sind. Es sind meist Knollen, z. T. mit Übergängen zu Pellets, dann Rasen oder Matten (Kolonien) mit welligen Lamellenböden und Andeutung von Pfeilerbau. Weiterhin treten Fischreste (Schuppen, Kiefer, Zähne, Knochenfragmente) und Koprolithen auf. Die Fischreste sind oft auf den Schichtflächen angereichert.

4. Pellets

Sie erscheinen immer in engem Zusammenhang mit Cyanobakterienknollen und sind z. T. morphologisch von diesen nicht zu unterscheiden. Ihre Herkunft von Cyanobakterien ist in diesen Fällen wahrscheinlich. Manchmal lassen sich noch Ringe organischer Substanz erkennen, welche die Pellets umschließen.

5. Klümpchen (lumps) tauchen selten im Verband mit Pellets in langgestreckten Formen auf.

6. Rinden-Körner sind hier allein durch die Onkoide vertreten. Sie bestehen aus Kern und einfacher Schale, wobei diese oft gröber kristallin als der Kern ist, beide jedoch aus Calcit bestehen. Durch Unterschiede in der Färbungsintensität nach Alizarin-Rot-S-Färbung drücken sich evtl. unterschiedliche Kalkgehalte aus. Wie die Pellets stehen sie in engem Verband zu den Cyanobakterienknollen.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit und Dolomit. Daneben ist im unteren Abschnitt des Top-Bankbereichs eine starke sparitische Calcit-Zementbildung festzustellen.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze subhedral, Feldspäte subhedral, Glimmer euhedral, authigene Quarze euhedral, Calcite subhedral, Dolomite sub- bis euhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung: Detritische Quarze angular bis angerundet, Feldspäte subangular, Glimmer angular, authigene Quarze angular.

Sphärizität: Detritische Quarze und Feldspäte besitzen hohe, Glimmer und authigene Quarze niedrige Sphärizität.

Korngröße: Detritische Quarze 30 µm Ø, Feldspäte 10 - 50 µm Ø, Glimmer 40 x 15 µm, authigene Quarze 30 x 15 µm, Pellets 0,5 - 0,8 mm Ø, Onkoide 0,3 - 1 mm Ø.

Häufigkeit: Detritische Minerale 10 - 40 %, authigene Minerale 3 - 10 %, biogene Komponenten, Pellets und Onkoide zusammen max. 70 %. EI: IV_3 - V_1.

2. Textur

Obwohl die Schichtung im Handstückbereich gut entwickelt ist, wird sie unter dem Mikroskop nur durch feine Detritus- und Pelletlagen bzw. durch eingeregelte Onkoide und Fischreste sichtbar. Veränderungen des Primärgefüges wurden nicht gefunden. Als Geopetalgefüge lassen sich die unterschiedlich ausgebildeten Cyanobakterienknollen (infolge Wachstumsrichtung) bezeichnen.

3. Hohlraumgefüge

Zwickelporen zwischen Cyanobakterienknollen und biogene Hohlräume in Cyanobakterienknollen können als synsedimentäre Hohlräume gelten. Postsedimentäre Hohlräume zeigen sich in Lösungsvorgängen in Cyanobakterienknollen und in Klüften, die später calcitisiert wurden.

4. Ablagerungsmedium

Für die Bildung der Cyanobakterien-Kalksteine wird aufgrund des EI mäßig bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

Während der Frühdiagenese herrschte biochemische Aktivität. Später kam es zu Fossilokklusionen, Internsedimentationen und beginnenden Umkristallisationen (Fasercalcitbildung, konkretionäre Vererzung: 0,6 mm große Konkretionen im Verband mit Cyanobakterienresten) setzten ein. Frühdiagenetische Dolomitisierung ist ebenfalls ausgeprägt (die Gesteinspartikel sind von Dolomitringen umgeben, daneben finden sich isolierte Dolomitrhomboeder). Spätdiagenetische Erscheinungen äußern sich in Sammelkristallisationen in Cyanobakterienknollen und Onkoiden sowie Kluftbildungen mit deren Spatisation.

2.3.2.4 Schliffe aus dem Kohlenflözpaket

A. Nomenklatur

Das Kohlenflözpaket, das wenige Meter unter dem Top der Altenglan-Formation erscheint und eine wichtige Leitbank darstellt, führt an vielen Stellen in Begleitung der Kohlenflöze, besonders in deren Hangendem, Kalksteine. Es sind im Liegenden der Kohlenflöze und zwischen ihnen vornehmlich Detritus-Kalksteine, im Hangenden neben detritusreichen Mikrit-Kalksteinen dolomitische Cyanobakterien- und detritus-, sulfid-, fossil- und dolomitführende Pellet-Kalksteine.

Detritus-Kalksteine

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten

Karbonatklaste sind in verschiedenen Formen und Größen und mit unterschiedlichem Kalkgehalt (durch Alizarin-Rot-Färbung kenntlich gemacht) anzutreffen. Sie sind z. T. unregelmäßig, z. T. regelmäßig im Sediment verteilt.

Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke treten in verschiedenen Formen und Größen z. T. unregelmäßig, z. T. regelmäßig im Sediment verteilt auf.

Allothigene, nicht-karbonatische Minerale liegen als Quarze, Feldspäte und Glimmer vor.

2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale erscheinen als Quarze und sulfidische Erzminerale ($CuFeS_2$, PbS). In amorpher Form liegt kohlige Substanz vor, die hier deutlich sichtbar auftritt.

3. Biogene Komponenten

Hier sind kalkschalige Mikrofossilien zu nennen. Einmal sind es extrem dünnschalige Zweiklapper (?Ostracoden), zum anderen dickerschalige, gekammerte Formen (?Gastropoden). Daneben lassen sich Filamente beider Typen beobachten.
4. Pellets, 5. Klümpchen (lumps) und 6. Rinden-Körner wurden nicht festgestellt.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit.

D. Gefüge
1. Struktur
Kornform: Detritische Quarze und Feldspäte sind subhedral, Glimmer euhedral, authigene Quarze euhedral, Erzminerale sub- bis euhedral, Calcite subhedral, Dolomite sub- bis euhedral.
Kristallisationsgefüge: hypidiotop.
Rundung: Detritische Quarze und Feldspäte sind subangular bis angerundet, Glimmer angular, authigene Quarze angular, Erze angular bis subangular.
Sphärizität: Detritische Quarze und Feldspäte besitzen mittlere bis hohe, Glimmer niedrige, authigene Quarze, Calcite und Dolomite mittlere bis hohe Sphärizität.
Korngröße: Karbonatklaste durchmessen max. 5 x 2 mm (meist 0,4 mm),
Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke 0,7 - 1 mm Ø, detritische Quarze 30 µm Ø, Feldspäte 30 µm Ø, Glimmer 30 x 7 µm, authigene Quarze 30 x 15 µm, Erzminerale 10 - 20 µm Ø.
Häufigkeit: Karbonatklaste erreichen 50 - 70 %, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke 10 - 20 %, detritische Minerale ca. 10 %, authigene Minerale ca. 5 %, biogene Komponenten < 5, EI: V_1 - V_3.
2. Textur
Die im allgemeinen schwach ausgeprägte Schichtung wird nur durch leichte Einregelung von Karbonatklasten angedeutet. Veränderungen des Primärgefüges und Geopetalgefüge wurden nicht beobachtet.
3. Hohlraumgefüge
Als solche erscheinen nur postsedimentäre Hohlräume in Form von Fossilhohlraumporen infolge Verwesung.
4. Ablagerungsmedium
Die Detritus-Kalksteine sind aufgrund des hohen EI in stark bewegtem Wasser abgelagert worden.

E. Diagenese
Wie in den bereits beschriebenen Kalksteinpaketen 1 bis 3 sind auch in den Kalksteinen des Kohlenflözpakets frühdiagenetische Vorgänge vorherrschend. Es sind zu nennen: Fossilokklusionen, Internsedimentation in Fossilhohlräumen, Vererzungen (Bildung von Konkretionen und feine Verteilung im Sediment). Spätdiagenetische Erscheinungen wurden nicht festgestellt.

Detritusreiche Mikrit-Kalksteine

B. Komponenten
1. Detritische Komponenten
Karbonatklaste treten in Detrituslagen in relativ kleinen Größen auf.
Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke sind als kohlige Schmitzen und Fetzen in Detrituslagen stark vertreten.
Allothigene, nicht-karbonatische Minerale liegen als Quarze, Feldspäte und Glimmer vor.
2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale erscheinen nur als Quarze.
3. Biogene Komponenten, 4. Pellets, 5. Klümpchen (lumps) und 6. Rinden-Körner wurden nicht beobachtet.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze und Feldspäte sind subhedral, Glimmer euhedral, authigene Quarze euhedral, Calcite subhedral.

Kristallisationagefüge: hypidiotop bis idiotop.

Rundung: Detritische Quarze und Feldspäte sind subangular, Glimmer angular, authigene Quarze angular.

Sphärizität: Detritische Quarze und Feldspäte besitzen mittlere bis hohe Sphärizität, Glimmer niedrige, authigene Quarze und Calcite mittlere bis hohe Sphärizität.

Korngröße: Karbonatklaste durchmessen meist 0,1 mm, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke meist 0,1 mm Ø, detritische Quarze 30 µm Ø, Feldspäte 30 µm Ø, Glimmer 30 x 10 µm, authigene Quarze 30 x 15 µm.

Häufigkeit: Karbonatklaste erreichen ca. 10 %, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke 10 %, detritische Minerale 20 - 30 %, authigene Minerale 1 - 2 %. EI: II_3.

2. Textur

In den Mikrit-Kalksteinen liegt deutliche Lamination vor, die manchmal durch gröbere Detrituslagen unterbrochen wird. Die Detrituslagen sind z. T. schräg geschichtet. Geopetalgefüge lassen sich in untergeordnet auftretenden Gradierungen der Komponenten innerhalb der Detrituslagen erkennen.

3. Hohlraumgefüge wurden nicht beobachtet.

4. Ablagerungsmedium

Aufgrund der EI wird für die Bildung der Mikrit-Kalksteine abwechselnd bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

Die einzelnen Stadien der Diagenese konnten in den hier besprochenen Mikrit-Kalksteinen nicht geklärt werden, so dass auf Aussagen verzichtet wird.

Dolomitische Cyanobakterien-Kalksteine

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten wurden nur als allothigene, nichtkarbonatische Minerale (Quarze und Glimmer) nachgewiesen.

2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale sind Quarze (in Pellets und Onkoiden) und sulfidische Erzminerale (FeS_2, PbS). Als amorphe Substanz erscheint Bitumen.

3. Biogene Komponenten

Hier dominieren Cyanobakterienreste. Es sind Knollen, die eine deutliche Größenzunahme von unten nach oben erkennen lassen und am Top der Kalksteinbank in Kleinriffe übergehen. Daraus resultiert ein großer Formenreichtum. Neben den Cyanobakterienresten treten Fischreste (Schuppen) ganz zurück.

4. Pellets

Diese Komponenten stehen bei wechselnden Formen und Größen immer in engem Verband mit Onkoiden und Cyanobakterienriffen, was ihre Herkunft von Cyanobakterien wahrscheinlich macht. Im unteren Teil der Schicht überwiegen sie.

5. Klümpchen (lumps)

Auch sie treten im Zusammenhang mit Pellets und Onkoiden auf.

6. Rinden-Körner werden allein durch Onkoide repräsentiert, die vor allem im oberen Teil der Kalksteinschicht dominieren. Wie schon erwähnt, kommen sie in der Nachbarschaft von Pellets, Klümpchen (lumps) und Cyanobakterienresten vor. Ihre Kerne sind oft karbonatisch, bestehen jedoch z. T. auch aus Fossilresten. Die Schalen werden

von undeutlichen, nicht konzentrischen Ringen aufgebaut. Die Randpartien der Schalen weisen oft einen höheren Karbonatgehalt auf.

C. Anstatt einer Matrix tritt hier nur sparitischer Dolomit-Zement auf, wobei euhedrale Dolomitkristalle Cyanobakterienreste, Pellets und Onkoide völlig umgeben.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze sind subhedral, Glimmer euhedral, authigene Quarze euhedral, Erzminerale sub- bis euhedral, Calcite subhedral, Dolomite euhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung: Detritische Quarze sind angular bis subangular, Glimmer angular, authigene Quarze angular, Erze subangular.

Sphärizität: Detritische Quarze haben mittlere bis hohe, Glimmer niedrige, authigene Quarze, Erze und Dolomite mittlere Sphärizität.

Korngröße: Detritische Quarze durchmessen 30 µm, Glimmer 50 x 5 µm, authigene Quarze 15 x 7 µm, Erze 10 - 20 µm, Pellets oft 0,7 mm Ø, Klümpchen meist 0,5 x 0,1 mm, Onkoide 1 - 1,7 mm Ø, Dolomite 15 - 20 µm.

Häufigkeit: Detritische Minerale erreichen ca. 30 %, authigene Minerale 5 - 10 %, Cyanobakterienreste mit Klümpchen und Onkoiden ca. 60 %. EI: V_3.

2. Textur

Die Schichtung ist in den Cyanobakterien-Kalksteinen durch eingeregelte Fossilreste, Pellet- und Dolomitlagen angedeutet. Geopetalgefüge drücken sich in Gradierung von Cyanobakterienknollen aus (Größenzunahme von unten nach oben, die vermutlich auf Verbesserung der Lebensbedingungen zurückzuführen ist).

3. Hohlraumgefüge

Als synsedimentäre Hohlräume erscheinen Zwickelporen zwischen Cyanobakterienknollen. Postsedimentäre Hohlräume dürften durch ausgedehnte Dolomitisierungen geschaffen worden sein.

4. Ablagerungsmedium

Für die Bildung der Cyanobakterien-Kalksteine wird trotz des hohen EI (durch Cyanobakterienknollen) mäßig bewegtes Wasser angenommen.

E. Diagenese

Auch hier überwiegen frühdiagenetische Erscheinungen. Es sind Okklusionen der Fischreste, konkretionäre Vererzung, beginnende Umkristallisation besonders als Dolomitisierung (Ausbildung isolierter Dolomitrhomboeder, ringförmige Dolomitzonen um Komponenten) und beginnende Sammelkristallisation vor allem in Cyanobakterienknollen (Radialtextur). Während der Spätdiagenese dürften fortschreitende Sammelkristallisation und Kompaktion eine Rolle gespielt haben.

Detritus-, Sulfid-, Fossil- und Dolomit-führende Pellet-Kalksteine

B. Komponenten

1. Detritische Komponenten erscheinen nur als allothigene, nichtkarbonatische Minerale (Quarze, Glimmer).

2. Authigene, nicht-karbonatische Minerale liegen als Quarze und sulfidische Erzminerale vor. Als amorphe Authigensubstanz taucht Bitumen auf.

3. Biogene Komponenten

Hier überwiegen Fischreste (Schuppen mit Schuppenzähnen, die oft vererzt sind, Zähne, Knochenstücke). Sie sind vor allem im unteren Teil der Schicht zu Schill-Lagen angereichert. Daneben treten Cyanobakterienreste (Knollen) völlig zurück.

4. Pellets

Sie stellen die Hauptmasse der Komponenten dar. Bei wechselnden Formen und Größen sind sie besonders im unteren Teil der Bank dicht gepackt, z. T. vererzt und oft von Dolomitzonen umgeben.

5. Klümpchen (lumps) und 6. Rinden-Körner wurden nicht beobachtet.

C. Die Matrix besteht aus mikritischem Calcit und zusätzlich tritt wenig Dolosparit auf.

D. Gefüge

1. Struktur

Kornform: Detritische Quarze sind subhedral, Glimmer euhedral, authigene Quarze euhedral, Erze sub- bis euhedral, Calcite subhedral, Dolomite euhedral.

Kristallisationsgefüge: hypidiotop.

Rundung: Detritische Quarze sind subangular, Glimmer angular, authigene Quarze angular, Erze subangular.

Sphärizität: Detritische Quarze haben mittlere bis hohe Sphärizität, Glimmer niedrige und authigene Quarze und Erze mittlere bis niedrige Sphärizität.

Korngröße: Detritische Quarze durchmessen 30 µm, Glimmer 30 x 7 µm, authigene Quarze 30 x 15 µm, Pellets oft 0,7 mm Ø, Dolomite im Durchschnitt 15 - 30 µm Ø.

Häufigkeit: Detritische Minerale erreichen ca. 20 %, authigene Minerale ca. 10 %, biogene Komponenten (Fischreste) 5 - 10 %, Pellets 60 %. EI: V_1.

2. Textur

Die Schichtung wird durch Pelletlagen markiert. Veränderungen des Primärgefüges und Geopetalgefüge wurden nicht festgestellt.

3. Hohlraumgefüge

Es kommen nur postsedimentäre Hohlräume als Fossilhohlraumporen infolge Verwesung vor.

E. Diagenese

In den Pellet-Kalksteinen lassen sich nur frühdiagenetische Erscheinungen feststellen. Es sind Fossilokklusionen, Vererzungen (sowohl konkretionär, als auch fein im Sediment verteilt und teilweise sichtbaren Pyritwürfelkanten), Dolomitisierungen im noch weichen Sediment (Ausbildung von isolierten Dolomitrhomboedern und Dolomitzonen um Pellets).

2.3.3 Ergebnisse der röntgendiffraktometrischen Untersuchungen

Die Auswertung der Röntgen-Diffraktogramme geschah in erster Linie qualitativ, um die am Aufbau der Altenglaner Kalksteine beteiligten Minerale, vor allem die Karbonatminerale eindeutig zu identifizieren.

Daneben wurden eine Reihe von Diagrammen quantitativ ausgewertet (einige davon freundlicherweise von Prof. Dr. D. Heim), um die Mengenanteile einzelner Minerale angeben zu können (s. Tab. 3, S. 56 f.) Als Ergebnis sämtlicher Diagramme wurden folgende Minerale festgestellt (Reihenfolge aus STRUNZ 1966 übernommen): Quarze; Calcite; Dolomite; Ankerite; Minerale der Glimmer-Familie (diese und folgende Bezeichnungen nach TRÖGER 1967): Muskovite, Illite, Biotite; Minerale der Montmorin-Gruppe: Minerale der genannten Gruppe in Wechsellagerung mit Illiten; Minerale der Chlorit-Familie: Chlorite und Wechsellagerungsstrukturen mit Glimmern; Minerale der Kaolin-Gruppe: Kaolinite; Minerale der Feldspat-Familie: Orthoklase und Plagioklase.

2.3.3.1 Calcite $CaCO_3$

Bei den Calciten ergab sich durch die Bestimmung des Mg-Anteils im Calcit nach GOLDSMITH et al. (1955) und GOLDSMITH & GRAF (1958), s. Abb. 13, dass die in den Altenglaner Kalksteinen beobachteten Calcite einen wechselnden Mg-Gehalt besitzen. Nach CHAVE (1952) und MÜLLER, Germ. (1969: 611) liegt er als $MgCO_3$ in fester Lösung im Calcit vor. Die Übereinstimmung mit der chemischen $MgCO_3$-Bestimmung ist relativ gut. Der Mg-Gehalt schwankt zwischen 2,5 Mol.-% (Kalksteine des Hauptkalksteinpakets im Profil Nr. 15, ehem. Kalkwerk Otto Kappel, Wolfstein, Sf 142) und 5,7 Mol.-% (Cyanobakterien-Kalksteine des Kohlenflözpakets des Profils Nr. 10, Altenglan, Sf 527), liegt aber meist zwischen 4,5 und 5,5 Mol.-%. Das heißt, dass nach FRIEDMAN (1964: 778), der Calcite mit Mg-Anteilen >4 % als Mg-reiche Calcite bezeichnete, in den Altenglaner Kalksteinen sowohl Mg-arme als auch Mg-reiche Calcite auftreten. In den Altenglaner Kalksteinen sind die Mg-armen Calcite besonders Bestandteile der Mikrit- und Detritus-Kalksteine. Nach vielen Literaturangaben sind sie meist ein Produkt der Diagenese und finden sich vornehmlich in paläozoischen Sedimentgesteinen. In rezenten Sedimenten sind sie jedoch auch anzutreffen und zeigen hier nach FRIEDMAN (1968: 17 f.) Süßwasserverhältnisse an. Die Mg-reichen Calcite sind in der Altenglan-Formation an die biogenen Kalksteine gebunden. Auch sie wurden schon in fossilen Süßwasserkalksteinen nachgewiesen (KÜBLER 1958 im schweizerischen Torton).

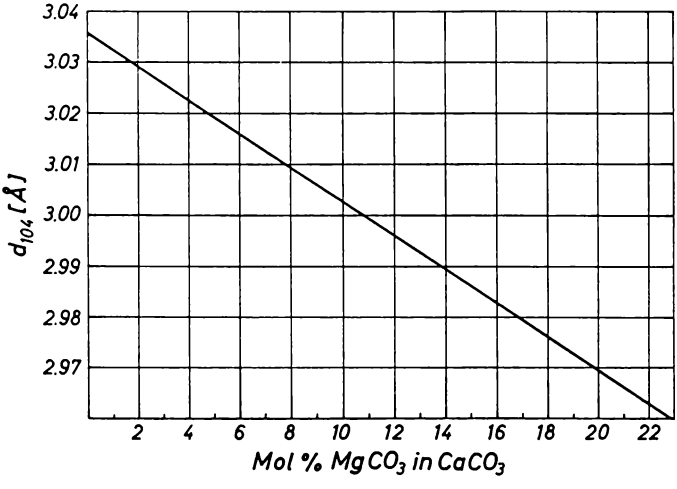


Abb. 13 Beziehungen zwischen dem $MgCO_3$-Anteil von Mg-Calcit und der Lage des 104-Reflexes (nach GOLDSMITH et al. 1955 und GOLDSMITH & GRAF 1958) aus MÜLLER, Germ. (1967: 190)

2.3.3.2 Dolomite $CaMg(CO_3)_2$

Die Untersuchung der Dolomite nach FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966, s. Abb. 14, S. 55) ergab eine fast stöchiometrische Zusammensetzung dieser Minerale. Die stärkste Abweichung vom 1:1 - Ca/Mg-Molverhältnis war bei einem Kalkstein wenige m unter dem Kohlenflözpaket des Profils Nr. 22 Niederhausen/Nahe (Sf 973) mit $Ca_{52}Mg_{48}$ festzustellen. Dolomite treten besonders im Kohlenflözpaket auf, zurücktretend aber auch im Kalksteinpaket 3 und im Hauptkalksteinpaket. Wenn auch das Molverhältnis der Dolomite nur in engen Grenzen schwankt, so lässt sich doch im Bereich der Pfälzer Kuppeln und nach SW (Raum Altenkirchen) eine Verschiebung gegen stöchiometrische

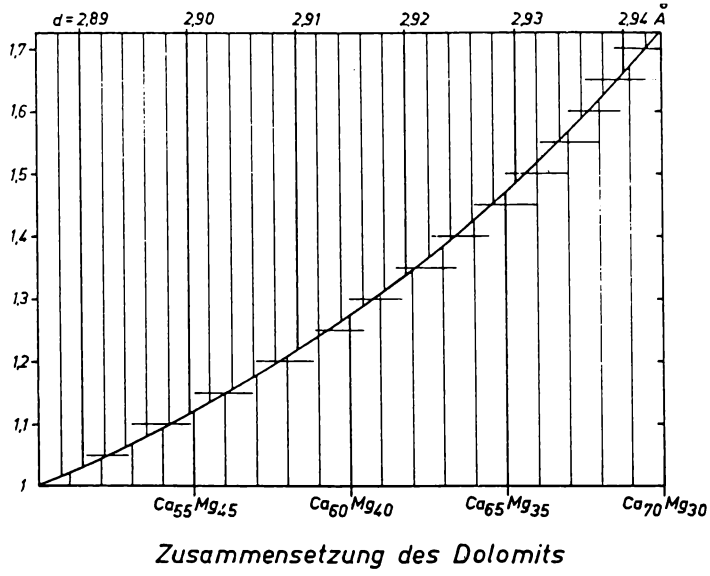


Abb. 14 Bestimmung des $CaCO_3$-Gehaltes im Dolomitgitter (unten) mittels der Lage des stärksten Röntgenreflexes (oben, nach GOLDSMITH et al. 1955: 219). Mit dem auf der Ordinate angebenen Faktor sind die titrimetrisch unter der Annahme stöchiometrischer Zusammensetzung ermittelten Dolomitgehalte zu multiplizieren, um den Gehalt an Ca-Dolomit zu erhalten (aus FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1966: 32).

Zusammensetzung nachweisen. Umgekehrt ist im genannten Gebiet ein guter Ordnungsgrad der Dolomite zu erkennen. Er nimmt zum Beckentieferen hin ab, wobei im Raum Niederhausen im allgemeinen keine oder nur noch sehr schlechte Ordnungsreflexe ausgebildet sind (z. T. sind dort auch die Hauptreflexe verwaschen). Der Dolomitordnungsreflex liegt nach FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1966: 33) bei $2\theta \sim 35{,}3°$ und wird durch die Art der Ca-Mg-Wechsellagerung in der c-Richtung des Dolomitgitters beeinflusst. Der Ordnungsgrad kann nach op. cit. aus dem Intensitätsverhältnis $\sim 35{,}3° / \sim 37{,}3°$ bestimmt werden.

2.3.3.3 Ankerite $Ca\,(Mg, Fe^{2+}, Mn)(CO_3)_2$

Nach der Definition von WOLF, D. (1969: 118) versteht Verf. unter Ankeriten dolomitähnliche Minerale (Dolomit-Mischkristalle), deren Mg^{2+}-Positionen zu mehr als 20 % diadoch durch Fe^{2+}und Mn^{2+} ersetzt sind (GOLDSMITH 1959: 254) (s. auch DEER et al. 1962). Sind weniger als 20 % der Mg^{2+}-Plätze durch die genannten Kationen substituiert, werden nach PALACHE et al. (1960) und WEIBEL (1964: 492) die Minerale als Fe-Dolomite bezeichnet. Mit der Formel $Ca\,(Mg, Fe^{2+}, Mn)(CO_3)_2$ erweisen sich die Ankerite als zentrale Gruppe des quaternären Systems $CaCO_3$-$MgCO_3$-$FeCO_3$-$MnCO_3$ (s. WOLF, D. 1969: 114, Bild 6).

Im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens wurden Ankerite zum ersten Mal vom Verf. nachgewiesen (STAPF 1970). Dies geschah zuerst röntgendiffraktometrisch durch Vergleich mit den Daten von HOWIE & BROADHURST (1958), später bestätigten selektive Karbonatanfärbemethoden (s. S. 17 f.) die diffraktometrischen Ergebnisse. Zudem festigten spezielle röntgenographische Nachprüfungen von Prof. Dr. D. Heim den Ankeritnachweis. Ein Vergleich der 3 Hauptreflexe von Ankerit und Dolomit zeigt die Nachweismöglichkeit der beiden Minerale:

Ankerit	d =	2,899 Å	2θ =	30,81 °	I = 100
		2,199 Å		41,01 °	06
		1,792 Å		50,91 °	06
Dolomit	d =	2,886 Å	2θ =	30,96 °	I = 100
		2,192 Å		41,14 °	30
		1,786 Å		51,10 °	30

Tab. 3 Mengenmäßige Anteile von Calcit, Dolomit und Ankerit und deren Verhältnis in den Profilen Nr. 6 (Altenkirchen), Nr. 10 (Altenglan), Nr. 15 (Wolfstein) und Nr. 22 (Niederhausen/Nahe)

Gesteinstyp	Labor-Nr.	I_{Calcit}	$I_{Dol./Ank.}$	$\frac{I_{Calcit}}{I_{Dol./Ank.}}$	Dol.-Ank.-%-Anteil vom Gesamtkarbonat	Calcit-%-Anteil vom Gesamtkarbonat
Profil Nr. 6 (Altenkirchen, Schlauer Weg)						
Dolosteine des	Sf 824	-	81 (D)	-	100 (D)	-
Kohlenflözpakets	816	-	146 (D)	-	100 (D)	-
	811	-	149 (D)	-	100 (D)	-
ankerit. Kalkst. u.	791	53	44 (A)	1,2	49 (A)	51
Mergel d. Kalk-	787	28	43 (A)	0,65	66 (A)	34
steinpakets 2	776	-	95 (A)	-	100 (A)	-
ankerit. Kalkst. über d.	762	29	76 (A)	0,38	77 (A)	23
Hauptkalksteinpaket						
Dolosteine d. Haupt-	702	-	147 (A)	-	100 (A)	-
kalksteinpakets						
Profil Nr. 10 (Altenglan)						
Cyanobakt.-Kalkst.	Sf 527	148	21 (D)	7,04	15 (D)	85
d. Kohlenflözpakets						
dolomit. Kalkst. d.	487	76	62 (D)	1,22	49 (D)	51
Kalksteinpakets 3						
Cyanobakt.-Kalkst.	429	144	-	-	-	100
u. Kalksteine des	422	128	-	-	-	100
Kalksteinpakets 2	414	150	14 (A)	10,71	9 (A)	91
Onkolith	395	97	67 (A)	1,44	45 (A)	55
Sandkalkst. d.	356	86	-	-	-	100
Hauptkalksteinpakets						
Profil Nr. 15 (ehem. Kalkwerk Otto Kappel, Wolfstein)						
dolomit. u. ankerit.	Sf 146	44	24 (D)	1,83	41 (D)	59
Kalksteine des	145	64	24 (A)	2,66	31 (A)	69
Hauptkalksteinpakets	144	58	28 (A)	2,07	39 (A)	61
	143	120	27 (A)	4,44	21 (A)	79
	142	100	50 (A)	2,0	39 (A)	61
	141	59	105 (A)	0,56	69 (1)	31
	140	34	126 (A)	0,26	83 (A)	17
	139	47	130 (A)	0,36	77 (A)	23
	138	63	125 (A)	0,50	72 (A)	28
	137	130	20 (A)	6,50	15 (1)	85
	136	75	89 (A)	0,84	59 (A)	41
	135	60	110 (A)	0,54	69 (A)	31
	134	-	135 (D)	-	100 (D)	-
	133	16	132 (A)	0,12	88 (A)	12
	132	13	156 (A)	0,08	90 (A)	10
	131	16	128 (A)	0,12	88 (A)	12
	129	22	79 (A)	0,27	82 (A)	18

Fortsetzung Tabelle 3

Gesteinstyp	Labor-Nr.	I_{Calcit}	$I_{Dol./Ank.}$	$\frac{I_{Calcit}}{I_{Dol./Ank.}}$	Dol.-Ank.-%-Anteil vom Gesamtkarbonat	Calcit-%-Anteil vom Gesamtkarbonat
	128	74	70 (A)	1,05	55 (D)	45
	127	99	39 (A)	2,53	34 (A)	66
	126	102	43 (A)	2,37	35 (A)	65
	125	29	78 (A)	0,37	76	24
Profil Nr. 22 (Niederhausen/Nahe)						
Kalksteine im Kohlenflözpaket	Sf 982	142	-	-	-	100
dolomit. Kalkst. unter	976	129	11 (D)	11,72	7 (D)	93
d. Kohlenflözpaket	973	106	22 (D)	4,81	20 (D)	80
	971	59	68 (A)	0,86	59 (A)	41
dolomit. Kalkst. im oberen Profilbereich	964	69	38 (D)	1,81	40 (D)	60
Kalkst. im mittleren Profilbereich	951	123	-	-	-	100
dolomit. Mergelst. d. Hauptkalksteinpakets	940	72	14 (D)	5,14	19 (D)	81
Kalkst. unter d.	937	58	-	-	-	100
Hauptkalksteinpaket	925	119	-	-	-	100

Um laut obiger Definition auch den chemischen Nachweis zu führen, wurden von einigen diffraktometrisch nachgewiesenen Ankeriten Fe^{2+}- und Mn-Bestimmungen durchgeführt, die einwandfreie Ergebnisse brachten (s. Tab. 4).

Tab. 4 Chemische Untersuchung diffraktometrisch nachgewiesener Ankerite der Altenglan-Formation ($CaCO_3$- und $MgCO_3$-Werte aus Tab. 4, 5 und 13 entnommen)

Gesteinstyp	Labor-Nr.	$CaCO_3$ in Mol.-%	$MgCO_3$ in Mol.-%	FeO[1] in Mol.-%	$FeCO_3$ in Mol.-%	Fe_2O_3 in Mol.-%	MnO[2] in Mol.-%	$MnCO_3$ in Mol.-%
Profil Nr. 6 u. 7 (Altenkirchen)								
Ankerit. Kalkst.	Sf791(A)[3]	67,3	15,4	0,93	1,50	1,26	0,53	0,86
u. Mergel des	787	30,8	10,6	1,62	2,62	3,12	0,29	0,47
Kalksteinpakets 2	776	57,8	31,7	2,82	4,55	0,63	0,69	1,12
ank. Kalkst. über d. Hauptkalksteinpaket	762	58,8	24,2	2,50	4,03	2,47	0,87	1,41
Dolost. d. Haupt-kalksteinpakets	702	54,6	33,7	3,94	6,35	0,32	0,78	1,26

[1] Fe-Bestimmmung: Die pulverisierte Probe wird 15 Min. mit 20 % H_2SO_4 im Stehkolben gekocht, während des Abkühlens wird etwas $(NH_4)_2CO_3$ dazugegebem, dann mit H_2O aufgefüllt und nach dem Absetzen des Rückstands photometriert. Durch die vorhandenen Karbonate wird beim Kochen eine CO_2-Atmosphäre erzeugt, die eine Oxydation des Fe^{2+} verhindert.

[2] Mn-Bestimmung: Die pulverisierte Probe wird mit 20 % H_2SO_4 und etwas konz. HNO_3 gekocht. Durch die HNO_3 wird störendes Fe^{2+} oxydiert. Nach dem Filtrieren wird nochmal HNO_3 und etwas H_3PO_4 dazugegeben. Nach Zugabe von $AgNO_3$ und Ammoniumpersulfat wird die entstandene Permanganatfärbung photometriert.

[3] (A) = diffraktometrischer Ankerit-Reflex

Fortsetzung Tabelle 4

Gesteinstyp	Labor-Nr.	$CaCO_3$ in Mol.-%	$MgCO_3$ in Mol.-%	FeO^1 in Mol.-%	$FeCO_3$ in Mol.-%	Fe_2O_3 in Mol.-%	MnO^2 in Mol.-%	$MnCO_3$ in Mol.-%
Profil Nr. 15 (ehem. Kalkwerk Otto Kappel, Wolfstein)								
dolomitische	Sf145 (A)	71,3	11,1	0,95	1,53	0,05	0,18	0,29
und ankeritische	144 m	72,2	14,3	1,04	1,68	-	0,18	0,29
Kalksteine des	143	67,0	7,2	1,02	1,65	-	0,15	0,24
des Hauptkalkstein-	142	69,2	13,5	0,88	1,42	-	0,22	0,36
pakets	140	51,4	26,8	1,82	2,94	0,10	0,48	0,78
	139	52,3	25,4	1,67	2,69	0,07	0,48	0,78
	138	63,2	25,1	1,44	2,32	0,10	0,50	0,81
	127	75,4	9,45	0,81	1,32	0,05	-	-
	126	75,4	8,43	0,81	1,32	-	0,27	0,44
Profil Nr. 22 (Niederhausen/Nahe)								
dol. Kalkst. unter d. Kohlenflözpaket	Sf 971 (A)	52,2	18,7	2,34	3,78	1,70	0,70	1,13

Der mengenmäßige Anteil der beiden Minerale Ankerit und Dolomit konnte in den untersuchten Profilen (s. Tab. 3, S. 56 f.) aufgrund des Intensitätsverhältnisses der jeweils stärksten Calcit- und Dolomit-Linie nach der Methode von TENNANT & BERGER (1957) bestimmt werden (s. Abb. 15).

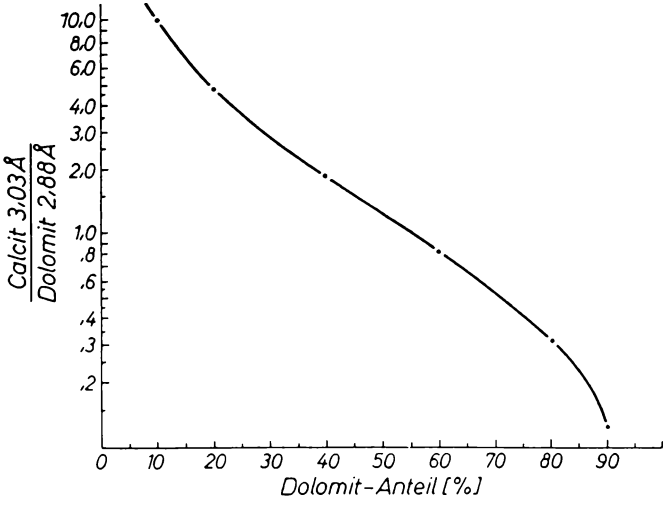


Abb. 15 Bestimmung des Calcit-Dolomit-Verhältnisses aufgrund der Intensitäten der jeweils stärksten Calcit- und Dolomit-Linie nach TENNANT & BERGER (1957) aus MÜLLER, Germ. (1964: 207)

Beim Überblicken der Tabelle fällt das häufige Auftreten von Ankeriten im südwestlichsten Profil bei Altenkirchen und im Raum der Pfälzer Kuppeln bei Wolfstein auf, während sie im Profil bei Altenglan zurücktreten und bei Niederhausen/Nahe fast völlig fehlen. Sie tauchen in allen Kalksteinpaketen auf, fehlen jedoch im Kohlenflözpaket. Wie aus den Zusammenstellungen von DEER et al. (1962) und PALACHE et al. (1960) hervorgeht, kommen Ankerite in Sedimentgesteinen durchaus nicht selten vor. Vor allem scheinen sie an kohlen- bzw. organische Substanzen-führende Schichten gebunden zu

sein (CROOK 1912, FESSER 1958: 40 f. u. Tab. 4, HEMINGWAY 1968: 45, MACKOWSKY 1968: 311 ff.). So wurden sie in Dogger-Sedimenten der Altmark (LÄCHELT 1964) und in Ammonitenkammern aus Jura-Kalksteinen der Schweiz gefunden (FREI 1948, WENK 1967). Mehrfach konnten sie im englischen Karbon (BROADHURST & HOWIE 1958, TAYLOR & SPEARS 1967) und in Pennsylvanian-Kalksteinen Nordamerikas (TERRIÈRE 1963: 93) nachgewiesen werden. Am bezeichnendsten für das vorliegende Arbeitsgebiet ist jedoch, dass Ankerite auch in französischen Rotliegend-Becken entdeckt wurden, und zwar im Autunium von Gages innerhalb des Sporns von Rodez (VETTER 1964: 78 f.) und nach BRANCHE et al. (1966: 186) in Dolomiten und bituminösen Kalksteinen des Beckens von Lodève (GARRIC et al. 1964: 83 ff.).

2.3.4 Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Die zur Rekonstruktion paläogeographischer Verhältnisse wertvollen Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen werden im folgenden besprochen. Die Analysendaten finden sich auf den Tab. 5 bis 10, S. 59 - 67 f. und auf den Abb. 16 bis 18, nach S. 60 - nach S. 68. Die aufgeführten Ca- und $MgCO_3$-Werte wurden aus den entsprechenden titrimetrisch ermittelten Oxid-Werten errechnet (Angaben in Mol.-%).

Tab. 5 Chemische und Schlämmanalysenwerte einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten im Profil StW 1.6 und StW 2.6 (Altenkirchen)

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt %	<2 µm g	>2µm g	>63 µm g	Gesamt-karbonat	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3 %
58	Si	828									
57	tS	827									
56.7	Si	826									0,0461
56.6	Si	825									
56.5	dolKM	824					54,2	31,6	22,6	1,94	
56.4	kSi	823	64,2	3,41	2,73	0,28	30,3	18,8	11,5	2,26	0,0379
56.3	CyanoK	822					36,2	22,4	13,8	2,26	
56.2	Si	821									
56.1	kSi	820	45,5	1,54	2,37	0,64					0,0275
55.5	stdolK	819					52,7	32,6	20,1		
55.4	dolKM	818					58,5	34,9	23,6	2,05	
55.3	sM	817					43,4	26,0	17,4		
55.2	dolK	816					90,9	52,9	38,0	1,93	
55.1	dolK	815	12,1	0,49	0,56	0,16	87,7	51,8	35,9	2,00	0,0269
54	dolK	814					76,3	45,4	30,9	2,04	
54	Koflö	813									
53	Koflö	812									0,0291
52	dolK	811					82,6	48,5	34,1	1,98	
51	Carbarg	810									
50	Si	809									0,0419
49	S	808									
48	tS	807									0,0286
47	kS	806									
46	tSK	805					35,5	22,3	13,2	2,32	
45	Si	804									0,0337
44	Si	803									0,0349
43	dolS	802					28,4	17,3	11,1	2,17	
42	S	801									
41	Si	800									0,0318
40	tS	799									

Fortsetzung Tabelle 5

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt %	<2 µm g	>2µm g	>63 µm g	Gesamt-karbonat	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3 %
39	tS	798									
38	Si	797									0,0382
37	kSi	796	91,4	3,34	4,43	1,37					0,0355
36	Ton	795									0,0358
35	Si	794					41,4	28,4	13,0	2,99	
34.3	tK	793					78,85	71,6	7,25	13,55	
34.2	M	792									
34.1	tK	791					82,7	67,3	15,4	6,04	
33	sT	790									0,0304
32.1	Ton	789									0,0296
32	sT	788					2,68	2,6	0,08		
31.5	sM	787					41,4	30,8	10,6	3,84	
31.4	KM	786									
31.3	KM	785					67,64	60,2	7,44	11,11	
31.2	M	784									
31.1	tK	783					82,38	75,8	6,58	15,71	
30	K	782					86,75	80,0	6,75	16,60	
29	SM	781					37,5	34,8	2,7	17,87	
28	Ton	780									0,0252
26	SM	779					42,93	41,9	1,03	56,00	
25	Ton	778									0,0244
24	kT	777									
23.5	K	776					89,5	57,8	31,7	2,53	
23.4	stK	775									
23.3	stK	774					74,1	48,4	25,7	2,59	
23.2	stK	773									
23.1	stK	772					75,15	70,6	4,55	21,23	
22	T mit K	771									
21	Si	770									0,0252
20	tS	769									
19	Si	768									0,0300
18	SK	767					64,6	42,1	22,5	2,59	
17	S	766									
16	TS	765									
15	skT	764	89,0	2,10	6,53	0,27					0,0432
14.1	Ton	763	67,6	3,58	3,12	0,06					0,0402
14	K	762					83,0	58,8	24,2	3,38	
13	tS	761									
12	kS	760									
11	TS	759									
10	sT	758									0,0435
9	TS	757									
8	sT	756									0,0329
7	sM	755					45,64	44,8	0,84	74,79	
6	sM	754					43,04	42,2	0,84	70,29	
5	kSi	753					6,10	5,55	0,55		
4	sKM	752									
3	sTM	751					34,52	34,1	0,42	13,25	
2	T	750									
1	K	749									

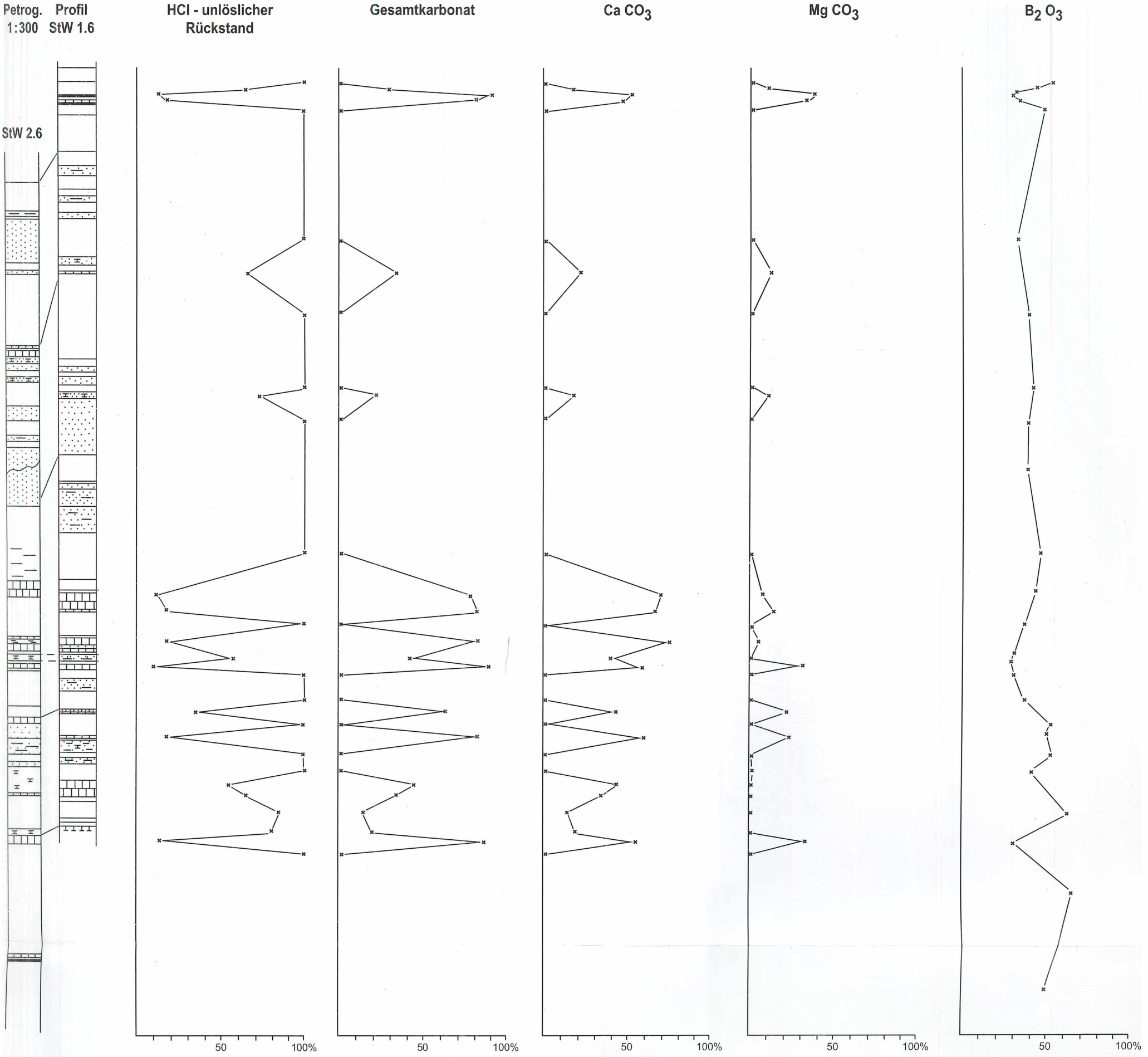


Abb. 16 Prozentuale Verteilung einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten in den Profilen StW 1.6 und StW 2.6 (Altenkirchen)
(Chemische und Schlämmanalysenwerte s. Tab. 5, S. 59 f.)

Tab. 6 Chemische und Schlämmanalysenwerte einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten im Profil Kus 2.2 (Altenglan)

Profil u. Proben-Nr.	makrosk. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt %	<2 µm g	>2µm g	Gesamtkarbonat in %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	CO_2 %	B_2O_3 %	Sr %	Ca/Sr-Verhältnis
90	sT	537									0,0233		
89	SM	536	60,8	1,97	4,11	34,23	33,3	0,93	49,52	15,1	0,0305	0,051	262,16
88	ktS	535	84,4	1,33	7,11	6,00	6,0			4,62	0,0319		
87	Si	534									0,0421		
86	Si	533									0,0374		
85	skM	532	54,3	3,35	2,08	41,53	38,0	3,53	14,93		0,0389		
84	Si	531									0,0398		
83	SiM	530	54,6	3,26	2,20	42,06	39,2	2,86	18,87	18,79	0,0392		
82.12	CyanknoK	529											
82.11	CyanoK	528				76,76	72,2	4,56	22,05	34,18			
82.10	CyanoK	527	22,0	1,13	1,07	76,76	72,2	4,56	22,05	34,18	0,0290	0,122	236,80
82.9	CyanoK	526				67,90	61,8	6,1	19,63	30,4			
82.8	CyanoK	525				69,50	60,2	9,3	9,09				
82.7	SM	524	67,2	3,12	3,60	27,94	26,6	1,34	27,13	12,29	0,0321		
82.6	stK	523				60,80	56,6	4,2	18,74				
82.5	sK	522	25,7	0,94	1,63	69,70	66,0	3,7	24,28		0,0324		
82.4	stK	521				57,70	52,6	5,1	14,54				
82.3	sK	520	21,7	0,66	1,51	76,10	70,0	6,1	16,06		0,0400		
82.2	sK	519				76,72	75,2	1,52	70,16				
82.1	sK	518	18,8	0,84	1,04	79,10	74,2	4,9	21,50		0,0369	0,122	236,80
81	Carbarg.	517									0,0374		
80.3	SiM	516				28,65	26,8	1,85	19,87				
80.2	SiM	515				22,78	21,6	1,18	25,44				
80.1	K	514	23,9	1,24	1,15	76,03	73,0	3,03	33,7		0,0364		
79	Ko	513									0,0291		
78.3	tSK	512	46,3	1,94	2,69	46,48	44,8	1,68	36,49		0,0435		
78.2	tSK	511				63,85	62,0	1,85	45,81	27,72		0,079	313,16
78.1	Si	510											
77	Si	509									0,0330		
76	T	508											
75	kSi	507				22,74	21,9	0,84	36,33	10,14		0,036	242,22
74	Si	506									0,0260		
73	Si	505	85,7	3,15	5,42	9,39	8,8	0,59	20,59	4,21	0,0389		
72	S	504									0,0287		
71	Si	503									0,0435		
70.2	KS	502				11,16	10,4	0,76	18,86	5,0			
70.1	Si	501									0,0352		
69.2	KS	500				27,20	26,9	0,3	134,13	12,06		0,050	214,60
69.1	S	499	88,9	1,48	7,41	6,73	6,4	0,33	25,70		0,0334		
68	kSi	498									0,0326		
67.3	kS	497	79,9	1,53	6,46	13,83	12,9	0,93	19,07	6,19	0,0301		
67.2	kSi	496				9,17	7,9	1,27	8,51	4,16			
67.1	Si	495									0,0204		
66.10	Strom	494.1	36,6	1,74	1,92	62,73	60,2	2,53	33,01		0,0166	0,182	132,42
66.9	SiM	493	67,8	3,26	3,52	30,60	25,7	4,9	7,41		0,0001		
66.8	CyanoK	492				59,27	57,0	2,27	34,56				
66.7	CyanoK	491	30,6	1,09	1,97	67,20	61,8	5,4	15,76		0,0097		
66.6	CyanoK	490				61,16	56,6	4,56	17,24				
66.5	SiM	489	70,3	3,00	4,03	25,36	22,5	2,86	10,90		0,0360		
66.4	stK, dol	488				67,90	55,6	12,3	6,04	30,9			
66.3	stK, dol	487	29,8	0,87	2,11	65,00	51,0	14,0	5,06		0,0222		
66.2	stK, dol	486				57,40	45,6	11,8	5,39				
66.1	SiM	485	57,5	2,70	3,05	39,43	37,4	2,03	25,64		0,0221		
65	stK	484	37,1	1,72	1,99	59,00	54,5	4,05	18,58		0,0162		
64	SiM	483	55,3	2,32	3,21	37,96	35,6	2,36	20,93		0,0313		
63	Si	482									0,0222	0,127	
62	stK	481	35,2	1,49	2,03	61,70	59,2	2,5	32,97		0,0175		
61.5	kSi	480				18,84	18,0	0,84	30,08				
61.4	kSi	479				14,18	13,0	1,18				0,020	261,00
61.3	SK	478	30,2	0,95	2,07	66,85	65,0	1,85	48,20	29,56	0,0213		
61.2	SK	477				63,30	60,1	3,2					
61.1	tKS	476				45,65	43,8	1,85					
60	stK	475	34,0	1,73	1,67	63,85	54,4	9,45	8,02	28,95	0,0232		
59.3	kSi	474				22,99	22,4	0,59					

Fortsetzung Tabelle 6

Profil u. Proben-Nr.	makrosk. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt %	<2 µm g	>2µm g	Gesamtkarbonat in %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	CO_2 %	B_2O_3 %	Sr %	Ca/Sr-Verhältnis
59.2	kS	473				33,51	33,0	0,51	94,50			0,089	148,65
59.1	TS	472	82,9	1,34	6,95	9,42	9,0	0,42		4,22	0,0228		
58.2	kSi	471				22,81	21,8	1,01	30,31	10,0			
58.1	kSi	470	81,0	3,02	5,08	8,88	8,5	0,38			0,0298		
57	tS	469	81,4	1,59	6,55	10,29	9,7	0,59	22,71	4,58	0,0312		
56	tS	468	91,8	1,42	7,76	4,98	4,9	0,08	96,50		0,0296		
55	Si	467	87,6	2,63	6,13	3,33	3,0	0,33	12,20	1,49	0,0414		
54	Si	466	97,5	2,39	7,36	1,20	1,2				0,0356		
53.2	S	465				14,84	14,0	0,84					
53.1	S	464	78,4	1,35	6,49	18,92	18,5	0,42	62,0	8,32	0,0386		
52.2	tS	463				3,33	3,0	0,33					
52.1	tS	462	92,2	2,28	6,94	3,92	3,5	0,42	11,92	1,76	0,0356		
51.2	Tonu.Calc	461	54,1	2,39	3,02	44,73	44,4	0,33	177,3	19,77	0,0288	0,018	985,0
51.1	Si	460				1,45	1,2	0,25					
50	Si	459	83,4	2,85	5,49	9,10	6,4	2,70	3,29		0,0298		
49	mS	458				16,44	15,6	0,84	25,92				
48	T	86									0,0295		
47	CyanoK	457	10,6	0,55	0,51	87,70	85,0	2,70	43,63		0,0131	0,170	200,18
46	SiM	456	54,7	3,1	2,37	40,23	37,2	3,03	17,09		0,0186		
45	Ton	455	63,1	5,34	0,97	34,73	34,4	0,33	137,30		0,0239		
44	CyanoK	454	30,6	1,38	1,68	66,30	58,2	8,10	9,97	29,94	0,0129		
43	SiM	453	62,9	2,93	3,36	31,10	25,0	6,10	5,72		0,0304		
42	SiM	452	51,7	2,69	2,48	42,64	41,80	0,84	69,71		0,0287		
41.12	tSK	451	62,9	1,96	4,33	32,71	32,2	0,51		14,47	0,0271		
41.11	tSK	450	64,8	1,81	4,67	30,88	30,2	0,68			0,0287		
41.10	tSK	449	55,1	1,96	3,55	41,09	40,5	0,59			0,0290		
41.9	tSK	448	55,7	2,04	3,53	40,61	39,6	1,01			0,0264		
41.8	K	447	13,6	0,54	0,82	85,85	81,8	4,05		38,31	0,0254	0,144	226,39
41.7	sK	446	27,8	1,07	1,71	70,40	65,0	5,40	16,69		0,0193		
41.6	tSK	445	50,7	2,25	2,82	45,81	44,8	1,01			0,0201		
41.5	K	444	20,0	1,17	0,83	48,74	77,9	0,84			0,0178		
41.4	K	443	17,8	1,05	0,73	81,66	80,9	0,76			0,0351		
41.3	sK	442	15,4	1,02	0,52	84,84	84,0	0,84	140,04	37,44	0,0290		
41.2	tSK	441	39,5	1,43	2,52	58,58	57,9	0,68			0,0276		
41.1	tSK	440	66,9	2,39	4,30	28,23	27,3	0,93			0,0279		
40	SiM	439	65,5	2,94	3,61	31,59	31,0	0,59	74,47	13,61	0,0322	0,047	269,36
39.14	stK	438	35,6	1,39	2,17	63,21	62,2	1,01		27,91	0,0194		
39.13	tSK	437	49,6	1,86	3,10	47,14	46,8	0,34			0,0265		
39.12	stK	436	42,7	2,00	2,27	55,71	55,2	0,51			0,0275		
39.11	tSK	435	43,8	1,69	2,69	53,29	52,7	0,51			0,0279		
39.10	stK	434	37,2	1,43	2,29	62,56	61,3	1,26	66,49		0,0194		
39.9	sK	433	27,8	1,06	1,72	71,64	70,8	0,84			0,0196		
39.8	stK	432	38,5	1,53	2,32	60,21	59,2	1,01			0,0147		
39.7	tSK	431	45,1	1,53	2,98	54,89	53,2	1,69			0,0212		
39.6	skT	430	77,0	5,77	1,93	20,16	19,4	0,76			0,0347		
39.5	K	429	14,3	0,69	0,74	85,47	84,8	0,67	178,74	37,65	0,0173	0,093	365,16
39.4	kSi	428	76,4	3,07	4,57	19,21	18,7	0,51			0,0302		
39.3	kSi	427	73,6	2,31	5,05	22,18	22,1	0,08			0,0248		
39.2	sK	426	24,7	0,74	1,73	83,61	83,1	0,51			0,0180		
39.1	stK	425	34,4	1,78	1,66	64,74	63,9	0,84			0,0309		
38	Ton	424	94,1	8,53	0,88	4,87	4,2	0,67			0,0364		
37	sM	423	54,8	3,36	2,12	44,67	44,0	0,67	92,58		0,0328		
36	Ton u.CyK	422	40,1	1,78	2,23	60,49	60,0	0,49			0,0154	0,129	187,60
35	Ton	421	89,5	6,77	2,18	7,00	7,0	-			0,0302		
34.2	SiM	420	58,1	2,77	3,04	38,26	37,5	0,76		17,24	0,0170		
34.1	SiM	419	61,7	3,43	2,74	39,04	38,2	0,84	63,75		0,0322		
33.3	sK	418	38,3	1,21	2,62	74,46	73,2	1,26	81,44		0,0296		
33.2	mS	417	61,3	1,96	4,17	35,34	34,5	0,84			0,0324		
33.1	sK	416	35,0	1,08	2,42	62,90	61,0	1,90	45,28		0,0269		
32	tSK	415	43,1	1,34	2,97	54,37	52,6	1,77	41,35		0,0322		
31.3	CyanoK	414	23,3	1,16	1,17	75,83	74,4	1,43	71,17	33,99	0,0270	0,200	149,45

Fortsetzung Tabelle 6

Profil u. Proben-Nr.	makrosk. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt %	<2 µm g	>2µm g	Gesamtkarbonat in %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	CO_2 %	B_2O_3 %	Sr %	Ca/Sr-Verhältnis
31.2	K	413	33,6	1,81	1,55	66,20	65,2	1,00			0,0171		
31.1	K	412	30,8	1,38	1,70	67,90	66,7	1,20			0,0239		
30	Si	411	90,5	4,60	4,45	3,60	3,1	0,50			0,0326		
29	Si	410	91,0	3,74	5,36	4,95	4,7	0,25			0,0324		
28	Si	409	87,0	2,84	5,86	4,22	3,8	0,42	12,50		0,0381		
27.2	Si	408	91,2	3,04	6,08	2,05	1,8	0,25	10,29		0,0372		
27.1	Si	407	90,6	2,97	6,09	1,80	1,4	0,40			0,0330		
26	Kkno	406	54,7	2,40	3,07	41,96	41,8	0,16			0,0343		
25	Si	405	85,5	3,36	5,19	5,70	5,45	0,25	30,71		0,0445		
24	CyanoK	404	67,3	2,63	4,10	29,61	28,6	1,01	38,13		0,0423	0,056	204,29
23	kSi	403	79,0	2,93	4,97	15,84	15,0	0,84			0,0492		
22.2	tS	402	89,8	2,44	6,54	4,54	4,2	0,34	17,20		0,0475		
22.1	Si	401	90,1	3,29	5,72	3,26	2,5	0,76			0,0448		
21.2	Si	400	91,5	3,84	5,31	3,59	3,0	0,59	7,18	2,09	0,0388		
21.1	Si	79				2,85	2,55	0,30			0,0478		
20	Si	399	83,3	3,47	4,86	9,91	9,4	0,51		4,40	0,0378		
19.2	K	398	6,5	0,35	0,30	93,93	91,4	2,53	50,75	41,14	0,0316	0,127	287,72
19.1	stK	397	39,4	2,10	1,84	72,87	71,6	1,27			0,0283		
18	tSK	396	50,1	2,27	2,74	44,27	43,6	0,67			0,0296		
17.2	Onkolith	395	10,9	0,58	0,51	89,10	72,4	16,70	6,01	42,02	0,0236	0,127	228,03
17.1	tK	394	29,6	1,73	1,23	64,90	57,2	7,70			0,0279		
16.2	CyanoK	392	43,4	1,66	2,68	57,58	56,4	1,18	66,24		0,0246		
16.1	Si	393									0,0384		
15.3	SiM	391	36,2	0,67	2,95	49,27	48,6	0,67	102,37	24,2	0,0196	0,068	286,03
15.2	SiM	390	69,6	3,26	3,70	31,16	30,6	0,56			0,0305		
15.1	kSi	389	81,1	3,65	4,46	12,14	11,8	0,34			0,0319		
14	kSi	388	76,3	2,87	4,76	18,75	18,5	0,25			0,0312		
13	mS	387	81,9	1,56	6,63	13,85	13,6	0,25			0,0314		
12	mS	386	89,4	2,10	6,84	14,22	13,8	0,42	45,92	7,7	0,0390		
11	stK	385	34,9	1,71	1,78	59,16	56,8	2,36			0,0410		
10	stK	384	41,3	2,09	2,04	64,42	62,4	2,02			0,0338		
9	K	383	8,7	0,45	0,42	91,65	89,8	1,85	66,59		0,0391		
8	tK	382	22,1	1,46	0,75	76,96	74,6	2,36	43,85		0,0441		
7.15	K	381	5,5	0,23	0,32	94,72	93,2	1,52			0,0407		
7.14	K	380	4,9	0,29	0,20	96,78	95,6	1,18	112,50	42,9	0,0444	0,112	341,52
7.13	sK	379	31,8	1,22	1,96	68,01	67,0	1,01			0,0359		
7.12	K	378	6,6	0,35	0,31	94,20	88,8	5,40			0,0343		
7.11	K	377	8,2	0,51	0,31	91,35	84,6	6,75			0,0495		
7.10	K	376	5,3	0,39	0,14	95,14	89,4	5,74			0,0460		
7.9	K	375	6,3	0,37	0,26	95,50	89,6	5,90		0.0320			
7.8	tSK	374	67,3	2,30	4,43	33,42	31,4	2,02			0,0380		
7.7	K	373	6,3	0,33	0,30	94,54	85,4	9,14	12,95		0,0348		
7.6	K	372	9,3	0,52	0,41	90,96	86,4	4,56			0,0336		
7.5	tK	371	30,6	1,34	1,72	80,90	75,8	5,10			0,0338		
7.4	K	370	10,6	0,51	0,55	91,55	82,6	8,95			0,0243		
7.3	sK	369	24,3	1,00	1,43	75,98	71,6	4,38			0,0334		
7.2	K	368	37,7	1,35	2,42	95,78	91,4	4,38	28,83		0,0309	0,122	300,08
7.1	K	367	16,3	0,62	1,01	90,67	86,0	4,67		38,5	0,0309		
6.11	tSK	366	50,0	1,61	3,39	47,29	45,6	1,69			0,0353		
6.10	sK	365	33,8	1,16	2,22	65,06	59,0	6,06	13,53		0,0360		
6.9	K	364	22,8	1,14	1,14	76,94	76,6	0,34			0,0291		
6.8	dolK	363	13,8	0,67	0,71	85,00	74,2	10,80	9,54	39,05	0,0267		
6.7	dolK	362	12,9	0,54	0,75	86,50	71,8	14,70			0,0329		
6.6	stark dolK	361	15,5	0,75	0,80	83,10	61,2	21,90	3,86		0,0341		
6.5	dolK	360	17,1	0,86	0,85	82,50	66,6	15,90			0,0332		
6.4	SiM	359	56,8	3,14	2,54	36,98	35,8	1,18			0,0360		
6.3	K	358	26,4	0,35	2,29	94,80	91,6	3,20			0,0279	0,122	300,66
6.2	stK	357	44,2	2,06	2,36	52,59	50,9	1,69		23,54	0,0308		
6.1	tSK	356	59,6	1,55	4,41	30,37	29,7	0,67			0,0281		
5	kSi	355	76,8	2,53	5,15	6,46	5,7	0,76	10,41	2,81	0,0242		

Tab. 7 Chemische Analysenwerte einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten im Profil Wo 4.1 (Rothselberg)

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	Gesamt-karbonat %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3 %
49	sT	71					0,0414
48	T	70					0,0360
47	ST	69					0,0330
46	kS	39	13,28	12,6	0,68	26,58	
45	kS	38	2,20	2,2			
44.2	ST	68					0,0331
44.1	ST	67					0,0338
43.7	T	66					0,0295
43.6	stK	37	51,08	46,2	4,88	13,13	
43.5	tbitSK	36	42,30	35,2	7,10		
43.4	dolstbitK	35	52,80	38,4	14,10	3,61	
43.3	doltbitSK	34	47,70	34,4	13,30		
43.2	tbitSK	33	28,48	19,0	8,48		
43.1	tbitSK	32	35,02	25,4	9,62		
42.2	CyanoK	65					0,0273
42.1	Si	64					0,0340
41	KS						
40	Si	63					0,0379
39.2	kS	31	2,65	2,65			
39.1	tS						
38	sT						
37.2	T	62	3,80	2,7	1,10		0,0266
37.1	kT	61	21,36	16,8	4,56	5,13	0,0278
36	T	60					0,0380
35.6	CyanoK	30	58,90	45,4	13,50	4,66	
35.5	dolPseudoolith	29	39,92	26,6	13,32		
35.4	kTon	59	24,38	23,2	1,18		
35.3	CyanoK						
35.2	dolPseudoolith	7	47,80	30,2	17,60	2,38	
35.1	kT	58	13,56	11,2	2,36		
34	kT	57	25,72	19,9	5,82	4,77	
33	stark doltK	10	79,50	50,4	29,10	2,39	
32	kT	56	24,96	23,6	1,36	24,28	
31.2.3	stK	4	55,58	54,4	1,18		
31.2.2	SM	3	46,69	44,0	2,69		
31.2.1	dolstK	2	55,20	41,0	14,20	3,99	
31.1	stK	28	53,27	52,6	0,67	105,0	
30	Ton u. bitK	53	22,04	21,2	0,84		
29	T u. K	52	6,86	6,2	0,66		
28	sehr stark dolK	14	88,30	55,6	32,70	2,35	
27.2	S	27	4,97	4,3	0,67		
27.1	KS	26	48,20	45,0	3,20	19,38	
26.4	tSK	25	47,85	38,8	9,05		
26.3	tSK	24	48,54	42,2	6,34	12,27	
26.2	dolstK	23	53,74	37,4	16,34		
26.1	stark doltK	11	80,90	52,2	28,70	2,54	
25.2	Si	51	9,92	9,5	0,42		
25.1	S	50					0,0284

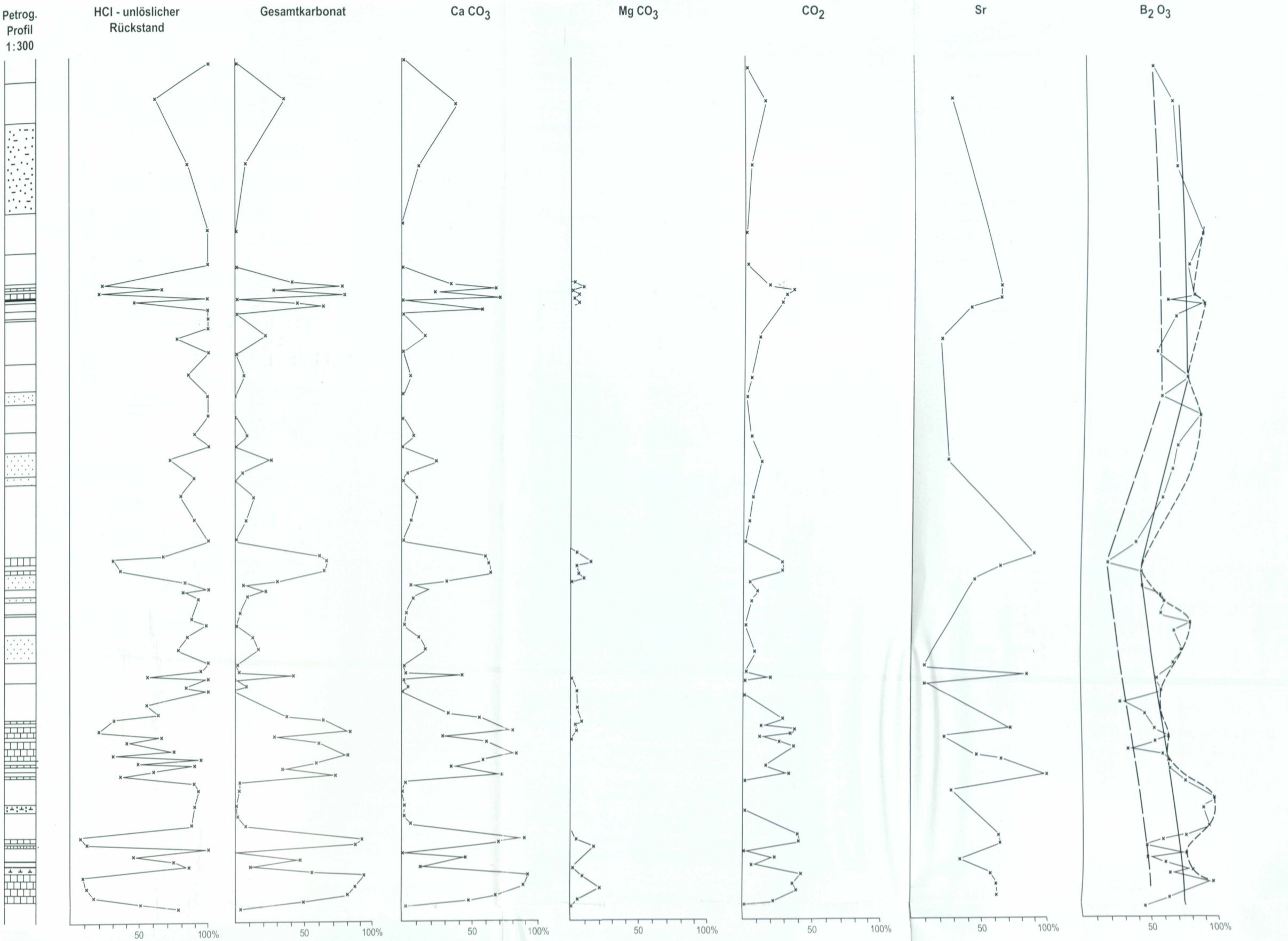


Abb. 17 Prozentuale Verteilung einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten im Profil Kus 2.2 (Altenglan)
(Chemische und Schlämmanalysenwerte s. Tab. 6, S. 61 ff.)

Fortsetzung Tabelle 7

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	Gesamt-karbonat %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3 %
24	tS	49					0,0356
23	sT	48					0,0278
22	T	47	20,23	15,0	5,23		
21	stark dolCyanoK	46	68,80	46,4	22,40	2,86	
20	stark dolK	1	76,00	48,8	27,20	2,50	
19	stark dolstK	22	53,90	33,5	20,40		
18	stark dolstK	21	60,10	36,9	23,20		
17	sehr stark dolK	12	90,00	57,0	33,00	2,39	
16	sehr stark dolK	9	89,00	52,8	36,20	2,03	
15.2	sehr stark dolK	13	87,20	54,2	33,00		
15.1	stark dolK	20 u. 5	76,40	52,6	23,80		
14	stark dolK	6	77,50	50,0	27,50		
13	stark dolK	8	75,60	50,0	25,60		
12	sT u. doltK	72 u. 45	72,15	56,8	15,35		0,0336
11	dolK u. tS	19	80,20	65,2	15,00	6,03	
10	T u. tK	55 u. 18	7,88	5,7	2,18		
9	dolsM	17	41,30	27,8	13,50		
8	Koflö u. K	54	55,40	37,4	18,00		
7	stark dolK	16	82,00	54,4	27,60	2,72	
6	T	44	3,83	2,9	0,93		
5	stark dolK	15	78,50	50,4	28,10	2,5	
4	kT						
3	kT	43	19,68	13,7	5,98	3,17	
2	kS	42	4,40	4,4			
1	S						

Tab. 8 Chemische Analysenwerte einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten im Profil Wo 5.5 (Wolfstein)

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	Gesamt-karbonat %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3 %
13	Si	76					0,0448
12	CyanoK	162	80,09	77,4	2,69	39,69	
11	CyanoK (stK)	161	69,79	65,4	4,39		
10	skT	160					
9.2	stark dolsKM	159	53,70	33,6	20,10	2,32	
9.1	Si	158					
8.3	K	157	91,46	89,6	1,86	66,46	
8.2	K	156	89,92	88,4	1,52		
8.1	K	155	88,26	86,4	1,86		
7	stK	154	68,72	67,2	1,52	61,09	
6.2	dolstK	153	71,50	54,0	17,50	4,26	
6.1	doltSK	152	50,60	38,0	12,60		
5	Si	151					
4	stK	150	51,35	50,0	1,35	51,33	
3	sKM	149	56,29	54,6	1,69	44,65	
2	sT	148					
1	tSK	147	46,95	45,6	1,36	46,74	

Tab. 9 Chemische und Schlämmanalysenwerte einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten im Profil Wo 5.4 und Wo 5.17 (Wolfstein)

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt %	<2 µm g	>2µm g	Gesamtkarbonat %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3 %
24	dolstK	146	36,0	1,77	1,83	67,00	55,0	12,20	6,29	0,0356
23.2	dolK	145	15,0	0,68	0,82	82,40	71,3	11,10	8,94	0,0286
23.1	dolK	144	12,6	0,60	0,66	86,50	72,2	14,30	7,06	0,0308
22	sK	143	24,2	1,10	1,32	74,20	67,0	7,20	13,08	0,0372
21	dolK	142	15,5	0,64	0,91	82,70	69,2	13,50	7,08	0,0326
20	stark dolK	141	17,3	0,81	0,92	80,20	56,2	24,00	3,25	0,0326
19	stark dolK	140	16,9	0,97	0,27	78,20	51,4	26,80	2,67	0,0376
18	stark dolK	139	19,0	0,93	0,97	77,70	52,3	25,40	2,85	0,0402
17	stark dolK	138	9,8	0,48	0,50	88,30	63,2	25,10	3,50	0,0333
16.3	bitK	137	6,3	0,34	0,29	93,80	90,6	3,20	39,40	0,0341
16.2	stark dolK	136	8,2	0,32	0,50	92,20	69,8	22,40	4,33	0,0370
16.1	stark doltK	135	25,2	1,50	1,02	84,40	61,6	22,80	3,75	0,0509
15	sehr stark dolK	134	18,5	0,82	1,03	78,20	47,8	30,40	2,19	0,0324
14.3	sehr stark dolK	133	11,9	0,42	0,77	86,70	53,4	35,30	2,23	0,0244
14.2	sehr stark dolK	132	12,4	0,43	0,81	86,30	52,8	33,50	2,19	0,0232
14.1	sehr stark dolK	131	7,2	0,33	0,39	88,10	55,2	32,90	2,33	0,0149
13	T	130								0,0152
13.1	stark dolCyanoK	129	25,7	0,72	1,85	71,90	45,4	26,50	2,37	0,0134
13	dolK	128	10,1	0,26	0,75	88,20	70,0	18,20	5,35	0,0115
12	K	127	12,8	0,69	0,59	84,85	75,4	9,45	11,13	0,0156
11	sK	126	21,6	0,47	1,69	83,83	75,4	8,43	12,52	0,0115
10	stark dolK	125	12,2	0,65	0,57	87,20	58,6	28,60	2,84	0,0152
8.3	KS	110								0,0218
8.2	kS	109								0,0254
8.1	T	108								0,0189
7	tS	107								0,0174
6.2	Si	106								0,0196
6.1	T	105								0,0211
5	sehr stark dolSK	104				73,10	41,2	31,90	1,79	
4	T	103								0,0248
3.11	sehr stark dolK	102				81,00	45,2	35,80	1,75	
3.10	sehr stark dolstK	101				69,50	39,2	30,30		
3.9	kSi	100								0,0313
3.8	stark dolstK	99				65,20	37,0	28,20		
3.7	sehr stark dolK	98				88,80	49,8	39,00	1,77	
3.6	sehr stark dolK	97				84,90	49,6	35,30		
3.5	sehr stark dolK	96				79,50	44,8	34,70	1,79	
3.4	stark dolstK	95				64,40	35,4	29,00		
3.3	stark dolKM	94				56,00	32,2	23,80		
3.2	dolM	93				45,80	27,0	18,80		
3.1	stark dolstK	92				57,70	33,8	23,90	1,97	
2	Si	91								0,0211
1	T	90								0,0315

Tab. 10 Chemische und Schlämmanalysenwerte einiger wichtiger Karbonatgesteinskomponenten im Profil Mei 1.0 (Niederhausen/Nahe)

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt	<2 µm	>2µm	>63 µm	Gesamt-karbonat	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3
			%	g	g	g		%	%		%
41	Si	984									0,0720
40.2	K	983					75,68	74,0	1,68	54,94	
40.1	K	982					83,73	82,3	1,43	78,48	
39	Si u. Kknollen	981					58,20	49,4	8,80	7,80	0,0342
38.3.6	sM	980					43,45	40,0	3,45		
38.3.5	SM	979					36,37	33,0	3,37		
38.3.4	K	978					89,60	87,4	2,20		
38.3.3	K	977					93,20	91,0	2,20	57,89	
38.3.2	K	976					92,40	89,2	3,20		0,0534
38.3.1	K	975					83,69	82,0	1,69		
38.2	Pseudoolith	974					82,25	76,0	6,25		0,0253
38.1	Pseudoolith	973					73,00	75,6	7,40	12,29	
37	T	972									
36	stK	971					70,90	52,2	18,70	3,85	0,0269
35	Si	970									0,0476
34	KS	969					28,15	26,8	1,35	27,51	
33	Si	968									
32.2	tSK	967					41,84	41,0	0,84	68,54	
32.1	kS	966					7,54	6,7	0,84		
31	KS	965	84,8	0,82	4,67	2,99					0,0739
30.5	dolSK	964					56,10	45,6	10,50	6,04	
30.4	K	963					77,40	76,3	1,10		
30.3	kT	962	75,8	1,85	5,54	0,13	18,47	16,7	1,77		0,0762
30.2	K	961					77,74	74,8	2,94	35,25	
30.1	stK	960					72,24	71,4	0,84		
29	T	959									
28.2	stK	958					56,78	55,6	1,18		
28.1	KM	957					74,42	72,4	2,02	49,93	
27.2	stK	956					56,35	48,0	8.35		
27.1	skT	955	73,0	1,95	5,24	0,14	18,58	17,4	1,18	20,62	0,0500
26	skT	954					23,42	21,4	2,02	14,79	
25	sM	953									0,0432
24	KM	952					64,33	61,8	2,53	33,89	
23	K	951					83,78	82,6	1,18	95,47	
23.1	SiM	950	63,1	1,75	4,95		29,36	27,0	2,36		0,0390
22.3	skT	949					18,56	14,2	4,36		
22.2	KM	948					63,95	56,2	7,75		
22.1	KM	947					59,95	50,0	9,95	6,88	
21	T	83									0,0275
20	tbitK	946					76,93	74,4	2,53	40,74	
19.6	M	945					48,58	46,3	2,28		
19.5	KM	944					57,82	53,6	4,22		
19.4	stK	943					50,43	43,6	6,83		0,0094
19.3	Pseudoolith	942					77,64	74,6	3,04	34,28	
19.2	tK	941					75,02	73,0	2,02		
19.1	M	940					46,75	40,5	6,25	9,08	
18	kSi	939									0,0394
17	Si	84									0,0402
16	kSi	938									
15	T	85									0,0388
14.4	Pseudoolith	937					79,40	78,3	1,10	101,03	0,0116
14.3	sK	936					77,30	76,0	1,30		
14.2	K	935					79,00	76,9	2,10		
14.1	stK	934					59,96	57,6	2,36	33,96	0,0356
13.2	Kknollen	933									
13.1	T	932									0,0402

Fortsetzung Tabelle 10

Profil- u. Proben-Nr.	makroskop. Gesteinsbez.	Labor-Nr.	HCl-unlöslicher Rückstand Gesamt %	<2 µm g	>2µm g	>63 µm g	Gesamt-karbonat %	$CaCO_3$ %	$MgCO_3$ %	Ca/Mg-Verhältnis	B_2O_3 %
12.7	stK	931					70,52	69,0	1,52	62,89	
12.6	stK	930					71,29	69,6	1,69		
12.5	tSK	929					45,73	43,2	2,53	23,70	0,0268
12.4	stK	928					65,93	65,0	0,93		
12.3	stK	927					73,93	72,5	1,43		
12.2	kS	926					11,15	10,1	1,05		0,0226
12.1	tK	925					84,14	83,8	0,34	334,60	
11	Si	924									0,0516
10	tS	923									
9	S	922									
8	Si	921									0,0409
7	Carbarg	920									
6	S	919									
5	Si	918									0,0414
4	kT	917					7,31	6,3	1,01	8,33	0,0366
3	stK	916					65,34	64,5	0,84	107,54	
2	T	915									0,0564
1.2	Kknollen	914					26,70	24,5	2,20		
1.1	kSi	913					13,15	11,8	1,35	12,28	0,0297

2.3.4.1 Das regionale Verhalten des Ca- und $MgCO_3$-Anteils und das Ca/Mg-Verhältnis

Im südwestlichsten, geochemisch detailliert untersuchten Profil bei **Altenkirchen** (kombiniert aus Profil Nr. 6 = Schlauer Weg und Profil Nr. 7 = Höbelgraben, s. STAPF 2001a) wurden folgende Karbonatwerte und Ca/Mg-Verhältnisse von Karbonatgesteinen und karbonatischen Sand-, Silt- und Tonsteinen festgestellt (s. auch Tab. 5, S. 59 f.). Der Gesamtkarbonatgehalt schwankt zwischen max. 90,9 % (Dolosteine des Kohlenflözpakets, Sf 816) und mindestens 52,7 % (dolomitische Kalksteine des Kohlenflözpakets, Sf 819). Durchschnittswert ist 71,8 %. Die $CaCO_3$-Gehalte schwanken zwischen max. 80 % (Kalksteine des Kalksteinpakets 2, Sf 782) und mindestens 31,6 % (Dolosteine des Kohlenflözpakets, Sf 824). $CaCO_3$-Durchschnittswert ist 55,8 %. Die $MgCO_3$-Gehalte schwanken zwischen max. 38 % (Dolosteine des Kohlenflözpakets, Sf 816) und mindestens 6,58 % (tonige Kalksteine des Kalksteinpakets 2, Sf 783). $MgCO_3$-Durchschnittswert ist 22,29 %. Die Ca/Mg-Verhältnisse schwanken zwischen 21,23 (sandig-tonige Kalksteine des Kalksteinpakets 2, Sf 772) und 1,93 (Dolosteine des Kohlenflözpakets, Sf 816). Durchschnittswert ist 11,58. Die Werte des besonders interessierenden Hauptkalksteinpakets passen mit den Durchschnittsgehalten für Gesamtkarbonat = 87,8 %, $CaCO_3$ = 52,8 %, $MgCO_3$ = 33,05 % und einem Ca/Mg-Verhältnis von 2,3 in den oben skizzierten Rahmen.

Im nächsten, östlich von Altenkirchen gelegenen, geochemisch untersuchten Profil an der Typlokalität **Altenglan** (Profil Nr. 10, s. STAPF 2001a und Tab. 14, S. 76) sind die Gesamtkarbonatgehalte etwas höher als im Raum Altenkirchen, nämlich bei einem Durchschnitt von 74,68 % zwischen 96,78 % (Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 380) und 52,59 % (sandig tonige Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 357) schwankend. Dagegen ist die Zunahme der $CaCO_3$-Gehalte deutlich: max. 95,6 % (Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 380), mindestens 45,6 % (dol. Kalksteine des Kalksteinpakets 3, Sf 486), Durchschnittswert ist 70,6 %. Umgekehrt geht der $MgCO_3$-Gehalt

stark zurück: max. 21,9 % (Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 361), mindestens 0,34 % (Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 364), Durchschnittswert ist 11,12 %. Das Ca/Mg-Verhältnis bleibt bezeichnenderweise trotz höherer Maximalbeträge (178,74 bei Kalksteinen des Kalksteinpakets 2, Sf 429) und Minimalwerte (3,86 bei Kalksteinen des Hauptkalksteinpakets, Sf 361) im Durchschnitt relativ gleich (15, meist zwischen 20 und 30 liegend).

Beim Hauptkalksteinpaket herrschen folgende Verhältnisse: Die Gesamtkarbonatwerte schwanken zwischen max. 96,78 % (Kalksteine, Sf 380) und mindestens 52,59 % (sandig-tonige Kalksteine, Sf 357). Durchschnittswert ist 74,68 %. Die $CaCO_3$-Gehalte reichen bei einem Durchschnittswert von 73,2 % von max. 95,6 % (Kalksteine, Sf 380) bis mindestens 50,9 % (sandig-tonige Kalksteine, Sf 357). Die $MgCO_3$-Werte liegen zwischen max. 21,9 % (Kalksteine, Sf 361) und mindestens 0,34 % (Kalksteine, Sf 364), Durchschnittswert ist 11,12 %. Das Ca/Mg-Verhältnis schwankt zwischen 112,5 (Kalksteine, Sf 380) und 3,86 (Kalksteine, Sf 361). Durchschnittswert ist 58,18.

Weiter nach E gehen die Karbonatwerte wieder zurück. Im Raum **Rothselberg** wurden folgende Werte festgestellt (Profil Nr. 14, s. STAPF 2001a und Tab. 7, S. 64 f.). Die Gesamtkarbonatgehalte schwanken zwischen max. 90 % (dol. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 12) und mindestens 51,08 % (sandig-tonige Kalksteine des Kalksteinpakets 3, Sf 37). Durchschnittswert ist 70,54 %. Die $CaCO_3$-Werte reichen bei einem Durchschnitt von 49,3 % von max. 65,2 % (dol. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 19) bis mindestens 33,5 % (dol. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 22). Die $MgCO_3$-Gehalte pendeln zwischen max. 36,3 % (dol. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 9) und mindestens 0,67 % (sandig-tonige Kalksteine des Kalksteinpakets 2, Sf 28). Durchschnittswert ist 18,43 %. Das Ca/Mg-Verhältnis liegt zwischen max. 26,58 (kalkige Sandsteine über dem Kalksteinpaket 3, Sf 39) und mindestens 2,03 (dol. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 9). Durchschnittswert ist 14,5. In den gleichen Größenordnungen bewegen sich die Karbonatgehalte des Hauptkalksteinpakets dieses Profils, und zwar Gesamtkarbonat zwischen max. 90 % (dol. Kalksteine, Sf 12) und mindestens 53,9 % (dol. Kalksteine, Sf 22) bei einem Durchschnitt von 71,9 %. Die $CaCO_3$-Werte liegen hier zwischen max. 57 % (dol. Kalksteine, Sf 12) und mindestens 33,5 % (dol. Kalksteine, Sf 22) bei einem Durchschnitt von 45,3 %. Die $MgCO_3$-Gehalte sind mit Werten zwischen max. 36,2 % (dol. Kalksteine, Sf 9) und mindestens 20,4 % (dol. Kalksteine, Sf 22) bei einem Durchschnitt von 28,3 % ziemlich hoch. Das Ca/Mg-Verhältnis beträgt durchschnittlich 2,4.

Weiter nordostwärts in Richtung **Wolfstein** nehmen die Karbonatgehalte wieder zu. Die angegebenen Werte wurden aus den drei geochemisch untersuchten Profilen Nr. 15 (ehem. Kalkwerk Otto Kappel, Wolfstein), 16 (östl. Totenkopfhang) und 17 (Villa Vogt) kombiniert (s. STAPF 2001a und Tab. 8 u. 9, S. 65 u. 66).

Bei den Gesamtkarbonatgehalten wurden dabei Durchschnittswerte von 72,2 % ermittelt (Schwankungen zwischen max. 93,8 %, bit. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 137 und mindestens 50,6 %, dol. Sandkalksteine des Kalksteinpakets 2, Sf 152). Die $CaCO_3$-Werte liegen zwischen max. 90,6 % (bit. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 137) und mindestens 32,2 % (dol. Kalkmergelsteine im Liegenden des Hauptkalksteinpakets, Sf 94). Durchschnittswert ist 61,4 %. Die $MgCO_3$-Gehalte schwanken zwischen max. 39 % (dol. Kalksteine im Liegenden des Hauptkalksteinpakets, Sf 98), und mindestens 1,35 % (sandig-tonige Kalksteine des Kalksteinpakets 2, Sf 150). Durchschnittswert ist 20,17 %. Das Ca/Mg-Verhältnis reicht von 66,46 (Kalksteine des Kalksteinpakets 2, Sf 157) bis 1,75 (dol. Kalksteine im Liegenden des Hauptkalksteinpakets, Sf 102). Durchschnittswert ist 34,1. In den Profilen dieses Raumes liegen die Werte der Hauptkalksteinpakete deutlich über dem Gesamtdurchschnitt. Die Gesamtkarbonatgehalte schwanken bei Durchschnitten von 80,4 % zwischen max. 93,8 % (bit.

Kalksteine, Sf 137) und mindestens 67 % (dol. sandig-tonige Kalksteine, Sf 146). Die $CaCO_3$-Werte liegen bei durchschnittlich 68 % zwischen max. 90,6 % (bit. Kalksteine, Sf 137) und mindestens 45,4 % (dol. Cyanobakterien-Kalksteine, Sf 129). Die $MgCO_3$-Gehalte pendeln zwischen 33,5 % (dol. Kalksteine, Sf 132) und 3,2 % (bit. Kalksteine, Sf 137). Durchschnittswert ist 18,4 %. Das Ca/Mg-Verhältnis reicht von 39,4 (bit. Kalksteine, Sf 137) bis 2,19 (dol. Kalksteine, Sf 134). Durchschnittswert ist 20,78.

Nach NE geht der Karbonatgehalt wieder geringfügig zurück, wie aus den Werten des Profils Nr. 22 bei **Niederhausen/Nahe** (s. STAPF 2001a und Tab. 10, S. 67 ff.) hervorgeht. Danach liegen die Gesamtkarbonatgehalte zwischen max. 93,2 % (Kalksteine wenige m unter dem Kohlenflözpaket, Sf 977) und mindestens 50,43 % (sandig-tonige Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 943). Durchschnittsgehalt ist 71,81 %. Die $CaCO_3$-Werte schwanken zwischen 91 % (Kalksteine wenige m unter dem Kohlenflözpaket, Sf 977) und 43,6 % (sandig-tonige Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 943). Durchschnittswert ist 67,3 %. Die $MgCO_3$-Gehalte reichen von 18,7 % (sandig-tonige Kalksteine unter dem Kohlenflözpaket, Sf 971) bis 0,34 % (tonige Kalksteine im Liegenden des Hauptkalksteinpakets, Sf 925). Durchschnittsgehalt ist 9,52 %. Das Ca/Mg-Verhältnis beträgt im Durchschnitt 55,68.

Deutlicher als beim Gesamtprofil ist die Karbonatabnahme im Hauptkalksteinpaket des Raumes Niederhausen. Hier schwankt der Gesamtkarbonatgehalt bei einem Durchschnitt von 64,03 % zwischen max. 77,64 % (Kalksteine, Sf 942) und mindestens 50,43 % (sandig-tonige Kalksteine, Sf 943). Die $CaCO_3$-Werte pendeln zwischen 74,64 % (Kalksteine, Sf 942) und 43,6 % (sandig-tonige Kalksteine, Sf 943). Durchschnittswert ist 59,1 %. Die $MgCO_3$-Werte reichen von max. 6,83 % (sandig-tonige Kalksteine, Sf 943) bis mindestens 2,02 % (tonige Kalksteine, Sf 943). Durchschnittswert ist 4,42 %. Das Ca/Mg-Verhältnis beträgt im Durchschnitt 29,21.

Beim Überblicken des regionalen Verhaltens des $CaCO_3$- und $MgCO_3$-Gehaltes, sowie des Ca/Mg-Verhältnisses fällt auf, dass der $CaCO_3$-Gehalt von SW nach NE innerhalb des Arbeitsgebietes ansteigt, um im Raum Altenglan ein Maximum zu erreichen (s. Tab. 11). In der Umrandung der Pfälzer Kuppeln sinkt er stark ab und steigt dann nach NE wiederum an. Beim $MgCO_3$-Gehalt liegen die Verhältnisse umgekehrt. Ebenso deutlich sind die Änderungen des Ca/Mg-Verhältnisses. Von SW nach NE steigt es bis in den Raum Altenglan an, fällt dann in der Umrandung der Pfälzer Kuppeln stark ab, um von dort aus nach NE wiederum anzusteigen. Diese Beobachtungen lassen sich sowohl für das Gesamtprofil der Altenglan-Formation als auch für das Hauptkalksteinpaket machen.

Tab. 11 Überblick über das regionale Verhalten des Ca- und Mg-Gehaltes und des Ca/Mg-Verhältnisses innerhalb des Arbeitsgebietes von SW nach NE (es wurden jeweils die Durchschnittsgehalte angegeben und daraus das Ca/Mg-Verhältnis errechnet)

	Raum Altenkirchen (SW)	Raum Altenglan	Raum Rothselberg	Raum Wolfstein	Raum Niederhausen (NE)
$CaCO_3$	55,80 %	70,60 %	49,30 %	61,40 %	67,30 %
$MgCO_3$	22,29 %	11,12 %	18,43 %	20,17 %	9,52 %
Ca/Mg-Verh.	11,58	15 (20 - 30)	14,30	34,10	55,68
Hauptkalksteinpaket					
$CaCO_3$	52,80 %	73,20 %	45,30 %	68,00 %	59,10%
$MgCO_3$	33,05 %	11,12 %	28,30 %	18,40 %	4,42 %
Ca/Mg-Verh.	2,30	58,18 (35,22)	2,40	20,78	29,21

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse von CHILINGAR (1963) und zahlreicher anderer Autoren (zusammengefasst in FAIRBRIDGE 1964: 460) können für das Verbreitungsgebiet der Altenglan-Formation folgende Schlüsse gezogen werden:

1. Die sich durch den Geländebefund nach SW ergebende Annäherung an den Uferbereich des ehemaligen Ablagerungsraumes wird durch den Ca- und Mg-Gehalt (hohe Mg-Werte) und sein Verhältnis (niedrige Werte) bestätigt.

2. Das Verhalten des Ca- und Mg-Gehalts (hohe Mg-Werte) und seines Verhältnisses (niedrige Werte) im Raum der Pfälzer Kuppeln lässt dort einen Untiefenbereich vermuten.

3. Nach NE kommt man aufgrund abnehmender Mg-Gehalte und zunehmender Ca/Mg-Verhältnisse in tiefere Beckenteile.

Auch eine Altersbeziehung lässt sich durch das Ca/Mg-Verhältnis finden. Berechnet man nämlich das Gesamtdurchschnitts-Ca/Mg-Verhältnis für die Altenglan-Formation aus Tab. 11, S. 70, dann erhält man den Wert 28, der gut mit den Ergebnissen von CHILINGAR (1956) übereinstimmt. Der genannte Autor bestimmte Ca/Mg-Verhältnisse aus verschieden alten Gesteinen und stellte fest, dass mit zunehmendem Alter das Ca/Mg-Verhältnis generell abnimmt. Für permische Gesteine ermittelte er Durchschnittswerte zwischen 15 und 30.

2.3.4.2 Das Verhalten der Spurenelemente Sr und B

Sr

Nachdem in den letzten Jahren in verstärktem Maße geochemische Untersuchungen an Karbonatgesteinen durchgeführt wurden, wuchs auch das Interesse an einem für solche Gesteine sehr wichtigen Spurenelement, dem Strontium. Es scheint, wie aus den Übersichten von FLÜGEL & WEDEPOHL (1967), WOLF, K.H. et al. (1967), KINSMAN (1969), GROTH (1971) und VEIZER et al. (1971) hervorgeht, auf die verschiedensten Vorgänge im Sediment und nach dessen Ablagerung empfindlich zu reagieren.

Die Frage, an welche Minerale das Sr innerhalb der Altenglan-Formation gebunden ist, lässt sich aus den Tab. 6, S. 61 ff. und 12, s. S. 72 recht gut beantworten. Die kalkarmen Proben (kalkige Sand- und Siltsteine und Mergel) zeigen durchweg niedrige Sr-Gehalte, während die Kalksteine die höchsten Sr-Werte aufweisen. Einzelne Versuche, Sr in Tonmineralen nachzuweisen, verliefen negativ. Damit scheinen für die Altenglan-Formation die Feststellungen von BAUSCH (1966) und anderen Autoren (zusammengestellt in BAUSCH 1968) nicht zuzutreffen, wonach Sr an den Tonmineralgehalt von Kalksteinen gebunden sein soll. Dies berechtigt zur Annahme, dass Sr in der Altenglan-Formation an die Karbonatminerale gebunden ist. Als Wirtsmineral dürfte Calcit in Frage kommen, da bekannte Sr-Träger wie Aragonit in der Altenglan-Formation fehlen.

Aus der umfangreichen Literatur geht hervor, dass zur Auswertung der Ergebnisse weniger die absoluten Gehalte als vielmehr die Verhältnisse verschiedener Elemente wertvoll sind. Deshalb wurden aus den untersuchten Proben sowohl die Ca/Sr-, als auch die 1000xSr/Ca-Verhältnisse errechnet (s. Tab. 12), da beide in der Literatur angegeben werden.

Als Durchschnittswert der 1000xSr/Ca-Verhältnisse ergibt sich 6,32. SAVELLI & WEDEPOHL (1969: 247) gaben für Süßwasser (Flusswasser) 5,3 und für Meerwasser 20 an. Trotz der Feststellungen von DEGENS (1959: 77) bezüglich der Sr-Angleichung in limnischen und marinen Kalksteinen infolge von Austauschreaktionen während der Diagenese sprechen die vom Verf. errechneten Werte für Süßwasserverhältnisse, da eine diagenetische Aufnahme von Sr aufgrund der festgestellten niedrigen Werte für die Altenglaner Kalksteine kaum erklärbar wäre. Auch der mit 248,79 errechnete Durchschnittswert für Ca/Sr stimmt gut mit den Angaben von FLÜGEL & WEDEPOHL (1967: 242)

für Süß-(Fluss-)Wasser mit 200 - 250 Ca/Sr überein. Ebenso deutlich unter dem gefundenen Ca/Sr-Durchschnitt liegen Werte aus Meerwasser = 50 (WEDEPOHL 1969: 18) bzw. marinen Sedimenten, die nach MÜLLER, Germ. & MÜLLER, J. (1967: 282 ff.) meist <100 sind.

Tab. 12 Beziehungen zwischen Ca- und Sr-Gehalt im Profil Nr. 10 (Altenglan)

Profil- und Proben-Nr.	Labor-Nr. Gest.bez.	makrosk. Gew.-%	Ca-Geh. Gew.-%	Sr-Geh.	$Sr/Ca \cdot 10^3$	Ca/Sr
Profil Nr. 10 Altenglan						
Probe 89	Sf 536	SM	13,6	0,051	6,94	262,16
82.10	527	Cyano-K	29,5	0,122	4,14	236,8
82.1	518	sK	30,3	0,122	4,02	236,8
78.2	511	tSK	25,3	0,079	3,12	313,16
75	507	kSi	8,93	0,036	3,11	242,22
69.2	500	KS	10,98	0,05	4,55	214,6
66.10	494.1	Cyano-K	24,6	0,182	7,39	132,42
61.4	479	kSi	5,3	0,02	3,77	261
59.2	473	kS	13,5	0,089	6,39	148,65
51.2	461	Ton u. Calcit	18,1	0,018	9,95	985
47	457	Cyano-K	34,7	0,17	4,9	200,18
41.8	447	K	33,4	0,144	4,31	226,39
40	439	SiM	12,65	0,047	3,72	269,36
39.5	429	K	34,6	0,093	2,69	365,16
36	422	Ton u. Cyano-K	24,5	0,129	5,26	187,6
31.3	414	Cyano-K	30,4	0,2	6,58	149,45
19.2	398	K	37,3	0,127	3,41	287,72
17.2	395	Onkolith	29,5	0,127	4,3	228,03
15.3	391	SiM	19,85	0,068	3,42	286,03
7.14	380	K	39,05	0,112	2,86	341,52
7.2	368	K	37,3	0,122	3,28	300,08
6.3	358	K	37,4	0,122	3,26	300,06

Nach den oben erwähnten Austauschreaktionen im Laufe der Diagenese müssten sich nach FLÜGEL & WEDEPOHL (1967: 245) bei offener Zirkulation der Porenlösungen unterschiedliche Primärkarbonate im Sr-Gehalt angleichen. Da dies laut Tab. 12 nicht der Fall ist, könnte sich hierin ein primärer Unterschied im Sr-Gehalt ausdrücken, der sich trotz diagenetischer Veränderungen des Mineralbestandes erhalten hat (evtl. Schutz durch organische Substanz, s. WEDEPOHL 1969: 18). Beim Betrachten der Sr-Gehalte und der 1000xSr/Ca-Verhältnisse fällt zudem auf, dass die Cyanobakterien-Kalksteine die höchsten Sr-Gehalte und dementsprechend hohe 1000xSr/Ca-Verhältnisse aufweisen. Daraus kann der Schluss gezogen werden, dass die Cyanobakterien schon primär Sr anreicherten. Dies stimmt mit Beobachtungen von MÜLLER, Germ. (1968) überein, der in rezenten, calcitischen Süßwasser-Onkolithen (durch Cyanobakterien gebildet) des Bodensees erhöhte Sr-Konzentrationen und entsprechend hohe 1000xSr/Ca-Verhältnisse fand.

Bor

Noch weit stärker als dem Sr hat man sich in den letzten Jahren dem Bor (B) zugewandt. Basierend auf den Arbeiten von GOLDSCHMIDT & PETERS (1932), LANDERGREN (1945) und PERRY (1972) wurde erkannt, dass Bor als Milieuindikator angesehen werden kann, da es in Meerwasser (und in marinen Sedimenten) stärker als in kontinentalen

Gewässern konzentriert ist. Bei der Bildung von unvollständigen Glimmern (Ausdruck nach CORRENS 1963: 313) bzw. von Mineralen der Abbaureihe Muskovit - Illit (Ausdruck nach Prof. Dr. D. Heim), die in der <2 µm-Fraktion angereichert sind, wird B aufgrund experimenteller Untersuchungen von HARDER (1959, 1961), FLEET (1965) und COUCH & GRIM (1968) aus dem Wasser des Sedimentationsraumes aufgenommen und in das Gitter der dioktaedrischen Glimmer eingebaut. Dass es gerade in der Tonfraktion aber noch andere Borträger geben kann, wurde von HARDER (1963: 148 f.) und EAGAR & SPEARS (1966) nachgewiesen. Besonders die letztgenannten Autoren zeigten durch B-, K_2O- und $C_{org.}$-Analysen, dass bei >15 % $C_{org.}$-Gehalten eine Zunahme von B zu beobachten ist. Daraus wird geschlossen, dass B nicht nur an die dioktaedrischen Glimmer, sondern auch an organische Substanz gebunden ist. Wie allgemein bekannt, ist für viele Pflanzen und Tiere das Bor physiologisch unentbehrlich, so dass es nicht verwundert, wenn in bitumenreichen Gesteinen B angereichert ist. Dieses bitumengebundene, lösliche B wurde allerdings nicht untersucht, da leider keine Möglichkeit bestand, die Bitumina der Altenglaner Kalksteine quantitativ zu erfassen.

Die gewonnenen Erkenntnisse über das geochemische Verhalten des Bors verliehen der geochemischen Faziesdiagnostik (KREJCI-GRAF 1966a, 1966b, KREJCI-GRAF et al. 1965, WEDEPOHL 1970) starken Auftrieb, insbesondere waren und sind viele Autoren geneigt, die Salinität toniger Sedimente aus der Borbestimmung abzuleiten (ERNST & WERNER 1960, 1964, FREDERICKSON & REYNOLDS 1960, ERNST 1963, CURTIS 1964, SPEARS 1965, SHAW & BUGRY 1966, HELING 1967, ATAMAN 1967, HARDER 1970, COUCH 1971, BOHOR & GLUSKOTER 1973). Dabei wird, zurückgehend auf FREDERICKSON & REYNOLDS (1960), der Borgehalt toniger Sedimente in Verbindung mit dem K_2O-Gehalt direkt als Paläosalinitätsindikator aus der Formel

$$P = \frac{B \cdot K_2O_{Illit}}{K_2O_{Gesamtgest.}}$$

errechnet, wobei P = Paläosalinität und B = Borgehalt in ppm bedeutet. Dieses Verfahren wandten vor allem WALKER (1962, 1963, 1964) und WALKER & PRICE (1963) an. Im Gegensatz dazu wiesen andere Autoren (z. B. HARDER 1959, 1961, 1963; PORRENGA 1963, LERMAN 1966 und THOMPSON 1968) darauf hin, dass der Borgehalt toniger Sedimente nicht in erster Linie von der Salinität eines Sediments, sondern ebenso von dessen Mineralbestand und der Korngröße, von der Sedimentationsgeschwindigkeit, vom Borgehalt und der Temperatur des Wassers im Ablagerungeraum, von der Diagenese und von der Herkunft des Materials abhängig ist. Nach DEGENS (1968: 34) und REEVES (1968: 175) ist für limnische Sedimente der Faktor des Borgehalts des Wassers im Sedimentationsraum besonders schwerwiegend, da in ehemaligen Seen das evtl. B-reiche Liefergebiet den Borgehalt des Wassers erhöhen kann. Bei den vom Verf. untersuchten Gesteinen, die überwiegend karbonatisch sind, ist jedoch nach HARDER (1963: 242) der Borgehalt in erster Näherung von deren Tonanteil abhängig. Da nach REYNOLDS (1965: 1111) die Tonfraktion der meisten nichtmetamorphen Kalksteine Illit als Hauptmineral enthält, wurde sie, wie im Kapitelabschnitt 2.3.1.4, S. 16 bereits erwähnt, schlämmanalytisch abgetrennt, um andere mögliche Borträger auszuschließen und die gewonnenen Daten mit Literaturangaben vergleichen zu können (neuerdings werden in zunehmendem Maße die Borwerte auf die Muskovit - Illit-Reihe bezogen). Durch die zahlreichen Werte (Angaben in Gew.-%) wurde außerdem eine Basis für evtl. spätere statistische Auswertungen geschaffen. Der enge Zusammenhang des Borgehalts mit illitartigen Glimmern macht es sehr unwahrscheinlich, dass Karbonate störend wirken, da der Borgehalt limnischer Sedimente nach HARDER (1963: 246) besonders von der Herkunft des Materials abhängig ist.

Die illitartigen Glimmer der abgetrennten Tonfraktion wurden röntgendiffraktometrisch qualitativ bestimmt. Einzelne quantitative Bestimmungen übernahm freundlicherweise Prof. Dr. D. Heim. Um Schwankungen des Illitgehaltes innerhalb eines untersuchten Profils auszugleichen, wurden bestimmte, in Oxidwerten angegebene Bormengen mit dem Porrenga-Korrekturfaktor

$$\frac{100}{\%\ \text{Illit}}$$ [4]

multipliziert (PORRENGA 1963: 267) und in der nachstehenden Tabelle aufgeführt.

Tab. 13 Beziehungen zwischen B_2O_3-Gehalt und Gehalt an Mineralen der Abbaureihe Muskovit - Illit in der <2 µm-Fraktion des Profils Nr. 10 (Altenglan)

Profil- und Proben-Nr.	Labor-Nr.	B_2O_3-Gehalt d. <2 µm-Fraktion abs. (Gew.-%)	korr. (%)	Gehalt der <2 µm-Fraktion an Muskovit-Illit u. Wlg.-Min. (Vol.-%)[5]
Profil Nr. 10 Altenglan				
Probe 66.3	Sf 487	0,0222	0,0555	30 - 50
36	422	0,0154	0,0385	30 - 50
35	421	0,0302	0,0378	70 - 90
34.2	420	0,0170	0,0378	30 - 60
31.3	414	0,0270	0,0415	50 - 80
17.2	395	0,0236	0,0314	60 - 90
9	383	0,0391	0,0559	60 - 80
7.15	381	0,0407	0,0581	60 - 80
6.1	356	0,0281	0,0351	70 - 90

Die B_2O_3-Gehalte, die im gesamten Profil Altenglan zwischen 0,0495 % B_2O_3 (Kalksteine des Hauptkalksteinpakets = Sf 377) und 0,0001 % B_2O_3 (Mergel des Kalksteinpakets 3 = Sf 493) pendeln (s. Tab. 6, S. 61 ff.), behalten gewisse Schwankungen auch nach der Porrenga-Korrektur bei (s. Tab. 13). Es fällt jedoch auf, dass bei benachbarten Proben (Nr. 34.2 - .36) trotz unterschiedlicher Glimmergehalte der Ausgleich gut ist. Somit ist ein Weg gegeben, um einen der vielen Faktoren, welche die Ausdeutung des Borgehaltes von Sedimenten beeinflussen (nämlich den Mineralbestand), auszuschalten.

Eine noch interessantere Möglichkeit, Boranalysen von Sedimenten auszudeuten, zeigte ERNST (1966), als er fand, dass eine graphische Beziehung zwischen Salinitätsabhängigkeit, Paläotemperatur-(Paläoklima-)Abhängigkeit (s. auch SINGH 1966) und Mineralbestandsabhängigkeit in Sedimenten verschiedener Formationen besteht. Er verband die absoluten B_2O_3-Gehalte untersuchter Profile durch besondere Kurven, und zwar (op. cit.: 26, s. auch Abb. 17, nach S. 65),

1. Bor-Kurven der Maximalwerte (verbinden die Spitzen der positiven B_2O_3-Ausschläge). Sie sind von der Salinität abhängig (höhere Werte = zunehmende Salinität);

2. Bor-Kurven der Minimalwerte (verbinden die Tiefpunkte der Maximalkurven). Sie sind von der Paläotemperatur (Paläoklima) abhängig (niedrige Werte = feucht-warm, höhere Worte = trocken-heiß, op. cit.: 24);

[4] Aufgrund der Bestimmungsschwierigkeiten konnten von Prof. Dr. D. Heim nur grobe Muskovit-Illitwerte angegeben werden.

[5] Nach einer frdl. quantitativen Bestimmung von Prof. Dr. D. Heim treten in der <2 µm-Fraktion neben den Muskovit - Illiten Chlorite und Wechsellagerungsminerale in Vol.-%-Gehalten bei Probe .66.3 von 10 - 20 %, bei .35 von 5 - 15 %, bei .34.2 von 20 - 50 %, bei .9 von 20 - 30 %, bei .7.15 von 10 - 25 % und bei .6.1 von 10 % auf.

3. Bor-Kurven der Tiefstwerte (verbinden die niedrigsten absoluten B_2O_3-Gehalte). Sie sind vom Mineralbestand abhängig. Nach einer frdl. Mitt. von Prof. Dr. Ernst (Tübingen) bedeuten niedrige Werte (Neigungen nach links) abnehmende Tongehalte und höhere Werte (Neigungen nach rechts) abnehmende Karbonatgehalte.

Wendet man nun diese Anregungen trotz aller Vorbehalte auf die Altenglan-Formation an (z. B. auf das besonders eingehend untersuchte Profil Altenglan: fast lückenlose B_2O_3-Kolonne), dann erhält man bemerkenswerte Ergebnisse (s. Abb. 17, nach S. 65), die aber nur auf das Beispiel Altenglan bezogen werden. Die Salinität wechselt danach im Profil Altenglan rhythmisch und steigt in der oberen Profilhälfte allgemein an. Durch den Abfall der Minimalwertkurve von der Basis des Profils bis zum Kalksteinpaket 3 drückt sich ein trocken-heißes Paläoklima an der Wende Remigiusberg - Altenglan-Formation aus, das sich während der Bildung der Altenglan-Formation in Richtung feucht-warmer Verhältnisse entwickelte, um bei der Entstehung des Kalksteinpakets 1 ihren Höhepunkt zu erreichen. Danach steigt die Minimalwertkurve an, d. h. es stellen sich zunehmend trocken-heiße Klimate ein. Sie erreichten während der Sedimentation des Altenglaner Rotfazies-Pakets einen Höhepunkt. Profilaufwärts fällt die genannte Kurve leicht ab und zeigt so den Umschwung zu erneuten feucht-warmen Bedingungen an.

In den zwei anderen untersuchten mächtigen Profilen (Nr. 6 u. 7 Altenkirchen und Nr. 22 Niederhausen/Nahe) sind die Lücken innerhalb der Kurven der B_2O_3-Gehalte zu groß, um ähnliche Deutungen wie im Profil Altenglan zu wagen. Die absoluten B_2O_3-Gehalte schwanken im Profil Nr. 6 u. 7 Altenkirchen zwischen 0,0526 % (Tonsteine an der Profilbasis, Sf 701) und 0,0244 % (Ton im Kalksteinpaket 2, Sf 778), im Profil Nr. 14 Sportplatz Rothselberg zwischen 0,0414 % (sandige Tonsteine am Profiltop, Sf 71) und 0,0266 % (Tonsteine über dem Kalksteinpaket 2, Sf 62), in den Profilen den Raumes Wolfstein (Nr.15, 16 u. 17) zwischen 0,0509 % (dol. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 135) und 0,0115 % (sandige u. dol. Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 126, 128) und im Profil Nr. 22 Niederhausen/Nahe zwischen 0,0762 % (kalkige Tonsteine eines Kalksteinpakets im oberen Profilbereich, Sf 962) und 0,0094 % (sandig-tonige Kalksteine des Hauptkalksteinpakets, Sf 943).

Im Laufe der Untersuchungen kam der Gedanke auf, wegen der Horizontbeständigkeit der Altenglan-Formation eine B_2O_3-Standardkurve für das Rotliegend aufzustellen. Wie im folgenden gezeigt wird, ist dieser Versuch missglückt, brachte aber ganz andere überraschende Ergebnisse. Für die Erstellung dieser Kurve wurden fast völlig kalkfreie Silt- und Tonsteine über den Kalksteinpaketen 1 und 2 entnommen und analysiert (B_2O_3- und Glimmergehalte s. Tab. 10, S. 67 f.). Die B_2O_3-Werte in der <2 µm-Fraktion schwanken zwischen 0,0610 % (Siltsteine den Profils Nr. 18, Reckweilerhof, Sf 78) und 0,0256 % (Tonsteine den Profils Nr. 20, ehem. Kalkwerk Hein, Hinzweiler, Sf 74). Die aufgrund dieser Werte gezeichneten Kurven sind in Abb. 19, nach S. 76 wiedergegeben.

Dabei ergab nur die Kurve A wegen der höheren Probenzahl ein klares Bild. Sie zeigt im Verlaufe des Streichens vom Beckenrandbereich zum Beckenzentrum = SW - NE zuerst einen relativ horizontalen Verlauf und steigt ab Börsborn bis zu einem ersten Höhepunkt bei Altenglan an. Danach folgt ein jäher Abfall im Gebiet der Pfälzer Kuppeln (Raum Friedelhausen - Rothselberg - Horschbach - Hinzweiler). Schon im Raum Wolfstein steigt die Kurve wieder an, um im Raum Reckweilerhof den Gipfel zu erreichen. Nach NE sinkt sie in Richtung Niederhausen/Nahe leicht ab.

Das Auffälligste ist nun, dass im Raum der Pfälzer Kuppeln die B_2O_3-Gehalte im Durchschnitt nur halb so hoch als in deren Umrandung sind. Bei der Deutung dieses Befundes können nach Ansicht des Verf. einige der auf S. 73 genannten, den Borgehalt beeinflussenden Faktoren ausgeklammert werden:

1. Die Salinität des Wassers, da ein Stau höher salinarer Wässer in einem so eng begrenzten Bereich unwahrscheinlich ist;
2. der Mineralbestand durch den Bezug auf eine bestimmte Mineralgruppe;
3. die Herkunft des Materials, da ein so schmales Liefergebiet höher borhaltiger Minerale kaum angenommen werden kann;
4. der Borgehalt des Wassers, der von der Herkunft des Materials abhängig ist und
5. die Diagenese, da keine Hinweise auf stärkere diagenetische Veränderungen und damit bemerkenswerten Borverlust im Randgebiet der Pfälzer Kuppeln vorliegen. Hierbei muss betont werden, dass die Borwerte aus der Umgebung der für höhere Diagenesegrade in Frage kommenden Kuppeln Herrmannsberg - Königsberg - Potschberg stammen und nicht aus dem Bereich zwischen den genannten Massiven (wo es durchaus stark diagenetisch veränderte bis kontaktmetamorphe Gesteine der Altenglan-Formation gibt)

Tab. 14 B_2O_3-, Glimmer- und Quarz-Gehalte überwiegend kalkfreier Silt- und Tonsteine über dem Kalksteinpaket 1 bzw. 2 der Altenglan-Formation

1. Daten aus relativ mächtigen, grauen bis dunkelgrauen, im Streichen über weite Strecken verfolgbaren, überwiegend kalkfreien Silt- und Tonsteinen zwischen Kalksteinpaket 1 und den darüber folgenden mächtigen Sandsteinen

Proben-Nr. u. makroskopische Gesteinsbez.	Labor-B_2O_3-Gehalt (Gew.-%) Nr.	<2µm	>2µm	Glimmer* der <2µm-Fraktion (Vol.-%)	Wechsellagerungsminerale* (Wlg.) u. Chlorite* d. <2µm-Fraktion (Vol.-%)	Quarze*der <2µm-Fraktion (Vol.-%)
StW 1.6.8 (ST)	82	0,0329	0,0186	30 - 70	30 - 70 Wlg. u. Chlorit	2 - 4
StW 2.6.15 (T)	81	0,0307	0,0232	30 - 70	30 - 70 Wlg. u. Chlorit	2
Glamü 1.0.2 (Si)	80	0,0307	0,0136	40 -70	30 - 55 Wlg. u. Chlorit	3 - 5
Kus 2.2.21.1 (sT)	79	0,0478	0,0282	40 - 75	25 - 50 Wlg. u. Chlorit	3 - 5
Wo 2.14.20 (sT)	73	0,0216	0,0210	55 - 75	20 - 40 Chlorit u. Wlg.	3 - 5
Wo 6.6.14 (T)	74	0,0256	0,0209	50 - 80	25 - 45 Wlg.	3 - 5
Wo 6.6.15.1 (sT)	75	0,0357	0,0270	45 - 75	25 - 50 Wlg. (u. Chlorit)	3 - 5
Wo 4.1.23 (sT)	48	0,0278	0,0170	60 - 80	15 - 35 Chlorit (u. Wlg.)	5 - 10
Wo 5.5.13 (ST)	76	0,0448	0,0264	45 - 75	25 - 50 Wlg. (u. Chlorit)	2 - 3
Lau 1.1.22 (Si)	78	0,0610	0,0312	50 - 80	25 - 50 Wlg. (u. Chlorit)	1 - 3
Mei 1.0.15 (T)	85	0,0388	0,0264	20 - 50	45 - 70 Wlg. (u. Chlorit)	4 - 7
Mei 1.0.17 (Si)	84	0,0402	0,0300	20 - 50	45 - 70 Wlg. (u. Chlorit)	2 - 4
Mei 1.0.21 (kT)	83	0,0275	0,0211	20 - 50	45 - 70 Wlg. (u. Chlorit)	5 - 8

2. Daten aus kalkfreien Ton- und Siltsteinen über dem Kalksteinpaket 2

Proben-Nr. u. makroskopische Gesteinsbez.	Labor-B_2O_3-Gehalt (Gew.-%) Nr.	<2µm	>2µm	Glimmer* der <2µm-Fraktion (Vol.-%)	Wechsellagerungsminerale* (Wlg.) u. Chlorite* d. <2µm-Fraktion (Vol.-%)	Quarze*der <2µm-Fraktion (Vol.-%)
StW 1.6.33 (T)	89	0,0304	0,0229	30 - 60	30 - 60 Wlg. u. Chlorit	2 - 4
Kus 2.2.48 (T)	86	0,0295	0,0175			
Wo 2.14.38 (T)	88	0,0264		30 - 60	30 - 65 Wlg.- u. Chlorit	4 - 7
Wo 4.1.37.1 (T)	61	0,0278	0,0139	55 - 75	20 - 40 Chlorit (u. Wlg.)	4 - 7
Wo 4.1.37.2 (T)	62	0,0266	0,0198			
Wo 7.0.13 (Si)	87	0,0326				

*Diese Minerale wurden freundlicherweise von Prof. Dr. D. Heim bestimmt. Dabei werden unter Wechsellagerungsmineralen Strukturen verstanden, die unregelmäßig aufgebaut sind und stets quellbare Schichten enthalten (z. B. Montmorillonit und ?Vermiculit). Die Reihenfolge der Aufzählung gibt die Häufigkeit an. In Klammern gesetzte Minerale sind anteilsmäßig nur gering vertreten. Einige Proben enthalten geringe Anteile von Feldspat (<5 %), einige Proben vielleicht auch einen geringen Anteil eines Kaolin-Minerals.

Maßstab 1:300

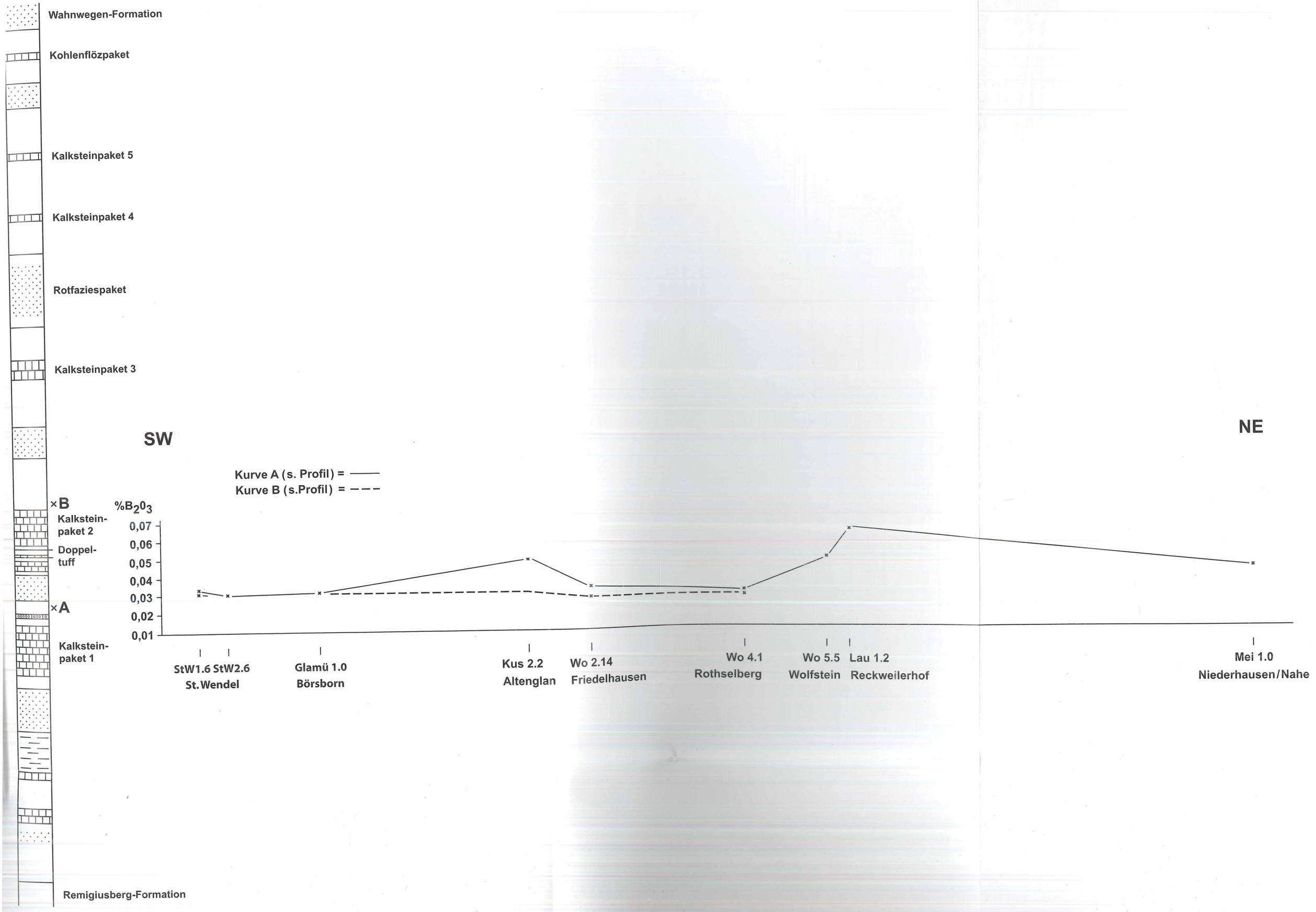


Abb. 19 Regionale Verteilung des B_2O_3-Gehaltes der Altenglan-Formation (die Werte zu den Kurven stammen aus kalkfreien Silt- und Tonsteinen über dem Kalksteinpaket 1 = Hauptkalksteinpaket und aus dem Kalksteinpaket 2, s. Tab. 10, S. 67 f.). Entfernung der Profilpunkte 1 : 200 000

Als mögliche borbeeinflussende Faktoren bleiben noch die Sedimentationsgeschwindigkeit der Glimmer und die Wassertemperatur. Wenn man von den im Bereich der Pfälzer Kuppeln plötzlich absinkenden Borwerten auf die Wassertemperatur schließt, muss man niedrige Temperaturen annehmen, da HARDER (1963: 249) experimentell zeigen konnte, dass bei höheren Celsius-Graden wesentlich mehr Bor in die Glimmer eingebaut wird.

Bei der Diskussion der Sedimentationsgeschwindigkeit kann man ebenfalls nach HARDER (1963: 247) annehmen, dass aufgrund aktuogeologischer Beobachtungen die Tiefseesedimente die höchsten Borgehalte aufweisen, während sich diese in Flachmeeren stark erniedrigen. Mit Vorbehalt übertragen auf die paläolimnischen Verhältnisse während der Zeit der Bildung der Altenglan-Formation würde das bedeuten, dass im Bereich der Pfälzer Kuppeln ein markantes Flachwassergebiet vorhanden war. Da diese Folgerung mit Befunden der Ca-Mg-Untersuchungen gut übereinstimmt, besitzt sie einen höheren Wahrscheinlichkeitsgrad als die Überlegungen zur Temperaturabhängigkeit.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass im Rotliegend ein erster Schritt in Richtung der von ERNST (1966: 27 f.) erhobenen Forderung getan wurde, zwecks Eichung des Borgehalts zunächst große Probenserien aus mächtigeren Schichtabschnitten zu untersuchen, bevor man stratigraphische und fazielle Verhältnisse in kleinen Abschnitten mit Hilfe des Bors klären kann. Dabei betonte er, dass durch Bestimmung des B_2O_3-Gehaltes von Sedimenten nicht ohne weiteres zwischen mariner und nichtmariner Fazies unterschieden werden kann.

2.3.4.3 Untersuchung der organischen Substanz

Obwohl bis vor einigen Jahren die Untersuchung der organischen Substanz zur Lösung geochemischer Probleme kaum herangezogen wurde, begegnet man heute diesem Gebiet mit großem Interesse (KROEPELIN 1966, MANSKAYA & DROZDOVA 1968, MEINHOLD 1969, SCHENCK & HAVENAAR 1969, EGLINTON & MURPHY 1969, BARKER & KOPP 1991, PAGEL et al. 2000).

Den Hauptanteil der gesamtorganischen Substanz machen nach HELLER (1966: 83) Kohlenwasserstoffe, Fettsäuren, Aminosäuren, Amine und Zucker in der genannten Reihenfolge aus.

Da nach GEHMAN (1962) in Kalksteinen der geologischen Vergangenheit hauptsächlich stabile Kohlenwasserstoffe gegenüber den anderen Gruppen angereichert sind, lag es nahe, die sowohl bei der Gelände- als auch bei der Laborbearbeitung auffallenden bituminösen Altenglaner Kalksteine wenigstens qualitativ zu untersuchen. Eine Prüfung der außerdem auftretenden Fettsäuren (ABELSON et al. 1964, ALLNER 1968, HELLER 1967), Aminosäuren (WELTE 1959, HELLER 1965, 1966), Amine und Zucker wäre über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinausgegangen.

Bei der Beschränkung auf die hochmolekularen Kohlenwasserstoffgemische bzw. die Bitumina (s. NITSCH 1969: 523) wurden die unlöslichen Bitumina (Kerogen) ausgeklammert. Die Untersuchung des Kerogens (FORSMAN 1963) erfordert spezielle Methoden, zu deren Anwendung Verf. keine Möglichkeit hatte (s. WELTE 1966). Aus den gleichen Gründen konnte die Maßeinheit für organische Kohlenwasserstoffverbindungen, nämlich der Gehalt an organischem C (s. MÜLLER, E.P, 1969) nicht bestimmt werden. Umfassende Untersuchungen wären jedoch notwendig, um die Genese und Diagenese organischer Substanzen klären zu können (BITTERLI 1963, DEGENS et al. 1964, DEGENS 1967).

So blieben aus der Gruppe der Bitumina und Asphalte (NITSCH 1969, ABRAHAM 1960, FISCHER & SCHRAM 1959) nur die durch organische Lösungsmittel extrahierbaren Kohlen-

wasserstoffe übrig, die durch die auf S. 19 erwähnten Verfahren bestimmt wurden (s. auch DEGRAS-GUÉDON 1967).

Zur papierchromatographischen Untersuchung wurden diejenigen Proben ausgewählt, die nach dem Geruch am stärksten bituminös waren. Anstatt der von SEIBOLD et al. (1958) angegebenen Probenmengen wurden 2 g Ausgangssubstanz eingewogen.

Der Dioxan-Auszug ergab maximal 6 lösliche Kohlenwasserstoffe. Durch die n-Heptan-Extraktion konnten geringe Anteile an Paraffinen und Naphthenen nachgewiesen werden. Im Benzol-Auszug zeigten sich deutlich 2 verschiedene Aromate und in der Pyridin-Aceton-Methanol-Mischung wurden Asphaltene, sowie organische O-, N- und S-Verbindungen gelöst, deren Gehalte aufgrund der starken Färbungen wahrscheinlich weit über denen der anderen Gruppen liegen. Diese Verbindungen scheinen demnach in den Altenglaner Kalksteinen angereichert zu sein.

Die erzielten Ergebnisse sind ein erster Versuch, das Verhalten des Gesteinsbitumens innerhalb lakustriner Gesteinsserien zu studieren. Weitere Möglichkeiten wären die vielversprechenden lumineszenzmikroskopischen Untersuchungsmethoden, wie es die Arbeiten von JACOB (1961, 1963, 1964, 1966a, 1966b, 1967, 1969), BARKER & KOPP (1991) sowie von PAGEL et al. (2000) zeigen.

Eine Untersuchung der Kohlen war nicht notwendig, da dies bereits JOSTEN (1956) getan hat. Danach sind es Steinkohlen (etwa Gasflamm- bis Gaskohlen), was mit dem Lignin-Test nach STACH (1949) übereinstimmt, der an einigen Proben durchgeführt wurde.

2.3.5 Die mikrofaziellen Karbonatgesteinstypen und ihr regionales Verhalten

Basierend auf den bisherigen Untersuchungen ist nunmehr eine Darstellung der mikrofaziellen Karbonatgesteinstypen (abgekürzt Mikrofaziestypen) und ihres regionalen Verhaltens möglich. Gemäß der BISSELL & CHILINGAR-Klassifikation lassen sie sich aufgrund der unterschiedlichen Komponenten und deren Prozentgehalte unterscheiden.

In der Altenglan-Formation wurden 7 verschiedene Mikrofaziestypen festgestellt.

Die meisten von ihnen treten in mehreren Kalksteinpaketen auf, wobei sich die Tendenz erkennen lässt, dass Detritus-Kalksteine im Basis- und Topbereich der einzelnen Kalksteinpakete, Mikrit-Kalksteine mehr in deren mittlerem Bereich sowie Pellet- und Cyanobakterien-Kalksteine in deren Topbereich anstehen. Es sei betont, dass es sich bei der genannten Verteilung um eine Tendenz handelt, dass also durchaus andere Gruppierungen, wenn auch zurücktretend, vorkommen können. Während die genannten Mikrofaziestypen in mehreren Kalksteinpaketen anzutreffen sind, erscheinen dagegen 2 nur an bestimmten Stellen des Profils (der Onkolith zwischen Kalksteinpaket 1 und 2 und der Dolosparit-Kalkstein in der Mitte des Kalksteinpakets 3).

Die Möglichkeit, in der Vertikalen, d. h. in Profilen, die Verteilung der Mikrofaziestypen herauszuarbeiten, ist in der Horizontalen, d. h. im Verlaufe des Streichens, nicht in gleicher Weise gegeben, was in erster Linie an den unterschiedlichen Aufschlussverhältnissen liegt. Man kann jedoch beobachten, dass bestimmte Typen (bes. Cyanobakterien-Kalksteine) ihr bevorzugtes Auftreten beibehalten, während andere gewissen Schwankungen unterliegen (Detritus- und Mikrit-Kalksteine), was in der folgenden Einzelbeschreibung genauer ausgeführt wird.

2.3.5.1 Detritus- bis Mikrit-Kalksteine

Mikrofaziestyp 1: Detritus-Kalksteine

Diese Kalksteine sind innerhalb der Altenglan-Formation weit verbreitet. So werden die Basis und der Top des Kalksteinpakets 1, der mittlere Bereich des Kalksteinpakets 2, die Basis des Kalksteinpakets 3 und des Kohlenflözpakets fast ausschließlich von ihnen aufgebaut.

Bezüglich der makroskopischen Beschreibung kann auf Kapitelabschnitt 2.2.1.1, S. 12, verwiesen werden. Die dort behandelten Calcirudite erweisen sich nach der mikrofaziellen Untersuchung als Detritus-Kalksteine.

Zudem zeigt die Mikrofaziesanalyse, dass die Detritus-Kalksteine in sich durchaus nicht einheitlich ausgebildet sind, sondern vor allem unterschiedliche Mikritgehalte besitzen. Dadurch wird bedingt, dass streckenweise mikritführende bis mikritreiche Detritus-Kalksteine vorliegen.

Um ihren Aufbau zu erläutern, muss die namengebende Gruppe der **detritischen Komponenten** zuerst erwähnt werden.

Unter ihnen sind die **Karbonatklaste** hinsichtlich ihrer Formen- und Größen-Variabilität sowie ihrer Häufigkeit für die Detritus-Kalksteine recht bedeutend, da sie normalerweise die Hauptkomponenten darstellen.

Im Kalksteinpaket 1 erreichen sie Durchmesser bis 1,3 cm, langgestreckte Formen werden bis 1 cm lang. Die Durchschnittsgrößen liegen dort bei 0,5 - 2 mm. Auch die Prozentgehalte wechseln hier stark. Zum Teil erfüllen die Karbonatklaste partienweise völlig das Gestein (an der Basis des Kalksteinpakets 1) oder erreichen Werte von 70 - 80 % (an deren Top). Teilweise sind sie auch in Wurmgängen angereichert.

Im Kalksteinpaket 2 liegen die Durchschnittsgrößen der Karbonatklaste bei 0,2 - 0,5 mm, wobei sie zu 20 - 30 % das Gestein aufbauen (z. T. lagenweise angehäuft).

Mit aufsteigendem Profil lässt sich bei etwa gleichen Größen eine erhebliche Mengenzunahme feststellen (30 - 40 % im Kalksteinpaket 3, Maximum im Kohlenflözpaket mit 50 - 70 %).

In ihrem regionalen Verhalten fallen die Karbonatklaste besonders im Raum der Pfälzer Kuppeln auf (Profile Friedelhausen, Reckweilerhof, Hinzweiler). Besonders in der Nordumrandung der Pfälzer Kuppeln sind Größen von 2 - 3 cm keine Seltenheit. Öfters trifft man die Karbonatklaste in bestimmten Bankbereichen als alleinige Gesteinsbildner an. Nach NE in Richtung Niederhausen/Nahe treten sie ganz zurück. Nach SW in Richtung Altenkirchen sind sie zwar noch deutlich feststellbar, jedoch nach Größe und Prozentgehalten gegenüber den anderen detritischen Komponenten (Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke und allothigenen Mineralen) relativ schwach vertreten.

Die nächste Gruppe der detritischen Komponenten bilden die **Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke.** Obwohl sie hinter den Karbonatklasten zurücktreten, sind sie relativ häufig im Kalksteinpaket 2 und im Kohlenflözpaket zu beobachten. In den Detritus-Kalksteinen des Kalksteinpakets 3 fehlen sie ganz.

Es sind Sand-, Silt- und Tonsteinfragmente, z. T. auch Kohlefetzen, diese besonders im Kohlenflözpaket. Oft sind sie langgestreckt, in die Schichtung eingeregelt und lagenweise dicht gepackt oder in Wurmgängen angereichert. Im Kalksteinpaket 1 werden Sandsteinfragmente max. 5 mm und Tonsteinfragmente max. 3,5 mm groß. Im Kalksteinpaket 2 und im Kohlenflözpaket liegen die Durchschnittsgrößen bei 0,7 - 1 mm. Im Kohlenflözpaket sind sie bei Mengenanteilen von 10 - 20 % wie die Karbonatklasten am häufigsten vertreten. Die Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke nehmen an Häufigkeit nach NE in Richtung Niederhausen/Nahe stark ab. Nach SW in Richtung Altenkirchen werden sie unter Größenzunahme häufiger.

Weiterhin sind die **allothigenen, nichtkarbonatischen Minerale** zu den detritischen Komponenten zu rechnen. Sie haben neben den Karbonatklasten die größte Bedeutung. Hier treten Quarze, Feldspäte und Phyllosilikate auf, wobei bei den Phyllosilikaten große Glimmerindividuen u. d. M. relativ gut erkannt, die anderen Minerale, z. B. kleine Glimmer, Chlorite und Tonminerale röntgendiffraktometrisch nachgewiesen wurden.

Die detritischen Quarze weisen verschiedene Formen und Größen auf. Im Kalksteinpaket 1 sind sie meist 30 µm groß, im Kalksteinpaket 2 gehen die Größen bei stark zunehmender Häufigkeit auf 0,15 - 0,2 mm herauf, im Kalksteinpaket 3 erreichen sie 0,1

mm und im Kohlenflözpaket gehen sie bei abnehmender Häufigkeit wieder auf 30 µm zurück. Neben den Größen schwanken Form, Rundung und Sphärizität innerhalb größerer Abschnitte des Profils.

In der überwiegenden Mehrzahl sind die detritischen Quarze klar. Selten kann Zwillingsbildung und undulöse Auslöschung beobachtet werden. Häufig lassen sich an den einzelnen Körnern Korrosionserscheinungen feststellen, wobei oft Kavernen ausgebildet sind, die mehr oder weniger tief in die Quarze hineingreifen. Die Korrosionsbuchten sind fast immer mit Karbonat (Calcit oder Dolomit) ausgefüllt. Die Häufigkeitsverteilung ist dadurch bemerkenswert, dass die Quarze in den Kalksteinpaketen 2 und 3 häufiger sind als im Kalksteinpaket 1 und im Kohlenflözpaket. Dies stimmt mit der Dominanz der Detritus-Kalksteine in den Kalksteinpaketen 2 und 3 gut überein.

Die hinter den Quarzen stark zurücktretenden Feldspäte tauchen bezeichnenderweise nur in den Kalksteinpaketen 2 und 1 auf. Die Größen reichen bis 0,15 mm im Ø, liegen jedoch meist bei 40 - 50 µm. Die Einzelkörner sind subhedral und angular bis angerundet. Selten lassen sich an ihnen Korrosionserscheinungen feststellen. Viele sind verzwillingt und erweisen sich dadurch als Plagioklase, was diffraktometrisch bestätigt wurde.

In wechselnden Gehalten beteiligen sich Glimmer am Aufbau der Detritus-Kalksteine. Sie erscheinen als farblose, sub- bis euhedrale Partikel mit niedriger Sphärizität. Während die Maximalgrößen der in der Minderheit auftretenden großen Blättchen 50 µm nicht überschreiten, ist die Hauptmasse der Glimmer in der Tonfraktion angereichert und somit optisch nur schwer erfassbar.

Zwischen den weiterhin in den Detritus-Kalksteinen auftretenden Tonmineralen, die sowohl detritisch als auch authigen sein können und den eben erwähnten Glimmern bestehen enge Zusammenhänge. So sind die mit den Glimmern chemisch und strukturell verwandten Illite sowie Zwischenglieder zwischen Muskoviten und Illiten in der <2 µm-Fraktion mengenmäßig stark vertreten. Des Weiteren sind in der Gruppe der Tonminerale Wechsellagerungsstrukturen verbreitet (s. Tab. 14, S. 76). Dabei handelt es sich (nach Prof. Dr. D. Heim) um unregelmäßig aufgebaute Minerale, die stets quellbare Schichten enthalten (z. B. Montmorillonit).

Zuletzt sind die Chlorite zu nennen, die ebenso wie die Glimmer und die Tonminerale in der <2 µm-Fraktion angereichert sind und sowohl detritisch als auch authigen sein können. Bei der polarisationsmikroskopischen Untersuchung der Karbonatgesteinsdünnschliffe konnten sie nicht sicher bestimmt werden. Aus den Diffraktogrammen ergaben sich nach Prof. Dr. D. Heim Fe- und Al-reiche (Profil Altenglan, Kalksteinpaket 1, Probe Sf 381) oder Fe-reiche, Al-arme Chlorite (Profil Altenglan, Kalksteinpaket 1, Probe Sf 356). In der Tab. 14, wo Prozentgehalte in der <2 µm-Fraktion angegeben sind, wurden die Chlorite bei den Tonmineralwechsellagerungsstrukturen mit aufgeführt.

Die allothigenen, nichtkarbonatischen Minerale sind in ihrem regionalen Verhalten geringeren Schwankungen unterworfen als die Karbonatklaste und Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke. So stellen sie sowohl im NE des Arbeitsgebietes (Raum Niederhausen/Nahe) als auch im SW (Raum Dirmingen und Altenkirchen) die Hauptkomponenten der Detritus-Kalksteine. Während sie im NE bei relativ kleinen Größen (Quarze meist 30 µm Ø, Feldspäte meist 20 - 30 µm Ø) zahlenmäßig die Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke und Karbonatklaste weit überwiegen, sind sie im SW unter markanter Größenzunahme (Quarze 0,2 - 0,5 mm, Feldspäte 0,1 mm) in der Mehrheit.

Die in den Detritus-Kalksteinen neben den detritischen Komponenten nur ganz untergeordnet auftauchenden **authigenen**, **nichtkarbonatischen Minerale** sind durch Quarze und sulfidische Erzminerale vertreten. Während der Gehalt an authigenen Quarzen gleichbleibend niedrig ist, steigt die Erzführung in den oberen Kalksteinpaketen und im Kohlenflözpaket leicht an. Die Quarze besitzen bei Größen von

durchschnittlich 30 x 15 µm (Länge x Breite, Maximalgröße 0,1 x 0,05 mm) meist prismatischen Habitus. Ab und zu enthalten sie winzige, nicht genauer bestimmbare Einschlüsse. Sie sind im Sediment relativ unregelmäßig verteilt. Es wurden keine merklichen regionalen Variationen festgestellt. Die Erzminerale findet man in sehr unterschiedlicher Ausbildung. Schon makroskopisch fallen im Gestein hier und da die im frischen Zustand messinggelben Linsen, Lagen, Gängchen, Konkretionen oder Knollen auf, die Dicken bzw. Durchmesser bis zu mehreren mm erreichen. Unter dem Mikroskop lässt sich entweder eine feine Verteilung im Sediment beobachten oder eine Anhäufung in Kavernen, z. T. sind auch Fossilien mehr oder weniger stark vererzt. Die Größe einzelner Kristalle erreicht Maximaldurchmesser von 20 µm. Selten können Würfel (Pyrit) in verschiedenen Schnittlagen nachgewiesen werden. Bemerkenswerterweise sind ganz ähnliche Authigen-Bildungen (auch Bitumen) von SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946: 40 f. u. 50) in schweizerischen Rotliegend-Sedimenten gefunden worden.

Bezüglich des regionalen Verhaltens der Erzminerale macht sich eine deutliche Abnahme im Gebiet westl. Altenkirchen bemerkbar. Der Vollständigkeit halber soll bei den authigenen Komponenten auch eine nichtmineralische Substanz, nämlich Bitumen,erwähnt werden, das in den Detritus-Kalksteinen in wechselnder Menge vorhanden ist. Nachdem es sich makroskopisch sowohl durch die Dunkelfärbung des Gesteins (s. BITTERLI 1962) als auch bei dessen Zerkleinerung durch einen mehr oder weniger intensiven („bituminösen") Geruch zu erkennen gibt, kann man es u. d. M. als kleine gelb- bis schwarzbraune, rundliche Gebilde beobachten, die sich zum Teil zu Aggregaten zusammenschließen. Diese „Tröpfchen" trifft man meist im Intergranularraum, untergeordnet auch im Verband mit Stylolithen oder kleinen, nur mikroskopisch sichtbaren Störungen.

Im regionalen Verhalten des Gesteinsbitumens fällt auf, dass es im Gebietsabschnitt westl. Altenkirchen stark zurücktritt.

Die nächste Gruppe der **biogenen Komponenten (Skeletts)** spielen bei den Detritus- bis Mikrit-Kalksteinen insofern eine Rolle, als hier verschiedene Typen kalkschaliger Mikrofossilien auftreten, die z. T. unversehrt, z. T. zerbrochen sind. Bei den vollständig erhaltenen Formen kann man Zweiklapper (?Ostracoden) und trochispirale Individuen (?Gastropoden) unterscheiden. Daneben finden sich Filamente beider Typen. Weiterhin können Spurenfossilien beobachtet werden (?Wurmgänge). Vereinzelt tauchen Cyanobakterienreste auf. In den Detritus-Kalksteinen des Kalksteinpakets 3 überwiegen Fischreste.

Die weiteren Komponentengruppen der **Pellets, Klümpchen** (lumps) und Rinden-Körner treten gegenüber den bisher erwähnten ganz zurück. Die Pellets erscheinen in geringen Stückzahlen nur in den Detritus-Kalksteinen des Kalksteinpakets 1, und zwar nahe der Basis etwas häufiger als weiter oben. Auch Klümpchen tauchen nur an wenigen Stellen auf (an der Basis des Kalksteinpakets 1 und am Top des Kalksteinpakets 2), während Rinden-Körner in den Detritus-Kalksteinen überhaupt nicht beobachtet werden konnten.

Die Detritus-Kalksteine sind matrixreich, wobei mikritische Calcitmatrix gegenüber sparitischem Calcit-, Dolomit- oder Ankerit-Zement weit überwiegt.

Bei der **Matrix** machen sich erwartungsgemäß stärkere regionale Unterschiede bemerkbar. So halten sich im südwestlichen Gebietsabschnitt (Raum Altenkirchen bis Dirmingen) Matrix und Zement entweder die Waage oder Zement herrscht vor. Im mittleren Bereich des Arbeitsgebietes (weitere, bes. südwestliche Umgebung der Pfälzer Kuppeln) behält die Matrix die Oberhand, während im engeren Bereich der Pfälzer Kuppeln (östliche Umrandung) wieder der Zement hervortritt. Im NE (Raum Niederhausen/Nahe) wird demgegenüber der Zement von der Matrix verdrängt.

Texturelle Eigenschaften sind in den Detritus-Kalksteinen relativ undeutlich entwickelt. So liegt in ihnen durchweg unregelmäßige Schichtung vor. Oft sind sie auch ungeschichtet. Im Gegensatz dazu sind sekundäre Veränderungen des primären Lagerungsgefüges in Form von lokalen Aufarbeitungserscheinungen oder Auskolkungen einzelner Schichten in den Detritus-Kalksteinen mehr als in allen anderen Typen ausgebildet.

Weitere Gefügemerkmale sind als seltene Gradierungen von Detrituslagen und Stylolithen zu beobachten.

Hohlraumgefüge syn- und postsedimentärer Art sind in den untersuchten Detritus-Kalksteinen zwar zahlreich, aber nur in wenigen Typen ausgebildet. Als synsedimentäre Hohlräume, die allerdings diagenetisch ausspatisiert sind, erscheinen fast durchweg Zwickelporen. Postsedimentäre Hohlraumformen, die während der Diagenese ebenfalls spatisiert oder von Erzmineralen ausgefüllt wurden, liegen in Form von Fossilhohlräumen und Klüften vor.

Diagenese

Nachdem die Detritus-Kalksteine mehr oder weniger stark von diagenetischen Vorgängen betroffen wurden, zeigt sich, dass die Frühdiagenese gegenüber der Spätdiagenese weit überwiegt.

Dabei ist die Vielfalt frühdiagenetischer Erscheinungen relativ konstant. Es sind dies Bioturbationen, Fossilokklusionen, Zementationen (Spatisationen), beginnende Umkristallisationen (Vererzungen, Dolomitisierungen) und beginnende Sammelkristallisationen.

Während der Spätdiagenese kam es zu weiteren Dolomitisierungen, daneben zu Drucklösungen (Stylolithen) und Kluftfüllungen.

Bei den diagenetischen Erscheinungen wurden regionale Unterschiede bei den Dolomitisierungen festgestellt. Danach sind die Kalksteine im SW des Arbeitsgebietes (Raum Altenkirchen - Dirmingen) und im Raum der Pfälzer Kuppeln stärker dolomitisiert als die Kalksteine der zwischenliegenden und nordöstlichen Bereiche.

Insgesamt gesehen dominieren die Detritus-Kalksteine im südwestlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes, während sie im Raum der Pfälzer Kuppeln zugunsten von Dolosteinen und im nordöstlichen Gebietsabschnitt zugunsten von Mikrit-Kalksteinen zurücktreten.

Mikrofaziestyp 2: Mikrit-Kalksteine

Diese Kalksteine gehören nach den Detritus-Kalksteinen zu den wichtigsten Kalksteintypen der Altenglan-Formation. Sie erscheinen vorwiegend im mittleren Bereich der einzelnen Kalksteinpakete, zurücktretend in deren Basisbereich. In ihrer makroskopischen Ausbildung lassen sie sich als Calcilutite bezeichnen.

Die mikrofazielle Charakterisierung der Mikrit-Kalksteine wird im wesentlichen durch ihre Matrix sowie die damit zusammenhängenden Gefügemerkmale geprägt. Das Angebot an Komponenten ist relativ gering.

Bei den **detritischen Komponenten** erscheinen **Karbonatklaste** meist in Detrituslagen in unregelmäßigen Formen und relativ kleinen Größen (0,1 mm Ø). **Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke** treten zurück; z. T. tauchen sie als kohlige Schmitzen in Detrituslagen auf. **Allothigene Minerale** sind unter den detritischen Komponenten am häufigsten (20 - 30 %). Es sind Quarze, Feldspäte und Glimmer. Die subhedralen Quarze und Feldspäte weisen Durchschnittsgrößen von 30 µm auf. Glimmer messen meist 30 x 10 µm. **Authigene, nichtkarbonatische Minerale** erscheinen in Form von Quarzen und sulfidischen Erzmineralen. Bei Größen um 30 x 15 µm sind die authigenen Quarze zahlenmäßig nur schwach vertreten. Die Erzminerale sind dagegen stellenweise recht zahlreich (Mitte des Kalksteinpakets 3).

Biogene Komponenten (Skeletts) wurden kaum beobachtet.

Pellets treten nur sporadisch auf. Dies ist im mittleren Bereich des Kalksteinpakets 1 der Fall, wo sie bei Größen zwischen 30 µm und 1 mm allerdings in einzelnen Lagen dicht gepackt sind (s. Abb. 2, S. 73).

Klümpchen (lumps) und **Rinden-Körner** wurden in den Mikrit-Kalksteinen nur vereinzelt registriert.

Die **Matrix** besteht fast nur aus mikritischem Calcit. Die Korngröße der Calcitkristalle liegt daher unter 20 µm. Selten ist sparitischer Calcit- oder Dolomitzement (s. Abb. 4, S. 30) zu erkennen. Er erscheint in Zwischenräumen zwischen Pellets oder in Klüften.

Nachdem einige Gefügemerkmale wie Kornform und Granulometrie bereits bei den Komponentenbeschreibungen erwähnt wurden, sollen hier Kornkristallisationsgefüge, Textur und Hohlraumgefüge geschildert werden.

Die durch die Kornformen bedingten Kristallisationsgefüge sind sehr einheitlich ausgebildet. Es überwiegen hypidiotope Gefüge. Nur selten bestehen Übergänge zu xenotopen oder idiotopen Gefügen.

Umso reichhaltiger sind dagegen **texturelle Merkmale** entwickelt. Dies betrifft in erster Linie die Schichtung. In den meisten Fällen lässt sich in den Mikrit-Kalksteinen Feinschichtung bis Lamination erkennen, die z. T. unregelmäßig ausgebildet ist. Die Feinschichtung zeichnet sich durch einzelne Schichtblätter aus, die einige mm stark werden und einen unregelmäßigen Horizontalverlauf haben. Zum Teil sind sie leicht gewellt oder lassen geringfügige Mächtigkeitsschwankungen erkennen, die einen unregelmäßigen Verlauf der Schichtfugen bewirken. Teilweise entwickeln sich daraus kleinmaßstäbliche Schrägschichtungen, die den von HARBAUGH (1959) und WOLF, K.H. (1960) festgestellten ähneln. Sehr häufig werden die Schichtblätter von bioturbaten Formen durchsetzt, was auf Organismentätigkeit im noch weichen Sediment schließen lässt. Außerdem wird die primäre Feinschichtung durch Turbulenzerscheinungen, d. h. durch lokale Aufarbeitungen einzelner Schichtblätter oder Auskolkungen im mm- bis cm-Bereich stark beeinflusst. Daneben treten synsedimentäre Rutschungen auf, die ebenfalls die primäre Feinschichtung stören. Schließlich sind Drucklösungserscheinungen in Form von Stylolithen anzutreffen. Sie stellen eine diagenetische Störung des primären Lagerungsgefüges dar. Zuletzt sei das Auftreten von Geopetalgefügen erwähnt. Dazu gehören einmal Gradierungen von Quarzkörnern, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücken und Pellets (auch von KUENEN & TEN HAAF 1956 beobachtet) (s. Abb. 3, S. 29), zum anderen polare Anlagerung von Erzmineralen und bituminösen Substanzen im Inneren von Hohlräumen oder Polarität von Dolomitkristallen (Häufigkeitszunahme von unten nach oben).

Bei der für die Mikrit-Kalksteine charakteristischen Lamination handelt es sich um eine gleichmäßige Aufeinanderlagerung paralleler Laminae von 0,2 - 1 mm Stärke, die nicht selten von Bitumenfilmen begrenzt werden. Dieses ebenmäßige Erscheinungsbild wird relativ wenig durch sekundäre Vorgänge gestört. Als solche kommen dann aber weniger Turbulenzerscheinungen als vielmehr Bioturbationen in Frage. Stylolithen als diagenetische Veränderungsformen des Primärgefüges sind auch hier ausgeprägt.

Hohlraumgefüge sind in den Mikrit-Kalksteinen nur undeutlich entwickelt.

Ebenso beschränkte sich die Diagenese auf wenige Vorgänge, denen die Mikrit-Kalksteine unterlagen. Während der Frühdiagenese waren es organische Aktivität, Zementation und beginnende Umkristallisation (konkretionäre Erzbildung), im Laufe der Spätdiagenese neben Kompaktion und Lithifikation Drucklösungserscheinungen und Kluftfüllungen.

Die Mikrit-Kalksteine haben ihre Hauptverbreitung im östlichen Gebietsabschnitt und im Raum westlich der Pfälzer Kuppeln, während sie im SW (Altenkirchen - Dirmingen) gegenüber Detritus-Kalksteinen in den Hintergrund treten.

2.3.5.2 Dolosparit-Kalksteine

Mikrofaziestyp 3: Dolosparit-Kalksteine

Um nicht die Beschreibung des in der Top-Bank des Kalksteinpakets 3 auftretenden Dolosparit-Kalksteins (s. S. 44 ff.) zu wiederholen, seien hier nur die wesentlichen Merkmale aufgeführt.

Die detritischen Komponenten erscheinen als Karbonatklaste, die lagenweise angereichert sind (10 - 15 %) und als allothigene, nichtkarbonatische Minerale (Quarze, Feldspäte, Glimmer), die zu ca. 30 % am Gesteinsaufbau beteiligt sind.

Authigene Komponenten sind Quarze und Erze, die mengenmäßig mit 5 bzw. 20 % vertreten sind.

Auch biogene Komponenten sind als Fischreste mit 5 % noch merklich vorhanden. Die übrigen Komponentengruppen wurden nicht sicher nachgewiesen.

Mikritische Matrix tritt gegenüber Dolosparit zurück.

Neben der durch Karbonatklastlagen markierten Schichtung fallen bei den diagenetischen Erscheinungen besonders Dolomitisierungen und Erzbildungen auf.

Diese Kalksteine nehmen im Raum der Pfälzer Kuppeln an Häufigkeit zu. Im NE des Arbeitsgebietes gehen sie ganz zurück. Im SW behaupten sie sich neben den Detritus-Kalksteinen.

2.3.5.3 Pellet-Kalksteine

Mikrofaziestyp 4: Pellet-Kalksteine

Diese Kalksteine treten nur sporadisch auf, und zwar als Detritus-, Sulfid-, Fossil- und Dolomit-führende Pellet-Kalksteine am Top des Kohlenflözpakets (genaue Beschreibung s. S. 49 ff.).

Sie lassen sich in allen Gebietsabschnitten ohne auffallende regionale Unterschiede finden.

Zu ihren wesentlichen Merkmalen gehören allothigene, nichtkarbonatische Minerale (Quarze, Glimmer) als detritische Komponenten; authigene Quarze und sulfidische Erze als authigene Komponenten; Fischreste als biogene Komponenten und vor allem Pellets, die mit 60 % die Hauptmasse der Komponenten ausmachen.

Der während der Frühdiagenese entstandene Dolomit stammt überwiegend aus Dolomitkränzen um Pellets.

2.3.5.4 Onkolithe

Mikrofaziestyp 5: Onkolithe

Kalksteine aus dieser Gruppe tauchen ebenso wie die Pellet-Kalksteine nur vereinzelt, dann aber sehr charakteristisch auf. Dies gilt vor allem für den Onkolith zwischen Kalksteinpaket 1 und 2, dessen Beschreibung auf S. 31 ff. aufgeführt ist. Er wurde nur im Raum der Pfälzer Kuppeln und im nordöstlichen Gebietsabschnitt (Raum Niederhausen/Nahe) gefunden.

Die Onkoide stehen im Onkolith in engem Verband mit Pellets und Cyanobakterienknollen und bestreiten zusammen mit diesen 70 % des Gesteinsaufbaus. Sie bestehen aus Kern und ankeritischer Schale. Daneben finden sich authigene (Quarze, Erze) und detritische Minerale (Quarze, Feldspäte, Glimmer). Die Schichtung wird durch eingeregelte Onkoide (durch Auflastdruck) und Fossilien (Fischreste) angedeutet. Zwischen den Onkoiden, Pellets und Cyanobakterienknollen sind Zwickelporen ausgebildet. Diagenetische Vorgänge zeigen sich in Fossilokklusionen und besonders in frühdiagenetischen Dolomitisierungen (isolierte Dolomitrhomboeder).

2.3.5.5 Cyanobakterien-Kalksteine (Mikrobialithe)

Cyanobakterien-Kalksteine gehören neben den Detritus- und Mikrit-Kalksteinen zu den wichtigsten Kalksteintypen der Altenglan-Formation. Sie finden sich in allen Kalksteinpaketen, und zwar im Kalksteinpaket 1, im Onkolith zwischen Kalksteinpaket 1 und 2 (hier mikritreich), an der Basis und am Top des Kalksteinpakets 2 (hier detritus-, mikrit- und pelletführend), am Top des Kalksteinpakets 3 (detritusführend) und am Top des Kohlenflözpakets (dort dolomitisch). Auch in ihrem regionalen Verhalten zeigen sie dadurch eine bemerkenswerte Konstanz, dass sie im gesamten Arbeitsgebiet vorkommen.

Mikrofaziestyp 6: Cyanobakterienknöllchen-Kalksteine

Im Cyanobakterien-Kalkstein des Onkoliths wird die Hauptmasse der Komponenten (50 - 60 %) von 0,05 - 3 mm großen Cyanobakterienknöllchen gestellt, in deren Außenzonen deutlich organische Substanz angereichert ist. Diese tritt aber auch im Zentrum oder sonst im Innern der Cyanobakterienknöllchen verteilt auf.

Daneben erscheinen detritische Minerale (vor allem Quarze), die in den Zwischenräumen zwischen den Cyanobakterienresten angereichert sind. Wenn auch eine Schichtung durch die geringe Mächtigkeit solcher und ähnlicher Cyanobakterien-Kalksteine angezeigt wird, so ist sie u. d. M. doch nur durch Quarzlagen angedeutet. Ganz ähnlich, d. h. überwiegend aus Cyanobakterienknöllchen, sind auch die Cyanobakterien-Kalksteine am Top des Kalksteinpakets 2, 3 und des Kohlenflözpakets aufgebaut. Am Top des Kalksteinpakets 2 zeichnen sich die in unregelmäßigen Formen vorliegenden Cyanobakterienknöllchen durch Wachstumszyklen aus, die sich innerhalb von 10 cm Schichtmächtigkeit dreimal wiederholen. In den oberen Partien dieser durch Siltlagen unterbrochenen Zyklen stellen sich neben den Cyanobakterienknöllchen Pellets und Onkoide ein, die z. T. Fischreste als Kerne enthalten. Außerdem sind nicht unerhebliche Mengen an authigenen (Quarze, Erze) und detritischen Mineralen (Quarze, ?-Feldspäte, Glimmer) sowie Bitumen vorhanden, wohingegen andere detritische Komponenten wie Karbonatklaste zurücktreten. Auch in diesen Cyanobakterienknollen-Kalksteinen ist die Schichtung u. d. M. durch Silt- bzw. Fischreste-Lagen angedeutet. Diagenetische Vorgänge kommen als Fossilokklusionen, Erzbildungen, Sammelkristallisationen (Anwachssäume während Internsedimentationen in Cyanobakterienknollen bei Verdrängung der organischen Substanz) und frühdiagenetische Dolomitisierung zum Vorschein.

Die Cyanobakterien-Kalksteine am Top des Kalksteinpakets 3 und des Kohlenflözpakets führen nun im Gegensatz zu den bisher beschriebenen merkliche Anteile von stromatolithischen Formen. Diese bestehen aus welligen Lamellen und zeigen z. T. Andeutungen von Pfeilerbau. Besonders in den Cyanobakterien-Kalksteinen am Top des Kohlenflözpakets kann man eine deutliche Größenzunahme der Cyanobakterienknöllchen von unten nach oben wahrnehmen. Nahe der Oberkante eines Cyanobakterien-Kalksteinbänkchens des Profils Altenglan, Schicht 82.8 stellen sich dann plötzlich im Verband mit den größten Cyanobakterienknöllchen (0,5 - 2 mm Ø) Stromatolithe ein, die bei geringer flächiger Ausdehnung u. d. M. deutlichen Lamellenaufbau erkennen lassen.

Neben den Cyanobakterienresten treten in die Schichtung eingeregelte, auf Schichtflächen angehäufte und häufig Cyanobakterien-umkrustete Fischreste (Schuppen, Knochenstücke, Kiefer), authigene (Quarze, Erze) und detritische Minerale (Quarze, Glimmer), Bitumen, Pellets, Klümpchen und Onkoide auf. Durch das enge Nebeneinander von Cyanobakterienknöllchen, Pellets und Onkoiden und die Tatsache, dass die Pellets dicht gepackt zusammen mit Onkoiden bestimmte Gesteinslagen aufbauen, ist ihre biogene Herkunft so gut wie sicher. Wie in den Cyanobakterien-Kalksteinen der tieferen Kalksteinpakete ist auch hier die Schichtung im Mikrofaziesbereich nur schwach

entwickelt. Andeutungen sind durch Feindetritus-, Pellet- und Fossilreste-Lagen gegeben. An diagenetischen Erscheinungen sind Fossilokklusionen, konkretionäre Vererzungen, diffuse Vererzungen (lagenweise oder feine Verteilung der Erzminerale im Sediment), Sammelkristallisationen und frühdiagenetische Dolomitisierungen (Dolomitsäume um Komponenten, isolierte Dolomitrhomboeder) zu nennen.

Mikrofaziestyp 7: Stromatolithen

Neben den bisher beschriebenen Cyanobakterienknöllchen-Kalksteinen treten nun besonders im Kalksteinpaket 2 (an dessen Basis und am Top) echte Stromatolithen auf (s. auch S. 35 f. u. STAPF 2001a sowie Abb. 20, 21, 22, 23). Hierbei handelt es sich nach KALKOWSKY (1908: 69) um Kalksteine, „die eine feine, mehr oder minder ebene Lagenstruktur besitzen" und (loc. cit.: 70) „durch Pflanzen gebildet worden sind". Es wird angenommen (loc. cit.: 125), „dass es niedrig organisierte pflanzliche Organismen gewesen sind". Diese zu allgemein gehaltene Stromatolith-Definition von KALKOWSKY stiftete im Verein mit nachlässiger Kenntnisnahme durch spätere Autoren (dazu gehören auch LOGAN et al. 1964) Verwirrung, so dass heute (vor allem in der nordamerikanischen Literatur) auch von anorganischen Stromatolithen gesprochen wird. Trotzdem setzt sich in Übereinstimmung mit der europäischen Literatur die Beschränkung des Begriffes Stromatolith auf laminierte, aus verschiedenen Komponenten bestehende Karbonatsedimente, die unter dem Einfluss von Cyanobakterienmatten sedimentiert wurden, durch (s. GINSBURG 1967: 339 f., LOGAN et al. 1964: 69, MASLOV 1956, 1960, KRUMBEIN 1983, RIDING 1999). Die Mannigfaltigkeit ihrer Formen wird erzeugt durch die Reaktion der Cyanobakterienfilme mit dem detritischen Sediment und den physikalischen Faktoren des Ablagerungsraumes. Es können säulen-, keulen- und wulstförmige (dann handelt es sich nach VOGEL 1963 um Riffe, s. Abb. 20 - 22, S. 87 f.) und/oder wellige Formen auftreten (dann Rasen bildend, s. Abb. 23, S. 88). Besonders die Riffnatur kommt durch die Beobachtung zahlreicher rezenter Stromatolithen sowohl im Süßwasser (CLARKE & TEICHERT 1946, CAROZZI 1962, LOGAN et al. 1964, IRION & MÜLLER, Germ. 1968, GEBELEIN 1969), als auch im marinen Bereich klar zum Ausdruck (JOHNSON 1961, LOGAN 1961, LOGAN et al. 1964, MONTY 1965). Beispiele für rasenförmige Stromatolithen brachten PIA (1933a: 142 ff.), PIA (1933b: 142 f.), LOGAN et al. (1964) und KENDALL & SKIPWITH (1968).

An der schon lange bekannten Tatsache (PIA 1926: 38 ff.), dass die für die Genese der Stromatolithen so wichtigen Cyanobakterienfilme sich, wie rezente Beispiele beweisen (GINSBURG et al. 1954, GEBELEIN 1969), aus einer ganzen Reihe von Gattungen und Arten aufbauen, lässt sich die Schwierigkeit der Beschreibung und Klassifikation der Stromatolithen erkennen. Daher ist ihre **binäre Benennung nicht statthaft**, wie dies auch vom Int. Code der Botanischen Nomenklatur (1995) ausgeschlossen wurde. Trotzdem beschritten vor allem ältere Autoren (PIA 1927) diesen Weg.

Berechtigterweise wurde dieses Verfahren in der Folgezeit in zunehmendem Maße kritisiert (CLOUD 1942, REZAK 1957, WOLF, K.H. 1962), ohne dass jedoch eine Alternativlösung sichtbar war. Diese wurde erst durch TRUSWELL & ERIKSSON (1972), STAPF (1973) und später durch GREY (1989) und WALTER et al. (1992) aufgrund der Aufstellung von morphologischen Formentypen gegeben, auf die sich alle auftretenden Stromatolithen zurückführen lassen. Nach TRUSWELL & ERIKSSON (1972), STAPF (1973), GREY (1989) und besonders WALTER et al. (1992) gibt es folgende morphologische Formentypen von Stromatolithen:

1. Bioherme:
   a) sphärische bis subsphärische Typen = Onkolithe,
   b) kuppelförmige Typen = Riffe,
   c) tafelförmige Typen,
   d) sich verzahnende Typen;
2. Biostrome:
   a) tafelförmige Typen = Rasen und
   b) kuppelförmige Typen.



Abb. 20 Stromatolith als Riff. Im unteren Teil pelletoide bis onkoidische Ausbildung (helle Punkte in der Nähe des Maßstabes), darüber wellige Lagen und oben laminierte Einzelsäulen. Kohlenflözpaket im Ortsbereich Frohnhofen (R 2594760, H 5480650)



Abb. 21 Stromatolith als Riff. Typische,"blumenkohlartige" Ausbildung. Kalksteinpaket 2 im Profil Nr. 17, Garage Villa Vogt, Wolfstein (vgl. STAPF 2001a)

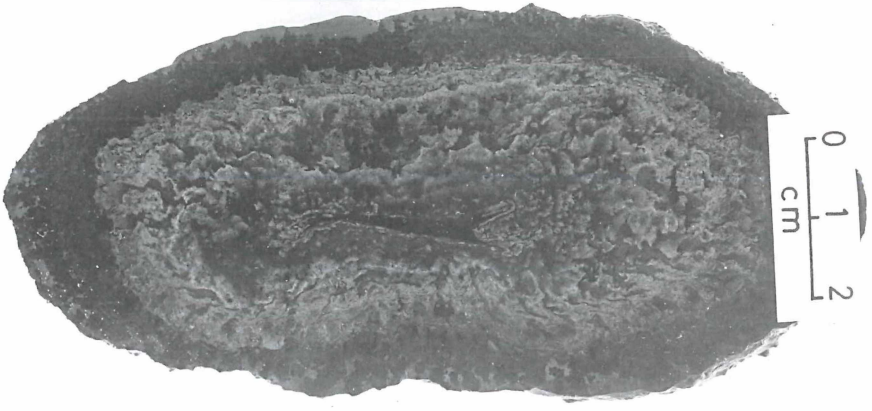


Abb. 22 Stromatolith-Knolle. Alizarin-Rot-S-gefärbter Querschnitt. Aufschluss am Stolleneingang der ehem. Kalkgrube Leppla südwestl. Reckweilerhof (Profil Nr. 18)

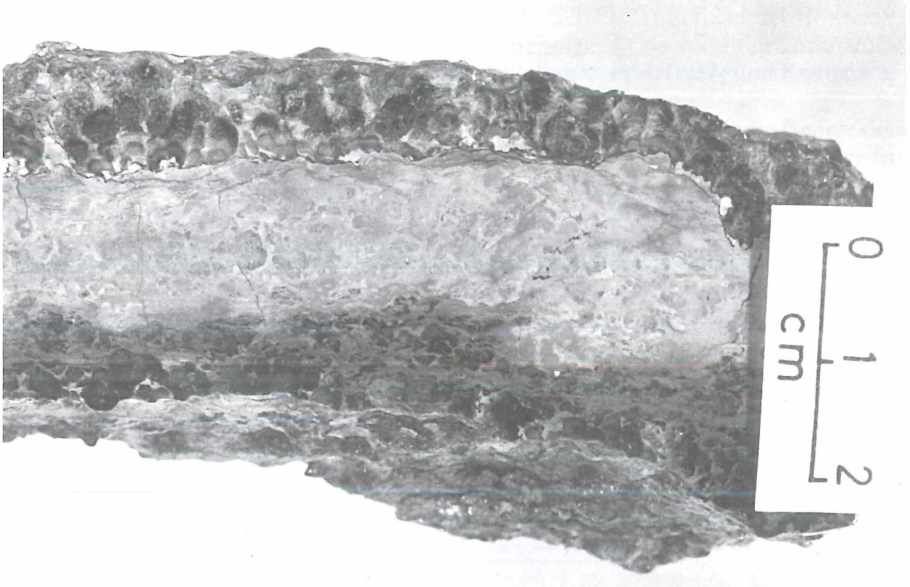


Abb. 23 Stromatolith als Rasen. Alizarin-Rot-S-gefärbter Anschliff. Obere und untere, dunkel erscheinende Lage aus laminar miteinander verbundenen Säulen oder Halbkugeln bestehend („Warzen"). Hauptkalksteinpaket des Profils Nr. 15, ehem. Kalkwerk Otto Kappel, Wolfstein

Danach sind die Grundeinheiten fast aller Stromatolithen die Halbsphäroide (hemispheroids). Diese können seitlich verbunden sein (LLH = laterally linked hemispheroids), und zwar geschlossen (LLH-C = close-linked hemispheroids), wenn der Abstand zwischen den einzelnen Halbsphäroiden kleiner ist als ihr Durchmesser oder offen (LLH-S = space-linked hemispheroids), wenn der Abstand zwischen den einzelnen Halbsphäroiden größer ist als ihr Durchmesser. Weiterhin können die Halbsphäroide vertikal aufgeschichtet und voneinander getrennt sein (SH = discrete, vertically stacked hemispheroids) und zwar so, dass entweder die oberste Lamelle alle anderen überlappt, wodurch der Basalradius konstant bleibt (SH-C = vertically stacked hemispheroids with constant basal radius) oder nicht überlappt, wodurch der Basalradius verändert wird (SH-V = vertically stacked hemispheroids with variable basal radius). Außerdem wird zwischen makro- und mikrotexturellem Aufbau unterschieden. Die mikrotexturelle Ausbildung wird in Bruchschreibweise im Nenner aufgeführt. Sowohl in der Makro- als auch in der Mikrotextur können mehrere Typen zusammen vorkommen, wobei der überwiegende zuerst genannt wird. Verf. vorliegender Arbeit möchte sich aufgrund der oben erwähnten Gefahren der binären Benennung der LOGAN et al. (1964)-Klassifikation **nicht** anschließen. Dass von LOGAN et al. (1964) nicht alle Zweifel beseitigt wurden, zeigte AITKEN (1967) durch die Unterscheidung zwischen Cyanobakterien-Kalksteinen, die völlig oder teilweise von skelettbildenden Kalkalgen aufgebaut werden und „Kryptalgen-Kalksteinen" (cryptalgal limestones), in denen auf die Mitwirkung von Nicht-Kalkalgen geschlossen werden kann. Weiterhin machten WRAY (1968) durch phylloide Algen-Kalksteine (phylloid algal limestones) und HECKEL & COCKE (1969) durch phylloide Algen-Hügel-Komplexe (phylloid algal-mound complexes) auf Formen aufmerksam, die bei LOGAN et al. (1964) nicht berücksichtigt wurden.

Vor der Beschreibung der in der Altenglan-Formation gefundenen Stromatolithe soll noch ihre Bedeutung unterstrichen werden, die ihnen als Beispiele für fossile Süßwasser-Stromatolithe zukommt, zumal ähnliche Zeugen nur spärlich bekannt sind. Vergleichbare Bildungen wurden aus dem Old Red Schottlands (FANNIN 1969), dem Karroo-System Südafrikas (HAUGHTON 1969: 363), dem Paläozoikum Nordamerikas (BELT 1968) und aus dem Tertiär Deutschlands (REIS 1923, RUTTE 1953a, 1953b, 1955), Frankreichs (BERTRAND-SARFATI et al. 1967) und Nordamerikas (JOHNSON 1961: 276 f., BRADLEY 1929) erwähnt. Demgegenüber existiert eine Fülle von Arbeiten über fossile marine Stromatolithe vornehmlich aus dem Präkambrium und Paläozoikum des Gondwana-Kontinents, Nordamerikas und der GUS, sowie aus dem Paläo- und Mesozoikum Europas (Übersicht in MOHAN 1968).

Stromatolithen des saarpfälzischen Rotliegend wurden bereits von REIS (1903: 264 - 269, 1908), von AMMON (1910: 96 f.) und HABICHT (1953: 394 ff.) beschrieben, wobei sie von REIS und von VON AMMON (l. c.) noch als anorganische, d. h. als Quell-Sinter-Bildungen gedeutet wurden. Dagegen vermutete schon GÜMBEL (1867: 40 und 1894: 971) die Beteiligung von Kalkalgen (*Girvanella*) am Aufbau der Stromatolithen. Wenn trotz obiger Bedenken die LOGAN et al. (1964)-Klassifikation angewandt wird, lassen sich die Stromatolithen in folgende Typen aufgliedern:

1. Texturtyp (z. B. Profil Nr. 11 Friedelhausen, Probe .37.2, Probe Wo 0.16)
   SH-V ≅ *Ottonosia* TWENHOFEL sensu PIA 1927, 1928
   LLH-C
2. Texturtyp (z. B. Frohnhofen, Probe StW 0.8)
   SH-V LLH-C ≅ *Ottonosia* TWENHOFEL auf *Pycnostroma* GÜRICH aufgewachsen (sensu
   LLH-C PIA 1927, 1928)
3. Texturtyp (z. B. Profil Nr. 15 Wolfstein, Probe .13.1; Profil Nr. 10 Altenglan, Probe .31)
   LLH-C ≅ *Gymnosolen* STEINMANN auf *Weedia* WALCOTT aufgewachsen (sensu PIA 1927,
   LLH-C SH-V 1928 und HABICHT 1953)

4. Texturtyp (z. B. Profil Nr. 17 Wolfstein, Probe .11 und viele andere)
LLH-C ≅ *Gymnosolen* STEINMANN sensu PIA 1927, 1928
LLH-C

Wie GEBELEIN (1969) zeigen konnte, reagieren die, die rezenten Stromatolithen erzeugenden Cyanobakterien u. a. empfindlich auf Strömungsverhältnisse durch Einregelung (Auslängung) der Halbsphäroide in der Strömungsrichtung. Dadurch kann bei fossilen Stromatolithen auf Paläoströmungen geschlossen worden, was erstmals HOFFMAN (1967) demonstrierte. Im Hinblick auf diese Ergebnisse ergibt sich, dass die Stromatolithe der Altenglan-Formation keine Einregelung aufweisen, was für strömungsarme Wasserverhältnisse zur Zeit ihrer Bildung spricht. Auch der von KAUFMANN (1964) beobachtete Übergang von Onkolithen zu Stromatolithen ist in der Altenglan-Formation häufig vorhanden, wodurch nach dem genannten Autor ein Wechsel zu ruhigen Strömungsverhältnissen zum Ausdruck kommt. Die aufgrund von Dünnschliffstudien erkennbaren Komponenten sind a) Quarze, ?Feldspäte, Glimmer, Chlorite als detritische Minerale und als resedimentäre Cyanobakterienreste deutbare Karbonatklasten, b) Erze (PbS, FeS_2) und Bitumen (einzelne dünne Lamellen bestehen z. T. nur daraus) als authigene Bildungen, c) Fischreste (Schuppen, Zähne, Knochenstücke) neben Cyanobakterienresten als biogene Komponenten.

Der Zement der Stromatolithen besteht meist aus sparitischem Fe-Dolomit oder Ankerit, untergeordnet tritt daneben auch mikritische Calcit-Matrix auf. Auch die als Cyanobakterienreste deutbaren Bildungen werden oft aus Fe-Dolomit oder Ankerit und Mg-reichem Calcit aufgebaut, wobei besonders bei stromatolithischen Fossilumkrustungen Fe-Dolomit oder Ankerit in den Innenzonen und Calcit am äußeren Rand auftritt. Die stark hervortretenden Texturmerkmale äußern sich in unregelmäßigen Laminationen, wobei die Stärke der einzelnen Lamellen zwischen 0,05 und 0,1 mm schwankt, meist jedoch im unteren Abschnitt des angegebenen Intervalls liegt. Die Laminationen kommen besonders dadurch deutlich zum Ausdruck, dass helle (karbonatische) und dunkle (nur aus Bitumen bestehende) Lamellen alternieren. Verfolgt man einzelne Lamellen im Horizontalverlauf, so lassen sich in unregelmäßigen, aber engen Abständen Wölbungen erkennen, die immer nach oben bzw. außen orientiert sind. Dieselben Verhältnisse stellte GINSBURG (1960: 30) an rezenten Stromatolithen fest. Die Lamellenwölbungen und damit die Lamination überhaupt lassen sich aufgrund von Beobachtungen an rezentem Material so erklären, dass die, die Stromatolithen erzeugenden Cyanobakterien durch den physiologischen Vorgang der Photosynthese sich zur Sonneneinstrahlung hin orientieren, wobei sie zur Kalkfällung beitragen (FOTT 1959: 24 f., SCHOLL & TAFT 1964, KLEMENT 1966, MONTY 1965, STOCKMAN et al. 1967 und ROUND 1968: 239 f.). Zum anderen wirken sie durch das Verkleben und Binden von Sedimentpartikeln als Sedimentfänger (s. KLEMENT 1966, CHILINGAR, BISSELL & WOLF 1967: 194, BATHURST 1967, KENDALL & SKIPWITH 1968), wobei, wie GEBELEIN (1969) beobachten konnte, sediment- und Cyanobakterienreiche Lagen alternieren. Dadurch erzeugen sie ebenfalls laminare Gefüge. Die Vielzahl der Lamellen ergibt die bereits erwähnten Mikrotexturen, die oft ein Spiegelbild der Makrotexturen darstellen, d. h. die nach oben orientierten Lamellenbögen entsprechen den nach oben (dem Licht entgegen) gerichteten Wölbungen der makroskopisch erkennbaren Riffe. Auch die traubig-narbige Oberfläche vieler Stromatolithe ist nichts anderes als die Begrenzung solcher Lamellen. Die Vertiefungen der Oberfläche stellen entweder die konkaven Teile der Lamellenbögen oder Siltsteinfüllungen dar, die ebenfalls nicht selten zwischen den laminierten Bereichen erscheinen (s. Abb. 23, S. 88) und dadurch säulenartige, laminierte Pfeiler entstehen lassen. Zwischen diesen Pfeilern sind öfters Hohlräume zu sehen, die sekundär durch Calcit- oder Dolomitpflaster ausgefüllt sind.

2.3.5.6 Dolomit- bis Ankeritsteine
(= „Dolosteine", Namengebung nach RODGERS 1954 und FRIEDMAN & SANDERS 1967)

Mikrofaziestyp 8: Dolosteine

Wie aus den geochemischen und diffraktometrischen Untersuchungen hervorgeht, treten neben den bisher beschriebenen Kalksteintypen in der Altenglan-Formation Dolomit- bis Ankerit-Gesteine (zusammenfassend Dolosteine genannt) auf, und zwar bemerkenswerterweise in den Beckenrandgebieten und im Bereich der Pfälzer Kuppeln. Im Raum Altenkirchen im SW des Verbreitungsgebietes lassen sich Dolosteine in den Kalksteinpaketen 1, 2 und im Kohlenflözpaket beobachten. Nach NE in Richtung Altenglan treten sie nur noch im Kalksteinpaket 3 auf und im Bereich der Pfälzer Kuppeln in allen Kalksteinpaketen, besonders deutlich im gut aufgeschlossenen Kalksteinpaket 1 (Raum Wolfstein). Im Gebiet von Niederhausen/Nahe kommen sie nur in Kalksteinen in der Nähe des dort fraglichen Kohlenflözpakets vor.

An Komponenten treten die gleichen Typen wie in den Kalksteinen auf, z. B. Karbonatklaste, Erzminerale, Quarze, Mikrofossilien, Cyanobakterienreste, Lebensspuren, Pellets und Onkoide. Die Pellets fallen oft durch ankeritische Erhaltung auf.

Die Matrix der Dolosteine besteht aus Dolomit, Fe-Dolomit oder Ankerit meist in mikritischer Korngröße. Der Zement wird von Dolomit gebildet. Die Größe und Gestalt der Dolomitkristalle wechselt erwartungsgemäß relativ stark. Nicht selten lassen sich euhedrale Rhomboeder mit Kantenlängen bis 0,5 mm beobachten. Die Durchschnittswerte liegen jedoch unter 0,05 mm. Oft sind die Dolomitkristalle regelmäßig schichtig angeordnet, d. h. sie treten in bestimmten Korngrößen bei fließenden Übergängen zu den Nachbarbereichen lagenweise auf oder sind gradiert. Zuweilen durchsetzen bioturbate Gefüge diese Lagen, wodurch Rückschlüsse auf deren Genese möglich sind. Man kann jedoch, wenn auch nur theoretisch, nicht ausschließen, dass andere Vorgänge ähnliche Fakten schaffen. Andererseits gibt es Dolomite, die, bedingt durch den ausgeprägten Porenraum, ungehindert in Kleinhohlräume hineinragen, so wie es von Drusen allgemein bekannt ist.

Die texturellen Merkmale drücken sich hauptsächlich in den bereits erwähnten Anordnungen der Dolomitkristalle aus. In einigen Teilpartien machen sich neben den schon angeführten Bioturbationen leichte Turbulenzen bemerkbar.

3 Bemerkungen zur Genese der Altenglan-Formation, vor allem der Altenglaner Kalksteine

An mehreren Stellen der vorliegenden Arbeit wurden bereits Andeutungen über die Genese der Altenglaner Kalksteine gemacht, die nun zusammenfassend dargestellt werden sollen. Aufgrund der verschiedensten makroskopisch erkennbaren und mikroskopisch sowie geochemisch gewonnenen Kriterien kann die ganz überwiegend lakustrine Natur der Altenglan-Formation und speziell der Altenglaner Kalksteine als gesichert gelten. Makroskopisch erkennbare, diagnostisch wertvolle Merkmale sind vor allem die Fossilien, die zu den sichersten Indikatoren bei der Unterscheidung von marinen und nichtmarinen Faziesbereichen gehören. In ihrer Gesamtheit sprechen sie eindeutig für limnische Verhältnisse. Geochemische Daten, die ebenfalls die lakustrine Natur der Kalksteine belegen, ließen sich durch die Strontium-Untersuchungen gewinnen (s. S. 71 f.).

In Verbindung mit diesen Ergebnissen dürften wohl Sedimentausbildung, fazielles Verhalten einzelner Lagen in der Horizontalen (z. B. Tuffe) und Schichtungstypen die Annahme mehrerer Seen während der Ablagerung der Altenglaner Kalksteine erlauben, wie es bereits mehrfach in der Literatur postuliert wurde (z. B. STAPF 1989, BOY &

SCHINDLER 2000). Ähnliche Verhältnisse werden auch für die Kalksteine des Südharzer Rotliegend angenommen (STEINER 1966a, 1966b). Für lakustrine wie auch für andere Sedimenttypen besteht nun die Möglichkeit, charakteristische Merkmale in Form sog. lithologischer Assoziationen (s. HENNINGSEN 1969: 123 ff.) zusammenzustellen. Nachdem diese für Paläoseen von EARDLEY (1938), BRADLEY (1948, 1970), FETH (1964) und REEVES (1968) dargelegt wurden, ergibt sich in Übereinstimmung mit PICARD (1957) und BELT (1968), welche die Kennzeichen fossiler Seesedimente Nordamerikas summierten, für die Altenglaner Kalksteine folgende lithologische Assoziation:

a) Überwiegen von Calcilutiten über andere Typen (Calcirudite, Calcarenite, s. S. 14) bzw. Überwiegen von detritusführenden Mikrit-Kalksteinen oder mikritführenden bis -reichen Detritus-Kalksteinen, Dolosteine treten nur in Beckenrand- und Untiefenbereichen auf;

b) charakteristische Stromatolithe und Onkolithe;

c) Farbe der Kalksteine durchweg grau in verschiedenen Abstufungen und stellenweise Nuancen nach grün oder braun;

d) Karbonatgesteinsmatrix vorwiegend mikritisch;

e) Komponenten meist detritisch, wobei Karbonatklaste und detritische Minerale vorherrschen. Hervorzuheben ist das Auftreten von Sulfiden (besonders Pyrit) und fein verteiltem Bitumen;

f) bei der Textur herrschen makroskopische Bankung und mikrofaziell Feinschichtung bis Lamination vor. Gradierungen, Schrägschichtungen und sekundäre Gefügeverformungen (Rutschungen, bioturbate Gefüge) treten daneben etwas zurück; Schichtflächenmerkmale wie z. B. Trockenrisse sind weit verbreitet. Synärese kann aufgrund der Ausfüllung der Trockenrisse durch Fremdmaterial ausgeschieden werden (JANICKE 1969: 142 ff.);

g) Fossilien (Algen, Pteridophyten, Gymnospermen, Gastropoden, „Estherien", Ostracoden, Fische, Amphibien und Lebensspuren). Bezeichnenderweise fand RAYNER (1963) für den lakustrinen „Achanarras"-Kalkstein des schottischen Old Reds eine ganz ähnliche Assoziation.

Die aufgeführten Merkmale der Altenglaner Kalksteine besitzen naturgemäß unterschiedlichen genetischen Aussagewert. Wenn es auch nicht möglich war, für die einzelnen Kalksteinpakete innerhalb des Gesamtprofils der Altenglan-Formation unterschiedliche Milieubedingungen festzustellen, da die wichtigsten Mikrofaziestypen in mehreren Kalksteinpaketen (d. h. in verschiedenen Höhenlagen des Profils) auftreten, so lassen sich doch aufgrund der durch die umfangreichen Untersuchungen erarbeiteten oben genannten lithologischen Merkmale folgende Angaben betreffs ihrer Entstehung machen.

So lassen einmal die **Detritus-Kalksteine** (Mikrofaziestyp 1), die fast immer mikritführend bis -reich sind, erkennen, dass neben der Mikritbildung und -sedimentation sowohl terrigenes Material aus den Liefergebieten herangeführt und abgelagert wurde, als auch synsedimentäre Karbonataufarbeitungen erfolgten, die noch plastische und wassererfüllte Kalkschlämme erodierten und erneut zum Absatz brachten. Die durch die Mikrofaziesanalyse (s. S. 20 ff.) festgestellten hohen Energie-Indizes nach PLUMLEY et al. (1962) lassen den Schluss zu, dass zur Zeit der Bildung der Detritus-Kalksteine mäßig bis stärker bewegtes Wasser im ehemaligen Ablagerungsgebiet vorhanden war (Bewegtwasserfazies). Auch die texturellen Merkmale der Detritus-Kalksteine verraten Strömungsbeeinflussungen durch Schrägschichtungen und kleinmaßstäbliche Turbulenzen. Zum Verwechseln ähnliche diesbezügliche Schichtungsbilder finden sich in obertriassischen limnischen Sedimenten Nordamerikas (VAN HOUTEN 1964: 504, SANDERS 1968: Taf. 2 ff.).

Änderungen der Strömungsintensität und/oder periodisch schwankende Materialzufuhr werden durch Gradierungen angezeigt. Häufigere Unterbrechungen der Sedimentation werden durch Trockenrisse belegt.

Andererseits zeigen die **Mikrit-Kalksteine** (Mikrofaziestyp 2), die oft detritusführend sind, beim Vorherrschen der mikritischen Matrix relativ rasche und gleichmäßige chemische und/oder biochemische Kalkfällung bzw. mechanisch-bioklastische Kalkschlamm-Sedimentation (STOCKMAN et al. 1967) in einem aufgrund der niedrigen Energie-Indizes (s. S. 82 f.) nur durch schwache Wasserströmungen gekennzeichneten Ablagerungsraum an (Stillwasserfazies) (s. auch FLÜGEL 1967). Unter den texturellen Merkmalen der Mikrit-Kalksteine ist besonders die Lamination ausgeprägt. Ebenso wie das Vorherrschen der mikritischen Matrix deutet sie auf Ablagerung der Mikrit-Kalksteine unter strömungsarmen bis -freien Bedingungen hin. Nach KÜBLER (1962: 272 u. 306) ist die durch Bitumen- und Detrituslagen sowie durch unterschiedlichen Karbonatgehalt markierte Feinschichtung (mm-Rhythmik) charakteristisch für lakustrine Ablagerungen. Da alle Altenglaner Kalksteine von diagenetischen Vorgängen nachhaltig erfasst wurden, kann es vorkommen, dass Primärmerkmale mehr oder weniger stark überprägt sind. So konnte es beispielsweise geschehen, dass die Matrix umkristallisiert (z. B. dolomitisiert) wurde, woraus **Dolosparit-Kalksteine** (Mikrofaziestyp 3) entstanden, die den gleichen Komponentengehalt wie die Mikrit-Kalksteine haben.

Die nur sporadisch auftretenden **Pellet-Kalksteine** (Mikrofaziestyp 4) sind in erster Linie durch die Pellets als Hauptkomponenten charakterisiert. Da sie in auffallender Weise in der Nachbarschaft von Cyanobakterien-Kalksteinen erscheinen und auch in den Cyanobakterien-Kalksteinen selbst Pellets oft in engem Zusammenhang mit den organogenen Komponenten stehen, kann ihre organogene Herkunft vermutet werden. Ihr mikritischer Aufbau und die häufig ausgebildete, frühdiagenetische Dolomit-Umhüllung lassen zur Zeit ihrer Ablagerung keine starken Strömungsverhältnisse zu, da sie während ihrer Entstehung wahrscheinlich weich waren (s. WOLF, K.H. 1961).

Weitere charakteristische Kalksteintypen, wie die bereits auf S. 84 ff. erwähnten **Onkolithe** (Mikrofaziestyp 5), **Cyanobakterienknollen-Kalksteine** (Mikrofaziestyp 6) und **Stromatolithe** (Mikrofaziestyp 7) zählen zu den besten Faziesindikatoren.

Die durch Cyanobakterien gebildeten Onkolithe (Photosynthese) weisen auf Flachwasserverhältnisse hin. WEISS (1969: 1115) nahm ihre Entstehung in extremem Flachwasser bei Wassertiefen <4 m an. Durch Untersuchung rezenten Materials konnten sie nämlich in der Litoralzone z. B. des Bodensees festgestellt werden (SCHÖTTLE 1969: 276 ff. u. 294). Die einzelnen Onkoide können dabei sowohl von nektonischen als auch benthonischen Cyanobakterien gebildet werden. Damit wird das Vorhandensein von (wenn auch schwachen) Wasserbewegungen belegt. Auch die Stromatolithe zeigen durch die Mitwirkung von Cyanobakterien an ihrer Entstehung Flachwasserverhältnisse an. Dieser paläoökologische Hinweis wird beweiskräftig durch Trockenrisse belegt, die oft im Verband mit Stromatolithen anzutreffen sind. Auch über das Auftreten von Wasserbewegungen geben die Stromatolithe Auskunft, da sie empfindlich auf wesentliche Strömungen reagieren. Wie auf S. 90 ausgeführt, ist eine Strömungsorientierung bei den Altenglaner Stromatolithen nicht ausgebildet.

Die in den Cyanobakterien-Kalksteinen besonders auffallenden authigenen Komponenten, wie z. B. Sulfide und Bitumina besitzen ebenfalls genetische Aussagekraft. Dabei scheint zwischen Sulfiden, Bitumen und Mg-haltigen Karbonaten ein enger genetischer Zusammenhang zu bestehen. Die Entstehung der Sulfide erfolgt, wie allgemein bekannt, unter reduzierenden Bedingungen. Es müssen also sowohl Schwefel-Ionen, als auch Metall-Ionen (Fe^{2+}, Pb^{2+}, Cu) in den Seegewässern vorhanden gewesen sein. Auf der anderen Seite muss eine Sauerstoff-Armut im Sediment, allerdings nicht in den obersten Sedimentschichten, geherrscht haben. Zur Erklärung des Schwefel-Gehalts

und der Sauerstoff-Armut bieten sich nun die Erzeuger des Bitumens an. Im Fall der Altenglaner Kalksteine kommen dafür in erster Linie die Cyanobakterien in Frage, die in Resten zahlreich vertreten sind (s. S. 86 ff.). Tierische Fossilien mögen in geringem Umfang ebenfalls zur Bitumenbildung beigetragen haben. Wie MATTHESS et al. (1964: 210), KORDE (1966: 2 u. 16 ff.), GESSNER (1955, 1959) und GEITLER (1960) durch Beobachtungen an rezenten Beispielen erläuterten, können sich Cyanobakterien in warmen Jahreszeiten massenhaft vermehren und eine zusammenhängende Schicht an der Wasseroberfläche bilden („Wasserblüte"), die nach Absterben der Cyanobakterien zu Boden sinkt. Dort wird sie teilweise mit dem oberflächennahen Sediment vermengt, z. T. bedeckt sie aber auch die Sedimentoberfläche (s. SHEARMAN & SKIPWITH 1965). Bei der Zersetzung der organischen Substanz entsteht nun nach Ansicht von SCHMITZ (1963: 170) der Hauptteil des Sulfidschwefels infolge Abbau der Eiweißstoffe. Neben dem sich daraus bildenden H_2S entstehen CO_2 und Kohlenwasserstoffe als Ausgangsprodukte der Bitumina. Gleichzeitig kommt es zur Verarmung an Sauerstoff, die aufgrund der obigen Zusammenhänge jahreszeitlich schwankt (s. auch KLÄHN 1926: 14). Unter Berücksichtigung des zusätzlichen Auftretens von Bakterien und anderen Mikroorganismen wird bei diesen Prozessen der pH-Wert des Mediums in basischer Richtung verschoben, so dass H_2S leicht mit den erwähnten Metall-Ionen reagieren kann (das Fe wird dabei als Fe-Hydroxid zugeführt). Die weitere Funktion der Cyanobakterien als Sedimentbildner wurde bereits erwähnt (S. 86 ff.). Im Zusammenhang mit den oben beschriebenen Prozessen soll noch einmal ihre Fähigkeit unterstrichen werden, Mg biochemisch anzureichern, so dass es bei kalkbildendem Phytoplankton zur Entstehung von Mg-Calciten kommt, während sedimentbildende Cyanobakterien das angereicherte Mg während der Zersetzung an diagenetische Mg-Karbonate abgeben. Außer diesen Vorgängen muss jedoch auch die Mg-Karbonat-Entstehung aufgrund detritisch angelieferten Mg betont werden. Die Herkunft der Metall-Ionen kann nur in den Abtragungsgebieten des ehemaligen Sedimentationsraumes gesucht werden. Durch die oben beschriebene Änderung der Cyanobakterienbildung waren vermutlich jahreszeitliche Schwankungen der Sedimentation vorhanden, wobei die dadurch entstehenden laminaren Gefüge (s. TEBBUTT et al. 1965) nach REINECK (1967) und VISHER (1965) für lakustrine Bereiche zutreffend sind.

Nach KREJCI-GRAF (1962: 8) entsprechen die geschilderten Umstände den Bildungsbedingungen der Gyttja.

Insgesamt gesehen dürfte der Anteil der biochemisch gefällten Karbonate beträchtlich sein (PIA 1933: 135 ff.). Nach KLÄHN (1926: 19 ff.) übertrifft er in Süßwassereeen bei weitem den chemischen Anteil. Auch in der Altenglan-Formation könnte durchaus die klastische Kalkbildung infolge Aufarbeitung und Resedimentation vorher anorganisch oder biochemisch ausgeschiedener Karbonate im Verein mit der oben erwähnten biochemischen Kalkfällung gegenüber der anorganischen Kalkfällung mit den bekannten, sie beeinflussenden Faktoren, wie z. B. Temperatur-, Druck- und CO_2-Partialdruck-Variationen das Übergewicht haben. Unter dem Einfluss der Diagenese entstanden die **Dolosteine** (Mikrofaziestyp 8), die in der Altenglan-Formation verbreitet sind.

Nach den mikroskopischen, diffraktometrischen und geochemischen Untersuchungen sowie aufgrund der neueren und neuesten Untersuchungen zur Dolomitgenese von FÜCHTBAUER (1964), HSU (1966/67), FRIEDMAN & SANDERS (1967), DEGENS (1968), USDOWSKI (1967, 1968), ZENGER, DUNHAM & ETHINGTON (1980), SHUKLA & BAKER (1988) und PURSER, TUCKER & ZENGER (1994) können die in der Altenglan-Formation auftretenden Dolosteine in der Hauptsache als frühdiagenetisch bezeichnet werden. In diesem Zusammenhang verdienen Entdeckungen Beachtung, wonach in subrezenten bis rezenten Seeschlämmen des Balkaschsees von RUCHIN (1958: 744 f.), des Neusiedlersees von WIEDEN (1964) und des Plattensees von MÜLLER, Germ. (1969) Dolomite gefunden

wurden. Die Dominanz der frühdiagenetischen Dolomite schließt jedoch nicht aus, dass gewisse Dolomitisierungserscheinungen auch spätdiagenetisch entstehen können, was durch übergroße Kristalle, die nicht von kleinen Störungen durchsetzt werden, belegt wird.

Zum genetischen Aussagewert der in der Altenglan-Formation gefundenen Fossilien soll nur insoweit Stellung genommen werden, als neben der bereits angeführten Bedeutung der Cyanobakterien die höheren Pflanzen als Kohlenbildner in Frage kommen, was in Verbindung mit Wurzelböden ebenfalls für Flachwasserverhältnisse spricht. Dabei können allerdings einzelne Gattungen durchaus flözferneren Florenassoziationen angehören bzw. biotopunabhängig sein (nach REMY & HAVLENA 1962: 748, REMY 1962: 601 und 1964: 182 z. B. *Callipteris*). Das Auftreten der oben genannten Invertebraten lässt nicht ohne weiteres genetische Aussagen zu, da hierauf zielende paläoökologische Untersuchungen fehlen (für marine Verhältnisse wurden sie von LAPORTE 1968 erarbeitet). Die ebenfalls noch relativ im Dunkeln liegende Bedeutung der Vertebraten in bezug auf genetische bzw. paläoökologische Fragestellungen wurde von Prof. Dr. J. Boy (Mainz) anhand der Fische und Amphibien untersucht. Die geschilderten Lebensverhältnisse stimmen nach THIENEMANN (1955: 70 ff.) ganz mit den Kennzeichen eutropher Seen überein.

4 Zusammenfassung

Die Neubearbeitung der Altenglan-Formation im gesamten Saar-Nahe-Becken und die ausgedehnten Profilaufnahmen erbrachten das Bild einer einheitlichen, durchschnittlich 80 - 90 m mächtigen Schichtenfolge, die sich ohne stärkere Fazieswechsel auf einer Erstreckung von 75 km verfolgen lässt. Von der liegenden roten Remigiusberg-Formation bzw. der hangenden roten Wahnwegen-Formation begleitet, besteht sie im wesentlichen aus grauen und braunen Sand-, Silt-, Ton-, Kalk- und Dolosteinen. Bis auf wenige Ausnahmen fehlen grobklastische Gesteine. Markante Bänke sind in erster Linie die typischen, relativ mächtigen Kalksteinpakete, die in mehreren, besonders in der unteren Profilhälfte konzentrierten Bereichen auftreten und z. B. im Hauptkalksteinpaket Mächtigkeiten von 3 m erreichen. Weiterhin treten charakteristische Tuffbänder auf, die bei Mächtigkeiten von max. 4 cm pro Einzelschicht ca. 30 km weit verfolgt werden konnten. Durch ihr konstantes fazielles Verhalten erwiesen sich die Tuffe als die besten „Leithorizonte" und bildeten dadurch die Basis für exakte Profilkorrelierungen. Im mittleren bis oberen Profildrittel erscheint eine Partie aus rotbraunen Sand- und Siltsteinen (Altenglaner Rotfaziespaket), die ebenfalls auf großer Erstreckung in auffallender Mächtigkeits- und Faziesänderung beobachtet wurde. Recht gut halten auch geringmächtige Kohlenflöze durch, die vor allem in einem Bereich nahe dem Top auftauchen. Auf weite Strecken zeigen die Sedimente der Altenglan-Formation asymmetrisch zyklischen Aufbau.

Die Altenglan-Formation reicht im SW bis in den Raum Dirmingen - Eppelborn (Saarland). Von hier aus begleiten sie das Saarbrücker Gewölbe auf dessen NW-Flanke nach Osten (bis zur Reismühle nördl. Ohmbach), um im Raum Altenkirchen auf dessen SE-Flügel überzuwechseln. Weiter ostwärts beteiligt sie sich am Aufbau des nordöstlich des Saarbrücker Gewölbes auftauchenden Pfälzer Gewölbes. Hier erscheint sie zuerst am SE-Flügel (Raum Börsborn), später im Kern des genannten Gewölbes (Raum Rehweiler/Glan - Rammelsbach - Rothselberg - Wolfstein/Lauter). Nach einer Überdeckung durch jüngere Sedimente im Gebiet nordöstlich der Pfälzer Kuppeln taucht die Altenglan-Formation wieder am Lemberg (Raum Oberhausen/Nahe) auf.

Die aus der Gesteinspalette herausgegriffenen, makroskopisch typisierten Karbonatgesteine wurden mit mikroskopischen, diffraktometrischen und geochemischen

Methoden hinsichtlich ihrer Mikrofazies eingehend untersucht. Dabei zeigte sich, dass sich die makroskopisch erkennbaren **Calcirudite** bei bekannter Mikrofazies **als Detritus-Kalksteine**, die **Calcarenite als Detritus-, Pellet-, Cyanobakterien-Kalksteine oder Onkolithe** und die **Calcilutite als Mikrit-Kalksteine** erwiesen. Detritus- und Mikrit-Kalksteine sind von allen Typen am weitesten verbreitet. Ebenfalls charakteristisch sind Cyanobakterienknollen-Kalksteine und Stromatolithe.

Die mikroskopische Modalanalyse ergab für die meisten Kalksteine ein vielfältiges Bild. Bei den Komponenten herrschen detritische Komponenten (Karbonatklaste, Nicht-Karbonatgesteinsbruchstücke und detritische Minerale, wie Quarze, Feldspäte, Glimmer) vor, während authigene Partikel (Quarze, Erze, Bitumen) zwar immer vorhanden sind, aber doch zurücktreten. In der Minderheit sind ebenfalls biogene Komponenten (Skeletts), Pellets, Klümpchen (lumps) und Onkoide. Die Matrix der Kalksteine besteht meist aus mikritischem Calcit. Die Vielzahl der texturellen Merkmale zeigte sich wie die Variation des Mineralbestandes ebenfalls erst durch die Mikrofaziesanalyse. Dabei erwies sich die Feinschichtung bis Lamination als häufigster Typ. Demgegenüber treten Gradierungen, Turbulenzen, Bioturbationen und später diagenetische Schichtverformungen deutlich zurück.

Bei den diagenetischen Vorgängen überwiegt bei weitem Früh- über Spätdiagenese. Zur Frühdiagenese gehören Fossilokklusionen, Mineralneubildungen, Vererzungen, Bitumenbildungen, Spatisationen und Sammelkristallisationen. Zur Spätdiagenese werden verstärkte Dolomitisierungen, Drucklösungserscheinungen, Stylolith- und Kluftbildungen gerechnet. Durch die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurden Mg-Calcite, Dolomite und Ankerite in unterschiedlichen Prozentgehalten neben Quarzen, Feldspäten, Glimmern, Chloriten und Tonmineralen nachgewiesen. Durch die geochemischen Untersuchungen ergaben sich einerseits zyklische Schwankungen des Karbonatgehaltes innerhalb des Profils, andererseits bemerkenswerte regionale Variationen. Die absoluten Gesamtkarbonatgehalte gehen dabei nicht selten auf >90 % hoch. Davon beansprucht zuweilen Mg ca. 1/3. Bei der regionalen Verteilung des Karbonatgehalts fällt auf, dass $CaCO_3$ von SW nach NE innerhalb des Saar-Nahe-Beckens ansteigt, um im Raum Altenglan ein Maximum zu erreichen. In der Umrandung der Pfälzer Kuppeln sinkt es stark ab und steigt weiter nordostwärts wieder an. Beim $MgCO_3$ liegen die Verhältnisse genau umgekehrt. Durch diese Befunde wird sowohl auf eine Annäherung an den Uferbereich nach SW als auch auf einen Untiefenbereich im Gebiet der Pfälzer Kuppeln geschlossen. Die ermittelten Gehalte an Sr ließen sich zur Bestätigung der lakustrinen Natur der Altenglaner Kalksteine gut verwenden, während die Auswertung der B_2O_3-Bestimmungen Hinweise auf Salinitäts-, Paläotemperatur- und Mineralbestandsänderungen ergab. Die stets in den Kalksteinen vorhandene, meist fein verteilte organische Substanz in Form von Bitumen konnte nur grob qualitativ bestimmt werden. Ihr kommt aufgrund der engen genetischen Verknüpfung mit phytoplanktonischen Fossilien große Bedeutung zu.

Die gefundenen Fossilien sind Cyanobakterien, Pteridophyten, Gymnospermen, Würmer, Muscheln, Gastropoden, Branchiopoden, Ostracoden, Pleuracanthiden, Palaeonisciden, Amphibien (aus der Literatur entnommen), Koprolithen und Lebensspuren. In ihrer Gesamtheit gehören sie zu den sichersten Indikatoren bei der Unterscheidung nichtmariner von marinen Faziesbereichen. Sie sprechen in den Altenglaner Kalksteinen eindeutig für lakustrine Verhältnisse.

Aufgrund der Überlegungen zur Karbonatgesteinsgenese wurden die Altenglaner Kalksteine als überwiegend biochemisch gebildete Kalkgyttjen mehrerer eutropher Seen gedeutet.

5 Literaturverzeichnis

ABELSON, P.H., HOERING, T.C. & PARKER, P.L. (1964): Fatty acids in sedimentary rocks.– In: COLOMBO, U. & HOBSON, G.D. (Eds.): Advances in Organic Geochemistry: 169 - 174, 5 Abb., 1 Tab., Oxford

ABRAHAM, H. (1960): Asphalts and their Allied Substances. Their Occurrence, Modes of Production, Uses in the Arts, and Methods of Testing. Vol. 1: Historical Review and Natural Raw Materials.– 6. Aufl., Princeton/N. J.: Van Nostrand

AITKEN, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwest Alberta.– J. sediment. Petrol., **37** (4): 1163 - 1178, 22 Abb., Tulsa/Okla.

ALEXANDER, L.E. & KLUG, P.H. (1959): X-ray Diffraction Procedures.– 2. Aufl., 716 S., New York: Wiley

ALLNER, R. (1968): Der Gehalt an langkettigen Fettsäuren des Lias epsilon der Schwäbischen Alb.– Aufschluß, Jg. 19: 277 - 280, Göttingen

AMMON, L.VON (1910): Das Unterrotliegende oder das Überkohlengebirge.– In: AMMON, L. VON: Erläuterungen zu dem Blatte Kusel (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern (1 : 100 000).– Ed. unter Mitwirkung von O.M. REIS, M. SCHUSTER & W. KOEHNE: 85 - 128, Abb. 29 - 44, mit einem Blatte (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern, München

ANGINO, E.L. & BILLINGS, G.K. (1967): Atomic Absorption Spectrometry in Geology.– Methods in Geochemistry and Geophysics, 144 S., 14 Abb., 37 Tab., Amsterdam: Elsevier

ARNOLD, H. (1953): Wohldefinierte Gesteinsnamen und der Nutzen ihrer Anwendung.– Bergfreiheit, **18**: 183 - 187, Abb. 1 - 4c, Herne/Westf.

ATAMAN, G. (1967): La géochimie du bore et du gallium dans les minéraux argileux.– Chem. Geol., **2** (4): 297 - 309, 8 Tab., Amsterdam

AZAROFF, L.V. & BUERGER, M.J. (1958): The Powder Method in X-Ray Crystallography.– 342 S., New York: McGraw-Hill

BACCELLE, L. & BOSELLINI, A. (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie.– Ann. Univ. Ferrara (n. ser.), sez. 9: Sci. Geol. Paleont., **1** (3): 59 - 62, 24 Taf., Ferrara

BAISERT, D. (1967): Analyse der Nomenklaturen sedimentärer Karbonatgesteine.– Z. angew. Geol., **13** (11/12): 642 - 650, 4 Abb., Berlin

BAISERT, D., ILLERS, K., KAEMMEL, T. & STEINIKE, K. (1967): Zu den Prinzipien der Bezeichnung sedimentärer Gesteine.– Z. angew. Geol., **13** (6): 329 - 334, 1 Abb., Berlin

BARKER, Ch.E. & KOPP, O.C. (Eds., 1991): Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications.– Text for SEPM Short Course No. 25, 195 S., zahlr. Abb., Tulsa/Okla.

BATHURST, R.G.C. (1967): Subtidal gelatinous mat, sand stabilizer and food, Great Bahama Bank.– J. Geol., **75**: 736 - 738, Chicago/Ill.

BAUSCH, W.M. (1966): Strontiumgehalte in süddeutschen Malmkalken.– Geol. Rundschau, **55** f. 1965, (1): 86 - 96, 9 Abb., Stuttgart

BAUSCH, W.M. (1968): Outlines of distribution of strontium in marine limestones.– In: MÜLLER, Germ. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 106 - 115, 6 Abb., Berlin - Heidelberg

BEALES, F.W. (1960): Limestone peels.– J. Alberta Soc. Petrol. Geol., **81**: 132 - 135, Calgary

BECKMANN, H. (1952): Zur Anwendung von Essigsäure in der Mikropaläontologie.– Paläont. Z., **26**: 138 - 139, Stuttgart

BECKMANN, H. (1958): Arbeitstechniken und Erfahrungen der Mikropaläontologie im Paläozoikum.– In: FREUND, H. (Ed.): Handbuch der Mikroskopie in der Technik, **2**, Teil 3: 145 - 165, 3 Bilder, Taf. 1 - 2, Frankfurt a. M.

BELT, E.S. (1968): Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada.– In: KLEIN, G. de Vries (Ed.): Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America.– Geol. Soc. America, Spec. Paper No. 106: 127 - 176, 8 Abb., 1 Tab., Boulder/Colo.

BERNSTEIN, K.-H. (1961): Zum Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat.– Z. angew. Geol., 7: 469 - 472, 11 Abb., Berlin

BERTRAND-SARFATI, Jeannine, FREYTET, P. & PLAZIAT, J.-Cl. (1967): Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène - Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier): rôle des algues dans leur édification; analogie avec les stromatolites et rapports avec la sédimentation.— Bull. Soc. géol. France, 7e sér., **8** f. 1966: 652 - 662, 5 Abb., 2 Taf., Paris

BISSELL, H.J. (1957): Combined preferential staining and cellulose peel technique.— J. sediment. Petrol., **27**: 417 - 420, Tulsa/Okla.

BISSELL, H.J. & CHILINGAR, G.V. (1967): Classification of sedimentary carbonate rocks.— In: CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & FAIRBRIDGE, Rh.W. (Eds.): Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and Classification.— Devolopments in Sedimentology, **9A**: 87 - 168, 4 Abb., 10 Tab., 16 Taf., Amsterdam

BITTERLI, P. (1962): Untersuchung bituminöser Gesteine von Westeuropa.— Erdöl u. Kohle, 15. Jg.: 2 - 6, 8 Abb., Hamburg

BITTERLI, P. (1963): Aspects of the genesis of bituminous rock sequencese.— Geol. en Mijnbouw, **42** (6) 183 - 201, Rotterdam

BOHOR, B.F. & GLUSKOTER, H.J. (1973): Boron in illites as an indicator of paleosalinity of Illinois coals.— J. sediment. Petrol., **43** (4): 945 - 956, 5 Abb., Tulsa/Okla.

BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation.— 168 S., Amsterdam: Elsevier

BOUMA, A.H. & NOTA, D.J.G. (1961): Detailed graphic logs of sedimentary formations.— Int. geol. Congr., Report of the twenty-first session Norden 1960, part 23: Proc. Int. Assoc. Sedimentologists: 52 - 74, Abb. 1 - 6b, Copenhagen

BOY, J.A. (1994): Seen der Rotliegend-Zeit - ein Lebensraum vor rund 300 Millionen Jahren in der Pfalz.— In: KOENIGSWALD, W.VON & MEYER, W. (Eds.): Erdgeschichte im Rheinland. Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren: 107 - 116, 11 Abb., München

BOY, J.A. & SCHINDLER, Th. (2000): Ökostratigraphische Bioevents im Grenzbereich Stephanium/Autunium (höchstes Karbon) des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland) und benachbarter Gebiete.— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **216** (1): 89 - 152, 8 Abb., Stuttgart

BRADLEY, W.H. (1929): Algae reefs and oolites of the Green River Formation.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 154-G: 203 - 223, Washington/D.C.

BRADLEY, W.H. (1948): Limnology and the Eocene lakes of the Rocky Mountain region.— Bull. geol. Soc. Amer., **59**: 635 - 648, 6 Abb., 2 Taf., New York

BRADLEY, W.H. (1970): Green River oil shale - concept of origin extended: An interdisciplinary problem being attacked from both ends.— Geol. Soc. America Bull., **81** (4): 985 - 1000, 2 Abb., 7. Tab., Boulder/Colo.

BRANCHE, G., CALIFET, Y., DEBYSER, J., SCEMAMA, C. & Institut Français du Pétrole (1966): Observations sédimentologiques et géochimiques sur le bassin permien de Lodève.— In: HOBSON, G.D. & LOUIS, M.C. (Eds.): Advances in Organic Geochemistry 1964: 173 - 187, 9 Abb, Oxford

BROADHURST, F.M. & HOWIE, R.A. (1958): On the occurrence of ankerite in a band of non-marine lamellibranchs from the Lancashire coal measures.— Geol. Mag., **95**: 397 - 402, Hertford

BRONSART, G. VON (1968): Minimale hydromechanische Energie in Moor-Fazies und ihre Bedeutung für Kohlen-Serien als stratigraphische Sonden äolischen Sediment-Transports.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1968 (7): 385 - 392, Stuttgart

BRONSART VON SCHELLENDORF, G. (1964): Bemerkungen zur genetischen Diskussion der Kaolin-Kohlentonsteine (tonsteins) europäischer Kohlenfelder.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1964 (5): 299 - 305, 1 Abb., Stuttgart

BROWN, J.S. (1943): Suggested use of the word microfacies.— Econ. Geol., **38**: 325, New Haven/Conn.

BUEHLER, E.J. (1948): The use of peels in carbonate petrology.— J. sediment Petrol., **18**: 71 - 73, Tulsa/Okla.

CAROZZI, A.V. (1960): Microscopic Sedimentary Petrography.— 485 S., 88 Abb., New York and London

CAROZZI, A.V. (1962): Observations on algal biostromes in the Great Salt Lake, Utah.— J. Geol., **70**: 246 - 252, 4 Abb., 1 Taf., Chicago/Ill.

CHAVE, K.E. (1952): A solid solution between calcite and dolomite.— J. Geol., **60**: 190 - 192, 1 Abb., Chicago/Ill.

CHAYES, F. (1956): Petrographic Modal Analysis. An Elementary Statistical Appraisal.— 113 S., New York: Wiley

CHILINGAR, G.V. (1956): Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age.— Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **40**: 2256 - 2266, 3 Abb., 3 Tab., Tulsa/Okla.

CHILINGAR, G.V. (1963): Ca/Mg and Sr/Ca ratios of calcareous sediments as a function of depth and distance from shore.— J. sediment. Petrol., **33** (1): 236, Tulsa/Okla.

CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & FAIRBRIDGE, Rh.W. (Eds., 1967a): Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and Classification.— Developments in Sedimentology, **9A**, 471 S., Amsterdam: Elsevier

CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & FAIRBRIDGE, Rh.W. (Eds., 1967b): Carbonate Rocks. Physical and Chemical Aspects.— Developments in Sedimentology, **9B**, 413 S., Amsterdam: Elsevier

CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & WOLF, K.H. (1967): Diagenesis in carbonate rocks.— In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Eds.): Diagenesis in Sediments.— Developments in Sedimentology, **8**: 179 - 322, 21 Abb., 12 Tab., 24 Taf., Amsterdam

CLARKE, E. de C. & TEICHERT, C. (1946): Algal structures in a Western Australian salt lake.— Amer. J. Sci., **244**: 271 - 276, New Haven/Conn.

CLAUSING, A. (1990): Mikrofazies lakustriner Karbonathorizonte des Saar-Nahe-Beckens (Unterperm, Rotliegend, SW-Deutschland).— FACIES, **23**: 121 - 140, 14 Abb., 1 Tab., Taf. 16-18, Erlangen

CLAUSING, A. (1998): Sedimentologie und Paläoökologie unterpermischer Seen in Mitteleuropa. 2. Schorrenwald-See (Rotliegend; Saar-Nahe-Becken).— Mainzer geowiss. Mitt., **27**: 45 – 66, 11 Abb., Mainz

CLOUD, P.E.Jr. (1942): Notes on stromatolites.— Amer. J. Sci., **240**: 263 - 279, New Haven/Conn.

CORRENS, C.W. (1951): Zur Geochemie der Diagenese. I. Das Verhalten von $CaCO_3$ und SiO_2.— Geochim. Cosmochim. Acta, **1**: 49 - 54, 1 Abb., 1 Tab., London

CORRENS, C.W. (1963): Tonminerale.— In: HESEMANN, J. (Ed.): Unterscheidungsmöglichkeiten mariner und nichtmariner Sedimente. Ein Symposium.— Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**: 307 - 318, 4 Abb., 6 Tab., Krefeld

COUCH, E.L. (1971): Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **55** (10): 1829 - 1837, Tulsa/Okla.

COUCH, E.L. & GRIM, R.B. (1968): Boron fixation by illites.— Clays and Clay Minerals, **16**: 249 - 256, New York - Dublin

CROOK, T. (1912): On the frequent occurrence of ankerite in coal.— Miner. Mag., **16**: 219, London

CURTIS, C.D. (1964): Studies on the use of B as a paleoenvironmental indicator.— Geochim. Cosmochim. Acta, **28**: 1125 - 1135, 3 Abb., 1 Tab., Oxford

CUVILLIER, J. (1952): La notion de „microfaciès" et ses applications.— VII^e Congr. Naz. Metano Petrolio, **1**: 1 - 7, Roma

CUVILLIER, J. (1961): Étude et utilisation rationelle de microfaciès.— Rev. Micropaléont., **4** (11): 3 - 6, Paris

DAVIES, P.J. & TILL, R. (1968): Stained dry cellulose peels of ancient and recent impregnated carbonate sediments.— J. sediment. Petrol., **38** (1): 234 - 237, 1 Tab., Tulsa/Okla.

DEGRAS-GUÉDON, J. (1967): Les matières organiques dans les argiles.— Bull. Soc. franç. Céram., **75**: 51 - 60, 10 Abb., 2 Tab., Paris

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1962): Rock-Forming Minerals.— 5 Bände, London: Longmans

DEGENS, E.T. (1959): Die Diagenese und ihre Auswirkungen auf den Chemismus von Sedimenten.— N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg 1959: 72 - 84, Stuttgart

DEGENS, E.T. (1967): Diagenesis of organic matter.— In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Eds.): Diagenesis in Sediments.— Developments in Sedimentology, **8**: 343 - 390, 14 Abb., Amsterdam

DEGENS, E.T. (1968): Geochemie der Sedimente.— 282 S., 75 Abb., 20 Tab., Stuttgart: Enke

DEGENS, E.T., CHILINGAR, G.V. & PIERCE, W.D. (1964): On the origin of petroleum inside freshwater carbonate concretions of Miocene age.— In: COLOMBO, U. & HOBSON, G.D. (Eds.): Advances in Organic Geochemistry. 149 - 164, 1 Abb., 3 Tab., Oxford

DICKSON, J.A.D. (1965): A modified staining technique for carbonates in thin section.— Nature, **205**, No. 4971: 587, 1 Tab., London

DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining.— J. sediment. Petrol., **36** (2): 491 - 505, Abb. 1 - 10, Tulsa/Okla.

DREYER, G.†; FRANKE, W.R. & STAPF, K.R.G. (1983): Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner Randgebiete 1 : 100 000.— Mainz

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., No. 1: 108 - 121, 7 Taf., Tulsa/Okla.

EAGAR, R.M.C. & SPEARS, D.A. (1966): Boron content in relation to organic carbon and to palaeosalinity in certain British Upper Carboniferous sediments.— Nature, **209**: 177 - 181, 3 Abb., 1 Tab., London

EARDLEY, A.J. (1938): Sediments of Great Salt Lake, Utah.— Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **22** (10): 1305 - 1411, 7 Abb., 20 Tab., 23 Taf., Tulsa/Okla.

EASTON, W.H. (1942): An improved technique for photographing peel sections of corals.— J. Paleont., **16**: 261 - 263, Tulsa/Okla.

EGLINTON, G. & MURPHY, M.T.J. (Eds., 1969): Organic Geochemistry. Methods and Results.— 828 S., Berlin - Heidelberg: Springer

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

ERNST, W. (1963): Diagnose der Salinitätsfazies mit Hilfe des Bors.— In: HESEMANN, J. (Ed.): Unterscheidungsmöglichkeiten mariner und nichtmariner Sedimente. Ein Symposium.— Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**: 253 - 266, 3 Abb., 1 Taf., Krefeld

ERNST, W. (1966): Stratigraphisch-fazielle Identifizierung von Sedimenten auf chemisch-geologischem Wege.— Geol. Rundschau, **32** f. 1965: 21 - 29, 3 Abb., Stuttgart

ERNST, W. & WERNER, H. (1960): Die Bestimmung der Salinitätsfazies mit Hilfe der Bor-Methode.— Glückauf, **96**: 1064 - 1070, 2 Tab., Essen

ERNST, W. & WERNER, H. (1964): Anwendung der Bor-Methode in den geologischen Formationen zu ihrer besseren Unterteilung in wissenschaftlichem und praktischem Interesse sowie Untersuchungen über die Bindung und Festlegung des Bors in natürlichen und künstlichen Sedimenten.— Forsch.-Ber. d. Landes Nordrhein-Westfalen, Nr. 1433, 27 S., Köln

EVAMY, B.D. (1963): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation.— Sedimentology, **2**: 164 - 170, 1 Tab., 1 Taf., Amsterdam

EVAMY, B.D. & SHEARMAN, D.J. (1962): The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones.— Proc. geol. Soc. London, No. 1599: 102, London

FAIRBRIDGE, Rh.W. (1954): Stratigraphic correlation by microfacies.— Amer. J. Sci., **252** (11): 683 - 694, 1 Abb., New Haven/Conn.

FAIRBRIDGE, Rh.W. (1964): The importance of limestone and its Ca/Mg content to palaeoclimatology.— In: NAIRN, A.E.M. (Ed.): Problems in Palaeoclimatology: 431 - 477, 12 Abb., London

FANNIN, N.G.T. (1969): Stromatolites from the Middle Old Red sandstone of Western Orkney.— Geol. Mag., **106** (1): 77 - 88, Taf. 7, Hertford

FEDIAEVSKY, A. (1963): Méthode d'étude quantitative des microfaciès calcaires.— Rev. Micropaléont., **6**: 175 - 182, 3 Abb., Paris

FEIGL, F. (1960): Tüpfelanalyse. **1**: Anorganischer Teil.— 4. Aufl., 595 S., 41 Abb., Frankfurt a. M.: Akad. Verlagsges.

FESSER, H. (1958): Zur Geochemie des Posidonienschiefers in Nordwestdeutschland.— Diss. Bergakad. Clausthal, 99 S., 9 Abb., 15 Anl., 10 Tab., Clausthal-Zellerfeld

FETH, J.H. (1964): Review and annotated bibliography of ancient lake deposits (Precambrian to Pleistocene) in the western United States.— U. S. Geol. Surv. Bull., No. 1080, 119 S., Washington/D.C.

FISCHER, K.A. & SCHRAM, A. (1959): Die Konstitution von Bitumen.— Erdöl u. Kohle, 12. Jg. (5): 368 - 374, 8 Abb., 4 Taf., Hamburg

FLEET, M.E.L. (1965): Preliminary investigations into the sorption of boron by clay minerals.—Clay Minerals, **6**: 3 - 16, 5 Abb., 2 Tab., London

FLÜGEL, E. (1963): Zur Mikrofazies der alpinen Trias.— Jb. geol. Bundesanst., **106**: 205 - 228, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien

FLÜGEL, E. (1967): Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken.— Geol. Rundschau, **56**: 341 - 358, 2 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Stuttgart

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.— 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf., Berlin: Springer

FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones.— 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf., Berlin: Springer

FLÜGEL, E. (1992): Fazies-Lexikon. Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Karbonatgesteinen (Faziesanalyse und Faziesmodelle).— 137 S., zahlr. Abb., Erlangen: Inst. f. Paläont. d. Univ.

FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1962): Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1962 (3): 113 - 123, 2 Abb., 2 Tab., Stuttgart

FLÜGEL, H.W. & WEDEPOHL, K.H. (1967): Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. Ein Beitrag zur Diagenese von Karbonatgesteinen.— Contr. Mineral. and Petrol., **14** (3): 229 - 249, 6 Abb., 7 Tab., Berlin - Heidelberg

FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones.— Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **43** (1): 1 - 38, 41 Abb., Tulsa/Okla.

FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types.— In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. A Symposium.— Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. No. 1: 62 - 84, 7 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Tulsa/Okla.

FOLK, R.L. (1965): Some aspects of recrystallisation in ancient limestones.— In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (Eds.): Dolomitisation and Limestone Diagenesis. A Symposium: 14 - 48, 14 Abb., Tulsa/Okla.

FORSMAN, J.P. (1963): Geochemistry of kerogen.— In: BREGER, I.A. (Ed.): Organic Geochemistry: 148 - 182, 4 Abb., 8 Tab., Oxford

FOTT, B. (1959): Algenkunde.— 482 S., 255 Abb., 1 Titelbild, Jena: G. Fischer

FREDERICKSON, A.F. & REYNOLDS, R.C.Jr. (1960): Geochemical method for determining paleonalinity.— In: SWINEFORD, A. (Ed.): Clays and Clay Minerals, **8**: Proc. 8th Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals Norman/Okla., Oct. 1959: 203 - 213, 5 Abb., Oxford

FREI, A. (1948): Beitrag zur Mineralogie des Schweizer Juras.— Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **28**:_103 - 113, Zürich

FRIEDMAN, G.M. (1959): Identification of carbonate minerals by staining methods.— J. sediment. Petrol., **29**: 87 - 97, 2 Abb., 4 Tab., Tulsa/Okla.

FRIEDMAN, G.M. (1964): Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.— J. sediment. Petrol., **34**: 777 - 813, Abb. 1 - 53, Tulsa/Okla.

FRIEDMAN, G.M. (1965). Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks.— J. sediment. Petrol., **35** (3): 643 - 655, Abb. 1 - 11, Tulsa/Okla.

FRIEDMAN, G.M. (1968): The fabric of carbonate cement and matrix and its dependence on the salinity of water.- In: MÜLLER, Germ. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 11 - 20, 8 Abb., Berlin - Heidelberg

FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1967): Origin and occurrence of dolostones.— In: CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & FAIRBRIDGE, Rh.W. (Eds.): Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and Classification.— Developments in Sedimentology, **9A**: 267 - 348, 2 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Amsterdam

FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.— Erdöl u. Kohle, 12. Jg.: 605 - 613, 7 Abb., 2 Taf., Hamburg

FÜCHTBAUER, H. (1964): Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteine.— Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1962, **114**: 484 - 531, 10 Abb., 3 Taf. u. 3 Tab., Hannover

FÜCHTBAUER, H. (Ed., 1988): Sedimente und Sedimentgesteine.— Sediment-Petrologie, Teil II, 4. Aufl., 1141 S., 660 Abb., 113 Tab., Stuttgart: Schweizerbart

FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, Herta (1966): Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite.— Geol. Rundschau, **55** f. 1965 (1): 29 - 40, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart

GARRIC, J., HÉRY, B., VETTER, P. (1964): Bassin de Lodève. Voyage d'étude No. 4.— 5me Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Paris 1963, C. R., **1**: 63 u. 80 - 91, Abb. 8 - 12, Paris

GEBELEIN, C.D. (1969): Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda.— J. sediment. Petrol., **39** (1): 49 - 69, 19 Abb., Tulsa/Okla.

GEHMAN, H.M.Jr. (1962): Organic matter in limestones.— Geochim. Cosmochim. Acta, **26**: 885 - 897, 9 Abb., Oxford

GEITLER, L. (1960): Schizophyceen.— In: ZIMMERMANN, W. & OZENDA, P. (Eds.): Handbuch der Pflanzenanatomie. 6. Band, Teil 1, Abt. Spezieller Teil, 2. Aufl. ,131 S., Berlin-Nikolassee : Borntraeger

GERMANN, K. (1965): Die Technik des Folienabzuges und ihre Ergänzung durch Anfärbemethoden.— N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **121**: 293 - 306, 5 Abb. auf Taf. 28 - 29, Stuttgart

GERMANN, K. (1966): Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias).— Diss. Univ. München, 135 S., 17 Taf., 8 Tab., München

GESSNER, F. (1955): Hydrobotanik. Die physiologischen Grundlagen der Pflanzenverbreitung im Wasser. I. Energiehaushalt.— Hochschulbücher f. Biologie, 3. Band, 517 S., 291 Textabb., 8 Farbtaf., Berlin: VEB Deutscher Verlag d. Wiss.

GESSNER, F. (1959): Hydrobotanik. Die physiologischen Grundlagen der Pflanzenverbreitung im Wasser. II. Stoffhaushalt.— Hochschulbücher f. Biologie, 8. Band, 701 S., 349 Textabb., 8 Farbtafl., Berlin: VEB Deutscher Verlag d. Wiss.

GINSBURG, R.N. (1960): Ancient analogues of recent stromatolites.— Int. Geol. Congr., Report Twenty-First Session Norden, part 22: Int. Paleont. Union: 26 - 35, 15 Abb., 1 Tab., Copenhagen

GINSBURG, R.N. (1967): Stromatolites.— Science, **157**, No. 3786: 339 - 340, Washington/D.C.

GINSBURG, R.N., ISHAM, L.B., BEIN, S.J. & KUPERBERG, J. (1954): Laminated algal sediments of South Florida and their recognition in the fossil record.— Final report to the Nat. Sci. Found., Marine Lab., Univ. of Miami, Rep. 54 - 20, 50 S., 14 Phot., 2 Kt., 6 Skizzen, Coral Gables/Fla.

GOLDSCHMIDT, V.M. & PETERS, C. (1932): Zur Geochemie des Bors, Teil I und II.— Nachr. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., Jg. 1932: 402 - 407 u. 528 - 545, Göttingen

GOLDSMITH, J.R. (1959): Some aspects of the geochemistry of carbonates.— In: ABELSON, P.H. (Ed.): Researches in Geochemistry: 336 - 358, 4 Abb., New York/N.Y.

GOLDSMITH, J.R. & GRAF, D.L. (1958): Structural and compositional variations in some natural dolomites.— J. Geol., **66**: 678 - 693, 2 Abb., 4 Tab., Chicago/Ill.

GOLDSMITH, J.R., GRAF, D.L. & JOENSUU, O. (1955): The occurrence of magnesian calcites in nature.— Geochim. Cosmochim. Acta, **7**: 212 - 230, 7 Abb., 5 Tab., London

GRABAU, A.W. (1904): On the classification of sedimentary rocks.— Amer. Geologist, **22**: 228 - 247, Minneapolis/Minn.

GREY, Kathleen (1989): Handbook for the study of stromatolites and associated structures (second draft).— Stromatolite Newsletters, **14**: 82 - 171, 19 Abb., Canberra

GRIFFITHS, J.C. (1960): Modal analysis of sediments.— Rev. Géograph. phys. Géol. dynam., (2), **3**_(1): 29 - 48, 6 Abb., 8 Tab., Paris

GRIMM, W.D. (1962): Idiomorphe Quarze als Leitmineralien für salinare Facies.— Erdöl u. Kohle, 15. Jg.: 880 - 887, 10 Abb., Hamburg

GRIMM, W.D. (1964): Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflußten Sedimenten.— Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1962, **114** (3): 590 - 619, 13 Abb., 2 Taf., Hannover

GROTH, P. (1971): Untersuchungen über einige Spurenelemente in Seen.— Arch. Hydrobiol., **68** (3): 305 - 375, 24 Abb., 16 Tab., Stuttgart

GUBLER, Y., BERTRAND, J.P., MATTAVELLI, L., RIZZINI, A. & PASSEGA, R. (1967): Petrology and petrography of carbonate rocks.— In: CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & FAIRBRIDGE, Rh.W. (Eds.): Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and Classification.— Developments in Sedimentology, **9A**: 51 - 86, 13 Abb., 1 Taf., Amsterdam

GÜMBEL, C.W. (1867): Naturwissenschaftliche Darstellung der Rheinpfalz. I. Die geognostischen Verhältnisse.— In: Bavaria. Landes- und Volkskunde des Königreichs Bayern. 4. Bd., 2. Abt.: Bayerische Rheinpfalz: 3 - 61, München

GUNDLACH, H. (1964): Über einen neuen Feldtest zur Unterscheidung Kalzit-Dolomit.— N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1964: 626 - 628, Stuttgart

HABICHT, H. (1953): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich der Lemberg- und Obermoscheler Kuppeln (Nordostpfalz).– Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1952, **104**: 379 - 421, 5 Abb., Hannover

HAM, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. A Symposium.– Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. No. 1: 279 S., zahlr. Abb., Tulsa/Okla.

HAMBLIN, W.K. (1962): Staining and etching techniques for studying obscure structures in clastic rocks.– J. sediment. Petrol., **32** (3): 530 - 533, Abb. 1 - 2, Tulsa/Okla.

HARBAUGH, T.W. (1959): Small scale cross-lamination in limestones.– J. sediment. Petrol., 29:_30 - 37, 6 Abb., Tulsa/Okla.

HARDER, H. (1959): Beitrag zur Geochemie des Bors. Teil II: Bor in Sedimenten.– Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Jg. 1959 (6): 123 - 183, 2 Abb., 15 Tab., Göttingen

HARDER, H. (1961): Einbau von Bor in detritische Tonminerale. Experimente zur Erklärung des Borgehaltes toniger Sedimente.– Geochim. Cosmochim. Acta., **21**: 284 - 294, Oxford

HARDER, H. (1963): Inwieweit ist das Bor ein marines Leitelement?– In: HESEMANN, J. (Ed.): Unterscheidungsmöglichkeiten mariner und nichtmariner Sedimente. Ein Symposium.– Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**: 239 - 252, 2 Abb., 6 Tab., Krefeld

HARDER, H. (1970): Boron content of sediments as a tool in facies analysis.– Sediment. Geol., **4**: 153 - 175, 2 Abb., Amsterdam

HAUGHTON, S.H. (1969): Geological History of Southern Africa.– 535 S., Cape Town: Geol. Soc. South Africa

HECKEL, P.H. & COCKE, J.M. (1969): Phylloid algal-mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of Mid-Continent.– Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **53** (5): 1058 - 1074, 12 Abb., Tulsa/Okla.

HEIM, A. (1916): Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Dritter Teil: Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis.– Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 20. Lfg., des ganzen Werkes 50. Lfg., I - VI, 369 - 573, Bern

HEIM, D. (1960): Über die Petrographie und Genese der Tonsteine aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes.– Beitr. Mineral. u. Petrogr., **7**: 281 - 317, 3 Abb., 9 Tab., Berlin - Heidelberg

HEIM, D. (1961): Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verteilung.– Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **89**: 377 - 399, 4 Tab., Taf. 25, Wiesbaden

HELING, D. (1967): Die Salinitätsfazies von Keupersedimenten aufgrund von Borgehaltsbestimmungen.– Sedimentology, **8** (1): 63 - 72, 1 Abb., 2 Tab., Amsterdam

HELLER, W. (1965): Organisch-chemische Untersuchungen im Posidonienschiefer Schwabens.– N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1965 (2): 65 - 68, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart

HELLER, W. (1966): Organisch-chemische Untersuchung im Posidonienschiefer Schwabens.– In: HOBSON, G.D. & LOUIS, M.C. (Eds.): Advances in Organic Geochemistry 1964: 75 - 84, 1 Taf.,Oxford

HELLER, W. (1967): Beitrag zur Untersuchung der Fette und Kohlenwasserstoffe aus Posidonienschieferextrakten und Posidonienschieferdestillaten (Schwaben, BRD).– Erdöl u. Kohle, 20. Jg. (10): 709 - 714, 1 Abb., Hamburg

HEMINGWAY, J.E. (1968): Sedimentology of coal-bearing strata.– In: MURCHISON, D. & WESTOLL, T.S. (Eds.): Coal and Coal-Bearing Strata: 43 - 69, 7 Abb., Edinburgh and London

HENNINGSEN, D. (1968): Verbesserte Technik bei Folienabzügen von Gesteinsproben.– Naturwiss. Rundschau, 21 Jg. (11): 480 - 481, Stuttgart

HENNINGSEN, D. (1969): Paläogeographische Ausdeutung vorzeitlicher Ablagerungen.– B-I-Hochschulskripten, **839/839a**, 170 S., 36 Abb., 5 Tab., Mannheim

HÖGBERG, E. (1967): Staining method for examination of siliceous, Cretaceous limestones.– Geol. Fören. Stockholm Förhandl., **89**: 423 - 431, 6 Abb., Stockholm

HOFFMAN, P. (1967): Algal stromatolites: Use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination.– Science, **157**, No. 3792: 1043 - 1045, 3 Abb., Washington/D.C.

HOWIE, R.A. & BROADHURST, F.M. (1958): X-ray data for dolomite and ankerite.– Amer. Mineralogist, **43**: 1210 - 1214, Washington/D.C.

HSU, K.J. (1966/67): Origin of dolomite in sedimentary sequences. A critical analysis.— Mineral. Deposita, **1**: 133 - 138, Berlin

HÜGI, Th. (1945): Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden.— Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **25**: 114 - 140, 1 Abb., Zürich

ILLING, L.V. (1954): Bahaman calcareous sands.— Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **38**: 1 - 95, 13 Abb., 7 Tab., 9 Taf., Tulsa/Okla.

Internationaler Code der Botanischen Nomenklatur (1995) (Tokio-Code).— Angenommen durch den 15. Int. Botanischen Kongress, Yokohama, August - September 1993, bearb. u. ed. von W. GREUTER, XXI u. 150 S., Berlin-Dahlem

IRION, G. & MÜLLER, Germ. (1968): Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwäbische Alb, Germany.— In: MÜLLER, Germ. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 157 - 171, 16 Abb., Berlin - Heidelberg

JACOB, H. (1961): Über bituminöse Schiefer, humose Tone, Brandschiefer und ähnliche Gesteine. Ein Beitrag zur Frage der Erdölgenesis aus kohlenpetrologischer Sicht.— Erdöl u. Kohle, 14 Jg. (1): 2 - 11, 3 Bildtaf., 2 Zahlentaf., Hamburg

JACOB, H. (1963): Petrologische Untersuchungen an der organischen Substanz des nordwestdeutschen Posidonienschiefers.— Beih. geol. Jb., **58**: 407 - 442, 6 Abb., 8 Tab., 2 Taf., Hannover

JACOB, H. (1964): Neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Lumineszenzmikroskopie fossiler Brennstoffe.— Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **12**: 569 - 588, 4 Taf., 2 Abb., 7 Tab., Krefeld

JACOB, H. (1966a): Komplexuntersuchung zur Frage des Bituminierungsprozesses in Sedimenten.— In: HOBSON, G.D. & LOUIS, M.C. (Eds.): Advances in Organic Geochemistry 1964: 15 - 39, 6 Bilder, 1 Tab., Oxford

JACOB, H. (1966b): Die organopetrographischen Stoffgruppen von Sedimenten unter besonderer Berücksichtigung der Kohlenwasserstoff-Bildung.— Erdöl u. Kohle, 19. Jg.: 397 - 401, 7 Abb., Hamburg

JACOB, H. (1967): Petrologie von Asphaltiten und asphaltischen Pyrobitumina.— Erdöl u. Kohle, 20. Jg. (6): 393 - 400, 13 Abb., Hamburg

JACOB, H. (1969): Lumineszenz-Mikroskopie der organopetrographischen Bestandteile von Sedimentgesteinen.— LEITZ-Mitt. Wiss. Techn.,**4** (8): 250 - 254, 6 Abb., 1 Tab., Wetzlar

JANICKE, V. (1969): Untersuchungen über den Biotop der Solnhofener Plattenkalke.— Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **9**: 117 - 181, 21 Abb., Taf. 6 - 10, München

JONES, D.J. (1954): A new teaching and research aid in sedimentation.— J. sediment. Petrol., **24**: 117 - 122, 3 Abb., 1 Taf., Tulsa/Okla.

JOHNSON, J.H. (1961): Limestone-Building Algae and Algal Limestones.— Colorado School Mines, Spec. Publ., 297 S., 14 Tab., 139 Taf., Golden/Colo.

JOSTEN, K.H. (1956): Die Kohlen im Pfälzer Bergland.— Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**: 300 - 327, 10 Abb., 6 Tab., Taf. 20 - 22, Wiesbaden

KAELBLE, E.F. (Ed., 1967): Handbook of X-Rays. For Diffraction, Emission, Absorption and Microscopy.— New York/N.Y.

KALKOWSKY, E. (1908): Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein.— Z. deutsch. geol. Ges., **60**: 68 - 125, Taf. 4 - 11, 3 Abb., Berlin

KATZ, A. & FRIEDMAN, G.M. (1965): The preparation of stained acetate peels for the study of carbonate rocks.— J. sediment. Petrol., **35** (1): 248 - 249, Tulsa/Okla.

KAUFMANN, W.L. (1964): Diverse stromatolite forms from the upper Devonian of Saskatchewan.— Bull. canad. Petrol. Geol., **12** (2) 311 - 316, Ottawa

KENDALL, Chr.G.St.C. & SKIPWITH, Sir Patrick, A. d'E. Bt. (1968): Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon.— J. sediment. Petrol., **38** (4): 1040 - 1058, 9 Abb., Tulsa/Okla.

KERKMANN, K. (1966): Über „Oolithe" und „Stromatolithe" und die Beteiligung von Algen an der Kalksteinbildung.— Wiss. Z. Hochschule f. Architektur u. Bauwesen Weimar, 13. Jg. (3): 293 - 302, Weimar

KERKMANN, K. (1969): Riffe und Algenbänke im Zechstein von Thüringen. Ein Beitrag zur Faziesanalyse der Zechsteinkarbonate.— Freiberger Forsch.-H., **C 252**, 85 S., 28 Bilder, 19 Bildtaf., 2 Tab., Leipzig

KINSMAN, D.J.J. (1969): Interpretation of Sr^{+2} concentrations in carbonate minerals and rocks.— J. sediment. Petrol., **39** (2): 486 - 508, 4 Abb., Tulsa/Okla.

KLÄHN, H. (1926): Die Entstehung der Kalke in Süßwasserseen und in Meeren. Ein Vergleich.— Z. deutsch. geol. Ges., **77** f. 1925: 3 - 24, Berlin

KLEMENT, K.W. (1966): Studies on the ecological distribution of lime-secreting and sediment-trapping algae in reefs and associated environments.— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **125** (Festband Schindewolf): 363 - 381, 3 Abb., 2 Tab. im Text u. auf 3 Falttaf., Stuttgart

KNAUER, E. (1957): Geländemethoden zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit.— Z. angew. Geol., **3**: 35, Berlin

KÖSTER, E. (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie.— 171 S., 38 Abb., München: C. Hanser

KÖSTER, E. (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen.— 336 S., 109 Abb., 68 Tab., Stuttgart: Enke

KOOPMANS, R.G. (1929): Zelluloidpräparat anstatt Dünnschliff.— Jaarverslag geol. Bureau Nederl. Mijngebeid te Heerlen, Jg. 1928: 131 - 132, Heerlen

KORDE, N.W. (1966): Algenreste in Seesedimenten. Zur Entwicklungsgeschichte der Seen und umliegenden Landschaften.— Arch. Hydrobiol. Beih., Ergebn. Limnol., H. 3/4: 1 - 38, 9 Taf., 5 Textabb., Stuttgart

KREBS, W. (1968): Facies types in Devonian back-reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge.— In: MÜLLER, Germ. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 186 - 195, 12 Abb. auf 2 Taf., 2 Tab., Berlin - Heidelberg

KREJCI-GRAF, K. (1962): Über Bituminierung und Erdölentstehung.— Freiberger Forsch.-H., **C 123**: 5 - 33, Leipzig

KREJCI-GRAF, K. (1966a): Geochemische Fazieskunde.— Freiberger Forsch.-H., **C 210**: 143 - 153, Leipzig

KREJCI-GRAF, K. (1966b): Geochemische Faziesdiagnostik.— Freiberger Forsch.-H., **C 224**, 80 S., 4 Tab., Leipzig

KREJCI-GRAF, K., KLEIN, K. et al. (1965): Versuche zur geochemischen Fazies-Diagnostik.— Chemie d. Erde, **24** (2): 115 - 146, 22 Tab., Jena

KROEPELIN, H. (1966): Ergebnisse, Methoden und Probleme der organischen Geochemie.— Fortschr. Miner., **43** (1): 22 - 46, 16 Abb., 4 Tab., Stuttgart

KRUMBEIN, W.E. (1983): Stromatolites - the challenge of a term in space and time.— Precambrian Res., **20**: 493 - 531, 16 Abb., Amsterdam

KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. (1963): Stratigraphy and Sedimentation.— 2. Aufl., 660 S., San Francisco and London

KÜBLER, B. (1958): Calcites magnésiennes d'eau douce dans le Tertiaire supérieur du Jura neuchatelois.— Eclogae geol. Helv., **51** (3): 676 - 685, 3 Abb., 3 Tab., Basel

KÜBLER, B. (1962): Etude pétrographique du l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Suisse occidentale).— Beitr. Mineral. u. Petrogr., **8**: 267 - 314, 15 Abb., 10 Tab., Berlin - Heidelberg

KUENEN, Ph.H. & TEN HAAF, E. (1956): Graded bedding in limestones.— Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Proc., ser. B, **59**: 314 - 317, Amsterdam

LÄCHELT, A. (1964): Ankeritbildung im Dogger der Altmarksenke.— Z. angew. Geol., **10**: 534 - 536, 5 Abb., Berlin

LAMAR, J.E. (1950): Acid etching in the study of limestones and dolomites.— Illinois State geol. Surv., Circ. No. 156: 1 - 47, Urbana/Ill.

LANDERGREN, S. (1945): Contribution to the geochemistriy of boron. II. The distribution of boron in some Swedish sediments, rocks and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere.— Ark. Kem. Miner. Geol., **19 A** (26): 1 - 31, Stockholm

LANE, D.W. (1962): Improved acetate peel technique.— J. sediment. Petrol., **32**: 870, Tulsa/Okla.

LAPORTE, L.F. (1968): Recent carbonate environments and their paleoecologic implications.– In: DRAKE, E.T. (Ed.): Evolution and Environment: 229 - 258, 21 Abb., 2 Tab., New Haven and London

LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Eds., 1967): Diagenesis in Sediments.– Developments in Sedimentology, **8**, 551 S., Amsterdam: Elsevier

LEES, A. (1958): Etching technique for use on thin sections of limestones.– J. sediment. Petrol., **28**: 200 - 202, Tulsa/Okla.

LEIGHTON, M.W. & PENDEXTER, C. (1962): Carbonate rock types.– In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. A Symposium.– Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. No. 1: 33 - 61, 3 Abb., 1 Tab., 9 Taf., Tulsa/Okla.

LEITHE, W. (1963). Schnelle Bestimmung der Kohlensäure in Carbonaten.– Z. anal. Chem., **193**: 16 - 23, 1 Abb., Berlin

LERMAN, A. (1966): Boron in clays and estimation of paleosalinities.– Sedimentology, **6** (4): 267 - 286, 6 Abb., 3 Tab., Amsterdam

LINDHOLM, R.C. & FINKELMAN, R.B. (1972): Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron.– J. sediment. Petrol., 42: 239 - 242, 1 Abb., 1 tab., Tulsa/Okla.

LOGAN, B.W. (1961): *Cryptozoon* and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia.– J. Geol., **69**: 517 - 533, 3 Abb., 2 Taf., Chicago/Ill.

LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites.– J. Geol., **72**: 68 - 83, 5 Abb., 4 Taf., Chicago/Ill.

LOVE, L.G. & AMSTUTZ, G.C. (1966): Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga shale and Rammelsberg Banderz.– Fortschr. Miner., **43** (2): 273 - 309, 17 Abb., 2 Tab., Taf. 1 - 7, Stuttgart

LÜTZNER, H. (1967): Tabellarische Dokumentation von Sedimentgesteinen auf feldgeologischer Grundlage.– Z. angew. Geol., **12** (11/12): 635 - 642, 3 Abb., Berlin

MACKOWSKY, M.-Th. (1968): Mineral matter in coal.– In: MURCHISON, D. & WESTOLL, T. S. (Eds.): Coal and Coal-bearing Strata: 309 - 321, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 20 - 23, Edinburgh and London

MANN, V.J. (1955): A spot test for dolomitic limestones.– J. sediment. Petrol., **25**: 58 - 59, Tulsa/Okla.

MANSKAYA, S.M. & DROZDOVA, T.V. (1968): Geochemistry of Organic Substances.– Transl. and ed. by L. SHAPIRO & I.A. BREGER.– Int. Ser. Monographs Earth Sci., **28**, 345 S., 60 Abb., Oxford: Pergamon Press

MAŠEK, J. (1963): Produkte des oberkarbonischen Vulkanismus im Mittelböhmischen Kohlenbecken und das Entstehungsproblem der sog. Tonsteine.– N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1963: 369 - 381, 11 Abb., Stuttgart

MASLOV, V.P. (1956): Stromatolite and oncolite classifications and nomenclature.– 20th Int. Geol. Congr. Mexico, Mexico

MASLOV, V.P. (1960): Les Stromatolithes. Genèse, méthode d'étude, lien avec les faciès et leur valeur géologique d'après l'exemple de l'Ordovicien de la plate-forme sibérienne.– Trudy geol. Inst. SSSR, No. 41, 188 S. (B.R.G.M., Trad. No. 4518), Paris

MATTHESS, G., HOFMANN, U. & BOEHM, H.P. (1964): Zur Verteilung der Tonminerale in den mitteleozänen Schichten der Grube Messel bei Darmstadt.– Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **92**: 202 - 211, 3 Abb., 3 Tab., Wiesbaden

MATTIAT, B. (1962): Ein neuer Weg zur Aufbereitung diagenetisch verfestigter, bituminöser Tone (Tonsteine).– Geol. Jb., **79**: 883 - 898, 1 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Hannover

MATTIAT, B. (1964); Methodische Verbesserungen bei der routinemäßigen Schlämmanalyse von Ton- und Bodenproben.– Beitr. Mineral. u. Petrogr., **10** (2): 216 - 224, 6 Abb., Berlin

MCCRONE, A.W. (1963): Quick preparation of peel-prints for sedimentary petrography.– J. sediment. Petrol., **33**: 228 - 230, Tulsa/Okla.

MEINHOLD, R. (1969): Forschungen und Fortschritte in der Geochemie der Kohlenwasserstoffe.– Z. angew. Geol., **15** (4): 168 - 178, 5 Abb., Berlin

MILNER, H.B. (Ed., 1962): Sedimentary Petrography.– 2 Bände, 643 u. 715 S., London: Allen & Unwin

MOHAN, K. (1968): Stromatolitic structures from the lower Vindhyans, India, with additions from South Africa, Australia, and North Korea.— N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **130** (3): 335 - 353, 2 Abb., 1 Kt., 2 Tab., Taf. 31 - 35, Stuttgart

MONTY, Cl.L.V. (1965): Recent algal stromatolites in.the windward lagoon, Andros Island, Bahamas.— Ann. Soc. géol. Belgique, **88** f. 1964 - 1965, Bull. No. 61: 269 - 276, Liège

MOORHOUSE, W.W. (1959): The Study of Rocks in Thin-Sections.— 514 S., New York: Harper & Row

MÜLLER, E.P. (1969): Zur Geochemie der Tiefengewässer und der organischen Substanz im Nordteil der DDR.— Z. angew. Geol., **15** (3): 113 - 124, 13 Abb., Berlin

MÜLLER, Georg (1962): Klastische und pyroklastische Sedimente des Südharzer Rotliegenden.— Beitr. Mineral. u. Petrogr., **8**: 440 - 490, 7 Abb., Berlin

MÜLLER, Germ. (1956a): Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonarmen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE) - ein wichtiges Hilfsmittel für die Geologie.— N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1956: 330 - 344, 1 Abb., 4 Tab., Stuttgart

MÜLLER, Germ. (1956b): Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonreichen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE).— N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Jg. 1956: 385 - 393, 4 Abb., 4 Tab., Stuttgart

MÜLLER, Germ. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung.— ENGELHARDT, W. VON; FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, Germ. (Eds.): Sediment-Petrologie. Teil I, 303 S., 91 Abb. im Text u. auf 2 Farbtaf., 29 Tab. im Text, 1 Tab. im Anh., 3 Beil., Stuttgart: Schweizerbart

MÜLLER, Germ. (1967): Methods in Sedimentary Petrology.— ENGELHARDT, W. VON; FÜCHTBAUER, H.; MÜLLER, Germ. (Eds.): Sedimentary Petrology. Part 1, 283 S., 91 Abb. im Text u. auf 2 Farbtaf., 31 Tab. im Text, 2 Tab. als Appendix u. 2 Diagr., Stuttgart: Schweizerbart

MÜLLER, Germ. (1968): Exceptionally high strontium concentrations in fresh water oncolites and mollusk shells of Lake Constance.— In: MÜLLER, Germ. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 116 - 127, 5 Abb., 4 Tab., Berlin - Heidelberg

MÜLLER, Germ. (1969): Sedimentbildung im Plattensee/Ungarn.— Die Naturwissenschaften, 56. Jg. (12): 606 - 615, 10 Abb., 2 Tab., Berlin - Heidelberg

MÜLLER, Germ. & MÜLLER, J. (1967): Mineralogisch-sedimentpetrographische und chemische Untersuchungen an einem Bank-Sediment (cross-Bank) der Florida Bays, USA.— N. Jb. Miner., Abh., **106** (3): 257 - 286, 17 Abb., 2 Texttab., Stuttgart

MÜLLER, W.; SCHMID, R. & VOGT, P. (1964): Vulkanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen.— Eclogae geol. Helv., **57** (2): 431 - 450, 5 Abb., 4 Tab., Basel

MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. & TOSCHEK, P.H. (1969): Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise).— Veröff. Univ. Innsbruck, **8**; Alpenkundl. Studien, **4**, 2. erw. Fassg., 32 S., 3 Tab., 3 Taf., 1 Dok.schema, Innsbruck

NITSCH, W.H. (1969): Bitumen und Asphalt.— In: ZERBE, C. (Ed.): Mineralöle und verwandte Produkte, 1. Teil, 2. Aufl., 520 - 590, 21 Abb., 24 Tab., Berlin - Heidelberg

OSTROM, M.E. (1961): Separation of clay minerals from carbonate rocks by using acid.— J. sediment. Petrol., **31**: 123 - 129, 1 Tab., Tulsa/Okla.

PAGEL, M.; BARBIN, V.; BLANC, P. & OHNENSTETTER, D. (Eds., 2000): Cathodoluminescence in Geosciences.— 514 S., 205 Abb., Berlin - Heidelberg - New York: Springer

PALACHE, Ch., BERMAN, H. & FRONDEL, Cl. (1960, Nachdruck von 1951): The System of Mineralogy.— **2**, 7. Aufl., 1124 S., New York - London: Wiley

PANTIN, H.M. (1960): Dye-staining technique for examination of sedimentary microstructures in cores.— J. sediment. Petrol., **30**: 314 - 316, 1 Abb., 1 Tab., Tulsa/Okla

PERRY, E.A.Jr. (1972): Diagenesis and the validity of the boron paleosalinity technique.— Amer. J. Sci., **272**: 150 - 160, New Haven/Conn.

PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary Rocks.— 2. Aufl., 718 S., 173 Abb., 119 Tab., New York: Harper & Brothers

PIA, J. (1926): Pflanzen als Gesteinsbildner.– 104 S., Berlin

PIA, J. (1927): Thallophyta.– In: HIRMER, M.: Handbuch der Paläobotanik, **1**: 31 - 136, Abb. 14-129, München u. Berlin

PIA, J. (1928): Die Anpassungsformen der Kalkalgen.– Palaeobiologica, **1**: 211 - 224, 8 Abb., Taf. XV - XXII, Wien u. Leipzig

PIA, J. (1933a): Die rezenten Kalksteine.– Z. Kristallogr., Mineral. u. Petrogr., Abt. B: Mineral.-petrogr. Mitt., N.F., Ergänzungsbd., 420 S., 22 Abb., 1 Ausschlagtab., 4 Taf., Leipzig

PIA, J. (1933b): Kohlensäure und Kalk. Einführung in das Verständnis ihres Verhaltens in den Binnengewässern.– Die Binnengewässer, **13**, 183 S., 17 Abb. im Text, auf 3 Taf. u. auf 1 Textbeil., 58 Tab. im Text u. auf 5 Beil., Stuttgart: Schweizerbart

PICARD, M.D. (1957): Criteria used for distinguishing lacustrine and fluvial sediments in Tertiary beds of Uinta Basin, Utah.– J. sediment. Petrol., **27** (4): 373 - 377, 1 Abb., 3 Tab., Tulsa/Okla.

PLUMLEY, W.J., RISLEY, G.A., GRAVES, R.W.Jr. & KALLY, M.E. (1962): Energy index for limestone interpretation and classification.– In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. A Symposium.– Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. No. 1: 85 - 107, 5 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Tulsa/Okla.

PORRENGA, D.H. (1963): Bor in Sedimenten als Indiz für den Salinitätsgrad.– In: HESEMANN, J. (Ed.): Unterscheidungsmöglichkeiten mariner und nichtmariner Sedimente. Ein Symposium.– Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**: 267 - 270, 2 Abb., 1 Tab., Krefeld

PURSER, B.; TUCKER, M. & ZENGER, D. (Eds., 1994): Dolomites. A Volume in Honour of Dolomieu.– Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ. No. 21, 451 S., zahlr. Abb., Oxford

RANDERATH, K. (1965): Dünnschicht-Chromatographie.– 2. Aufl., 291 S., Weinheim/Bergstr.: Verlag Chemie

RAYNER, Dorothy H. (1963): The Achanarras limestone of the Middle Old Red sandstone, Caithness, Scotland.– Proc. Yorkshire geol. Soc., **34** (2): 117 - 138, 1 Abb., Taf. 17 - 18, Leeds

REEVES, C.C.Jr. (1968): Introduction to Paleolimnology.– Developments in Sedimentology, **11**, 228 S., 124 Abb., 22 Tab., Amsterdam: Elsevier

REINECK, H.E. (1967): Parameter von Schichtung und Bioturbation.– Geol. Rundschau, **56** (2): 420 - 438, 11 Abb., Stuttgart

REIS, O.M. (1903): Ueber Stylolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk (Anthracolith zum Theil).– Geognost. Jh., 15. Jg. f. 1902; 157 - 279, Taf. 2 - 5, München

REIS, O.M. (1908): Referat über KALKOWSKY: Über Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein (Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **60**).– N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Jg. 1908 (2): 114 - 138, Stuttgart

REIS, O.M. (1923): Kalkalgen und Seesinterkalke aus dem rheinpfälzischen Tertiär.– Geognost. Jh., 36. Jg. f. 1923: 103 - 130, 3 Abb., Taf. 3 - 5, München

REMY, W. (1962): Die Existenz des Stefan und die.Stefan-Rotliegend-Grenze in paläobotanischer Sicht.– 4me Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Heerlen 1958, C. R., **3**: 599 - 602, Maestricht

REMY, W. (1964): Zur Untergliederung des Stéphanien und Autunien. Grenze Stéphanien/Autunien.– 5me Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Paris 1963, C. R., **1**: 177 - 187, 1 Taf., Paris

REMY, W. & HAVLENA, V. (1962): Zur floristischen Abgrenzung von Devon, Karbon und Perm im terrestrisch-limnisch entwickelten Raum des euramerischen Florenbereichs in Europa.– Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2** (2): 735 - 752, 3 Tab., Krefeld

REYNOLDS, R.C. (1965): Geochemical behaviour of boron during the metamorphism of carbonate rocks.– Geochim. Cosmochim. Acta, **29**: 1101 - 1114, 2 Abb., 4 Tab., Oxford

REZAK, R. (1957): Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana.– U. S. geol. Surv., Prof. Pap., **294-D**, 127 - 153, Taf. 19 - 24, Washington/D.C.

RIDING, R. (1999): The term stromatolite: towards an essential definition.– Lethaia, **32**: 321 - 330, 4 Abb., 1 Tab., Oslo

RITCHIE, A.S. (1964): Chromatography in Geology.– Methods in Geochemistry and Geophysics, **1**: 185 S., 5 Abb., 41 Tab., 2 Taf., Amsterdam: Elsevier

RODGERS, J. (1940): Distinction between calcite and dolomite on polished surfaces.– Amer. J. Sci., **238**: 788 - 798, New Haven/Conn.

RODGERS, J. (1954): Terminology of limestone and related rocks: An interim report.— J. sediment. Petrol., **24**: 225 - 234, Tulsa/Okla.

ROUND, F.E. (1968): Biologie der Algen. Eine Einführung.— 315 S., 69 Abb., 8 Taf., Stuttgart: Thieme

RUCHIN, L.B. (1958): Grundzüge der Lithologie. Lehre von den Sedimentgesteinen.— In deutscher Sprache ed. von A. SCHÜLLER, 806 S., 304 Abb., Berlin: Akademie-Verlag

RUTTE, E. (1953a): Gesteinsbildende Algen aus dem Eozän von Kleinkems am Isteiner Klotz in Baden.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1953: 498 - 506, 5 Abb., Stuttgart

RUTTE, E. (1953b): Die Algenkalke aus dem Miozän von Engelswies in Baden.— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **98** (2): 149 - 174, Taf. 14 - 16, Stuttgart

RUTTE, E. (1955): Süßwasserkalke und Kalkalgenbildungen in der chattischen Unteren Süßwassermolasse von Hoppetenzell nördlich Stockach/Baden.— Geol. Jb., **69**: 517 - 536, 2 Taf., 4 Abb., Hannover

SABINS, F.F.Jr. (1962): Grains of detrital, secondary, and primary dolomite from Cretaceous strata of the Western Interior.— Geol. Soc. Amer. Bull., **73**: 1183 - 1196, 5 Abb., 1 Taf., New York/N.Y.

SANDERS, J.E. (1968): Stratigraphy and primary sedimentary structure of fine grained, well bedded strata, in ferred lake deposits, Upper Triassic, Central and Southern Connecticut.— In: KLEIN, G. de Vries (Ed.): Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America.— Geol. Soc. America, Spec. Paper No. 106: 265 - 305, 7 Abb, 6 Tab., 9 Taf., Boulder/Colo.

SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck.— Verh. geol. Bundes-Anst., Jg. 1965: 119 - 162, 1 Taf., Wien

SAVELLI, C. & WEDEPOHL, K.H. (1969): Geochemische Untersuchungen an Sinterkalken (Travertinen).— Contr. Mineral. and Petrol., **21** (3): 238 - 256, 1 Abb., 7 Tab., Berlin

SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken.— Mainzer geowiss. Mitt., **15**: 239 - 365, 63 Abb., 1 Tab., Mainz

SCHÄFER, A. & KORSCH, R.J. (1998): Formation and sediment fill of the Saar-Nahe Basin (Permo-Carboniferous, Germany).— Z. deutsch. geol. Ges., **149** (2): 233 - 269, 14 Abb., 2 Tab., Stuttgart

SCHÄFER, A.; RAST, U. & STAMM, R. (1990): Lacustrine paper shales in the Permocarboniferous Saar-Nahe Basin (West Germany) - depositional environment and chemical characteriza-tion.— In: HELING, D.; ROTHE, P.; FÖRSTNER, U. & STOFFERS, P. (Eds.): Sediments and Environmental Geochemistry. Selected Aspects and Case Histories: 220 - 238, 10 Abb., Berlin

SCHÄFER, W. (1962): Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee.— 666 S., 277 Abb., 36 Taf. mit 77 Abb., Frankfurt a. M.

SCHÄFER. W. (1963): Biozönose und Biofazies im marinen Bereich.— Aufsätze u. Reden senckenberg. naturforsch. Ges., **1** (1): 1 - 36, 5 Abb., Frankfurt a. M.

SCHENCK, P.H. & HAVENAAR, I. (Eds., 1969): Advances in Organic Geochemistry 1968.— Proc. of the 4th Int. Meeting on Organic Geochemistry, held in Amsterdam, Sept. 1968.— Int. Ser. of Monographs in Earth Sci., **31**: 617 S., Oxford: Pergamon

SCHMASSMANN, H. & BAYRAMGIL, O. (1946): Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Perm-Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz mit besonderer Berücksichtigung der Bohrung Wintersingen (Basel-Landschaft).— Tätigkeitsber. naturforsch. Ges. Baselland, **15** f. 1945: 11 - 117, 16 Abb., 29 Tab., Liestal

SCHMITZ, H.H. (1963): Untersuchungen am nordwestdeutschen Posidonienschiefer und seiner organischen Substanz.— Beih. geol. Jb., **58**: 1 - 220, 33 Abb., 47 Tab., 14 Taf., Hannover

SCHNITZER, W.A. (1958): Eine anwendbare Methode annähernd quantitativer Dolomitbestimmung in Weißjurakalken mittels Tüpfelreaktion.— Geol. Bl. Nordost-Bayern u. angr. Gebiete, **8**: 71 - 76, Erlangen

SCHNITZER, W.A. (1967): Bromphenolblau zur Unterscheidung von Kalkstein und Dolomit.- Zement-Kalk-Gips, Jg. 1967 (1): 31-32, Wiesbaden

SCHÖTTLE, M. (1969): Die Sedimente des Gnadensees. Ein Beitrag zur Sedimentbildung im Bodensee.— Arch. Hydrobiol., Suppl.-Bd. 35 (3): 255 - 308, 25 Abb., 11 Tab., Taf. 1 - 3, Stuttgart

SCHÖTTLE, M. & MÜLLER, Germ. (1968): Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany.– In: MÜLLER, Germ. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 148 - 156, 5 Abb., Berlin

SCHOLL, D.W. & TAFT, W.H. (1964): Algae, contributors to the formation of calcareous tufa, Mono Lake, California.– J. sediment. Petrol., **34**: 309 - 319, 11 Abb., 1 Tab., Tulsa/Okla.

SCHUMANN, H. (1949): Die mikroskopische Unterscheidung von Mineralen der Karbonatgruppe.– Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petrogr., **1**: 381 - 393, 1 Abb., 3 Tab., Berlin - Göttingen - Heidelberg

SCHWARZ, F. (1929): Eine Unterscheidung von Siderit und Ankerit durch Anfärben.– Z. prakt. Geol., 37. Jg.: 190 - 191, Halle/Saale

SCHWARZ, F. (1957): Anfärbereaktionen.– Aufschluß, 8. Jg.: 7 - 99, Göttingen

SCHWARZENBACH, G. & FLASCHKA, H. (1965): Die komplexometrische Titration.– Die chemische Analyse, **45**, 5. Aufl., 339 S., 42 Abb., 12 Tab., Stuttgart: Enke

SEIBOLD, E., MÜLLER, Germ. & FESSER, H. (1958): Chemische Untersuchungen eines Sapropels aus der mittleren Adria.– Erdöl u. Kohle, 11. Jg.: 296 - 300, 2 Abb., Hamburg

SHAW, D.M. & BUGRY, R. (1966): A review of boron sedimentary geochemistry in relation to new analyses of some North American shales.– Canad. J. Earth Sci., **2**: 49 - 63, 1 Abb., 6 Tab., Ottawa

SHEARMAN, D.J. & SKIPWITH, A. d'E. (1965): Organic matter in recent and ancient limestones and its role in their diagenesis.– Nature, **208**: 1310 - 1311, London

SHUKLA, V. & BAKER, P.A. (Eds., 1988): Sedimentology and Geochemistry of Dolostones.– Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Publ., No. 43, 266 S., zahlr. Abb., Tulsa/Okla.

SIEHL, A. (1962): Eine verbesserte Methode zur Herstellung von Serienanschliffen.– Paläont. Z., **36**; 268 - 274, Stuttgart

SINGH, I.B. (1966): Borgehaltsbestimmungen im Knollenmergel-Keuper (Südwestdeutschland).– Chem. Geol., **1** (3): 251 - 258, 1 Abb., Amsterdam

SPEARS, D.A. (1965): Boron in some British Carboniferous sedimentary rocks.– Geochim. Cosmochim. Acta, **29**: 315 - 328, 7 Abb., Oxford

STACH, E. (1949): Lehrbuch der Kohlenmikroskopie. Bd. I. Die kohlenpetrographischen Untersuchungsverfahren und ihre Anwendungsmöglichkeiten.– 285 S., Kettwig: Glückauf

STACH, E. (1950): Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor.– Glückauf, **86**: 41 - 50, Essen

STAPF, K.R.G. (1964): Schichtfolge und Tektonik des Oberkarbons und Rotliegenden im Raum Reichenbach - Jettenbach - Erzenhausen (Nordpfälzer Bergland).– Diplom-Arbeit, Johannes Gutenberg-Universität, masch.-schr., V u. 142 S., 35 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt. 1 : 10000, Mainz

STAPF, K.R.G. (1970): Lithologische Untersuchung der Altenglaner Schichten im saarpfälzischen Unterrotliegenden mit besonderer Berücksichtigung der Karbonatgesteine.– Diss., Johannes Gutenberg-Univ., masch.-schr., 231 S., 52 Abb., 15 Tab., 22 Profiltaf. u. 1 geol. Kt. 1 : 50 000 im Anhang, Mainz

STAPF, K.R.G. (1973): Limnische Stromatolithen aus dem pfälzischen Rotliegenden (vorläufige Mitteilung).– Mitt. POLLICHIA, III. R., **20**: 103 - 112, 5 Abb., Bad Dürkheim

STAPF, K.R.G. (1989): Biogene fluvio-lakustrine Sedimentation im Rotliegend des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland).– FACIES, **20**: 169 - 198, 8 Abb., 2 Taf., Erlangen

STAPF, K.R.G. (2001a): Die Altenglaner Kalksteine (Altenglan-Formation) des Rotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland) - exzellente, früher unter Tage abgebaute Leitbänke.– POLLICHIA-Buch, Nr. 41, 75 S., 17 Abb., 3 Tab., Anhang mit 22 Profiltaf. und Abb. 18 (farbige geol. Kt. 1 : 100 000), Bad Dürkheim

STEINER, W. (1966a): Das Rotliegende des Meisdorfer Beckens (Harz).– Freiberger Forsch.-H., **C 198**: 162 S., 40 Bilder, davon 11 Bilder als Falttaf., 49 Abb., 52 Tab., davon 1 Tab. als Falttaf., 1 geol. Kt., Leipzig

STEINER, W. (1966b): Das Rotliegende des Ilfelder Beckens und seine Beziehungen zu benachbarten Rotliegend-Vorkommen.– Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A: Geol. Paläont., **11** (1/2): 67 - 118, 9 Abb., 4 Tab., 9 Taf., Berlin

STEINMANN, W. (1966): Kunststoffe in der Werkstatt des Präparotors. Teil I und II.– Präparator, Jg. 12: 79 - 89, 111 - 124, Bonn

STERNBERG, R.M. & BELDING, H.F. (1942): Dry-peel technique.— J. Paleont., **16**: 135 - 136, Tulsa/Okla.

STOCKMAN, K.W., GINSBURG, R.N. & SHINN, E.A. (1967): The production of lime mud by algae in South Florida.— J. sediment. Petrol., **37** (2): 633 - 648, 14 Abb., Tulsa/Okla.

STÖFFLER, D. (1963): Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlscheid der Grube Ensdorf (Saar).— Beitr. Mineral. u. Petrogr., **9**: 285 - 312, 7 Abb., Berlin

STRUNZ, H. (1966): Mineralogische Tabellen. Eine Klassifizierung der Mineralien auf kristallchemischer Grundlage mit einer Einführung in die Kristallchemie.- 4. Aufl., 560 S., 94 Abb. 1 Taf., Leipzig: Akad. Verlagsges.,Geest & Portig

SWARBRICK, E.E. (1964): A peel technique for the study of sedimentary structures.— Sedimentology, **2** (1): 75 - 78, 1 Taf., Amsterdam

TAYLOR, R.K. & SPEARS, D.A. (1967): An unusual carbonate band in the East Pennine coalfield (England).— Sedimentology, **2** (1): 55 - 73, 5 Abb., Amsterdam

TEBBUTT, G.E., CONLEY, C.D. & BOYD, D.W. (1965): Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric.— Contr. Geol., **4** (1): 1 - 13, 2 Taf., Laramie/Wyo.

TENNANT, C.B. & BERGER, R.W. (1957): X-ray determination of dolomite-calcite ratio of a carbonate rock.— Amer. Mineralogist, **42**: 23 - 29, 1 Abb., 2 Tab., Washington/D.C.

TERRIÈRE, R.T. (1963): Petrography and environmental analysis of some Pennsylvanian limestones from central Texas.— Geol. Surv. Prof. Paper, 315-E: 79 - 126, Abb. 13 - 35, Tab. 1 - 3, Taf. 31 - 38, Washington/D.C.

THIENEMANN, A. (1955): Die Binnengewässer in Natur und Kultur. Eine Einführung in die theoretische und angewandte Limnologie.— Verständl. Wissenschaft, **55**, 156 S., 50 Abb., Berlin

THOMPSON, G. (1968): Analyses of B, Ga, Rb and K in two deep sea sediment cores; consideration of their use as paleoenvironmental indicators.— Marine Geol., **6** (6): 463 - 477, 2 Abb., 3 Tab., Amsterdam

TRÖGER, W.E. (1955): Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale.— In: FREUND, H.(Ed.): Handbuch der Mikroskopie in der Technik, **4**: Mikroskopie der Silikate, Teil 1: Mikroskopie der Gesteine, 51 - 319, 242 Bilder, Frankfurt a. M.

TRÖGER, W.E. (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen.— 3. Aufl., 147 S., 17 Tab., 90 Diagr., 258 Abb., 16 Stereogr., 10 Nomogr., Stuttgart: Schweizerbart

TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband, ed. von O. BRAITSCH, 822 S., 259 Abb., 16 Tab., Stuttgart: Schweizerbart

TRUSWELL, J.F. & ERIKSSON, K.A. (1972): The morphology of stromatolites from the Transvaal dolomite north-west of Johannesburg, South Africa.— Trans. geol. Soc. South Africa, **75** (2): 99 - 110, 2 Abb., 31 Bilder, 2 Tab., Johannesburg

USDOWSKI, H.E. (1963): Die Genese der Tutenmergel oder Nagelkalke (cone-in-cone).— Beitr. Mineral. u. Petrogr., **9**: 95 - 110, 11 Abb., Berlin - Heidelberg

USDOWSKI, H.E. (1967): Die.Genese von Dolomit in Sedimenten.— Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, **4**: 95 S., 44 Abb., Berlin: Springer

USDOWSKI, H.E. (1968): The formation of dolomite in sediments.— In: MÜLLER, Germ. & FRIEDMAN, G.M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 21 - 32, 4 Abb., 3 Tab., Berlin

VAN HOUTEN, F.B. (1964): Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, Central New Jersey and adjacent Pensylvania.— In: MERRIAM, D.F. (Ed.): Symposium on Cyclic Sedimentation.— State geol. Surv. Kansas, Bull. **169**: 497 - 531, 19 Abb., 1 Taf., Lawrence/Kans.

VEIZER, J.; DEMOVIC, R. & TURAN, J. (1971): Possible use of strontium in sedimentary carbonate rocks as a paleoenvironmental indicator.— Sediment. Geol., **5**: 5 - 22, Amsterdam

VETTER, P. (1964): Bassin de Decazeville. Voyages d'études No. 4.— 5me Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Paris 1963, C. R., **1**: 63 - 80, Abb. 1 - 7, Paris

VISHER, G.S. (1965): Use of vertical profile in environmental reconstruction.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **49** (1): 41 - 61, 16 Abb., Tulsa/Okla.

VÖLKEL, H. (1967): Allgemeines über die Anfertigung von Dünnschliffen und Anschliffen.— Präparator, Jg. 13: 155 - 169, 7 Abb., Bonn

VOGEL, K. (1963): Riff, Bioherm, Biostrom - Versuch einer Begriffserklärung.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1963: 680 - 688, 1 Abb., Stuttgart

VOSSMERBÄUMER, H. (1969): Tabellarische Dokumentation von Sedimentgesteinen auf feldgeologischer Grundlage (Ein Diskussionsbeitrag).— Z. angew. Geol., **15** (5): 272 - 273, Berlin

WALGER, E. (1961): Zur mikroskopischen Bestimmung der gesteinsbildenden Karbonate im Dünnschliff.— N. Jb. Miner. Mh., Jg.1961: 182 - 187, 1 Abb., Stuttgart

WALKER, C.T. (1962): Separation techniques in sedimentary geochemistry illustrated by studies of boron.— Nature, **194**: 1073 - 1074, 1 Abb., 1 Tab., London

WALKER, C.T. (1963): Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks.— J. sediment. Petrol., **22**: 694 - 702, 4 Abb., Tulsa/Okla.

WALKER, C.T. (1964): Paleosalinity in Upper Visean Yoredale Formation of England - geochemical method for location porosity.— Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **48** (2): 207 - 220, 6 Abb., 3 Tab., Tulsa/Okla.

WALKER, C.T. & PRICE, N.B. (1963): Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales.— Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **47** (5): 833 - 841, 4 Abb., 4 Tab., Tulsa/Okla.

WALTER, M.R.; GROTZINGER, J.P. & SCHOPF, J.W. (1992): Proterozoic stromatolites.— In: SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.): The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study: 253 - 260, 3 Abb., Cambridge/UK.

WARNE, S.St.J. (1962): A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals.— J. sediment. Petrol., **32**: 29 - 38, 3 Abb., 2 Tab., Tulsa/Okla.

WARTH, M. (1969): Selektive Anfärbung von Gesteinsoberflächen.— Präparator, Jg. 15: 11 - 17, Bonn

WEDEPOHL, K.H. (1969): Primäre und diagenetische Strontiumgehalte von Karbonatgesteinen.— Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B: Miner. Lagerstättenf., **14** (1): 17 - 23, 2 Abb., 2 Tab., Berlin

WEDEPOHL, K.H. (1970): Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert.— Verh. geol. B.-Anst., Jg. 1970 (4): 692 - 705, 4 Abb., Wien

WEIBEL, M. (1964): Chemische Untersuchungen an alpinen Kluftkarbonaten.— Schweizer. miner. petrogr. Mitt., **44**: 489 - 498, 1 Abb., 4 Tab., Zürich

WEISS, M.P. (1969): Oncolites, paleoecology, and Laramide tectonics, Central Utah.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **53** (5): 1105 - 1120, 10 Abb., 1 Tab., Tulsa/Okla.

WELTE, D.H. (1959): Geochemische Untersuchungen von organischen Substanzen aus oberkarbonischen Tonschiefern mariner und limnischer Fazies.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1959: 84 - 89, Stuttgart

WELTE, D.H. (1966): Kohlenwasserstoffgenese in Sedimentgesteinen. Untersuchungen über den thermischen Abbau von Kerogen unter besonderer Berücksichtigung der n-Paraffinbildung.— Geol. Rundschau, **55** f. 1965 (1): 131 - 144, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart

WENK, H.R. (1967): Baryt und Ankerit aus Ammoniten des Berner Juras Schweiz).- Contr. Mineral. and Petrol., **14**: 81 - 85, 4 Abb, 3 Tab., Berlin

WERNER, H. (1959): Serienbestimmung von Bor in Sedimentgesteinen.— Z. anal. Chern., **168** (4): 266 - 268, 1 Abb,. Berlin

WIEDEN, P. (1964): Neubildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedler Sees.— Fortschr. Miner., **41**: 79, Stuttgart

WILSON, R.C.L. (1967): Particle nomenclature in carbonate sediments.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1967 (8): 498 - 510, 4 Textabb., Stuttgart

WOLF, D. (1969): Zur Mineralchemie der Dolomit-Gruppe.— In: IUGS-IAGOD, Paragenetic Comm., Probleme der Paragenese, Topical Report of the IAGOD f. 1969, vol. 1.— Freiberger Forsch.-H., **C 266**: 107 - 120, 6 Bilder, 2 Tab., Leipzig

WOLF, K.H. (1960): Comments on small scale cross-lamination in limestones.— J. sediment. Petrol., **30**: 497 - 498, Tulsa/Okla.

WOLF, K.H. (1961): An introduction to the classification of limestones.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1961 (5): 236 - 250, 1 Abb., 1 Tab. im Text, Stuttgart

WOLF, K.H. (1962): The importance of calcareous algae in limestone genesis and sedimentation.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1962 (5): 245 - 261, 1 Tab., Stuttgart

WOLF, K.H. (1965a): Petrogenesis and palaeoenvironment of Devonian algal limestones of New South Wales.— Sedimentology, **4** (1/2): 113 - 178, 40 Abb., 7 Tab., Amsterdam

WOLF, K.H. (1965b): „Grain-diminution" of algal colonies to micrite.— J. sediment. Petrol., **35** (2): 420 - 427, 7 Abb., Tulsa/Okla.

WOLF, K.H. (1965c): Gradational sedimentary products of calcareous algae.- Sedimentology, **5** (1): 1 - 37, 25 Abb., 4 Tab., Amsterdam

WOLF, K.H., CHILINGAR, G.V. & BEALES, F.W. (1967): Elemental composition of carbonate skeletons, minerals, and sediments.— In: CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & FAIRBRIDGE, Rh.W. (Eds.): Carbonate Rocks. Physical and Chemical Aspects.— Developments in Sedimentology, **9B**: 23 - 149, 26 Abb., 15 Tab., Amsterdam

WOLF, K.H. & CONOLLY, J.R. (1965): Petrogenesis and palaeoenvironment of limestone lenses in Upper Devonian red beds of New South Wales.— Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., **1** (1): 69 - 111, 6 Abb., 4 Tab., 18 Taf., Amsterdam

WOLF, K.H., EASTON, A.J. & WARNE, S. (1967): Techniques of examining and analyzing carbonate skeletons, minerals, and rocks.— In: CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. & FAIRBRIDGE, Rh.W. (Eds.): Carbonate Rocks. Physical and Chemical Aspects.— Developments in Sedimentology, **9B**: 253 - 341, 21 Abb., Amsterdam

WRAY, J.L. (1968): Late Paleozoic phylloid algal limestones in the United States.— Int. Geol. Congr., Report of the Twenty-Third Session Czechoslovakia 1968, Proc., sect. 8: 113 - 119, 9 Abb., Prague

WRIGHT, V.P. (1992): A revised classification of limestones.— Sediment. Geol., **76**: 177 - 185, 4 Abb., Amsterdam

ZENGER, D.H.; DUNHAM, J.B. & ETHINGTON, R.L. (Eds., 1980): Concepts and Models of Dolomitization.— Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Publ., No. 28, 320 S., zahlr. Abb., Tulsa/Okla.

ZUSSMAN, J. (1967): X-ray diffraction.— In: ZUSSMAN, J. (Ed.): Physical Methods in Determinative Mineralogy: 261 - 334, 32 Abb., London and New York

(Skript im Dezember 2001 fertiggestellt)

Anschrift des Autors:
Privat-Dozent Dr. rer. nat. habil. Karl Stapf
Kleine Hohl 37
55263 Wackernheim