



Geologie
und Paläontologie
in Westfalen

Heft 23

**Sedimentologie, Fazies und Diagenese
der Schichten 10 bis 21 im Oberoligozän
des Dobergs (Bünde/Westfalen)**

OLIVER KOHNEN

**Stratigraphie und Fossilführung der
Visé/Namur-Aufschlüsse am Bau der
A46 bei Arnsberg/Westfalen**

DIETER KORN

Landschaftsverband Westfalen - Lippe

Hinweise für Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie in Westfalen** werden geowissenschaftliche Beiträge veröffentlicht, die den Raum Westfalen betreffen.

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

Aufbau des Manuskriptes

1. Titel kurz und bezeichnend.
2. Klare Gliederung.
3. Zusammenfassung in Deutsch am Anfang der Arbeit.

Äußere Form

4. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
5. Unter der Überschrift: Name des Autors (ausgeschrieben), Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln; Anschrift des Autors auf der 1. Seite unten.
6. Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (AUTOR, Erscheinungsjahr; evtl. Seite) oder AUTOR (Erscheinungsjahr; evtl. Seite). Angeführte Schriften werden am Schluß der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis nach den Autoren alphabetisch geordnet. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:

SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammonteus primigenius* BLUMENB.). – Paläont. Z. 30,3:172-184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. – 500 S., 1 Taf., 244 Abb.; Paderborn (Schöningh).

7. Schrifttypen im Text:

doppelt unterstrichen = **Fettdruck**.

einfach unterstrichen oder gesperrt = Sperrung.

Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*.

Autorenamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bild Darstellungen sind Abbildungen (Abb. 2). Auf den Tafeln stehen Figuren (Taf. 3, Fig. 2) oder Profile (Taf. 5, Profil 2).
9. Strichzeichnungen können auf Transparentpapier oder Fotohochglanzpapier vorgelegt werden. Fotografien müssen auf Hochglanzpapier abgezogen sein.

Korrekturen

10. Korrekturfahnen werden den Autoren einmalig zugestellt.
Korrekturen gegen das Manuskript gehen auf Rechnung des Autors.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Schriftleitung: Dr. Peter Lanser
Westfälisches Museum für Naturkunde
Sentruper Straße 285
48161 Münster

Redaktion: Dipl.-Geol. Sabine Weiershäuser

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 23

Herausgeber:
Dr. Alfred Hendricks
im Auftrag des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe

dieses Heft wurde
finanziert durch das Ministerium für Stadtentwicklung,
Wohnen und Verkehr
des Landes Nordrhein-Westfalen als oberste Denkmalbehörde

SEDIMENTOLOGIE, FAZIES UND DIAGENESE DER SCHICHTEN 10 BIS 21 IM OBEROLIGOZÄN DES DOBERGS (BÜNDE/WESTFALEN)

Oliver Kohnen

Stratigraphie und Fossilführung der Visé/Namur-Aufschlüsse am Bau der A46 bei Arnsberg/Westfalen

Dieter Korn

Geol. Paläont. Westf.	23	50 S.	15 Abb.	Münster September 1993
--------------------------	-----------	-------	---------	---------------------------

ISSN 0176-148X
ISBN 3-924590-33-8

© 1993 Landschaftsverband Westfalen-Lippe

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung des LWL reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Geol. Paläont. Westf.	23	5-34	9 Abb.	Münster September 1993
--------------------------	----	------	--------	---------------------------

SEDIMENTOLOGIE, FAZIES UND DIAGENESE DER SCHICHTEN 10 BIS 21 IM OBEROLIGOZÄN DES DOBERGS (BÜNDE / WESTFALEN)

OLIVER KOHNEN*

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	6
1.1. Geologischer Überblick	6
1.2. Untersuchungsmethoden	7
2. Makroskopische Profilbeschreibung	7
3. Hydrodynamische und hydrochemische Ablagerungsbedingungen	9
4. Mikrofaziesanalyse	12
4.1. Mikrofaziesmerkmale	12
4.1.1. Matrix	13
4.1.2. Biogene und Pelioide	13
4.1.3. Lithoklaste und terrigene Komponenten	13
4.1.4. Gefüge	14
4.1.5. Karbonatzement	15
4.1.6. Klassifikation	15
4.2. Diagenese	16
5. Paläontologische Befunde	16
5.1 Fossiliste	16
5.1.1. Zur Bestimmung der Taxa	18
5.2. Paläosynökologie	18
5.2.1. Ökologische Kapazität	18
5.2.2. Gemeinschaftsstruktur und zeitliche Änderung	19
5.2.2.1. Artenzahl und Dominanz	19
5.2.2.2. Faunistische Dynamik und Umweltangebot	19
5.2.2.3. Primärproduktion und Biomasse	23
6. Sequenzanalyse und Analyse instationärer Prozesse	23
7. Schlußfolgerungen	25
7.1. Sedimentärer Ablagerungsraum	25
7.2. Paläogeographie	28
7.3. Paläoökologie und Paläoklima	29
8. Literatur	30
Anhang	33

*Anschrift des Verfassers: O. Kohnen, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Corrensstraße 24, 48149 Münster

Zusammenfassung

Am Doberg bei Bünde in Westfalen (MTB 5870 Bustedt) wurden die insgesamt 11.8 m mächtigen oberoligozänen Schichten 10 bis 21 untersucht. Die 12, von HUBACH 1922 erstmals bearbeiteten Einheiten weisen eine deutlich gegliederte, flachmarine Sedimentation auf. Es konnten dabei sedimentpetrographische und faunistische Zonierungen vorgenommen werden, die, gemeinsam mit den sedimentologischen Ergebnissen, das Bild eines fossilen Wattenmeeres widerspiegeln. Die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes und der Fazies erfolgte über Sedimentkornanalysen, EDV-gestützte mathematische Analysen an Foraminiferenvergesellschaftungen, Sequenzanalysen und der Berechnung der Sedimentationsdynamik mittels des MARKOV-Modells. So konnte ein dynamisches Sedimentationsmodell entwickelt werden. Dabei ließen sich auch die limitierenden Faktoren für minimalen und maximalen Tidenhub eingrenzen.

1. Einleitung

Im Sommer 1991 wurde ein oberoligozänes Profil am Doberg im Auftrag des Westfälischen Museums für Naturkunde – Amt für Bodendenkmalpflege – aufgenommen, da es mit seiner Stellung als Neostratotypuslokalität für das Chattium (ANDERSON et al. 1971) ein eingetragenes Bodendenkmal ist. Dort fand eine industrielle Abgrabung statt, so daß das Amt für Bodendenkmalpflege eine Notgrabung vornehmen mußte. Diese Grabung wurde wissenschaftlich begleitet, und die Ergebnisse sind im Folgenden aufgeführt.

1.1. Geologischer Überblick

Der Doberg ist eine isolierte oligozäne Mulde, die auf Sedimenten des postvariszischen Sedimentationsraumes des Norddeutsch-Polnischen Beckens, hier des Lias α , aufliegt.

Die Sedimente des Dobergs entstammen der oligozänen Nordsee, die zu dieser Zeit noch ein teilabgeschlossenes Nebenmeer darstellte. Einzig über Meeresstraßen zum Arktischen Meer und durch den Leinetalgraben zur Paratethys fand das Meer Zugang zu den offenen Meeren.

Die Doberger Sedimente wurden in diesem Nebenmeer als Sande des südlichen Küstensaums der Nordsee vor Teutoburger Wald und Wiehengebirge abgelagert.

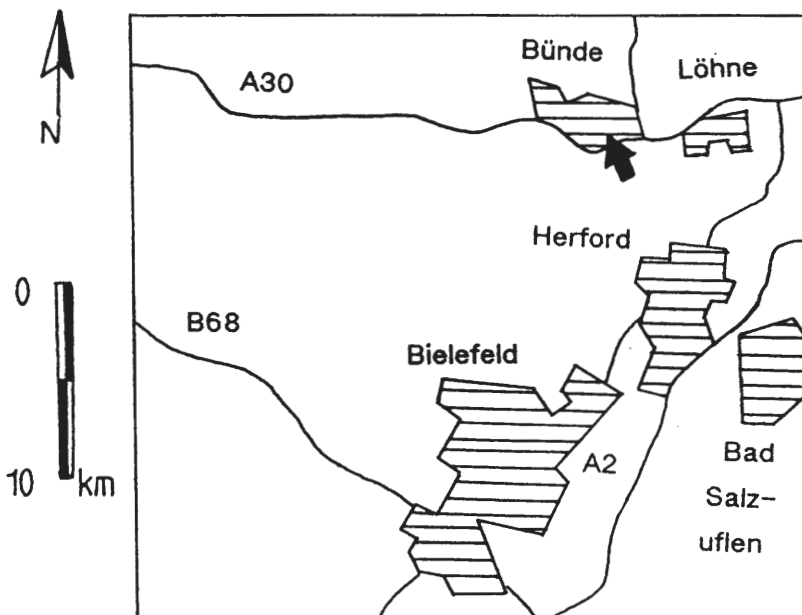


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

Aufgrund des Fossilreichtums ist die Geologie des Dobergs in den letzten beiden Jahrhunderten mehrfach aufgenommen worden, doch lag das Hauptaugenmerk hierbei auf der Paläontologie. Es sei an dieser Stelle nur eine kleine Auswahl der Literatur aufgeführt, die sich mit dem Doberg beschäftigt: 1891 beschrieb LIENENKLAUS die gesamte bis dato bekannte Makrofauna. HUBACH (1922) folgte mit einer Detailbearbeitung der Pectiniden, wobei er erstmals das Oberoligozän gliederte und auch schon Rückschlüsse auf die generellen Sedimentationsverhältnisse zog. 1957 folgte GÖRGES mit einer Neubearbeitung der Mollusca und 1965 GROSSHEIDE & TRUNKO mit einer Detailbearbeitung der Mikrofauna. TRUNKO schlußfolgerte dabei, wie auch schon HUBACH (1922), aus den Sedimentstrukturen eine gut gegliederte flachmarine Sedimentation in Küstennähe, ließ aber die Frage nach den genauen Sedimentationsverhältnissen und der Diagenese offen.

1.2. Untersuchungsmethoden

Nach der makroskopischen Profilbearbeitung wurden die Sedimente auf zwei verschiedene Parameter hin untersucht. Dies sind die physikalisch-hydrodynamischen Bedingungen, unter denen die Sedimente abgelagert wurden, und die ökologisch-biofaziellen Umstände, unter denen die Ablagerung erfolgte.

Um ersteres zu ermitteln, wurden die Sande gesiebt und mittels des ST-Verfahrens der Environment-Wahrscheinlichkeit von SMOLKA (1990) und auch manuell mit Referenzkurven von SINDOWSKI (1957) und VISHER (1969) aus rezenten Ablagerungsräumen definierter hydrodynamischer Bedingungen verglichen. So konnten Übereinstimmungen zwischen den Referenzkurven und den Siebkurven der Doberger Sande anhand der Lage und der Form der einzelnen mathematischen Subpopulationen der log-normalen Kurven ermittelt werden. Dies läßt auf hydrodynamische Transportmechanismen schließen. Auch wurde der Versuch unternommen, anhand der Sedimentstrukturen im Vergleich zu den einzelnen Medianwerten der Kornsummenkurven Strömungsgeschwindigkeiten mittels des Verfahrens von LEEDER (FÜCHTBAUER 1988) zu ermitteln. Weiterhin wurden die Quarzkomponenten der Sedimente mittels eines Raster-Elektronen-Mikroskops auf Oberflächenspuren der verschiedenen Transportmechanismen und hydrochemischen Verhältnisse hin untersucht.

Zur ökologisch-biofaziellen Auswertung wurden Dünn- und Anschliffe mikrofaziell untersucht. Mikro- und Makrofossilien, vor allem aber die benthischen Foraminiferen wurden bezüglich ihrer faunistischen Dynamik bearbeitet.

2. Makroskopische Profilbeschreibung

Innerhalb der Doberger Sedimente der Schichten 10 bis 21 herrschte eine Sedimentation klastischer und bioklastischer Komponenten gegenüber der Ablagerung von Karbonatschlamm vor. Gleichzeitig war die Sedimentation stark von Glaukonit geprägt. Insgesamt liegen, aufgrund einer solchen Komponentenverteilung im Gestein, Kalkarenite und Kalkrudite vor.

Im Profil zeigt sich eine deutlich gegliederte Sedimentation, was vor allem an den verschiedenen Sedimentstrukturen, Schichtungstypen und Gesteinszusammensetzungen der unterschiedlichen stratigraphischen Einheiten deutlich wird. Es deutet sich bezüglich der Bathymetrie ein linearer Trend an, wobei die Schichtungsmerkmale von anfänglicher Parallelschichtung über Rippel- und Stromwechselschichtung zu Flaserschichtung und stellenweise karbonatischen Lagen wechseln. Diese Erscheinungen werden von einzelnen Muschellagen unterstrichen, finden sich doch in den liegenden Partien noch Autochthonschille, in den hangenden Partien des Profils dagegen nur noch Strömungs- oder Sturmschille. In den Schichten 14 und 16 treten noch großlinsenförmige Rinnenkörper hinzu, die, wegen ihrer Form und Sedimentstrukturen, als distale Ausläufer von ufernahen submarinen Rinnen in einem Flachwassersystem gewertet werden müssen. In diesem variiert uferparallel vom Strand aus, der sich in den Schichten 18, 20 und 21 deutlich mit konglomeratischen Basallagen und stark turbatem Gefüge manifestiert, sowohl die Sedimentpetrographie als auch die Sedimentstrukturen; es muß sogar von einer deutlichen Zonierung ausgegangen werden. So treten in größerer Landnähe zunächst Flaser- und Linsenschichtungen in den Vordergrund, wie in den Schichten 17, 18 und 20 zu beobachten ist. Mit größerer Landferne, in den Schichten 13 bis 16, gehen diese dann in Rippel- und Großrippelgefüge über. Äquivalent verhält sich auch die Änderung der Modalwerte der Sedimentkorngrößen: die eigentlichen Strandsedimente haben sehr hohe Modalwerte mit Korngrößen zwischen 0.5 und 1 mm. Die ufernahen Sande weisen recht geringe Modal-

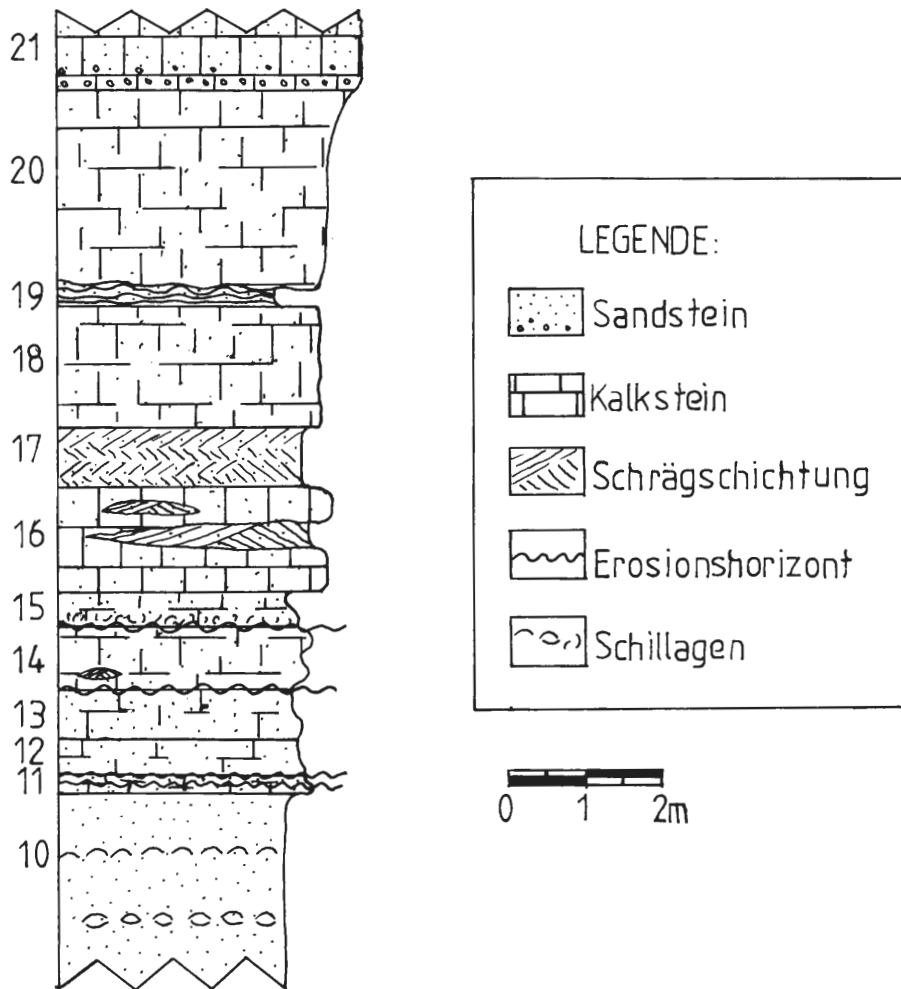


Abb. 2: Profiltypendarstellung der Einheiten 10 bis 21.

werte zwischen 0.2 und 0.4 mm auf, um weiter seewärts wieder auf Werte über 0.4 mm anzusteigen. Erst mit weiterer Vertiefung sinken die Modalwerte wieder. Auf diese Weise zeigen sich ähnliche Effekte der Sortierung der Sedimente, wie sie im rezenten Nordseewatt mit der Ausbildung von Schlickwatten in Landnähe und Sandwatten in Landferne zu beobachten sind (GURWELL 1983). Auch der Eintrag an terrigenen Komponenten nimmt ab Schicht 14 deutlich zu, wie dies mit größerer Landnähe zu erwarten ist (LEINEN & HEATH 1981).

Auffällig sind mehrere Erosionshorizonte im Profil, an denen teils deutliche Kolkmarken auftreten. Sie finden sich intern in Schicht 11, einer Muschelbank und an der Basis der Einheiten 12, 13 und 15. Letztere stellt mit einem deutlich tempestitisch geprägten Sediment einen Sonderfall dar, da nicht nur die Basis erosiv aufgearbeitet ist (AIGNER 1982; BLOOS 1982; MEHL 1982), sondern auch das hangende Sediment stark turbat überprägt ist (BALL 1971; BLOOS 1982; MEHL 1982). Ebenso erfüllt ein Muschelschill innerhalb dieser Einheit deutlich alle Ansprüche eines Sturmschilles, wie schlechte Fossilhaltung, Desorientierung der Komponenten im Schill oder rein einzelklappige Gehäuse (STRAUCH 1990).

Gesteinskomponenten

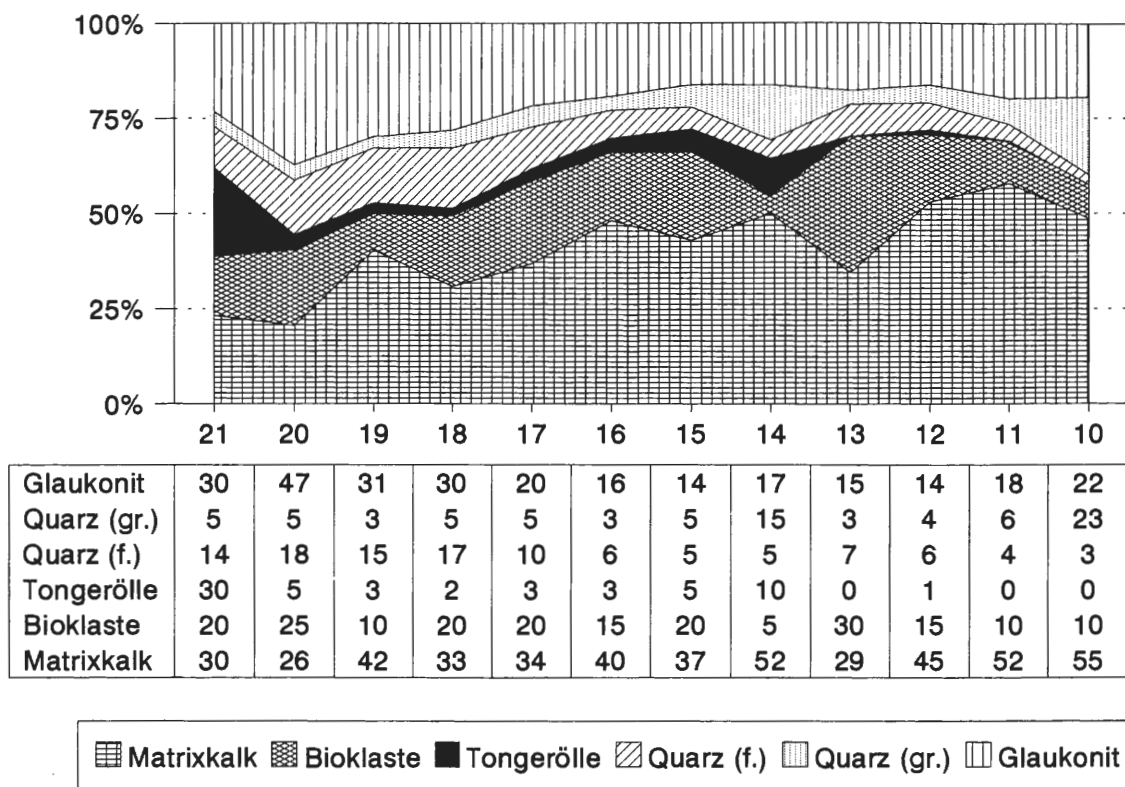


Abb. 3: Prozentuale Anteile der Komponenten der oberoligozänen Sandsteine aus Schicht 10 bis 21.

3. Hydrodynamische und hydrochemische Ablagerungsbedingungen

Anhand der Kornsummenkurve von Schicht 10 läßt sich als Ablagerungsraum für diese stratigraphische Einheit ein schwachenergetischer Ablagerungsraum des tieferen Wassers rekonstruieren. Die Kurve hat die eindeutige Charakteristik eines schwach durchströmten Milieus. Unter dem Raster-Elektronen-Mikroskop (im folgenden mit REM abgekürzt) läßt sich ferner ein äolischer Eintrag belegen.

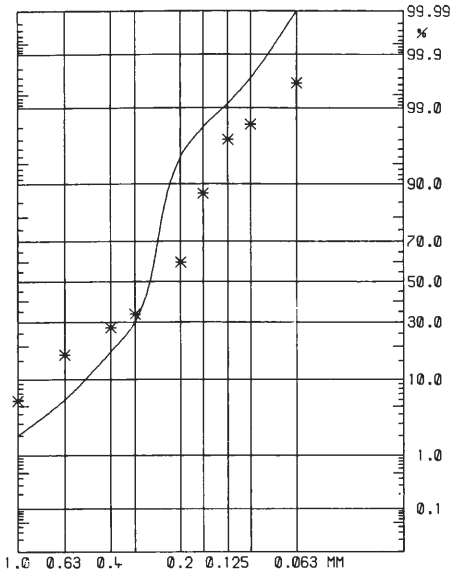
Eine äolische Beeinflussung deutet sich unter dem REM auch bei den Sedimenten der Schicht 11 an. Gleichzeitig finden sich Sandkörner einer biochemischen Aufarbeitung von einer Wattplate, wo durch oberflächennahe Aktivitäten von Bakterien Schwefelsäure produziert wird. Generell überwiegen aber Oberflächenstrukturen mechanischer Aufarbeitung unter der Wirkung von kräftiger Turbulenz. Diese spiegelt sich auch in der Kornsummencharakteristik der Sedimente dieser Einheit wider, zumal auch in der Kornverteilungskurve eine eindeutig bimodale Verteilung der Korngrößen gegeben ist. Dies ist als turbulenzbedingter Ausfall einer Fraktion zu werten.

Eine solche Turbulenz ist an der Kornsummenkurve der Sande von Schicht 12 nicht zu beobachten. Vielmehr weist sie eine starke Affinität zu Referenzkurven aus marin-fluviatilen Ablagerungsräumen, meist aus Seegaten, auf. Einzig eine sich geringfügig andeutende Bimodalität innerhalb der Kornverteilungskurve läßt auf schwache Turbulenz schließen. Eine ältere Turbulenz, und damit zweiphasige Ablagerungsgeschichte, läßt sich aber anhand der Oberflächen der Quarzkomponenten der Sedimente beobachten. Hier zeigen sich deutlich, zwar durch Strömungsmarken überprägte, aber dennoch eindeutige Stoßmarken einer ausgeprägten Turbulenz und weiterhin Lösungsmarken einer Anätzung auf einer Wattplate.

ST-PARAMETER DER ENVIRONMENT-WAHRSCHEINLICHKEIT

PROBE : SCHICHT 12
KOORDINATEN:

ST REL. 2.6.

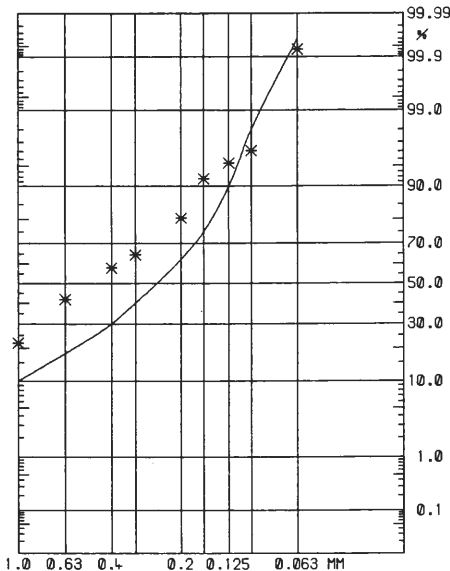


ST	NR:ENVIRONMENT	REFERENZ
67.92	0026:TIDAL INLET, 15' TIEFE, 5 KNOTS	V-1091-D
66.77	0010:PRIELSANDE IN LANDFERNE	S-257,A-34
61.85	0024:OFFSHORE MARINE 40' TIEFE, 17.5 KNOTS	V-1091-A
61.64	0018:CAPE HATTERAS, N-CAROLINA - SURF ZONE	V-1086-A
59.39	0012:WATTSANDE IN LANDFERNE / SEEGAT-PLATEN SANDE	S-258,A-36
58.75	0028:ALTAMAHA ESTUARY,MAIN CHANNEL NEAR WATER LEVEL	V-1092-D
56.39	0005:ITALSANDE NORDDEUTSCHLAND - 1	S-252
56.22	0019:CRESCENT BEACH FLORIDA - BREAKER ZONE	V-1086-D
54.79	0025:OFFSHORE BAR 32' TIEFE, 0.075 KNOTS	V-1091-B
53.17	0006:ITALSANDE NORDDEUTSCHLAND-2	S-252
48.79	0015:UNTER EROSION STEHENDE SANDE, RANGER BANK, MEXIKO	S-266,A-52
44.21	0029:ARKANSAS RIVER OKLAHOMA - 1	V-1093-B
43.77	0011:SEEGATT; LANDFERNE GR. PRIELE / KL. BALJEN	S-258
39.55	0017:PAMLI CO SOUND N-CAROL. 1' W-DEPTH, WAVE RIPPLED	V-1085-B
38.64	0007:ITALSANDE NORDDEUTSCHLAND-3	S-252
38.41	0016:BALD PT. FLORIDA, FORESHORE BEACH SWASH ZONE	V-1082-C
32.61	0014:STRANDSANDE NORDDEUTSCHLANDS	S-261,A-43
32.51	0008:PLATENSANDE, BRANDUNGSREICH	S-257
32.46	0001:BINNENDUENE AUS INDIANA.	S-244
26.69	0004:PERIODISCHE WUESTENFLUESSE SUEDAFRIKA	S-251
17.94	0030:ARKANSAS RIVER OKLAHOMA - 2	V-1093-A
15.42	0023:MISS. DELTA - MAJOR CHANNEL (STRONG CURRENT)	V-1088-D
0.61	0002:STRANDDUENEN AUS NORDDEUTSCHLAND	S-245
0.26	0020:MISS. DELTA - SWASH ZONE ON LEEVE	V-1088-A
- 11.26	0003:ILAKUSTRE STRANDSANDE MICHIGAN-SEE	S-248
- 13.69	0021:MISS. DELTA - NAT. LEEVE	V-1088-B
- 49.37	0022:MISS. DELTA - CREVASS DEPOSIT	V-1088-C
- 66.31	0013:STRANDPLATE	S-260,A-39
- 70.43	0027:ALTAMAHA ESTUARY, CENTER OF CHANNEL	V-1092-D
- 80.70	0009:PLATENSANDE ?LANDNAH	S-257,A-33

ST-PARAMETER DER ENVIRONMENT-WAHRSCHEINLICHKEIT

PROBE : SCHICHT 18
KOORDINATEN:

ST REL. 2.6.



ST	NR:ENVIRONMENT	REFERENZ
69.55	0019:CRESCENT BEACH FLORIDA - BREAKER ZONE	V-1086-D
60.12	0004:PERIODISCHE WUESTENFLUESSE SUEDAFRIKA	S-251
59.02	0018:CAPE HATTERAS, N-CAROLINA - SURF ZONE	V-1086-A
58.64	0024:OFFSHORE MARINE 40' TIEFE, 17.5 KNOTS	V-1091-A
56.62	0015:UNTER EROSION STEHENDE SANDE, RANGER BANK, MEXIKO	S-266,A-52
56.44	0025:OFFSHORE BAR 32' TIEFE, 0.075 KNOTS	V-1091-B
55.64	0010:PRIELSANDE IN LANDFERNE	S-257,A-34
55.19	0012:WATTSANDE IN LANDFERNE / SEEGAT-PLATEN SANDE	S-258,A-36
53.36	0017:PAMLI CO SOUND N-CAROL. 1' W-DEPTH, WAVE RIPPLED	V-1085-B
52.09	0001:BINNENDUENE AUS INDIANA.	S-244
45.38	0026:TIDAL INLET, 15' TIEFE, 5 KNOTS	V-1091-D
41.10	0006:ITALSANDE NORDDEUTSCHLAND-2	S-252
40.35	0028:ALTAMAHA ESTUARY,MAIN CHANNEL NEAR WATER LEVEL	V-1092-D
39.75	0005:ITALSANDE NORDDEUTSCHLAND - 1	S-252
39.51	0014:STRANDSANDE NORDDEUTSCHLANDS	S-261,A-43
39.05	0007:ITALSANDE NORDDEUTSCHLAND-3	S-252
21.15	0016:BALD PT. FLORIDA, FORESHORE BEACH SWASH ZONE	V-1082-C
16.18	0011:SEEGATT; LANDFERNE GR. PRIELE / KL. BALJEN	S-258
13.85	0030:ARKANSAS RIVER OKLAHOMA - 2	V-1093-A
9.80	0029:ARKANSAS RIVER OKLAHOMA - 1	V-1093-B
6.87	0023:MISS. DELTA - MAJOR CHANNEL (STRONG CURRENT)	V-1088-D
- 7.24	0020:MISS. DELTA - SWASH ZONE ON LEEVE	V-1088-A
- 7.36	0008:PLATENSANDE, BRANDUNGSREICH	S-257
- 7.94	0002:STRANDDUENEN AUS NORDDEUTSCHLAND	S-245
- 13.26	0021:MISS. DELTA - NAT. LEEVE	V-1088-B
- 14.81	0003:ILAKUSTRE STRANDSANDE MICHIGAN-SEE	S-248
- 55.69	0022:MISS. DELTA - CREVASS DEPOSIT	V-1088-C
- 76.76	0013:STRANDPLATE	S-260,A-39
- 102.22	0027:ALTAMAHA ESTUARY, CENTER OF CHANNEL	V-1092-D
- 107.74	0009:PLATENSANDE ?LANDNAH	S-257,A-33

Abb. 4: ST - Parameter der Environment-Wahrscheinlichkeit: obere Schicht 12: Seegatsande; unten Schicht 18: (Mischenvironment aus Strand und Fluß).

Die Sedimentkörner von Schicht 13 weisen, im Gegensatz zu den vorangehend beschriebenen, große Stoßmarken einer kräftigen Turbulenz auf. Auch die Form der Kornsummenkurve weist eindeutig auf solche hydrodynamischen Bedingungen hin, hat sie doch im ST-Verfahren ihre Hauptanpassung an Kornsummenkurven von Hochenergiestränden. Ferner ist an einigen Sandpartikeln noch ein äolischer Einfluß festzustellen.

Dieser läßt sich auch in Form typischer Oberflächenmarken an den Sanden von Schicht 14 belegen, wobei die Mehrzahl der Marken jedoch auf einen Transport durch gerichtete Strömung hinweist. Dies bestätigt sich auch in Untersuchungen an Kornsummenkurven dieser Sedimente. Hier deutet sich allerdings, bezüglich der ST-Werte, ein Mischenvironment aus einem Seegat und einem Ästuar an. Die Kornsummenkurve zeigt sowohl starke Affinität zu terrestrisch beeinflussten marin-fluviatilen Strömungssystemen als auch zu rein marin-fluviatilen Rinnen mit zyklischem Wechsel der Strömungsrichtung.

Als deutlich anders erweisen sich die Sedimentationsmechanismen der Sande von Schicht 15. Es läßt sich in den Kurven zwar noch ein strömungsbedingter Transport ableiten, doch weisen sie wesentlich stärkere Konvergenzen zu Kornsummenkurven aus stark turbulenten Milieus auf. Dies bestätigen auch der nahezu vollständige Ausfall zweier Korngrößen-Fractionen und die unter dem REM deutlich auszumachenden Spuren einer starken Turbulenz. Da diese Marken nicht durch weitere überlagert sind, sondern im Gegenteil die Strömungsmarken überprägen, ist davon auszugehen, daß diese sehr starke Turbulenz eine gerichtete Strömung kurzzeitig überlagerte. Gleichzeitig wurde dieser Ablagerungsraum äolisch beeinflusst.

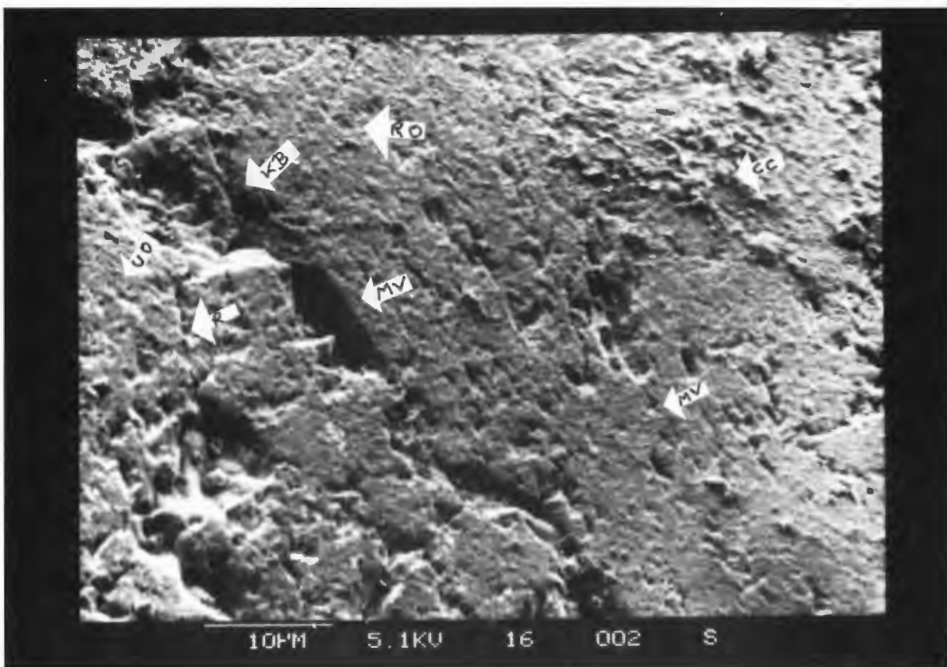


Abb. 5: Schicht 16: Oberfläche eines Quarzkorns. CC = Verkalkungsreste; MV = mechanische V-Marken; KB = Konchoidale Brüche; R = Rillen (Streifmarken); RO = raue Oberfläche (Äolisch); UO = unregelmäßig angelöste Oberfläche (Ätzgrube). Alle Bezeichnungen nach KRINSLEY & DOORNKAMP (1973).

Der großen Anpassung der Kornsummenkurven zu denen von Prielen und ästuarin beeinflussten Stränden nach spiegelt sich an den Sedimenten von Schicht 16 eine mehrphasige Ablagerungsgeschichte wider. Die Sande sind wohl, teils ästuarin bedingt, vom Strand auf die offene Wattplate verfrachtet worden. Dort verweilten sie eine Zeit, während der sie, wie die Oberflächenmarken der

Quarzkörner belegen, schwach angeätzt wurden. Später wurden sie dann von einem Priel erfaßt und nochmals strömend transportiert. Zeitweise müssen sie aber stärkerer, wohl atmosphärisch bedingter Turbulenz unterworfen worden sein, was wiederum eindeutige Oberflächenmarken belegen.

Auch an den Oberflächen der Sande von Schicht 17 lassen sich solche Turbulenzmarken beobachten. Die Kornsummenkurve weist gute Übereinstimmungen mit solchen von Brandungsbeeinflussten Ablagerungsbereichen auf. Gleichzeitig deutet sich hier aber eine starke Ähnlichkeit mit Kornsummenkurven von landnahen Prielen an. Auch innerhalb der Kurve läßt sich die Ausbildung eines Mischenvironments an der in sich stark gegliederten Saltationsfracht ablesen. Es bestand also eine deutliche Interaktion von durch Strömung transportierten Sanden und der Strandbrandung in einem Wattenbereich. An den Oberflächenmarken der Quarzkörner läßt sich auch noch, neben einem äolischen Eintrag, an Ätzgruben und in deutlich geringerer Zahl auftretenden Turbulenzmarken ablesen, daß ein permanenter lateraler Eintrag von Sedimenten der Wattplate bestand.

Die Kornsummenkurve von Schicht 18 läßt im Vergleich mit den Referenzkurven wieder den Schluß auf ein mehrphasiges Ereignis zu, da diese starke Konvergenzen zu Referenzkurven unterschiedlicher Sedimentationsräume aufweist. So läßt sich die Ablagerungsgeschichte so rekonstruieren, daß primär fluviatile Sande durch schwache Brandungsturbulenz aufgearbeitet wurden.

In Schicht 19 entspricht die Kornsummenkurve klar der einer schnell durchströmten marin-fluviatilen Großrinne, wie der einer Hauptströmungsrinne eines Ästuars bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten. Zudem existierte aber noch, wie an Lösungsgruben an einigen Quarzkörnern belegt ist, ein geringfügiger lateraler Eintrag von einer Wattplate.

Ein Mischenvironment deutet sich wieder mit der Kornsummenkurve von Schicht 20 an. Die Kurve weist sowohl Charakteristika eines durchströmten, wie auch eines turbulenten Milieus auf, wobei zwar die Formgebung der Kurve stärker durch Strömung geprägt ist, dieser aber eine Turbulenz überlagert ist. Das Segment der Kurve, das der Strömung entspricht, ist dabei in sich differenziert. Solche Kornsummenkurven sind nach VISHAR (1969) typisch für den strandnächsten flachmarinen Bereich mit ständig wechselnd auf- und ablaufendem Wasser. Dieses bricht sich am Strand in kleinen Turbulenzwalzen, ein Prozess den VISHAR (1969) mit „swash and backwash“ bezeichnet. Eine solche geringe Turbulenz deutet sich auch in Form von Bruchmarken an der Oberfläche von einzelnen Quarzkörnern an. Sie treten in geringer Zahl auf, sind aber den weitaus häufigeren Strömungsmarken überlagert.

Wesentlich stärker treten Bruchmarken an den Oberflächen der Quarzpartikel von Schicht 21 in den Vordergrund, wengleich auch hier strömungsbedingte Riefungen dominieren. Die generell eher walzenartige Form der Gerölle läßt auf einen primär fluviatilen Transport schließen. Auch finden sich relativ häufig terrigene Gerölle, die als Flußschotter gedeutet werden können. Die Kornsummenkurve von Schicht 21 zeigt starke Übereinstimmungen mit der von Ästuaren, ist aber innerhalb des log-normalen Wahrscheinlichkeitsnetzes stark nach oben verschoben, was durch die große Menge an tonigen Geröllen, die hier als Strandgerölle bewertet werden müssen, bedingt wird. Somit ergibt sich das Bild eines primär terrestrisch-fluviatilen Transportes mit späterer Aufarbeitung der Sedimente an einem Strand nach der Verlagerung der Flußrinne.

4. Mikrofaziesanalyse

4.1. Mikrofaziesmerkmale

Es wurden aus allen bearbeiteten stratigraphischen Einheiten jeweils mehrere Dünnschliffe und Anschliffe bearbeitet. Die Dünnschliffe haben eine Dicke von 60 µm.

Um eine einheitliche mikrofazielle Typisierung zu gewährleisten, wurden vorwiegend die Vorschläge von FLÜGEL (1978) in seiner „Checkliste für mikrofazielle Typisierung“ (S. 325-333) zugrunde gelegt.

4.1.1. Matrix

Die Matrix der Doberger Gesteine zeigt sich generell inhomogen, wobei sich dies jedoch von den stratigraphisch tieferen zu den höheren Einheiten verstärkt. Generell besteht eine mikritische bis mikrosparitische Matrix, die sich aber zentrifugal über Mikrosparit zu Sparit ändern kann. Hier ist deutlich eine isochemische Umkristallisation von Mikrit zu Sparit festzustellen. An einigen Stellen zeigt sich aber auch, daß Sparit Fenster und ausgewaschene Bereiche drusenartig oder mit Blockzement verfüllt hat. Vor allem in Schicht 20 und 21 muß aber in einzelnen Arealen im Schliff aufgrund einer starken Ungleichkörnigkeit von mikrosparitischen Kristalliten und eines teils losen Kontaktes der einzelnen Kristalle von kalksiltitischen Bereichen ausgegangen werden. Das bedeutet, daß es sich bei diesen Arealen um Bereiche von Feinstschutt handelt. Oft findet sich um Bio- und Lithoklaste kurzfasriger Faserzement. Somit fällt im Schliff eine starke Unordnung innerhalb der Matrix auf. Dies ist wohl auf Bioturbation zurückzuführen. An einigen Stellen sind aber auch direkte Spuren von Bioturbation, das heißt kleine, röhrenartige Gebilde, deren Füllung vom umgebenden Sediment divergiert. Diese Füllung besteht häufig aus feinst zerriebenen tonigen Partikeln, seltener aus Peloiden.

Andere turbate Gefüge können durch Entwässerung bei der Kompaktion der Gesteine erklärt werden. Das zeigt sich vor allem in Schicht 16 recht deutlich. Hier können diese Entwässerungsstrukturen als dish structures gedeutet werden. Sie entstehen durch Entwässerung nach oben durch starken Auflastdruck, wobei dann tonige Partikel bei der Entwässerung mitgeschleppt werden.

Im Gegensatz zu diesen Erscheinungen weisen Schicht 14 und 19 eine feine Laminierung auf. Auch die Sedimentkomponenten sind hier ausgerichtet und zeigen vereinzelt bei plattigen Komponenten eine dachziegelartige Lagerung.

4.1.2. Biogene und Peloiden

In den Doberger Sedimenten treten sowohl vollständige Biomorphe als auch Bioklaste auf. Auf eine paläontologische Bearbeitung kann an dieser Stelle verzichtet werden, da sie in Abschnitt 5 erfolgt.

Die Bioklaste, die noch vollständig in Mikrit eingebettet sind, haben keine Säume von Mikrit oder Sparit. Diejenigen Bioklasten, die sich in ausgewaschenen Bereichen befinden, sind dagegen mit Sparit- oder Mikrosparitsäumen umgeben. Bei diesen sind die intergranularen Poren, im Gegensatz zu den noch ursprünglich eingebetteten Komponenten, mit Sparit oder gar nicht verfüllt. Auch sind in diesen Bereichen aragonitschalige Hartteile gänzlich gelöst. In den anderen Regionen sind die Hartteile von Aragonitschalern zwar auch gelöst, doch zeigen sie sich noch als Hohlräume oder sekundär sparitisierte Hohlräumeausfüllungen im calcitischen Sediment.

Die Peloiden findet man als kleinste, gut gerundete, mikritische Partikel. Gehäuft existieren sie nur in den Sedimenten von Schicht 10; es gibt sie aber auch in allen anderen Schichtgliedern. In diesen ist ihr Auftreten der Verteilung nach indifferent. Seltener zeigen sich lagenweise Anhäufungen. Nur in Schicht 14, 16, im Liegenden von Schicht 17, in Schicht 18 und im Hangenden von Schicht 21 finden sich vereinzelt lagenweise Anreicherungen und Linsen mit relativen Anreicherungen von kleinsten Glaukonitkörnern. Bei ihnen kann man aufgrund der Größe davon ausgehen, daß es sich um Peloiden handelt, da an zwei Exemplaren noch fädige Internstrukturen zu erkennen sind. Dies läßt den Schluß auf schleimfädige Absonderung der Afterdrüse von Crustaceen zu. Ein weiteres Indiz dafür, daß es sich zumindest bei einigen Glaukonitkörnern um authigene Minerale handelt, ist, daß sie häufiger in Zwickelfüllungen zwischen größeren Lithoklasten auftreten. Sie füllen die Zwickel komplett aus und erhalten dadurch teilweise vieleckige Formen. Auch sind sie öfter als Steinkerne in Bryozoen-Zoarien anzutreffen.

Neben den Peloiden treten noch Pseudopeloiden auf. Bei diesen handelt es sich um kleinste Plastiklaste, also um aufgearbeitete semiverfestigte Mikritpartikel. Sie sind somit zu den Intraklasten zu stellen. Gehäuft treten sie ab Schicht 16 auf.

4.1.3. Lithoklasten und terrigene Komponenten

Es existieren sowohl Intra- als auch Extraklasten, letztere vermehrt vor allem ab Schicht 16. Diese postsedimentären Resedimente zeichnen sich durch einen stärkeren Verfestigungsgrad als das umgebende Sediment während der Sedimentation aus. Durch abgeschlagene Ecken an den Rän-

dern der Extraklaste wird dieser Sachverhalt deutlich. Auch haben sie eine andere Farbe, anderen Glaukonitgehalt und Gehalt an terrigenen Klasten als das umgebende Sediment.

Die Intraklaste weisen den gleichen Komponentenbestand wie das umgebende Sediment auf, doch zeigen sie oft innerhalb der Matrix andere Korngrößen und damit scharfe Grenzen zum umgebenden Sediment. Häufig sind biogene Komponenten, wie Foraminiferenschalen, am Rand der Intraklasten abgeschnitten. Sie weisen häufiger Risse, bedingt durch Transportbeanspruchungen, und seltener auch postsedimentäre Umwachsungen mit Faserzement auf. Die Intraklasten überschreiten nicht die Größe der Extraklasten und liegen, wie auch diese, im Größenbereich um 1 mm. Meist sind sie gut abgerollt, doch haben die Extraklasten häufiger randliche Bruchmarken.

Der Gehalt an terrigenen Komponenten nimmt von Schicht 14 an stark zu. Es handelt sich bei diesen im wesentlichen um Tongerölle. In Schicht 21 treten noch weitere Gesteinsbruchstücke wie Sandsteingerölle hinzu. Die Tongerölle sind bis zu Schicht 13 recht klein (um 1 mm), gewinnen dann aber schnell an Größe. In Schicht 21 können sie Größen bis 5 cm erreichen. Sie zeigen in kleineren Hohlräumen als Füllung das gleiche Sediment wie das Umgebende.

4.1.4. Gefüge

Die Komponenten weisen ein komponentengestütztes, also „grain-supported“ Gefüge auf. Es besteht bezüglich der Komponenten keine große Packungsdichte, und der Komponenten-Kontakt ist lose. Häufig deutet sich auch ein „mud-supported“ Gefüge an, doch setzt es sich nie vollständig durch. Das komponentengestützte Gefüge überwiegt weitgehend.

In Schicht 14 und 19 zeigen die Komponenten eine bevorzugte Orientierungsrichtung und haben dabei sogar eine strömungsbedingte Dachziegellagerung. Weiterhin findet man in diesen Schichtgliedern eine lagenweise Anreicherung von Glaukonit. In den anderen Einheiten ist ein solches Gefüge nicht zu erkennen. Es ist zu vermuten, daß Schichtungen durch starke Turbation überprägt wurden.

In Schicht 19 deutet sich eine rhythmische Gradierung an. Aber auch in den meisten anderen Schichten gibt es Gradierungen; sie sind als wechselnde Ab- und Zunahme der Strömungsenergie zu werten. Nur Schicht 15 zeigt keinerlei Gradierung; hier läßt sich keine Sortierung des Sedimentes erkennen. Auffällig in dieser Einheit ist auch der hohe Anteil an zerbrochenen Komponenten. Häufig ist zu beobachten, daß vor allem Glaukonite autochthon zersplittert sind; die Splitter liegen noch im Verband des ursprünglichen Kornes vor. In Schicht 15 gibt es „Infiltrationsstrukturen“: es sind, vor allem an relativen Glaukonitanreicherungen zu erkennen, kleinere Sackungen glaukonitreichen Sediments aus höheren Partien dieser Bereiche. Wahrscheinlich setzte sich das Sediment nach einer hochenergetischen Aufarbeitung ab. Trafen sich dabei mehrere grobe Komponenten, trat kein feineres Sediment beim Absatz mehr dazwischen. Dies geschah erst später bei der Sackung, also durch Infiltration. Eine solche turbulente Aufarbeitung zeigt sich auch in Aufwölbungen und Abschnürungen von mikritischen Arealen. War das Sediment schon stärker verfestigt, wie es im Liegenden von Schicht 15 zu beobachten ist, wurde es durch die kräftige Aufarbeitung autochthon brecciiert.

Generell läßt sich vermerken, daß die Doberger Sedimente ein detritisches Fenstergefüge aufweisen. Es handelt sich bei diesen um Stromatactis und häufig auch um birdseyes, die beide seltener mit Internsediment, meist jedoch mit Sparit verfüllt sind. Vereinzelt lassen sich diesen Hohlräumen noch Wühlbauten oder algengestützte Hohlräume zuordnen. Meist aber entstammen diese Formen Kapillarwasserrinnen und Erosionsformen von ablaufendem Gezeitenwasser. An einzelnen dieser Hohlräume läßt sich ein Geopetalgefüge ausmachen. Hier ist der untere Teil mit Internsediment verfüllt und der obere mit blockigem Sparit.

In Schicht 16 liegt eine gut ausgebildete Diskontinuitätsfläche vor. Es ist dies die Unterkante einer Rinnenform über stark detritischem Normalsediment. Die Diskontinuitätsfläche tritt deutlich an Fe- und Mn-Anreicherungen hervor. Diese Imprägnierung zeigt eine sehr frühdiagenetische, wahrscheinlich aber schon synsedimentäre Lithifizierung des Meeresbodens an. Über diesem hardground liegt eine ca. 1 cm mächtige Lage aus grobem Schalendetritus, vornehmlich von Bryozoen und Bivalven, auf die dann ein wieder stark sandiges Sediment folgt. Die Entstehungsgeschichte ist also wie folgt zu sehen: Zunächst erfolgte eine Subsollution von Karbonaten bei gleichzeitiger Omission im Bereich des Ablagerungsraumes von Schicht 16, so daß das gelöste Karbonat diesen

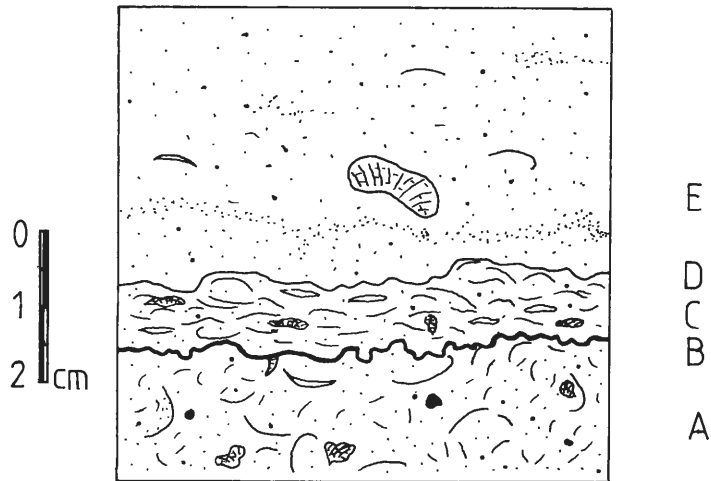


Abb. 6: Hardground in Schicht 16.
 A: detritisches Normalsediment.
 B: Omissions – und Imprägnationshorizont
 C: Lag – deposit – Horizont
 D: Diskontinuität
 E: Rinnensediment

Raum der Nicht-Sedimentation aushärten konnte. Nach der Aushärtung folgte dann ein Überströmen dieser Fläche mit erneuter Sedimentation. Nach ihr kam es wiederum zu einer Phase der Nicht-Sedimentation bei gleichzeitiger Kondensation, bei der die feinen Partikel abgeführt wurden und der gröbere Schalendetritus liegenblieb. Auf die Kondensation, und damit Bildung eines lag-deposit-Horizontes, folgte eine erneute Sedimentation, in deren Sedimente sich später eine Rinne eintiefte, dabei die Oberkante des hardgrounds erreichte und diese anerodierte.

4.1.5. Karbonatzement

Es treten genetisch zwei verschiedene Arten von Sparit auf. Um Bioklaste und Lithoklaste findet sich häufig faseriger Zement-A, also frühdiaogenetischer Zement. Gleichzeitig gibt es aber auch isochemisch aus Mikrit zu Sparit umkristallisierte Bereiche. Sie sind leicht an der zentrifugalen Zunahme der Kristallgröße um mikritische Areale zu erkennen. Auch einige Gastropodenschalen sind isochemisch von Aragonit zu Calcit umkristallisiert. Einzelne solcher Schalenrelikte sind gelöst und erst danach wieder mit Sparit verfüllt worden. Die Zementationsphase wurde so früh abgeschlossen, daß die Lösungshohlräume teilweise nicht vollständig verfüllt wurden. Um einige Echinidenreste, hier Stacheln von Seeigeln, findet sich vereinzelt Rindenzement. Häufig findet sich auch Meniscus-Zement an Punkt- oder Langkontakten von Sedimentpartikeln.

4.1.6. Klassifikation

Die Gesteine des Dobergs sind bei variabler Zusammensetzung der Korngrößen meist reich an Matrix (25-50 %) und Komponenten. Die Gesteine müssen daher generell nach der Klassifikation von FOLK (1962) als schwach ausgewaschener Biosparit bzw. Biosparudit, nach der Klassifikation von DUNHAM (1962) als Grainstone bzw. Rudstone und nach der Klassifikation von LEIGHTON & PENDEXTER (1962) als skeletal-micritic-sparitic limestone klassifiziert werden. Wendet man die Klassifikation der Energieindizes nach PLUMLEY et al. (1962) an, müssen die Gesteine als Kalktyp IV der Ablagerung im mäßig durchströmten, stark turbulenten Wassers eingeordnet werden.

Dieser Klassifikation nach entsprechen die Sedimente von Schicht 10 dem Standard-Mikrofazies-Typ 2 der Fazieszone 3 eines offenen Schelfmeeres. Die Sedimente der stratigraphisch höheren Einheiten sind den Standard-Mikrofazies-Typen 16, 18 und 24 der Fazieszone 8, also Gezeitenflächen und -barren, Lagunenkanälen und Gezeitenkanälen mit verzögerter Sedimentation zuzuordnen.

4.2. Diagenese

Es lassen sich aufgrund der verschiedenen Sedimentations- und Zementationsphasen Aussagen über die Geschichte der Diagenese der Doberger Sedimente machen. Zunächst kam es zu einer mikritischen Sedimentation. Wie das starke Angebot an Lithothamnien zeigt, hatten Kalkalgen wohl den Hauptanteil an ihr. Gleichzeitig lag aber auch ein starkes Kalkangebot in Form von Kalkschalen vor. Diese wurden wahrscheinlich von chemisch destruktiven Organismen gelöst, so daß gemeinsam mit dem Algenkalk ein generell hohes Karbonatangebot vorlag. Der Mikrit füllte dann die primären Hohlräume des Kalksand in den Komponenten und um sie herum aus.

Durch Auswaschung und Organistentätigkeit kam es zu einem Hohlraumgefüge, in dem sich Sparit neu bildete. Dieser liegt in Form von Faserzement A und Meniscus-Zement vor. Das ist nur in der vadosen Zone, also im flachstmarinen Raum über dem Grundwasserspiegel möglich.

Bei einer späteren Zementationsphase füllten sich auch die restlichen Hohlräume, ausgehend von mikritischen Arealen, langsam erst randlich mit Mikrospartit und anschließend mit Sparit, also mit Zement B. Dabei kam es auch zur isochemischen Umkristallisation des primären Mikrites.

Dieser letzte Prozess fällt dann aber schon nicht mehr in die konstruktive Phase, sondern unter die Bildung von Neomorphosen. Als letzter Akt folgten spätdiagenetische Lösungserscheinungen, bei denen ganze Schichtpakete entkalkten und sich nochmals setzten.

5. Paläontologische Befunde

5.1. Fossilliste

Zunächst sei an dieser Stelle eine Liste der noch bestimmbareren Floren- und Faunenelemente aufgeführt. Die Diskussion der sich daraus ergebenden Zusammenhänge soll im Anschluß daran folgen.

Es muß bei der Bestimmung der einzelnen Taxa berücksichtigt werden, daß kalkschalige Organismen aufgrund der verschiedenen Schalenmineralisationen auch verschiedene Erhaltungsstadien haben. Auch die physikalischen und biologischen Bedingungen spielen bei der Erhaltung eine wesentliche Rolle. Durch mechanische Aufarbeitung und vermutlich auch Bioerosion von vielen Schalen liegen nur noch Bruchstücke vor.

Bei der paläoökologischen Auswertung der Befunde kann meist nicht von einer unverzerrten Taphozönose ausgegangen werden, denn durch die speziellen hydrodynamischen Bedingungen im vorliegenden Ablagerungsraum eine biostratinomischen Sonderung postuliert werden muß. Wegen des weitgehenden Fehlens von aragonitschaligen Organismen muß auch eine diagenetische Sonderung angenommen werden.

Die folgende Fossilliste wird im Anhang durch eine stratigraphische Anordnung der Taxa ergänzt.

Algae:	<i>Corallina</i> sp. <i>Discolithes</i> sp. <i>Lithothamnium</i> sp. <i>Neomeris</i> sp.
Foraminifera:	<i>Alabama tangentialis</i> (CLODIUS 1922) <i>Cancris auriculus auriculus</i> (FICHTEL & MOLL 1803) <i>Cancris auriculus primitivus</i> CUSHMAN & TODD 1942 <i>Cibicides dutemplei</i> Var. <i>dutemplei</i> (ORBIGNY 1846) <i>Cibicides dutemplei</i> Var. <i>reussi</i> (SILVESTRI 1906) <i>Cibicides dobergensis</i> TRUNKO & GROSSHEIDE 1965 <i>Cibicides communis</i> (ROEMER 1838) <i>Cibicides latiumbilicus latiumbilicus</i> TRUNKO & GROSSHEIDE 1965 <i>Cibicides telegdi</i> TRUNKO & GROSSHEIDE 1965 <i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB 1798)

Cibicides tenellus Var. *tenellus* (REUSS 1856)
Cibicides tenellus Var. *crassus* TRUNKO & GROSSHEIDE 1965
Cibicides boueanus ekblomi (D'ORBIGNY 1846)
Discorbis patelliformis (BRADY 1884)
Discorbis orbicularis (TERQUEM 1876)
Ehrenbergina serrata healyi FINLAY 1947
Ehrenbergina variabilis TRUNKO & GROSSHEIDE 1965
Elphidium cryptostomum (EGGER 1857)
Eponides candidulus (SCHWAGER 1883)
Fissurina kapellensis SPIEGLER 1974
Florilus nonionelloides (DAM & REINHOLD 1942)
Globigerina sp.
Globocassidulina bradyi (NORMAN 1881)
Lagena pulchra bellastrata SPIEGLER 1974
Massilina haidingeri (D'ORBIGNY 1846)
Massilina secans secans (D'ORBIGNY 1826)
Nonion boueanum (D'ORBIGNY 1846)
Nonion roemeri CUSHMAN 1939
Nonion granosum (D'ORBIGNY 1826)
Nonion elongatum (D'ORBIGNY 1826)
Patellina corrugata WILLIAMSON 1858
Planorbulina difformis ROEMER 1838
Planularia auriculata ROEMER 1838
Planularia reniformis (D'ORBIGNY 1846)
Planularia trinae BERMUDEZ 1949
Plectrofrondicularia advena (CUSHMAN 1923)
Rosalina globularis bradyi (CUSHMAN 1915)
Rotalia proquinqua (ROEMER 1838)
Rotalia trochus ROEMER 1838
Saracenaria magna SPIEGLER 1974
Siphotextularia sculpturata (CUSHMAN & DAM 1947)
Vaginulinopsis crista SPIEGLER 1974
Bivalvia: *Arctica islandica* AGASSIZ 1845
Pecten (Hilberia) bifidus MÜNSTER 1837
Palliolum (s. lat.) *decussatum* (MÜNSTER 1837)
Palliolum (s. lat.) *hausmanni* (GOLDFUSS 1837)
Pecten (Hilberia) janus MÜNSTER 1837
Glossus subtransversus (D'ORBIGNY)
Glycimeris sp.
Laevicardium cingulatum (GOLDFUSS 1834)
Modiolus micans (BRAUN 1851)
Pycnodonte callifera (LAMARCK 1822)
Panopea heberti DESHAYES 1839
Pitar beyrichi (SEMPER 1861)
Gastropoda: Buccinidae gen. et sp. n. indet.
Ficus sp.
Polinices sp.
Pleurotomaria sp.
Annelida: *Serpula* sp.
Crustacea: *Balanus stellaris* (BROCCHI)
Loxoconcha favata KUIPER 1918
Brachiopoda: *Terebratula grandis* (LINNE 1758)
Bryozoa: *Buskia tubulifera* REUSS 1864
Cumulipora sp.
Smittina angulata NORMAN 1903
Spiropora variabilis LAMOUREUX 1921
Echinoidea: *Echinolampas kleinii* (GRAY)
Maretia hofmanni (GOLDFUSS 1833)
Ichnogenera: *Gastrochaenolites lapidicus* KELLY & BROMLEY 1984
Thalassonoides ichnosp.
Teredolites ichnosp.

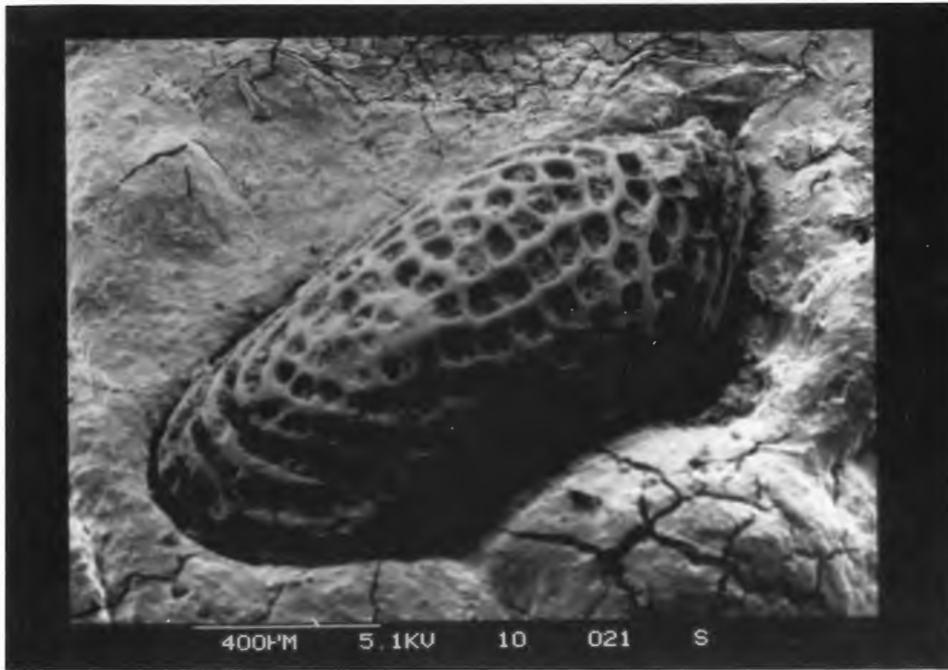


Abb. 7: *Loxoconcha favata* KUIPER 1918

5.1.1. Zur Bestimmung der Taxa

Die aufgeführten Taxa sowie ihre Paläoautökologie wurden mit Hilfe der Arbeiten von ABBOT (1954), ANDERSON (1958), BENSON (1984), BLANC-VERNET (1988), CARTER et al. (1989), DARTEVILLE (1952), EMIG (1988), FLÜGEL (1978), GÖRGES (1951, 1952, 1957), GRIPP (1961), GROSSHEIDE & TRUNKO (1965), JANSSEN (1978, 1979, 1981), KÜMMERLE (1963), OERTLI (1956), POAG (1984), PUJOS-LAMY (1984), REISER (1987), RITZKOWSKI (1987), STRAUCH & MÜLLER (1991) und UFFENORDE (1981) bestimmt. Der schlechte Erhaltungszustand der Gastropoden ermöglichte keine Bestimmung bis zur Spezies. Die Algen wurden aus Dünnschliffen bestimmt.

5.2. Paläosynökologie

5.2.1. Ökologische Kapazität

Bevor die synökologischen Zusammenhänge und Änderungen innerhalb des bearbeiteten Profils diskutiert werden, soll zunächst erörtert werden, was der Schlüssel für das Auftreten bzw. die räumliche und zeitliche Änderung von Lebensgemeinschaften ist. Zweifellos sind dies für Mollusken die Beschaffenheit des Substrates, Wasserbewegung, bathymetrische Verhältnisse und vor allem klimatische Faktoren.

Foraminiferen zeigen gleiches Verhalten, doch reagieren sie sensibler auf Licht- und Sedimentangebot, besonders aber auf jahreszeitliche Temperaturschwankungen und kurzzeitige Salinitätsänderungen. Dies macht sich speziell beim populationsdynamischen Verhalten von Foraminiferen-Vergesellschaftungen bemerkbar. So konnte JARKE (1961) innerhalb der rezenten Nordsee 12 verschiedene Assoziationen benthischer nichtagglutinierender Foraminiferen nachweisen, die jeweils an differenzierte Umweltbedingungen angepaßt sind.

Vor allem Algen eignen sich aufgrund ihrer starken Abhängigkeit von Licht, also damit indirekt von bathymetrischen Faktoren, und ihrer meist geringen Toleranz gegen thermische Änderungen, als ökologische und Faziesindikatoren.

5.2.2. Gemeinschaftsstruktur und zeitliche Änderung

Zur Auswertung von Foraminiferengemeinschaften wurde das Programm BDLOG 4 (erstellt von Dr. SMOLKA) verwandt. Es berechnet Faunengemeinschaften aus der Gesamtheit der in sämtlichen Proben auftretenden Foraminiferen für einzelne Proben. Gleichzeitig werden die prozentualen Anteile der jeweiligen Gemeinschaften am gesamten Faunenspektrum, hier nur Foraminiferen, errechnet. Mathematisch bestimmt wird auch der prozentuale Anteil der einzelnen Arten innerhalb einer Gemeinschaft. Kennt man nun die ökologischen Ansprüche der einzelnen Taxa bzw. Spezies, kann man Rückschlüsse auf die Ansprüche bzw. Toleranzen und Limitationen einer Gemeinschaft ziehen. Auch können, so sie bekannt sind, die ökologischen Ansprüche rezenter Foraminiferengemeinschaften auf die fossilen übertragen werden. Dies ist nur möglich, wenn die Arten sowohl rezent als auch fossil bestehen. Es kann in diesem Fall angenommen werden, daß sich nicht die ganze Gemeinschaft an andere ökologische Bedingungen angepaßt hat; es ist vielmehr anzunehmen, daß sich das Artenspektrum mitgeändert hätte.

Zur Komplettierung der Aussagen werden zu den aus den Foraminiferen gewonnenen Daten noch die der restlichen Faunen- und Florenelemente herangezogen.

5.2.2.1. Artenzahl und Dominanz

Die Sedimente der Schichten 10 bis 21 des Dobergs zeigen insgesamt ein recht armes Artenspektrum. Bezüglich der Makrofossilien findet sich nur in Schicht 10 ein breiteres Spektrum. Hier treten bei den Gastropoden bis auf ein, in Schicht 20 gefundenes Exemplar alle anderen Taxa auf. Bei den Bivalvia verhält es sich ähnlich. Bis auf Pectinaceen und einige Austern und ein einzeln auftretendes Exemplar von *Modiolus* in Schicht 18 finden sich alle anderen Taxa in Schicht 10. Die übrigen Schichtglieder zeigen bezüglich der Makrofauna eine recht geringe Artenzahl. *Terebratula* wird im Gegensatz dazu erst in den höheren Teilen des Profils wichtig, und Bryozoen verteilen sich statistisch.

Unter den Makrofaunenelementen dominiert die Bryozoe *Spiropora* eindeutig das Faunenspektrum von Schicht 13. Außerdem sind Pectinaceen und Seeigel, hier ist vor allem *Echinolampas* zu nennen, bedeutend.

Unter den Algen ist *Lithothamnium* als vorherrschendes Florenelement zu werten. Diese Rhodophyten finden sich von Schicht 12 an aufwärts durchgehend in größerer Zahl. Zwar finden sich durch alle Schichten hindurch Coccolithen, doch nicht in so großer Zahl, daß sie als beherrschende Gruppe in Erscheinung treten. Vielmehr spielen sie nur eine untergeordnete Rolle als zeitliche Durchläufer.

Bei den Foraminiferen spiegelt sich das Bild geringer Diversität nicht wider. Einzig die Schichten 18 und 20 zeigen verarmte Faunenspektren. Die Faunenzusammensetzung dieser beiden Schichten wird beherrscht durch nur zwei Arten. Die Faunengemeinschaften der anderen Schichtglieder zeichnet sich durch eine wesentlich höhere Diversität aus. Hier sind nur ganze Gattungen als Dominante zu nennen. Dies sind vorwiegend Cibiciden, Discorbiden und Nonioniden und untergeordnet auch Rosaliniden. Nur Schicht 20 weist bezüglich der Dominanz einzelner Arten ein verschobenes Spektrum auf. Hier treten Massilinen, Planulariden, Ehrenberginen und Saraceniden in den Vordergrund.

5.2.2.2. Faunistische Dynamik und Umweltangebot

Betrachtet man die Verbreitung der Makrofossilien, speziell der Mollusken, stellt man fest, daß nur in Schicht 10 ein reichhaltiges Artenspektrum besteht. Nur in diesem Lebensraum scheinen solche Umweltbedingungen geherrscht zu haben, daß sich eine relativ diverse Fauna entwickeln konnte. Die einzelnen Arten lassen dahingehend Rückschlüsse auf das Umweltangebot zu, daß das Meer an dieser Stelle euhalin war, da keine ausgesprochenen Brackwasserfaunen auftreten. Auch bevorzugen die angeführten Arten normal marine Umweltbedingungen. Von normalen O₂-Werten muß ausgegangen werden. Die Wassertiefe läßt sich dadurch nach oben und unten abgrenzen, daß die meisten Genera, wie *Pitar*, *Laevicardium*, *Pycnodonte*, *Glycimeris* oder *Glossus* bei minimalen Wassertiefen von ca. 20 m auftreten; ihr Besiedlungsmaximum liegt durchschnittlich zwischen 20 und 100 m Wassertiefe. Die maximale Wassertiefe ist durch *Pitar* und *Laevicardium* gegeben, die nicht unter 150 m siedeln. Für eine minimale Wassertiefe von 20 m spricht auch die Absenz höherer Algen, da diese als photoautotrophe Organismen an die euphotische Zone als Lebensraum gebunden sind.

Das Auftreten von *Pycnodonte* und *Modiolus* impliziert auch eine stärkere Wasserbewegung, da eine solche zur Ernährung von „filter-feedern“ obligat ist.

Differenzierter gestaltet es sich innerhalb von Schicht 10 mit dem Substratangebot. Die einzelnen Arten bevorzugen diverse Sedimente von Schlickböden über Sande bis hin zu stabilen Substraten. Sie treten jedoch nicht alle in derselben vertikalen Verbreitung innerhalb von Schicht 10 auf. Mit dem Wechsel der Artenvergesellschaftungen mit verschiedenen Substrat-Präferenzen wechselt auch der Anteil an Glaukonit in den Sedimenten von Schicht 10. So kam es zu verschiedenen Vorstößen von Schlickbewohnern wie *Glossus*, *Panopea* oder *Polinices* bei erhöhtem Glaukoniteintrag. Bei geringerem Glaukoniteintrag wurden die Schlickbesiedler abgedrängt und Sandbewohner wie *Glycimeris* oder *Laevicardium* treten in den Vordergrund. *Modiolus* findet sich dagegen in Regionen, in denen vermehrt Schalengrus auftritt. Dort existiert auch *Ficus*, der Kalksandböden bevorzugt.

Klimatisch gestaltet sich die Auswertung der Faunen als schwierig, weil nebeneinander sowohl warm- als auch kaltpräferente Formen auftreten. *Modiolus* ist eine typische Form warmer bis warm-gemäßigter Regionen. Auch *Panopea* und *Glycimeris* bevorzugen warme Gewässer. Als klimatische Durchläufer erweisen sich *Pycnodonte*, *Glossus*, *Laevicardium* und Pectinaceen. Die Stellung von *Arctica* im klimatischen Sinne ist problematisch. Unter den Gastropoden tritt diese Diskrepanz verstärkt zu Tage. *Ficus* und *Polinices* sind typische Warmwasserbewohner, wogegen Bucciniden eher Faunenelemente der kälteren Meere sind. Da alle drei Größen von 25 mm nicht überschreiten, scheinen sie am Doberg nicht ihr Klimaoptimum gefunden zu haben.

Es ist durchaus denkbar, daß in ein warm-gemäßigtes Meer Larven aus kälteren und wärmeren Regionen verdriftet worden sind. Ein anderes denkbare Modell ist die laterale Einwanderung verschiedener Faunen aus benachbarten Regionen unterschiedlicher Mesoklimate. Kalte Gewässer scheiden aber aufgrund der durchgehenden Präsenz von Coccolithophoriden aus. Auch das Auftreten von zementierenden Formen wie *Pycnodonte* und die Dickschaligkeit von *Arctica* und *Pycnodonte* schließen kalte Gewässer aus, da in diesen kein ausreichendes Kalkangebot besteht (STRAUCH 1972).

In den hangenden Teilen des Profils ist eine Interpretation wie oben aufgrund einer zu geringen Datenmenge ausgeschlossen. Über Schicht 11 läßt sich aufgrund des starken Vorkommens von *Pycnodonte* nur schließen, daß Turbulenz geherrscht und stabiles Substrat vorgelegen haben muß. Darauf weist auch der geringfügig höhere Anteil an Matrixkalk im Liegenden der Bank hin. Aus dem Auftreten von *Pycnodonte* in Schicht 14, 15 und 19 lassen sich keine Rückschlüsse ziehen: es handelt sich hier nur um einzelne Klappen oder Individuen, die vermutlich eingespült sind. Selbiges gilt auch für vereinzelt Vorkommen einzelner Klappen von *Modiolus* in Schicht 18.

Auch über die gehäuft auftretenden Pectinaceen lassen sich hier keine Aussagen machen; ist doch anzunehmen, daß diese als aktive Schwimmer leicht im Gezeitenstrom verdriftet werden können.

Das nahezu durchgehende Auftreten von *Echinolampas* und in den höheren Teilen des Profils auch von *Maretia*, also von irregulären Seeigeln, setzt ein lockeres Sediment voraus. Nur in Schicht 11 finden sich keine Echinoideen. Dies ist, wie schon oben postuliert, auf Festsubstrat als Untergrund zurückzuführen.

Lithothamnen, die von Schicht 12 an kontinuierlich bis zu Schicht 21 vorliegen, setzen als ökologische Mindestanforderungen Wassertiefen nicht unter 10 m bei gleichzeitig warmem Wasser voraus. Dies bestätigt sich in Schicht 21 mit der Bohrspur *Gastrochaenolites*. Bohrmuscheln, die diese Bohrspur erzeugen, leben bevorzugt im flachsten Wasser des Infralitorals.

Gleichzeitig deutet sich mit dem Auftreten von *Smittina* Turbulenz an. Die anderen Bryozoen liegen in Form von Bruchstücken vor und scheinen daher eingespült zu sein.

Unterschiedlich gestaltet sich das Bild für Schicht 11 bis 21 bei der Analyse der Dynamik der benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen. Aufgrund der durchgehend recht hohen Anzahl und der meist auch diversen Spektren an Foraminiferen läßt sich ein differenziertes Bild über die Umweltbedingungen im Chattium des Dobergs rekonstruieren. Es konnten sechs Hauptgruppen aus dem prozentual maximalen Auftreten einzelner Taxa innerhalb eines Ablagerungsraumes errechnet werden. Es handelt sich dabei um folgende Vergesellschaftungen, die hier im mathematischen Sinne als Gemeinschaften aufgefaßt werden:

1. *Cibicides communis* – *Cibicides latiumbilicus* – *Nonion elongatum* – Gemeinschaft
2. *Nonion elongatum* – Gemeinschaft
3. *Cibicides dutemplei* – Gemeinschaft
4. *Massilina haidingeri* – *Vaginulinopsis crista* – *Planularia auriculata* – *Ehrenbergina variabilis* – *Saracenaria magna* – Gemeinschaft
5. *Nonion boueanum* – *Rosalina globularis* – *Nonion elongatum* – Gemeinschaft
6. *Discorbis orbicularis* – *Siphotextularia sculpturata* – *Cibicides dobergensis* – Gemeinschaft.

Bei all diesen mathematischen Gemeinschaften treten untergeordnet weitere Arten auf, die das Bild der Umweltrequisiten komplettieren. Ausschlaggebend für eine Analyse der faunistischen Dynamik aufgrund der Änderung des O₂-Gehaltes, des Salzgehaltes, der jahreszeitlich bedingten Temperaturschwankungen und des Sedimentangebotes sind jedoch die Hauptgemeinschaften. Es wurden dabei Taxa berücksichtigt, deren Anteil an einer Gemeinschaft größer als 10 % ist. Als untergeordnete, aber doch repräsentative Faunenelemente wurden Taxa mit einem Anteil zwischen 5 und 10 % bewertet. Bei geringerem Anteil muß damit gerechnet werden, daß es sich um einzelne eingeschwemmte Exemplare oder verdriftete Individuen einer Nachbargemeinschaft handelt. Wie sich im folgenden auch zeigen wird, divergiert die Zusammensetzung der Vergesellschaftungen mit nur geringfügigen Änderungen des Umweltangebotes recht stark.

Generell müssen aber schon hier Tiefwasserfaunen ausgeschlossen werden, da für solche Regionen typische Formen wie Uvigerinen oder Buliminen fehlen. Auch kaltes Meerwasser scheidet aufgrund der geringen Anzahl von Sandschalern aus.

In Schicht 10 herrscht klar mit 86.77 % Gemeinschaft 3, also die *Cibicides dutemplei* – Gemeinschaft vor. Daher kann als bathymetrische Toleranz nur ein Minimalwert von 0 m und ein Maximalwert von 5000 m angenommen werden. Dies reduzieren die untergeordnet auftretenden Massilinen auf maximal 125 m als Wassertiefe. Auch kann man mit einer relativ warmen Umgebung rechnen, denn *Massilina* tritt nur vor warm temperierten Küsten auf. Von einer relativ hohen Wassertiefe muß aber ausgegangen werden, da keine temperatur-toleranten Formen vorhanden sind, wie es im Flachwasser zu erwarten ist. Dort ist die Temperatur im Jahresgang wesentlich variabler als im tiefen Wasser. Vielmehr müssen für Schicht 10 wohl recht konstante, aber höhere Temperaturen angenommen werden.

In Schicht 11 verschiebt sich die Zusammensetzung etwas. Gemeinschaft 3 ist mit 45.31 % zwar noch die stärkste Einzelkomponente, doch tritt Gemeinschaft 5 mit 38.61% in den Vordergrund. Demnach haben sich also die Umweltbedingungen geändert. Bei Gemeinschaft 5 handelt es sich um die *Nonion boueanum* – *Rosalina globularis* – *Nonion elongatum* – Gemeinschaft. Da Nonioniden hier eindeutig dominant sind, scheint sich das Wasser verflacht zu haben. Dies deutet sich auch in der nun höheren Toleranz gegen jahreszeitliche Temperaturschwankungen an. Das bestätigt der Anteil an Rosalinen; diese sind an maximale Wassertiefen von 70 m gebunden. Sie sind sessile Foraminiferen der wärmeren Meere. Es hat sich also nichts in der generellen klimatischen Tendenz, sondern nur in der Bathymetrie geändert.

Dieser Trend zeichnet sich auch in der Foraminiferenvergesellschaftungen von Schicht 12 ab. Gemeinschaft 3 liegt nur noch mit 10 % vor, so daß zwar immer noch stenotherme Faunenelemente anzutreffen sind, was auf noch relativ tiefes Wasser im Bereich um 10 m schließen läßt, doch tritt hier Gemeinschaft 6 hervor. Dies ist die *Discorbis orbicularis* – *Siphotextularia sculpturata* – *Cibicides dobergensis* – Gemeinschaft. Wegen des starken Anteils von *Discorbis* an der Gemeinschaft (37.5 %) und der sonst starken Präsenz von Cibiciden (allein 4 untergeordnete Taxa mit jeweils über 5 %) zeichnet sich ab, daß der Lebensraum dieser Gemeinschaft kräftigen jahreszeitlichen Temperaturschwankungen ausgesetzt war. Auch muß ein Lebensraum vor einer Wattkante gesehen werden, wo solche Cibiciden- und Discorbiden-dominierten Gemeinschaften rezent auftreten. Diese tolerieren auch Salinitätsschwankungen, wie sie im Einzugsbereich von Ästuaren vorkommen.

In Schicht 13 deutet sich eine Verlagerung der Umweltbedingungen an. Gemeinschaft 3 und 6 sind zwar noch mit 9.75, bzw. 15.24 % vertreten, doch steht hier Gemeinschaft 1 mit 62.25% im Vordergrund. Auch diese Gemeinschaft ist wieder Cibiciden-dominiert, aber es treten noch Nonioni-

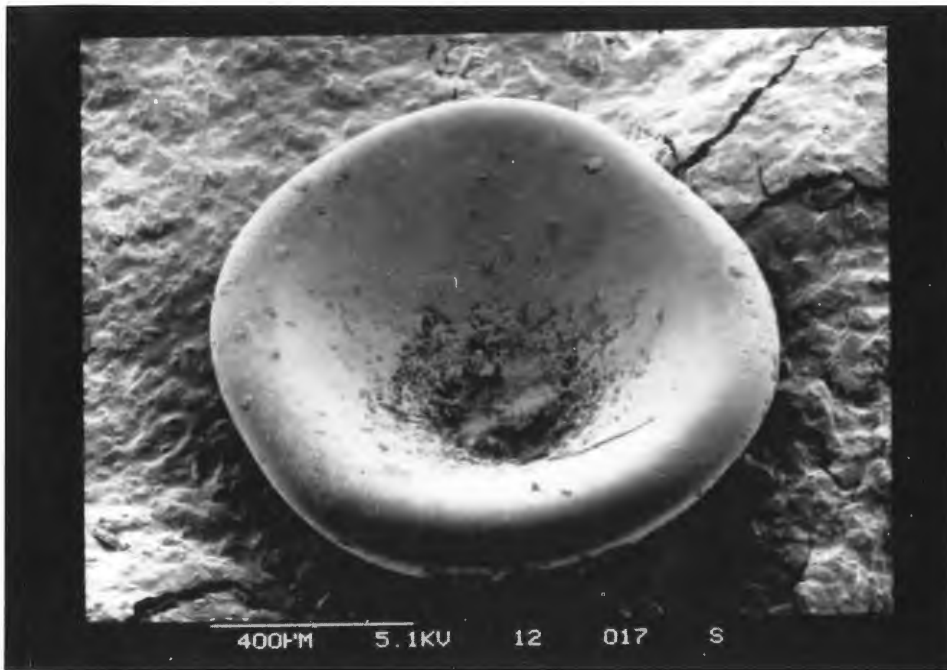


Abb. 8: *Discorbis patelliformis* (BRADY 1884)

den auf. Es handelt sich bei ersteren um *Cibicides latiumbilicus* und *Cibicides communis*. Neben *Nonion elongatum* sind untergeordnet noch *Rotalia trochus* und zwei weitere Cibiciden-Taxa zu beobachten. Es setzen sich also immer mehr die temperatur- und salinitätsschwankungs-toleranten Gemeinschaften durch. Trotzdem kann dieser Lebensraum noch nicht gänzlich verflacht gewesen sein, da noch mit Gemeinschaft 3 Elemente des tieferen Sublitorals vorliegen. Eine solche Veränderung vollzieht sich erst mit Schicht 14. Hier finden sich mit dem Hauptanteil in Gemeinschaft 1 mit 35.35 % und Gemeinschaft 5 und 6 mit 25.28 und 21.73 % nur noch Vergesellschaftungen des Flachwassers. Gemeinschaft 5 und 6 sind dominiert von Nonioniden, Discorbiden, Rosaliniden und Cibiciden. Damit stellen sich Faunen ein, die in solchen Vergesellschaftungen auch an Bedingungen von Watten angepaßt sind bzw. rezent auch in und vor allem vor diesen auftreten. Sie tolerieren starke Temperatur- und Salinitätsschwankungen, wie sie durch Ästuare hervorgerufen werden können.

In Schicht 15 ist dann mit 65.79 % Gemeinschaft 1 stark repräsentiert. Wie schon oben erläutert, handelt es sich also um ein Faunenspektrum, das in Flachmeeren und Watten anzusiedeln ist. Dies bestätigt auch das 9.44 % starke Auftreten von Gemeinschaft 4 aus *Planularia*, *Massilina*, *Ehrenbergina*, *Saracenaria* und *Vaginulinopsis*.

In Schicht 16 und 17 verschiebt sich wiederum das Faunenspektrum von Gemeinschaft 1 zu Gemeinschaft 2, wobei innerhalb von Schicht 16 noch Fauna 5 mit 19.52 % vorliegt. Fauna 2 ist die *Nonion elongatum* – Gemeinschaft, in der untergeordnet noch *Cibicides communis* und *C. dutemplei* auftreten. Diese Gemeinschaft verträgt starke Sedimentation und ist tolerant gegen stärkere Temperatur- und Salinitätsschwankungen, womit sie für Wattenmeere prädestiniert ist. Auch Gemeinschaft 5 kann unter solchen Umweltbedingungen bestehen.

Mit Schicht 18 hat sich der Wechsel zu Gemeinschaft 2 vollends vollzogen. Sie ist mit 91.83 % äußerst stark repräsentiert, und da es sich um eine *Nonion elongatum* – Gemeinschaft mit nur zwei untergeordneten Cibiciden-Taxa handelt, kann man in diesem Fall eindeutig von einer verarmten Fauna sprechen. Es haben also ökologische Extrembedingungen geherrscht, wie man sie in einem Watt, wo diese Gemeinschaft anzusiedeln ist, in einem Ästuar finden kann. Ähnliches ist auch von Schicht 20 zu erwarten, in der diese Gemeinschaft mit 88.58 % vertreten ist. Hier ist allerdings wegen des geringeren Auftretens eher ein stark ästuarin beeinflusster Ablagerungsraum zu sehen.

So präsentiert sich auch das Faunenspektrum von Schicht 19 und 20. Gemeinschaft 2 tritt noch mit 50.27 % auf, daneben aber noch Gemeinschaft 3 mit 20.48 % und Gemeinschaft 5 mit 8.97 %.

Gemeinschaft 3 impliziert, wie schon zuvor in den Schichten 10 bis 13, tieferes Wasser bei gleichzeitigem ästuarinen Einfluß, wie Gemeinschaft 2 belegt.

Zu Schicht 21 vollzieht sich dann ein vollständiger Schnitt. Es bestehen keine faunistischen Übergänge zu den stratigraphisch tieferen Schichtgliedern. Gemeinschaft 4 ist mit 78.29 % stark repräsentiert. Es handelt sich dabei um die *Massilina haidingeri* – *Ehrenbergina variabilis* – *Vaginulinopsis crista* – *Planularia auriculata* – *Saracenaria magna* – Gemeinschaft. Flachstes Wasser in warmen Klimaten deutet sich an. Die Vergesellschaftung toleriert dabei Schwankungen im Salzgehalt und in der Temperatur. Auch ein starker Sedimentanfall kann verarbeitet werden. Das untergeordnete Auftreten von Gemeinschaft 6 mit nur 6.99 % ist als geringer ästuariner Einfluß zu werten.

5.2.2.3. Primärproduktion und Biomasse

Aufgrund der schlechten Erhaltung und Erhaltungsfähigkeit einiger schalentragender Gruppen und sich damit gegenüber der Biozönose verzerrt darstellenden Taphozönose ist es nicht möglich, quantitative Aussagen über Primärproduktion und Biomasse zu machen. Es können lediglich qualitative Aussagen über Nahrungsketten gemacht werden, wobei auf nicht überlieferte Organismen geschlossen werden kann.

Am Anfang der Nahrungskette standen mit Sicherheit photoautotrophes Phytoplankton und Algen. Dies ist mit dem durchgehenden Auftreten von Coccolithen und den recht häufig auftretenden Lithothamnien belegt. Auch tote organische Materie stand sicher in ausreichendem Maße zur Verfügung, wie am hohen Anteil an Schalengrus nachweisbar ist.

An erster Stelle der Konsumenten standen dann die planktischen Suspensionsfresser, also Foraminiferen und wohl die Larven der Mollusken. Diese ernähren sich von Phytoplankton. Weitere herbivore Organismen sind dann Bryozoen, Bivalven, Gastropoden, Echinodermen und Polychaeten. Gastropoden und Echinodermen sind Weidegänger, der Rest sind Strudler. Echinoideen sind allerdings auch häufig omnivor, wobei sie sowohl in diese Stufe der Konsumenten fallen, als auch in die der Carnivoren.

An nächster Stelle der Nahrungskette sind carnivore Kleinräuber zu nennen. Von diesen finden sich am Doberg noch Spuren in Form von Krebsbauten.

Als letzte Stufe der trophischen Kette vor den Reduzenten traten dann Großräuber, also größere Vertebraten auf. Von diesen sind nur einzelne Knochensplitter erhalten.

Am Schluß der Nahrungskette standen dann wohl zersetzende Organismen. Von diesen finden sich jedoch keine Spuren.

6. Sequenzanalyse und Analyse instationärer Prozesse

Zur Fourieranalyse, der Sequenzanalyse nach dem Markov-Modell und zur Analyse instationärer Prozesse wurden die Programme *eximag03*, *eximag05* und *eximag10* von PESCHEL (1991) unter Verwendung der ST-Daten benutzt.

Die Fourieranalyse dient der Untersuchung von lang- und kurzperiodischen Schwingungen innerhalb einer Kette von Werten wie Faziesverteilung, Bathymetrie oder Strömungsgeschwindigkeit. Diese Analyse erlaubt es, über die sogenannte FFT, also Fast Fourier Transformation, zufällige Schwingungen außer acht zu lassen, um rein periodische Prozesse zu untersuchen. Ähnlich verfährt die Untersuchung instationärer Prozesse. Hier werden im POINCARÉ-Diagramm unter Auftragung der numerischen Werte für Fazieswahrscheinlichkeiten u. a. gegen sich selbst kleinrhythmische, also chaotische, zyklische und zufällige Prozesse sichtbar gemacht. Dabei läßt sich nicht nur feststellen, daß es solche Einflüsse gibt, sondern auch innerhalb welcher Bereiche sie bevorzugt auftreten. Bei der Sequenzanalyse mittels Markovscher Ketten werden numerische editierte Daten eines Profils auf signifikante Verknüpfungen, also signifikante Sequenzen, untersucht. So stellt z.B. eine lineare Regression eine einzige Sequenz mit signifikanter Sicherung der Verknüpfung dar. Gliedert sich eine solche Regression aber, läßt sie sich in mehrere Sequenzen mit jeweils charakteristischen Eigenschaften zerlegen.

Untersucht wurden die Fazieswahrscheinlichkeiten als halbquantitative Werte und die daraus ermittelten Strömungsgeschwindigkeiten sowie die Bathymetrie als quantitative Werte. Weiterhin wurde die Ver- und Entkalkung der Schichtglieder auf Rhythmik untersucht. Bei der Analyse der instationären Prozesse wurde eine Filterlänge von 5, also eine fünffache gleitende Mittelung gewählt. Durch die Kurvenglättung wurden Trends wie Linearität und überlagernde zufällige Ereignisse oder chaotische Prozesse besser verdeutlicht.

Zur Sequenzanalyse mittels Berechnung Markovscher Ketten und auch zur späteren Analyse instationärer Prozesse innerhalb der Fazieswahrscheinlichkeiten wurden die verschiedenen Faziestypen in vier Klassen unterteilt. So konnten einfachere Modellrechnungen durchgeführt werden. Dies waren 1. Schelf; 2. durchströmter dauerüberfluteter Bereich von Gaten und Ästuar; 3. teilüberflutete Platensande und 4. semitrockener Strand. Nach der Berechnung der Markovschen Ketten ergab sich, daß diese hochsignifikant sind. Es gilt somit, daß die Sedimentation in Sequenzen abließ. Es treten in direktem Kontakt Schelf mit Gat, Gat mit Plate, Plate mit Strand und Gat bzw. Ästuar mit Strand auf. Das sind recht normale Interaktionen verschiedener Faziesbereiche in einem Watt. Sehr auffällig ist dabei, daß niemals der Schelf direkt in Kontakt mit Platensanden steht. Wiesen schon Seegaten deutlich auf die Existenz von Düneninseln hin, so bestätigt sich das hier. Es muß, um einen solchen Kontakt zu vermeiden, also eine Barriere zwischen Platensanden und Schelf bestanden haben, wie sie bei Düneninseln gegeben ist.

Die Abfolge solcher Faziesbereiche in dieser Weise ist sehr typisch für ein Watt. Hier bestätigen sich, gemeinsam mit den Befunden am Profil die Kriterien, die FÜCHTBAUER (1988) an ein Watt stellt.

Die Sequenzanalyse bestätigt die Analyse der Sedimentationsdynamik mittels einer Analyse instationärer Prozesse über die Ermittlung von chaotischem bzw. schnellrhythmischen, zufälligem und linearem Anteil im POINCARÉ-Diagramm anhand der Faziesverteilung. Es zeigt sich, daß bei einer solchen rhythmischen Sedimentation, hier als Pendeln zwischen den einzelnen Faziesbereichen ausgeprägt, die Komponenten im Profil als Funktion der Fazies direkt abhängig sind von der liegenden und hangenden Fazies. Damit ist die WALTHERSche Faziesregel mathematisch nachvollziehbar. So folgen nie Platensande direkt einem Schelf, sondern es besteht eine lineare Verknüpfung vom Schelf über Gat zu Platensanden sowie über ein Pendeln zwischen Platen und Ästuar schließlich zum Strand. Der Strand wiederum zeigt innerhalb der linear verlaufenden epirogenen Schelfhebung, also Regression, einen chaotischen Anteil in der Kurve. Er pro- und regradiert stark zwischen den Faziesbereichen Ästuar und Plate, was auch der tatsächlichen Dynamik der aktiven Strandverlagerung entspricht. Auch muß von einer Interferenz des Strandpendelns und einer stetigen lateralen, aber schwankenden Ästuarverlagerung ausgegangen werden. Das ist im azyklisch wechselnden Gehalt an groben terrigenen Quarzsplintern manifestiert. Die Rhythmik des Pendelns der tiefer gelegenen Faziesbereiche zeigt sich nicht an einer Streuung der Geraden wie bei einem zufälligen Anteil, sondern in einem Vor- und Rücklaufen auf der Geraden unter Doppelbelegung der Punkte.

Das gleiche Ergebnis erbrachte die Untersuchung der Bathymetriewerte mittels der Sequenzanalyse. Es ist ein zyklisches Schwanken innerhalb der Plate um wenige Dezimeter zum Strand oder zu Gaten festzustellen. Dies kann aber auch mit der Verlagerung der Gaten und des Strandes, bedingt durch deren eigene Sedimentationsdynamik, zusammenhängen und muß nicht von epirogenen Hebungen abhängen. Es ist auch eine defizitäre Änderung im globalen Wasserhaushalt denkbar. Darauf soll an anderer Stelle eingegangen werden. Ähnliches ergab auch die Analyse instationärer Prozesse an den Strömungsgeschwindigkeiten. Hier zeigten sich drei zyklische Prozesse, die aber rein vom faziellen Nebeneinander der Ablagerungsräume abhängen; diese Zyklizität zeigt sich an der Interaktion vom Schelf mit Gaten und von Gaten und Ästuaren mit Platen, also einem durch Wassermassenaustausch zu erwartenden Prozeß.

Insgesamt zeigt sich in der Abfolge von Schicht 10 zu 21 ein evolutionärer nichtchaotischer Trend einer regressiven Phase. Eine Fourier-Analyse ergab keine signifikant harmonische Abfolge. Die Sedimentation wird insgesamt nicht durch zyklische Prozesse, sondern durch eine lineare Regression gesteuert. Dabei kommt es zu Interaktionen zwischen den verschiedenen Faziesbereichen, die im Kleinen zu zyklischen Prozessen wie zyklischer Strandverlagerung oder Ästuarverlagerung führen. Harmonisch ist einzig der Trend des Auftauchbereiches. Bemerkenswert ist die indirekte Bestätigung einer Barriere zwischen Wattfläche und offenem Schelf.

Die Untersuchung der Verkalkung des Sedimentes auf rhythmische Ereignisse ergab eine Zyklizität von Ver- und Entkalkung, also einen Auflösungsrythmus (EINSELE 1982).

7. Schlußfolgerungen

Der untersuchte Aufschluß umfaßt 12 Schichten, die dem Oberoligozän entstammen.

Aufgrund der vorangegangenen Beobachtungen und Analysen der Geländeaufnahme, der Rastelelektronenmikroskopie, der Mikrofaziesanalyse, der sedimentologischen und der paläontologischen und der mathematischen Methoden können recht genaue Aussagen über den sedimentären Ablagerungsraum, das Milieu, das Paläoklima und die Paläogeographie gemacht werden. Eine Einordnung in großräumige paläoklimatische und paläogeographische Zusammenhänge soll hier versucht werden.

7.1. Sedimentärer Ablagerungsraum

Unter Einbeziehung aller sedimentologischen Arbeiten zeigt sich in der stratigraphischen Abfolge eine generell regressive Tendenz vom offenen Schelfmeer über das Intratidal eines Wattenmeeres bis hin zu einem Strandbereich.

Die Sande von Schicht 10 wurden hier in Wassertiefen zwischen 50 und 100 m auf einem Flachschild abgelagert. Gleichzeitig ist aber, in Form von terrigenen Extraklasten, noch ein terrestrischer Einfluß festzustellen. Hinweise auf Turbulenz sind nicht gegeben. Es läßt sich anhand gerichteter Sedimentpartikel in einem geschichteten Sediment mit Strömungsschillen vielmehr eine gerichtete Strömung annehmen, deren Geschwindigkeit sich auf 20 bis 25 cm/sec beziffern läßt.

Als Ablagerungsraum für die Sedimente von Schicht 11 muß schon ein flacher Meeresraum angenommen werden. Es handelte sich um eine Austerbank eines Sedimentationsraumes in ca. 10 m Tiefe bei gerichteter kräftiger Strömung und gleichzeitiger Turbulenz. Der Ablagerungsraum lag wahrscheinlich im näheren Einzugsbereich eines Gezeitenkanals, wohl eines Seegats, womit sich hier schon die Anwesenheit eines Wattenmeeres dokumentiert.

Schicht 12 lag in derselben Wassertiefe wie Schicht 11, doch deuten sich andere Ablagerungsbedingungen an. Wohl durch laterale Verlagerung der Seegat-Hauptrinne lag der Sedimentationsraum dieser stratigraphischen Einheit im direkten Auslaufbereich der Rinne bei Strömungsgeschwindigkeiten um 30 bis 35 cm/sec. Turbulenz ist, obwohl im Gelände nicht nachweisbar, anzunehmen, da von einer Durchmischung von ablaufendem Wasser des Seegats und auflaufender tidaler Strömung ausgegangen werden muß. Generell war die ablaufende Strömung des Seegats aber, wahrscheinlich schon unter ästuariner Beeinflussung, wie der starke terrigene Einfluß belegt, gegenüber der Turbulenz dominant. Dies belegen typische Stromwechselschichtungen und Rippelbildungen. Der starke terrigene Einfluß läßt sich durch hochenergetische Erosion der Küste und ästuarinen Eintrag erklären.

Im Gegensatz zu den vorangegangenen Einheiten setzte sich in Schicht 13 erstmals ein stärker turbulenter Einfluß durch. Dieser war durch weiter fortschreitende Erosion bedingt, bei der die Sande von Schicht 13 im Einzugsbereich einer Brecherzone des Vorstrandes sedimentiert wurden. Dabei wurde im näheren Umfeld eine Bryozoenkolonie erodiert, deren Schalengrus in der Brecherzone abgelagert wurde. Es ist anzunehmen, daß dieser Sedimentationsraum an der äußeren Wattkante lag, wobei dieser Bereich noch nicht zyklisch trockenfiel.

Die regressive Tendenz, die sich in Schicht 13 wieder andeutete, setzte sich in Schicht 14 fort. Wieder lagen diese Sedimente im direkten Einzugsbereich der Hauptrinne eines Seegats. Aufgrund der höheren Strömungsgeschwindigkeiten von 40 bis 50 cm/sec und der Aufarbeitung der einzelnen Sedimentpartikel läßt sich annehmen, daß die Ablagerung dieser Sande in eben dem erwähnten Seegat oder einer Ästuarhauptrinne schon zwischen den Wattplatten stattfand. Dies bestätigt sich auch durch den direkten Eintrag von Sanden mit Spuren einer chemischen Erosion auf der Wattfläche.

Innerhalb der generell regressiven Phase kam es zu einer kurzen Stagnation und Vertiefung, in der der Sedimentationsraum von Schicht 15 wieder an die Wattkante verschoben wurde. Der ermittelte Wert für die Paläo-Strömungsgeschwindigkeiten von 35 bis 45 cm/sec bei gleichzeitig undeutlicher und flaseriger Stromwechselschichtung legt den Schluß auf einen Sedimentationsraum im seitlichen Randbereich eines relativ landfernen Seegats nahe. Das Wasser war aber noch so flach, daß dieser Ablagerungsraum weit oberhalb der Sturmwellenbasis lag. So wurden bei einem starken, wohl hurricanartigen Sturm die basalen Sedimente dieser Schicht aufgearbeitet. Es

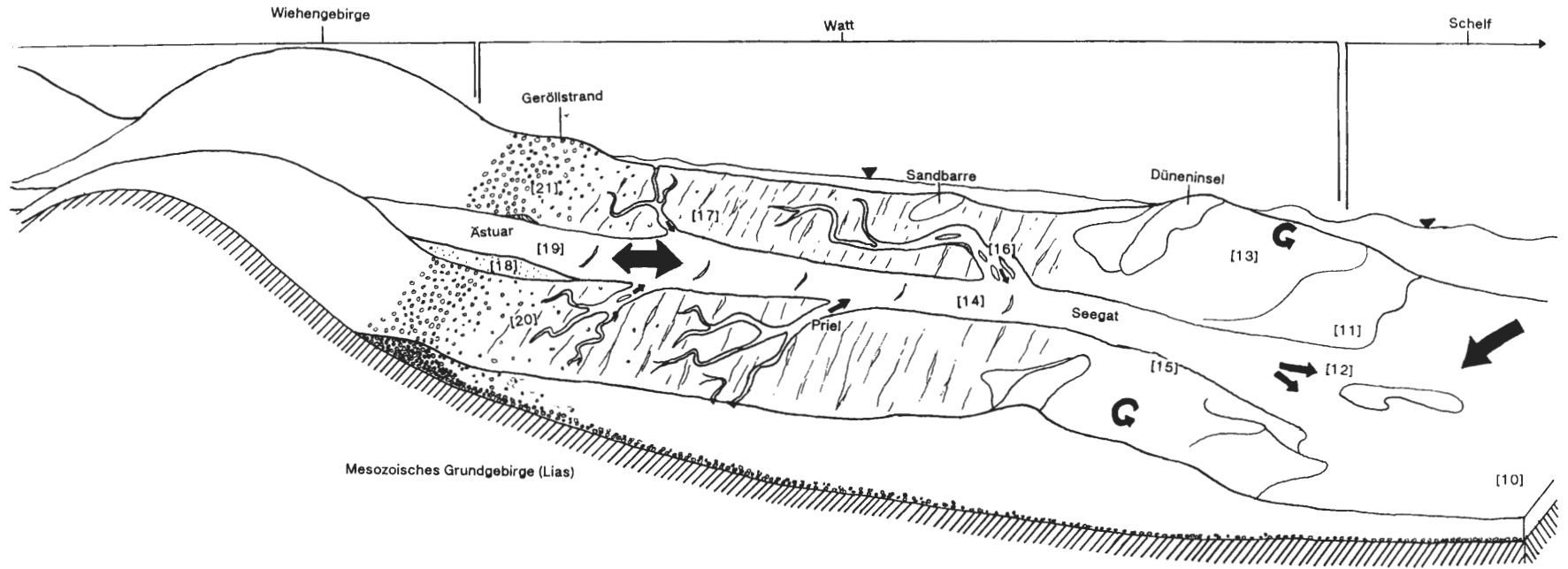


Abb. 9: Blockbildrekonstruktion des Sedimentationsraums der bearbeiteten Horizonte (nicht isochron) Pfeile deuten Strömungsrichtungen an.

entstand aus einem Schill, der, wie die o.a. Strömung belegt, vermutlich ein Strömungsschill war, durch Aufwirbelung der Sedimente ein Sturmschill. Dabei wurden auch schon halbverfestigte Sedimente autochthon brecciiert und teilweise in einzelnen Abschnürungen aufgepreßt. Erst nach diesem Sturmereignis kam es wieder zu einer ruhigen Sedimentation, bei der in solche Aufpressungen dann feineres Sediment nachsackte, also infiltrierte.

Mit Schicht 16 setzte die Regression wieder ein und schritt so weit fort, daß die Sande dieser lithostratigraphischen Einheit nun schon unter zyklischem Trockenfallen und in Prielen abgelagert wurden. Die breite und flach verlaufende Form der Rinnen hingegen spricht noch für recht distale Ausläufer eines Priels. Innerhalb dieser Prielsedimente ließ sich für diese eine maximale Strömungsgeschwindigkeit von 30 bis 40 cm/sec ermitteln. Die Analyse der Geschwindigkeiten für Flut- und Ebbstrom im Normalsediment ergab aufgrund der Berechnung mittels des Medianwertes gleiche Werte. Unter Einbeziehung der Flaserschichtung lassen sich jedoch Werte von nur 20 bis 30 cm/sec annehmen. Hier zeigt sich, daß demnach der Hauptteil der Sedimente aus umgelagerten Rinnensedimenten besteht. Die Sedimente müssen aber trotzdem regelmäßig trocken gefallen sein, da Bioturbation eindeutig nachweisbar ist. Auch mikrofazielle Merkmale, wie birdseyes, lassen auf zumindest kurzzeitiges Trockenfallen schließen, da birdseyes als Auswaschungen von ablaufendem Wasser bei Ebbe zu werten sind. Solche Erscheinungen treten verstärkt noch in den stratigraphisch höheren Einheiten auf. Abgeschwächt wird dieses Bild hier aber durch sedimentfixierende Organismen. Dies ist nach FLÜGEL (1978) auch ein Indikator für partielle Süßwasserbeeinflussung, wie sie durch ein Ästuar gegeben ist. Die Wasserbewegung scheint hier, wie wiederum auch in den höheren Schichten, tidal bedingt stark bewegt gewesen zu sein, wie das Nebeneinander verschiedener Komponenten aus unterschiedlichen Energiemilieus belegt. Hier sind vor allem Pelioide, Pseudopelioide und feine und grobe Lithoklaste zu nennen. Eine Besonderheit stellt in Schicht 16 ein hardground dar. Er zeigt eine synsedimentäre Lithifikation mit nachfolgender Omission an.

In Schicht 17 manifestiert sich eine weitere Verflachung unter simultaner Beeinflussung durch ein Ästuar anhand einer Fischgrätschichtung, wie sie typisch für ästuarine Randbereiche in Strandnähe ist. Für diesen Ablagerungsraum lassen sich Strömungsgeschwindigkeiten von 50 bis 60 cm/sec rekonstruieren. Es schalten sich seltener auch Fläsern ein, hier in Form von alten Oszillationsrippeln, einer zyklisch trockenfallenden Wattplate. Auch der terrigene Einfluß wird stärker, wie sich am größeren Eintrag von terrigenen Extraklasten zeigt. Die tonigen Gerölle nehmen, im Gegensatz zu den tieferen Schichten, an Größe zu, was auf die Nähe eines Geröllstrandes schließen läßt.

In Schicht 18 erreichte die Regression ihr Maximum mit Sedimenten eines Vorstrandes. Im Liegenden dieser Einheit findet sich ein Basiskonglomerat eines Strandsaumes, auf das aber nach nur wenigen dm im Profil schon wieder Sedimente der offenen Wattplate mit Oszillationsrippeln folgen. Man kann also, setzt man einen statischen Ablagerungsraum voraus, von einem sich wechselnd vor- und rückbauendem Strand ausgehen. Ein solcher Prozeß wird meistens vom Sedimentangebot aus dem Hinterland und noch mehr von den lokalen hydrodynamischen Bedingungen gesteuert. Letzteres deutet sich in turbater Überprägung des Liegenden an. Generell ist aber auch hier wieder von einer stark ästuarin geprägten Sedimentation auszugehen. Der terrigene Einfluß ist sehr groß, und auch die Interpretation der ST-Werte läßt den Schluß zu, daß es sich um ursprünglich fluviatile Sedimente handelt, die dann marin aufgearbeitet wurden. Von einer echten Brandung kann allerdings nicht ausgegangen werden, da hohe Wellen sich schon an der Wattkante brechen. Vielmehr muß ein Brandungshang eines Ästuars als Sedimentationsraum angenommen werden, für den sich Strömungsgeschwindigkeiten von 40 bis 50 cm/sec errechnen lassen.

Der ästuarine Einfluß wird in Schicht 19 noch deutlicher. Aufgrund der gut ausgeprägten Laminierung des Sediments mit klarer Komponentensortierung und Einregelung der Komponenten lag eine laminare Strömung vor. Für diese lassen sich mit 90 bis 100 cm/sec recht hohe Werte für die Strömungsgeschwindigkeit ermitteln. So muß als Sedimentationsraum die Hauptströmungsrinne eines Ästuars zugrunde gelegt werden.

Bedingt durch laterale Verlagerung der Ästuarlinie ab Schicht 17 bis in die höheren stratigraphischen Einheiten lag der Ablagerungsraum der Sande von Schicht 20 zwar wieder im Einzugsbereich des Strandes, doch ist kein direkter ästuariner Einfluß mehr festzustellen. Es zeigt sich eine Sedimentation im direkten Vorstrandbereich. Ripplern und Schrägschichtung sowie die Oberflächenstrukturen auf den Sedimenten deuten auf eine Einspülung der Sedimente von der Wattplate bei Flut hin. Diese wurden dann, gemeinsam mit den autochthonen Sanden, in kleineren Turbulenzwalzen am Strand aufgearbeitet. Für den Flutstrom kann eine Strömungsgeschwindigkeit von 30 bis 40 cm/sec angenommen werden. Der Geröllstrand muß in direkter Nähe gelegen haben, da eine hohe Anzahl an Strandgeröllen auftritt.

In Schicht 21 hat sich der Strand dann so weit progradierend verschoben, daß der Ablagerungsraum der eigentliche Geröllstrand war. Im Hangenden von Schicht 21 verlagerte er sich aber schon wieder landeinwärts, was aus einem Wechsel der Sedimentationsverhältnisse abzuleiten ist. Die Gerölle treten zurück und es zeichnen sich wieder Sande eines Vorstrandes ab. Die Sedimente zeigen eine zweiphasige Genese. Sowohl die Oberflächenuntersuchungen an den Strandgeröllen und Strandsanden als auch die Analyse der Siebkurven sind klare Indikatoren dafür, daß die Sande und Gerölle primär als Flußschotter und -sande transportiert wurden. Erst später, nach einer Verlagerung der Ästuarrinne wurden sie als Strandgerölle erneut aufgearbeitet und mit den tonigen Strandgeröllen vermischt. Letztere entstammen der Aufarbeitung des Hinterlandes, also des Wiehengebirges.

7.2. Paläogeographie

Als generalisiertes paläogeographisches Modell ergibt sich für die Schichten 10 bis 21 der unteren Doberger Schichten am Westflügel der Doberger Mulde das Bild einer Regression, die aufgrund der speziellen paläogeographischen Position zur Ausbildung eines Wattenmeeres führte. Es konnte dabei ein Ästuar mit Ausläufern in ein Seegat rekonstruiert werden. Die Sequenzanalyse sowie die speziellen sedimentologischen Gegebenheiten und das mehrfache Auftreten eines Seegats implizieren die Anwesenheit von Düneninseln oder zumindest von größeren submarinen Barrieredünen an der Wattkante. Es ist dabei unklar, ob die Regression durch die Hebung eines relativ instabilen Schelfs, bedingt durch Kontinentalundulationen oder durch Herabsetzung des globalen Wasserhaushaltes infolge einsetzender Vereisung der Polkappen ausgelöst wurde.

Die Bildung eines Wattes wurde durch die speziellen paläogeographischen Voraussetzungen eines konsolidierten Festlandssockels begünstigt. Vor dem Wiehengebirge fällt das Gelände nach Norden nur äußerst flach ab, wie auch am rezenten Abfall zur Nordsee um nur 90 m auf einer Strecke von 200 km auszumachen ist. Einzelne Hügel im direkten Vorland können dabei die Bildung von Düneninseln unterstützt haben.

Während des Sedimentationszeitraums bestand konstant eine gut ausgeprägte Hintergrundsedimentation. Diese Tatsache läßt sich sowohl mit der Küstenerosion, als auch mit einer Erosion des Hinterlandes begründen, was durch den terrigenen Eintrag eines Flusses und den konstanten äolischen Eintrag nachgewiesen werden kann. Die recht hohen Fließgeschwindigkeiten des Ästuars belegen dabei ein hohes Angebot von Wasser aus dem Hinterland.

Durch die starke Wasserbewegung oberhalb der Wellenbasis dominierte die Sedimentation klastischer und bioklastischer Komponenten gegenüber der Sedimentation von Karbonatschlamm. Strömungsbedingt wurde auch noch mikritischer Zement ausgewaschen, so daß Kalkarenite und Kalkrudite vorherrschen. Gleichzeitig kann sich durch kurzzeitige Änderung der Wasserenergie der Zustand der Sedimentation geändert haben. So kam es in relativen Ruhephasen, die teils omisionsbedingt sein können, zum Aufbau schlammgestützter Sedimentgefüge, in z.B. atmosphärisch bedingten Turbulenzphasen dagegen zur Bildung von komponentengestützten Gefügen.

Die Strömungen waren neben dem ästuarinen Eintrag stark gezeitenbeeinflusst. Es traten dabei Brandungsströmungen, Brandungsrückströmungen und wahrscheinlich küstenparallele Strömungen auf. Die Gezeitenströmungen verliefen vermutlich schräg zur Küste, wenn man annimmt, daß die oberoligozäne Nordsee ein teilabgeschlossenes Nebenmeer war. Somit ist die Richtung der Kolkmarken, Rippeln und Schrägschichtungen nicht direkt mit der Richtung senkrecht zur Küste gleichzusetzen. Strömungsbedingt treten senkrecht zur Küste Variationen der Sedimentpetrographie auf. Uferparallele Variationen, wie sie GURWELL (1983) nachweist, deuten sich lediglich in den Schichten 18 bis 21 an.

Der Tidenhub konnte hauptsächlich aufgrund zweier Faktoren rekonstruiert werden. Die Ausbildung eines Ästuars erfordert nach FÜCHTBAUER (1988) gezeitenbetonte Flußmündungen mit einem Tidenhub von mehr als 3 m. Die limitierenden Faktoren für das Entstehen von Düneninseln oder submarinen Barrieredünen zwischen Seegaten sind ein minimaler Tidenhub von 1.8 m und ein maximaler Tidenhub von 3.6 m (FÜCHTBAUER 1988). So kann ein Tidenhub von mindestens 3 m, höchstens aber 3.6 m angenommen werden.

Glaukonit ist im Sediment mit durchschnittlich 15 bis 25 % vertreten. Dieses Mineral ist teils authigen, meist jedoch eingespült. Seine Hauptverbreitung ist nach PORRENGA (FÜCHTBAUER 1988) an Tiefen von 50 bis 200 m gebunden. Häufig steht die Bildung von Glaukonit im Zusammen-

hang mit upwelling, also azendenten, sauerstoffarmen, kalten, schwach basischen Tiefenwässern unter Beteiligung von biotischen Faktoren. Das massenhafte Auftreten dieser Sedimentkomponenten deutet auf eine ständig auflandige Unterströmung wie bei upwelling hin (AIGNER 1982; NELSON 1982).

7.3. Paläoökologie und Paläoklima

Generell kann aufgrund der sedimentologischen Ergebnisse von permanenter Wasserbewegung ausgegangen werden. Dies, und vor allem auch die Diversität der benthischen Foraminiferen, lassen auf ein gut durchlüftetes Milieu schließen. Es herrschte, mit Ausnahme der Austerbank von Schicht 11 und der hardground-Bildung in Schicht 16, instabiles Substrat vor. Endobionten und Bioturbation sowie Schrägschichtung belegen diese Tatsache. Lebewesen fixierten aber auch das Lockersediment. Hier sind vor allem Kalkalgen, Bryozoen, Austern und Terebrateln zu nennen.

Für die Ausbildung einer solchen Fauna und vor allem der Flora ist ausreichende Durchlichtung obligat. Wassertiefen bis zu 20 m, also der euphotischen Zone, sind dabei Voraussetzung. Eintrübungen des Wassers durch Turbulenz oder atmosphärisch bedingte Sedimentaufwirbelungen können auftreten, werden von den Organismen aber toleriert oder schädigen die Gemeinschaft nur kurzzeitig. Auf bewegtes Flachwasser lassen auch mikrofazielle Merkmale, wie Fenstergefüge, Intraklaste, Bioturbation und isochemische und synsedimentäre Umkristallisationen schließen. Zumindest kurzfristiges Trockenfallen zeigt sich in kleineren Spalten senkrecht zur Schichtung, die mit nicht-karbonatischen Klasten verfüllt sind. Hier ist eine Deutung als verfüllte Trockenrisse indiziert. Einzig in Schicht 10 weisen alle Anzeichen auf tieferes Wasser unterhalb der euphotischen Zone hin. Noch auftretende Rotalgen und die recht diverse Fauna lassen auf Tiefen von maximal 100 m schließen.

Aufgrund der Artenzahl der Organismen muß weitestgehend von euhalinen Bedingungen ausgegangen werden. In den Schichten 18, 19 und 21 dagegen weisen eine Verarmung der Faunenzusammensetzung und sich verstärkende Fenstergefüge auf Süßwasserbeeinflussung hin. Das zeigt sich besonders deutlich bei den nahezu monotypischen Vergesellschaftungen benthischer Foraminiferen.

Unter Einbeziehung der oben beschriebenen paläoökologischen und paläobiologischen Kriterien darf ein durchaus gutes Nahrungsangebot angenommen werden. Dies wird auch durch die permanente Anwesenheit von Schalengrus bestätigt. Die große Menge der schalentragenden Biomorpha, die das Ausgangsmaterial für den Schalengrus bildeten, hat vermutlich in nicht zu großer Entfernung gelebt. Die Transportweite läßt sich aufgrund der teilweise noch großen Bruchstücke einschränken. Wahrscheinlich lebten die Organismen teils im Wattenmeer, wo ihre Schalen durch die Aktivität von Strandbrandung und Stürmen aufgearbeitet wurden, und teils im tieferen Wasser, wo sie durch Bioerosion zerstört wurden. Eine derartige Bioerosion kann in Wassertiefen, wie der von Schicht 10, stattgefunden haben. Dort sind Kleinräuber, wie Krebse, einige Mollusken, Würmer und Seeigel nachgewiesen. In diesem Fall ist dann ein weiterer Transport durch küstenwärts gerichtete Unterströmungen zu postulieren. Das bestätigt sich in der teils geringeren Größe und besserer Zurundung der Schalengruskomponenten gegenüber den größeren, oben beschriebenen. Eine solche Unterströmung ist mit upwelling in Verbindung zu bringen.

Bezüglich der Temperatur deutet sich im Arbeitsgebiet eine faunistische Zonierung sowie Wasserschichtung an. Letztere ist an veränderlichen Foraminiferenassoziationen zwischen Gewässern des Intratidals und des Sublitorals festzustellen. Die Biofaziesgrenzen sind hier jedoch unscharf. Nur zwischen Faziesbereichen stark unterschiedlicher hydrodynamischer Bedingungen sind die Grenzen scharf. Dies bedingt eine uferparallele und senkrecht zum Ufer stehende Zonierung

Es können keine absoluten Werte bezüglich der Paläotemperatur angegeben werden. Aus den mikrofaziellen und paläontologischen Untersuchungen läßt sich dennoch ein klimatisches Modell entwickeln. Dem Faunenspektrum nach handelt es sich um Sedimentation in der Corallinen- oder Foramol-Fazies. Da aber Foraminiferen, Mollusken und vor allem Mollusken-Bioklaste vorherrschen, muß eher von der Foramol-Fazies ausgegangen werden. Diese Annahme wird durch die starke Präsenz von Bryozoen, speziell in Schicht 13, bestätigt. Die paläontologischen Befunde deuten hierbei auf eine recht starke Affinität zur Chlorozoan-Fazies hin, was die Anwesenheit von Schelf-Mikriten untermauert. Die Dominanz mechanischer Degradation von Molluskenschalen ist ein typischer Indikator für die Foramol-Fazies. Sie kann seltener in subtropischen, meist in gemäßigten und sogar in kühleren Breiten auftreten, wie z.B. vor der Westirischen Küste (LEES et al. 1969;

LEES & BULLER 1972; LEES 1975). Boreale Gewässer scheiden wegen der Anwesenheit von zementierenden Formen und ausschließlich kalkschaligen Foraminiferen bei gleichzeitigem Übergewicht von Rotalgen und Coccolithen aus. Ein warm-arides Meer ist ebenso auszuschließen, da, wie die Röntgendiffraktometrie belegt, keine Salze und Dolomite nachgewiesen werden konnten. Mikroskopisch zeigt sich auch keine Dedolomitisierung.

Unter den Mollusken zeigen warm-präferente Formen kein ausgesprochenes Größenwachstum, wie dies in tropischen oder subtropischen Meeren zu erwarten wäre (STRAUCH 1972). Gleichzeitig treten Faunenelemente auf, die in kühleren Meeren ihr ökologisches Optimum finden. Dies läßt sich, verbunden mit den vorangegangenen faziellen Aussagen, so deuten, daß es sich bei der oberoligozänen Nordsee am Doberg um ein gemäßigt-warmes Meer mit subtropischen Einflüssen handelte. Ein solches Klima ist mit dem des rezenten nördlichen Mittelmeers bei 43° bis 45° nördlicher Breite zu vergleichen. Eine Paläokontinentallage in solchen Breiten ergibt sich für den Doberg auch nach paläomagnetischen Messungen (SMITH, HURLEY & BRIDEN 1982).

Bei diesem Klima treten, belegt durch mikrofaunistische Untersuchungen auch deutliche Temperaturschwankungen im jahreszeitlichen Gang auf. Von Schwankungen um 10° bis 12°C muß ausgegangen werden.

Die Mischung von warm- und kalt-präferenten Faunenelementen kann sowohl durch aszendente, kalte Tiefenwässer, also upwelling, erklärt werden als auch durch eine starke klimatische Differentiation der oligozänen Nordsee. Im letzteren Fall kann man zum einen von der Möglichkeit ausgehen, daß eine Durchmischung der Faunenelemente durch verdriftete Larven zustande gekommen sein kann. Eine solche Verdriftung könnte z.B. durch eine schräg zur Küste gerichtete Drehtide eines teilabgeschlossenen Nebenmeeres verursacht worden sein. Zum anderen ist es möglich, daß eine Mischung solcher Organismen durch eine Position des Dobergs als „Sperrgebiet“ für verschiedene Faunen eines klimatisch stark differenzierten Meeres ausgelöst worden ist. Ein solches „Sperrgebiet“ findet sich z.B. an der rezenten Doggerbank (JARKE 1961). Eine genaue Bearbeitung dieser Problematik steht aus.

Im Vergleich mit dem Oligozän der Niederrheinischen Bucht zeigt sich, daß der Doberg entgegen der Annahmen von HUBACH (1922) von kühlerem Wasser geprägt ist. Dies erklärt sich durch die paläogeographische Position der Niederrheinischen Bucht. Sie liegt ca. 2° weiter südlich in einer geschützten Bucht und ist damit wohl in wärmeren Klimaten anzusiedeln.

8. LITERATUR

- ABBOT, R.T. (1954): American Seashells. – D. van Nostrand Company Inc.: 541 S., 100 Abb., 40 Taf.; Princeton, New Jersey
- AIGNER, T. (1982): Calcareous Tempestites: Storm dominated Stratification in Upper Muschelkalk Limestone (Middle Trias, SW Germany). – In EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and Event Stratification. – Springer: 180-198, 10 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York
- ANDERSON, A.J. (1958): Die Pectiniden des Niederrheinischen Chatt. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **1**: 297-321, 1 Abb., 3 Taf.; Krefeld
- ,– HINSCH, W., MARTINI, E., MÜLLER, C., RITZKOWSKI, S. (1971): Chattian. – Giornale di Geologia, **37**: 69-79, 3 Abb.; Bologna
- BALL, S.M. (1971): The Westfalia Limestone of the Northern Midcontinent: a possible ancient storm deposit. – J. Sediment. Petrol., **41** (1): 217-232, 11 Abb.; Tulsa
- BENSON, R.H. (1984): Estimating greater paleodepths with Ostracodes, especially in the thermospheric oceans. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **48**: 107-141, 12 Abb.; Amsterdam
- BLANC-VERNET, C. (1988): Répartition bathymétrique des foraminifères benthiques sur la plate-forme continentale. – Geol. Mediterr., **15** (1): 5-12, 4 Abb.; Marseille
- BLOOS, G. (1982): Shell Beds in the Lower Lias of South Germany – Facies and Origin. – in EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.). – Springer: Cyclic and Event Stratification: 229-239, 7 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York
- CARTER, B.D., BEISEL, T.H., BRANCH, W.B. & MASHBURN, C.M. (1989): Substrat preferences of Late Eocene echinoids of the eastern Gulf Coast. – J. Paleont., **63** (4): 495-503, 1 Abb., 4 Tab.; Lawrence Kansas
- DARTEVILLE, E. (1952): Bryozaires fossiles de l'Oligocene de l'Allemagne. – Paläont. Z., **26**: 181-204, 2 Abb.; Stuttgart

- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 108-121, 7 Taf.; Tulsa
- EINSELE, G. (1982): General remarks about the nature, occurrence and recognition of cyclic sequences (peridotites). – in EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification. – Springer: 3-7; Berlin, Heidelberg New York
- EMIG, C.C. (1988): Les Brachiopodes actuels – sont-ils des indicateurs (paléo) bathymétriques?. – Geol. Mediterr., **15** (1): 65-71, 3 Abb., 2 Tab.; Marseille
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer: 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin (Springer)
- FOLK, R.L. (1959): Practical Classification of Limestones. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **43**, 1: 1-38, 41 Abb.; Tulsa
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sediment-Petrologie II, Sedimente und Sedimentgesteine. – Schweizerbart: 1141 S., 600 Abb., 113 Tab.; Stuttgart
- GÖRGES, J. (1951): Die Oberoligozänen Pectiniden des Dobergs bei Bünde und ihre stratigraphische Bedeutung. – Paläont. Z., **24**: 9-22, 2 Taf.; Stuttgart
- ,– (1952): Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des Oberoligozänen Meeressandes von Kassel. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.: 134 S., 3 Taf.; Wiesbaden
- ,– (1957): Die Mollusken der Oberoligozänen Schichten des Dobergs bei Bünde in Westf.. – Paläont. Z., **31**: 116-134, 2 Taf.; Stuttgart
- GRIPP, K. (1961): Versuch einer Charakterisierung der Mollusken-Faunen im marinen Tertiär West-Europas. – Meyniana, **10**: 113-116; Kiel
- GROSSHEIDE, K. – & TRUNKO, L. (1965): Die Foraminiferen des Dobergs bei Bünde und von Austrup (Cassidulinidae bis Nummulitidae). – Beih. Geol. Jb., **60**: 121-205, 5 Abb., 4 Taf., 1 Tab.; Hannover
- GURWELL, B.R. (1983): Beitrag zur uferparallelen Variation sedimentpetrographischer Merkmale. – Z. geol. Wiss., **11**: 59-76, 8 Abb.; Berlin
- HUBACH, H. (1922): Das Oberoligozän des Dobergs bei Bünde in Westfalen. – Ber. Naturhist. Ges., **103**, (1957): 1-71. 3 Taf.; Hannover
- JANSSEN, R. (1978): Die Mollusken des Oberoligozäns (Chattium) im Nordsee-Becken. – Arch. Mol., **108** (1/3): 137-227, 1 Abb., 6 Taf.; Frankfurt
- ,– (1979a): Die Mollusken des Oberoligozäns (Chattium) im Nordseebecken. – Arch. Mol., **109** (4/6): 277-376, 4 Taf.; Frankfurt
- ,– (1979b): Revision der Bivalvia des Oberoligozäns (Chattium Kasseler Meeressande). – Geol. Abh. hess. L. –Amt Bodenforsch., **78**: 1-181, 1 Abb., 4 Taf.; Wiesbaden
- ,– (1981): Mollusken-Assoziationen und Biotope im norddeutschen Oberoligozän. – Natur und Museum, **111** (3): 70-78, 8 Abb.; Frankfurt
- JARKE, J. (1961): Die Beziehung zwischen hydrographischen Verhältnissen, Faziesentwicklung und Foraminiferenverbreitung in der heutigen Nordsee als Vorbild für die Verhältnisse der Miocän-Zeit. – Meyniana, **10**: 21-36, 4 Taf., 9 Kart.; Kiel
- KRINSLEY, D.H. & DONAHUE, J. (1968): Environmental Interpretation of Sand Grain Surface Textures by Electron Microscopy. – Geol. Soc. Am. Bul., **79**: 743-748, 1 Abb., 8 Taf.; New York
- KRINSLEY, D.H. & DOORNKAMP, J.C. (1973): Atlas of quartz sand surface textures. – Cambridge University Press: 91 S., 1 Abb., 122 Taf.; Cambridge
- KÜMMERLE, E. (1963): Die Foraminiferen des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel (Bl. Nr. 4622 Kassel-West). – Abh. hess. L. –Amt Bodenforsch., **45**: 72 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden
- LANGER, W. (1964): Kurze Bemerkung zur Mikro- und Megafauna des nordwestdeutschen Mittel-Oligozän. – N. Jb. Geol. Paläont. MH., 194 b, H **12**: 730-736, 2 Abb.; Stuttgart
- LEES, A., BULLER, A.T. & SCOTT, J. (1969): Marine Carbonate Sedimentation Processes, Connemarra, Ireland. – Reading Univ. Geol. Rep., **2**: 64 S. 12 Abb.; Reading
- LEES, A. & BULLER, A.T. (1972): Modern temperature water and warm water shelf carbonate sedimentation. – Mar. Geol., **13**: M67-M73; New York
- LEES, A. (1975): Possible Influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. – Mar. Geol., **19**: 159-198, 9 Abb.; New York
- LEIGHTON, M.W. & PENDEXTER, C. (1962): Carbonate rock types. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 33-61, 9 Taf., 2 Abb.; Tulsa
- LEINEN, M. & HEATH, G.R. (1981): Sedimentary indicators of atmospheric activity in the northern hemisphere during the Cenozoic. – Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol., **36**: 1-21, 9 Abb.; Amsterdam
- LIENENKLAUS, E. (1891): Die Ober-Oligocän-Fauna des Dobergs. – **8** Jb. Naturw. Ver. zu Osnabrück: 43-174, 2 Taf.; Osnabrück

- MEHL, J. (1982): Die Tempestit-Fazies im oberen Muschelkalk Südbadens. – Jh. geol. Landesanst. Baden-Würt., **24**: 91-109, 6 Abb.; Freiburg
- NELSON, C.H. (1982): Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. – J. Sediment. Petrol., **52** (2): 537-545; Tulsa
- OERTLI, H.J. (1956): Ostracoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. – Schweiz. Paläont. Abh., **74**: 119 S., 15 Abb., 16 Taf.; Basel
- PESCHEL, G. (1991): eximag01 bis eximag14, Programme zur quantitativen Analyse und Simulation geologischer Abfolgen und Prozesse,-; Greifswald
- PLUMLEY, W.J., RISLEY, G.A., GRAVES, R.W. & KALEY, M.E. (1962): Energy index for limestone interpretation and classification. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 85-107, 4 Taf., 5 Abb.; Tulsa
- POAG, C.W. (1984): Distribution and ecology of deep-water benthic Foraminifera in the Gulf of Mexico. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **48**: 25-37, 4 Abb.; Amsterdam
- POORE, R.Z. & MATHEWS, R.K. (1984): Oxygene isotope ranking of the late Eocene and Oligocene Planktonic foraminifers; implications for Oligocene sea-surface temperatures and global ice-volume. – Marine Micropaleontology, **9**: 111-134, 6 Abb., 4 Tab.; Leiden
- PUJOS-LAMY, A. (1984): Foraminifères benthiques et Bathymetrie: Le Cenozoic du Golfe de Gascogne. – Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **48**: 39-60, 8 Abb.; Amsterdam
- REISER, H. (1987): Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse – Systematik, Stratigraphie und Paläobathymetrie. – Zitteliana, **16**: 131 S., 27 Abb., 19 Taf.; München
- RITZKOWSKI, S. (1987): Lower and Middle Oligocene deposits from the Doberg near Bünde (Westfalia, FRG). Bathymetric interpretation of the ostracod fauna. – Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol., **24** (1-2): 181-190, 4 Abb.; Leiden
- SINDOWSKI, K.H. (1957): Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleichs zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. – Geol. Jb., **73**: 235-275, 68 Abb.;Hannover
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. (1982): Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums. – Enke: 102 S., 88 Abb.; Stuttgart
- SMOLKA, P.P. (1990): Das ST-Verfahren – Ein quantitatives Verfahren zur Bestimmung der Environment-Wahrscheinlichkeit. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **181**,1-3: 501-518, 4 Abb.; Stuttgart
- SPIEGLER, D. (1974): Biostratigraphie des Tertiärs zwischen Elbe und Weser/Aller (Benthische Foraminiferen, Oligo-Miozän). – Geol. Jb., **A 16**: 27-69, 2 Abb, 4 Tab., 2 Taf.; Hannover
- STRAUCH, F. (1972): Zur Klimabindung mariner Organismen und ihre geologisch-paläontologische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **40** (1): 82-127, 7 Abb; Stuttgart
- ,– (1990): Zur Gliederung einiger känozoischer Schilltypen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **181**, 1-3: 417-430, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart
- ,– & MÜLLER, A. (1991): Mollusken aus dem Paläozän des Schachtes Sophia Jacoba 8 (Erkelenz-Golkrath, Niederrhein, NW-Deutschland). – in: STRAUCH, F., MÜLLER, A. & WELLE, J. (1991): Die marinen Faunen des Tertiärs aus den Schächten des Steinkohlenbergbaues der Niederrheinischen Bucht. – Decheniana, Beih. **30**: 5-147, 2 Abb, 2 Tab., 24 Taf.; Bonn
- TRUNKO, L. (1965): Geologische Untersuchungen am Doberg bei Bünde. – Beih. geol. Jb., **60**: 1-42, 10 Abb., 2 Taf., 1 Tab., 1 Karte; Hannover
- UFFENORDE,H. (1981): Ostracoden aus dem Oberoligozän und Miozän des unteren Elbe-Gebietes (Niedersachsen und Hamburg, NW-deutsches Tertiärbecken). – Paläontographica, **A 172**, 416: 103-198, 16 Abb., 10 Taf.; Stuttgart
- VISHER, G.S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. – Journ. of Sediment. Petrol., **39**, 3: 1074-1106, 21 Abb.; Tulsa
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – Springer: 471 S., 30 Taf., 183 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York

Fossil	Schicht	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Globigerina</i> sp.		+											
<i>Discorbis patelliformis</i>		+					+						
<i>Discorbis orbicularis</i>		+	+	++	++	++	++	++			+	+	
<i>Cibicides dutemplei</i> d.		++	++	++	++	++	++	++	+	+	+	+	
<i>Ehrenbergina serrata healyi</i>		+			+		+						
<i>Saracenaria magna</i>		+	+			+							+
<i>Massilina haidingeri</i>		+	+										+
<i>Siphotextularia sculpturata</i>		+		+	+	+	+					+	
<i>Globocassidulina bradyi</i>		+			+		+						
<i>Vaginulinopsis crista</i>		+					+						+
<i>Planularia trinae</i>		+	+										
<i>Ehrenbergina variabilis</i>		+										+	+
<i>Rotalia trochus</i>		+			+	+			+		+		
<i>Fissurina kapellensis</i>		+											
<i>Nonion bouenaum</i>		+	+			+	+				++		
<i>Planularia auriculata</i>			+								+		+
<i>Rosalina globularis bradyi</i>			+			+	+	++			+		+
<i>Cibicides dobergensis</i>				+	+						+		
<i>Alabamina tangentialis</i>				+	+	+		+	+		+		
<i>Cibicides communis</i>				+	++	++	++	++	++	++	++	+	+
<i>Patellina corrugata</i>					+								
<i>Nonion roemeri</i>					+								
<i>Nonion gransoum</i>					+			+			+		
<i>Cibicides dutemplei reussi</i>					+			++	+		++	+	
<i>Cibicides latiumbilicus</i> l.					++		++	++	++				+
<i>Cancris auriculus</i> a.					+								
<i>Rotalia proquinqua</i>					+								
<i>Cibicides telegdi</i>						+	++	+				+	
<i>Planorbulina difformis</i>						+		+					
<i>Eponides candidulus</i>						+							
<i>Cibicides lobatulus</i>						+	+	+	+		+		
<i>Nonion elongatum</i>								++	++	++	++	++	+
<i>Plectrofrondicularia advena</i>								+					
<i>Elphidium cryptostomum</i>								+					
<i>Cibicides tenellus tenellus</i>								+					
<i>Planularia reniformis</i>								+					
<i>Cibicides tenellus crassus</i>								+			+		
<i>Florilus nonionelloides</i>								+		+			
<i>Cancris auriculus primitivus</i>											++		+
<i>Cibicides boueanus ekbloimi</i>											+		
<i>Massilina secans secans</i>											+		
<i>Lagena pulchra bellastrata</i>											+		
<i>Lithothamnium</i> sp.				+	+	+	+	++	++	+	+	+	+
<i>Corallina</i> sp.		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Neomeris</i> sp.						+							
<i>Serpula</i> sp.		+											+
<i>Balanus stellaris</i>		++											
<i>Loxoconcha favata</i>		+									+		
<i>Echinolampas kleinii</i>		+		++		+	+	++	++	+	+	++	++
<i>Maretia hofmanni</i>											+	++	++

Fortsetzung	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Terebratula grandis</i>	+				+		+		++	++	++	++
<i>Smittina angulata</i>	+			+		+						+
<i>Buskia tubulifera</i>	+		+					+		+		
<i>Spiropora variabilis</i>				++								
<i>Cumulipora angulifera</i>								+	+		+	+
<i>Buccinide</i> gen. et sp. n. indet.	+											
<i>Ficus</i> sp.	+											
<i>Polinices</i> sp.	+											
<i>Pleurotomaria</i> sp.											+	
<i>Pecten (Hilberia) bifidus</i>	+		+		+	+	+	+	+			
<i>Palliolum decussatum</i>										+	+	++
<i>Chlamys hausmanni</i>											+	
<i>Pecten (Hilberia) janus</i>	+											
<i>Modiolus micans</i>	++								+			
<i>Arctica islandica</i>	++											
<i>Glossus subtransversus</i>	++											
<i>Glycimeris</i> sp.	+											
<i>Laevicardium cingulatum</i>	++											
<i>Pycnodonte callifera</i>	+	++			+	+				+		
<i>Panopea heberti</i>	++											
<i>Pitar beyrichi</i>	++											
<i>Gastrochaenolites lapidicus</i>												++
<i>Thalassonoides ichnosp.</i>	++											
<i>Teredolites ichnosp.</i>	+											

Geol. Paläont. Westf.	23	35-50	6 Abb.	Münster September 1993
--------------------------	----	-------	--------	---------------------------

Stratigraphie und Fossilführung der Visé/Namur-Aufschlüsse am Bau der A46 bei Arnsberg/Westfalen

Dieter Korn*

Zusammenfassung

Das während der Bauarbeiten für die A46 bei Arnsberg aufgeschlossene, über 200m mächtige Visé/Namur-Profil wurde hinsichtlich seines Inhaltes an Ammonoideen-Faunen untersucht. Dabei konnten im größten und vollständigsten Aufschluß, welcher unter der B229-Brücke liegt, 11 verschiedene Fossilagen entdeckt werden. Durch sie waren Schichten von der obersten Goß-Zone im Visé bis zur E2-Zone im Namur nachweisbar. Ein weiteres, weniger vollständiges Profil, das in derselben Baustelle nur wenige hundert Meter weiter östlich in der Nähe des Gehöftes Wintrop gelegen war, lieferte Goniatiten aus vier Horizonten.

Folgende lithostratigraphische Einheiten konnten in diesen, nur zeitweilig zugänglichen Aufschlüssen untersucht werden: An der Basis waren die höchsten 50 Meter des Kulmplattenkalkes aufgeschlossen. Darüber folgte der erste bekannte, vollständige Aufschluß durch die Hangenden Alaunschiefer von 100 Meter Mächtigkeit, mit von anderen Profilen nicht bekannten Lyditen an der Basis. Im Hangenden beginnen mit der „Ersten Grauwacke“ die Arnsberger Schichten, von denen die basalen 60 Meter aufgeschlossen waren.

Die Korrelation des Arnsberger Profiles mit anderen Lokalitäten zeigt einige stratigraphische und fazielle Besonderheiten. Neben den Lyditen im obersten Visé gehört dazu das Vorhandensein von dünnen, turbiditischen Kalksteinlagen im Unter-Namur. Diese dünnen Lagen lieferten Goniatiten einer bisher unbekanntes Art der Eumorphoceraten, die hier unter dem Namen *Sundernites horni* n.gen. et n.sp. neu beschrieben wird.

Weiterhin bietet das Arnsberger Profil die Möglichkeit, das Ausklingen der Kulmplattenkalk-Sedimentation in Form einer paläogeographischen Übersicht darzustellen. Die Kombination mit benachbarten Profilen dokumentiert ein kontinuierliches westliches Abwandern der diese Ablagerungen liefernden Sedimentquelle.

Summary

The Visean-Namurian section exposed during the construction of the A46 motorway near Arnsberg has been examined because of its content of ammonoid faunas. In the biggest and most complete outcrop directly underneath the B229 bridge, 11 fossil-bearing horizons could be recovered. They range from the uppermost Goß goniatite zone of the Visean up to the E2-Zone of the Namurian. Another outcrop some hundred meters to the east near the Wintrop estate yielded goniatites from four horizons.

The following lithostratigraphic units were present in the temporary exposures: At the base the upper part of the Kulmplattenkalk Formation of at least 50m thickness, followed by the first complete

* Anschrift des Verfassers: Dieter Korn, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie, Sigwartstraße 10, D-72076 Tübingen.

exposure of the Hangende Alaunschiefer Formation of 100m thickness. At the base of this formation, cherts are present which are not known from other, comparable localities. At the top of the section, the Arnsberger Schichten Formation starts with the so-called „first greywacke“.

The correlation of the Arnsberg section with others from the neighbourhood demonstrates its stratigraphic and facies peculiarities. In addition to the cherts in the uppermost Viséan, this is the presence of thin, turbidite carbonate layers in the lowermost Namurian. These carbonates yielded unknown goniatites, described herein as *Sundermites horni* gen. et sp.nov.

Furthermore, the Arnsberg section allows to study the offset of the Kulmplattenkalk sedimentation. A correlation with other sections documents a continuous migration of the sediment source to the west.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	36
2. Die Schichtfolge in den Aufschlüssen an der A46	37
2.1. Der Aufschluß unter der B229-Brücke	37
2.1.1. Der Kulmplattenkalk	37
2.1.2. Die Hangenden Alaunschiefer	38
2.1.3. Die Unteren Arnsberger Schichten	40
2.2. Der Aufschluß westlich von Wintrop	40
3. Goniatitenfaunen der Arnsberger Aufschlüsse	40
3.1. Faunen vom Aufschluß unter der B229-Brücke	40
3.2. Faunen vom Aufschluß westlich Wintrop	43
4. Die Standard-Goniatiten-Stratigraphie des Ober-Visé und Unter-Namur	44
5. Korrelation des Arnsberger Profiles mit vergleichbaren Profilen benachbarter Lokalitäten	45
5.1. Actinopterien-Schiefer	46
5.2. Der Kulmplattenkalk oberhalb des Actinopterien-Schiefers	46
5.3. Die Hangenden Alaunschiefer	47
5.4. Die Arnsberger Schichten	48
6. Paläontologischer Anhang	49
7. Literatur	50

1. Einleitung

Die Umgebung von Arnsberg/Westfalen besitzt für die Stratigraphie der obersten Visé- und unteren Namur-Stufe (Unter-Karbon) eine elementare Bedeutung. In der klassischen Untergliederung des Karbons wurde das obere Namur nach Aufschlüssen bei Arnsberg mit dem Namen Arnsbergium belegt – eine auch heute noch in Mitteleuropa übliche Bezeichnung dieses Schichtenkomplexes.

Die in erster Linie von H.SCHMIDT in den 20er Jahren erarbeitete und 1934 publizierte stratigraphische Tabelle der damals noch ganz zum Oberkarbon gestellten Namur-Stufe basiert auf unvollständigen Aufschlüssen in unmittelbarer Nähe von Arnsberg (Ruhruferweg, Eisenberg, Cosacksche Ziegelei, Uentrop etc.) sowie auf Lokalitäten in der weiteren Umgebung (Ziegelei Bröffel in Hemer, Ziegelei Emde in Neheim etc.). Alle diese Aufschlüsse zeigten jeweils nur einen kleinen Teilausschnitt der Schichtfolge oberhalb des in einigen Steinbrüchen aufgeschlossenen Kulmplattenkalkes – aber auch der Kontakt zwischen Kulmplattenkalk und Hangenden Alaunschiefern – einer Serie aus Tonsteinen und Alaunschiefern, die nach oben von den Arnsberger Schichten (mit der Einlagerung von Grauwackebänken) überlagert wird – war nur ungenügend bekannt.

Durch die Vergrößerung der Kulmplattenkalk-Steinbrüche bei Herdringen und Müschede-Wicheln wurden in den vergangenen 20 Jahren auch die basalen Partien der Hangenden Alaunschiefer angeschnitten. Weitere Aufschlüsse in Müschede sowie bei Sundern-Hellefeld (Abb. 1) zeigten Teilbereiche der Hangenden Alaunschiefer, allerdings stets zusammenhanglos aufgeschlossen. Die in allen diesen Lokalitäten aufgesammelten Goniatiten-Faunen konnten bislang nicht eindeutig in das stratigraphische Schema eingeordnet werden.

Umso bedeutender war der große Aufschluß an der A46 bei Arnsberg, da hier erstmals ein vollständiges Profil vom Kulmplattenkalk bis über die „Erste Grauwacke“ hinaus aufgeschlossen

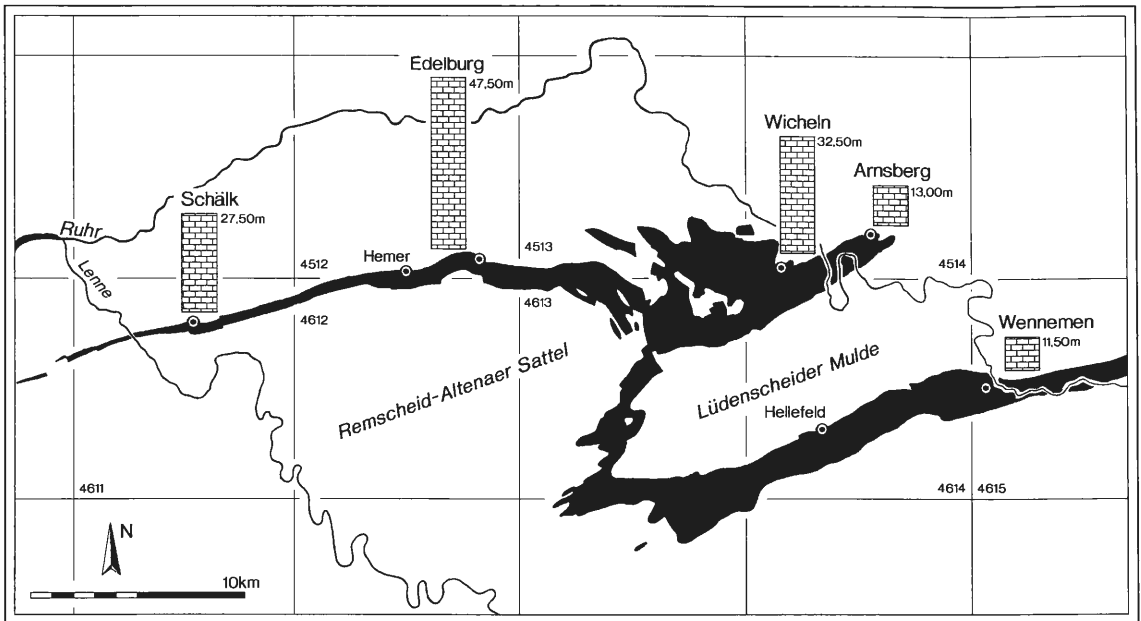


Abb. 1: Geologische Übersicht über Remscheid-Altenaer Sattel und Lüdenscheider Mulde mit Lage der in dieser Arbeit erwähnten Profile. Schwarze Flächen = ausstreichende Schichten des Tournai und Visé. Die Profilsäulen zeigen die Mächtigkeit des Kulmplattenkalkes oberhalb des Actinopterien-Schiefers.

wurde, und zwar in einer solchen Tiefe, daß durchweg unverwittertes Gesteinsmaterial verfügbar war.

Die Arnsberger Aufschlüsse lieferten zahlreiche Goniatiten aus verschiedenen Schichtlagen, welche eine Korrelation mit der Standard-Stratigraphie ermöglichen. Außerdem bekommt der Aufschluß wegen seiner Stellung zwischen anderen, vergleichbaren Aufschlüssen des Grenzbereiches Kulmplattenkalk/Hangende Alaunschiefer eine besondere Bedeutung hinsichtlich des Entwurfs einer paläogeographischen Übersichtskarte.

2. Die Schichtfolge in den Aufschlüssen an der A46

2.1. Der Aufschluß unter der B229-Brücke

Es handelt sich dabei um den unterhalb der Bundesstraße 229 gelegenen, bis 30m tiefen Einschnitt mit einer aufgeschlossenen Schichtenfolge von etwa 210m Mächtigkeit (Abb. 2).

Der Kulmplattenkalk, die vollständig aufgeschlossenen Hangenden Alaunschiefer und die Arnsberger Schichten sind hier am Nordflügel des ostnordöstlich abtauchenden Remscheid-Altenaer Sattels mit einem etwa 45° nach Nordnordwest einfallenden Winkel angeschnitten worden. Spezialfaltung tritt nur untergeordnet auf – so im Bereich des Actinopterien-Schiefers (ohne Unterbrechung des Schichtenverbandes), sowie unterhalb der „Ersten Grauwacke“ (hier möglicherweise mit begleitenden Störungen).

Vom Liegenden zum Hangenden sind folgende lithostratigraphischen Einheiten unterscheidbar (Abb.3):

2.1.1. Der Kulmplattenkalk

Er läßt sich in drei Bereiche untergliedern:

– Der Bereich unterhalb des Actinopterien-Schiefers: Vorherrschend sind 30-50cm mächtige Kalksteinbänke mit meist etwa gleich dicken Tonstein-Zwischenlagen. Zahlreiche der Platten-



Abb. 2: Die Aufschlußverhältnisse im August 1991. Blick auf die nördliche Böschung, in welcher das hier beschriebene Profil aufgenommen wurde. Im Vordergrund obere Kulmplattenkalke, im Hintergrund Brücke der B229.

kalkbänke zeigen eine deutliche Gradierung und entsprechen dem von MEISCHNER (1964) dargestellten Typus der allodapischen Kalke. Der am östlichen Ende des Einschnittes insgesamt in einer Mächtigkeit von 35m aufgeschlossene Bereich ist – wie auch in anderen Aufschlüssen des Kulmplattenkalkes – recht fossilarm. Die Leitbank mit *Paraglyphioceras rotundum* BRÜNING 1923, *Hibernioceras striatosphaericum* (BRÜNING 1923), *Hibernioceras doliolum* KORN 1988, *Sulcogirtyoceras burhennei* (BRÜNING 1923) sowie *Girtyoceras brueningianum* (H.SCHMIDT 1925) konnte nicht nachgewiesen werden. Nach den Gegebenheiten im Steinbruch bei Müschede-Wicheln ist sie etwa 10m unterhalb des Actinopterien-Schiefers zu erwarten.

– Der Actinopterien-Schiefer: Es sind insgesamt 3-4m mächtige schwarze Alaunschiefer, welche allerdings in Oberflächennähe stark ausgebleicht sind und dann weißliche, hellgraue und gelbliche Färbungen annehmen. Einzelne Lagen sind sehr fossilreich – jedoch treten Goniatiten nur ganz vereinzelt auf. Neben zahllosen isolierten Schwammnadeln ist das Fossil *Actinopteria persulcata* auf einigen Schichtflächen sehr häufig. Der Nachweis des Actinopterien-Schiefers in diesem Aufschluß ist besonders wichtig für die Korrelation mit anderen Lokalitäten, die den oberen Bereich des Kulmplattenkalkes untersuchen lassen (s. Abschnitt 5).

– Der Bereich oberhalb des Actinopterien-Schiefers: Über dem Actinopterien-Schiefer folgt eine noch 13m mächtige Wechselfolge von meist 20-40cm dicken Kalksteinbänken mit Zwischenlagen von Tonsteinen und Alaunschiefern. Die Lithologie entspricht weitgehend dem Bereich unterhalb des Actinopterien-Schiefers, wenngleich die Bankmächtigkeiten zurückgegangen sind und die Bedeutung der tonigen Zwischenschichten zugenommen hat. In diesem Abschnitt konnten mehrere Lagen mit Goniatiten-Faunen entdeckt werden. Es handelt sich meist um flachgedrücktes Material, das aber wegen der einigermaßen guten Erhaltung der Ornamentierung recht sicher bestimmt werden kann (s. Abschnitt 3).

2.1.2. Die Hangenden Alaunschiefer

Sie lassen sich in drei Abschnitte untergliedern:

– Ein etwa 9m mächtiger Bereich im unmittelbaren Hangenden des abrupt endenden Kulmplattenkalkes setzt sich aus einer Wechsellagerung von Tonsteinen, Alaunschiefern und zahlreichen bis etwa 10cm mächtigen, meist schwarzen Lyditlagen zusammen. Nur aus einer Schicht, die sich an der Basis dieses Bereiches befindet, liegen Goniatiten vor. Damit können die in diesem Aufschluß im

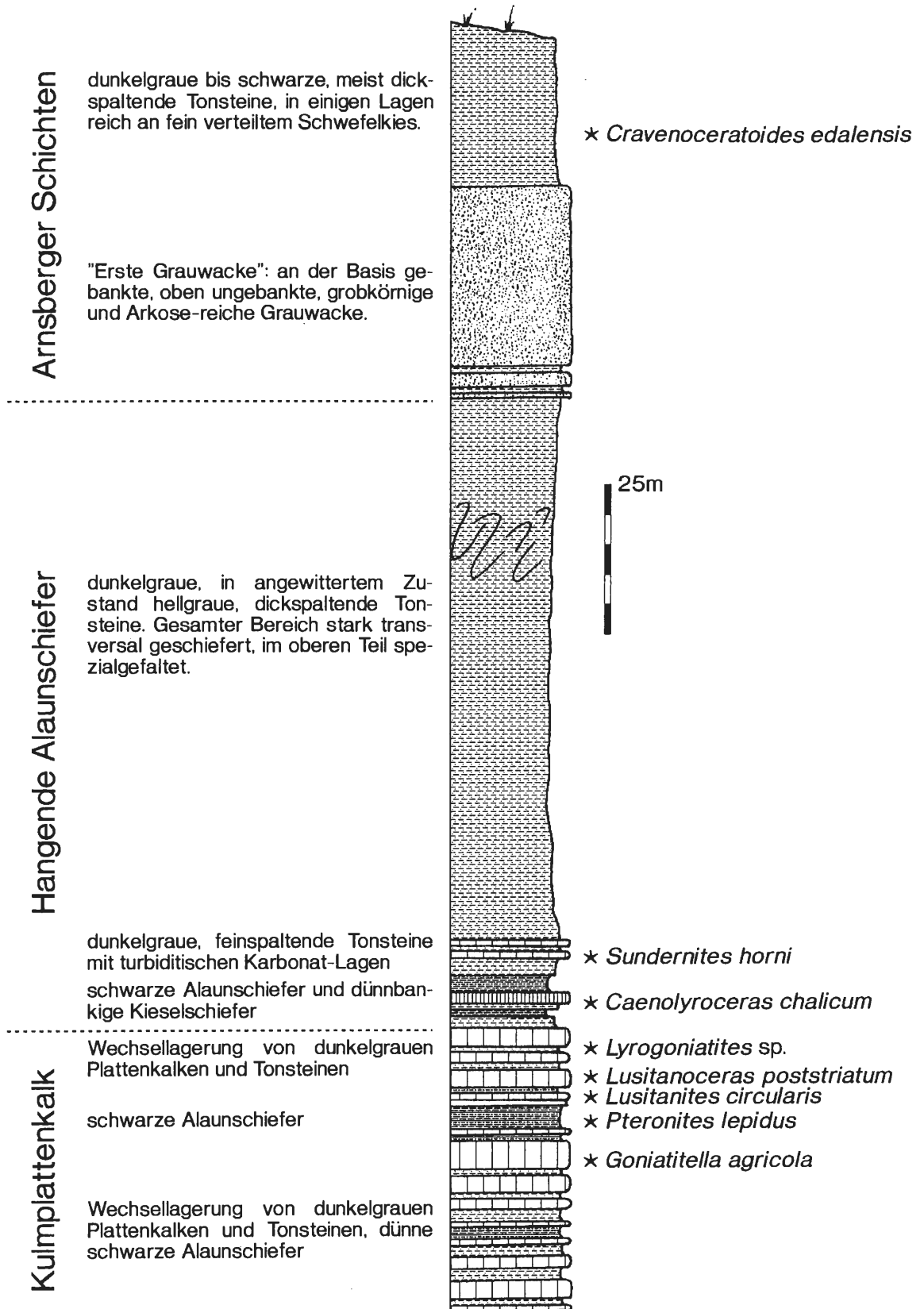


Abb. 3: Gesamtprofil des Aufschlusses unter der B229-Brücke mit Kennzeichnung der Fossil-Horizonte.

Hangenden des Kulmplattenkalkes eingeschalteten Lydite – welche von anderen, vergleichbaren Aufschlüssen der Arnsberger Gegend nicht bekannt sind – stratigraphisch eindeutig eingeordnet werden.

– Zum Hangenden hin treten sowohl Alaunschiefer als auch Lydite deutlich zurück und werden durch Tonsteine mit zahlreichen dünnen Karbonatlagen ersetzt. Der 6m mächtige Bereich zeigt an der Basis des großen Aufschlusses unverwitterte Gesteine, wie sie in anderen, näher an der Oberfläche gelegenen Aufschlüssen nicht bekannt geworden sind.

Einzelne turbiditische Karbonatlagen im oberen Teil dieses Bereichs lieferten körperlich erhaltene Goniatiten (s. Abschnitt 3), die eine bisher unbekannte Art repräsentieren.

– Es folgt darauf eine etwa 90m mächtige, sehr eintönige Serie von Schiefertönen mit wenigen dünnen Alaunschiefer-, Lydit- und Toneisensteinlagen. Große Teile dieses Bereiches weisen eine starke Transversalschieferung auf. Darum war es nicht möglich, größere Schichtflächen zu untersuchen und Faunen zu bergen. Die Einordnung dieses Bereichs muß deshalb unsicher bleiben – es ist aber anzunehmen, daß er in die *pseudobilinguis*-Zone zu stellen ist, die in anderen Aufschlüssen mit günstigerer Schieferung (Eisen-Berg, Ziegelei Bröffel bei Hemer, Hellefeld bei Sundern) die typischen Leitfossilien enthielt.

2.1.3. Die Unteren Arnsberger Schichten

Sie lassen sich in zwei Bereiche untergliedern:

– Die „Erste Grauwacke“: Sie ist ein bekannter und gut kartierbarer Leithorizont in der Arnsberger Umgebung, war aber nur ungenügend aufgeschlossen. Die „Erste Grauwacke“ ist etwa 35m mächtig und zeigt ein recht eintöniges, meist grobkörniges Gefüge eines Arkose-reichen Sandsteins. Faunen konnten in diesem Bereich nicht gefunden werden.

– Das Hangende der „Ersten Grauwacke“: Der Kontakt der „Ersten Grauwacke“ und der hangenden Schichten ist tektonisch beeinflusst – eine ungestörte Abfolge ist nicht aufgefunden worden. Aus diesem Grund konnte der *bisulcatum*-Kieselschiefer, der an anderen Stellen bei Arnsberg (Ruhrerweg, Baugrube Hill) die „Erste Grauwacke“ überlagert, nicht nachgewiesen werden.

In der Mitte der in 30m Mächtigkeit aufgeschlossenen, leicht transversal geschieferten Tonstein-Folge konnten zwei Fossilhorizonte mit flachgedrückten Goniatiten entdeckt werden, die eine stratigraphische Einordnung erlauben (s. Abschnitt 3).

2.2. Der Aufschluß westlich von Wintrop

Der Aufschluß lag 300m südwestlich des oben beschriebenen und zeigte ein weit weniger vollständiges Profil (Schichtmächtigkeit ca. 30m) in einer oberflächennäheren Zone, wo stärkere Verwitterung die Kalksteinbänke an- und aufgelöst sowie die Alaunschiefer ausgebleichen hat.

Die Schichtfolge besteht aus dem oberen Teil des Kulmplattenkalkes, der wie im zuerst beschriebenen Aufschluß entwickelt ist. Es konnten vier Fossilagen oberhalb des Actinopterien-Schiefers entdeckt werden. Bei 1,40m, 2,10m und 2,80m oberhalb des Actinopterien-Schiefers konnten Goniatiten des Goy1, und 22,50m oberhalb dieses Leithorizontes lieferte die letzte aufgeschlossene Kalksteinbank Goniatiten des unteren Goy2. Diese Lage liegt oberhalb einer schlecht aufgeschlossenen Serie von Alaun- und Kieselschiefen.

3. Goniatitenfaunen der Arnsberger Aufschlüsse

3.1. Faunen vom Aufschluß unter der B229-Brücke

– 4,50m unterhalb der Basis des Actinopterien-Schiefers – 40cm dicke Kalksteinbank mit kleinen, meist bruchstückhaften Goniatiten an der Basis. Sehr häufig ist *Goniatitella agricola* KORN 1988, selten *Neoglyphioceras suerlandense* KORN 1988.

Alter: höchstes Goß oder tiefstes Goy1.

– 2,30m unterhalb der Oberkante des Actinopterien-Schiefers – schwarzer Alaunschiefer mit zahlreichen kleinen Pyritkristallen: Sehr häufig sind isolierte, verkieste Schwammnadeln. Daneben tritt auf einigen Schichtflächen *Actinopteria persulcata* auf (Abb. 4a).

Alter: Goy1

– 1,90m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – schwarzer Tonstein:

Es liegt ein völlig flach gedrücktes Exemplar von *Lusitanites circularis* KORN 1988 mit etwa 12mm Gehäusedurchmesser vor (Abb. 4e). Vom Nabel bis zur Externseite sind 25 Spiralstreifen zu zählen, und zu 90° angeordnete Einschnürungen biegen auf der äußeren Flankenhälfte kräftig nach vorn.

Alter: Goy1

– 2,20m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – 20cm dicke Kalkbank mit Goniatitenschill an der Basis.

Ein Bruchstück eines 10mm großen Exemplars von *Lusitanites circularis* KORN 1988 (Abb. 4c) konnte gefunden werden. Es zeigt den für die Art typischen Verlauf der Anwachsstreifen und Schaleneinschnürungen, welche auf der inneren Flankenhälfte radial verlaufen und zu einem kräftigen Externvorsprung nach vorn biegen.

Alter: Goy1

– 4,70 oberhalb des Actinopterien-Schiefers – schwarzer, eben spaltender Tonstein mit zahlreichen flachgedrückten Goniatiten-Bruchstücken.

Einzelne Schichtflächen sind ganz bedeckt mit Bruchstücken von *Lusitanoceras poststriatum* (BRÜNING 1923). Diese stammen meist von größeren Exemplaren mit über 20mm Windungshöhe (Abb. 4d) und zeigen die für die Art charakteristischen kräftigen Spiralstreifen und die durch die darüber verlaufenden, feineren Anwachsstreifen verursachte Granulierung. Anwachsstreifen und Einschnürungen haben einen annähernd geradlinigen Verlauf mit schwachem Ventrolateralvorsprung.

Alter: Goy1.

– 8,40m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – schwarzgrauer Tonstein mit einzelnen Goniatiten-Bruchstücken.

Die Lage lieferte einen kleinen (10mm Gehäusedurchmesser) flachgedrückten Goniatiten, der nur unsicher als *Lyrogoniatites* sp. bestimmt werden kann. Er besitzt kräftige Spiralstreifen, die in unterschiedlichen Abständen zueinander stehen, und geringfügig nach vorn gebogene Anwachsstreifen und Einschnürungen (Abb.4b).

Alter: Vermutlich Grenzbereich Goy1/ Goy2.

– 17,90m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – dunkelgrauer, feinspaltender Tonstein mit flachgedrückten Goniatiten.

Es liegen mehrere Goniatiten-Bruchstücke vor, von denen das vollständigste etwa 25mm Gehäusedurchmesser aufweist. Vom Nabel bis zur Mitte der Externseite sind 18 feine, aber scharfe Spiralstreifen zu zählen, welche in etwa gleichen Abständen zueinander gestellt sind. Die annähernd geradlinig verlaufenden Anwachsstreifen sind wesentlich feiner als die Spiralstreifen und erheblich dichter gestellt (etwa 10mal so dicht wie die Spiralstreifen). Einschnürungen sind nicht erkennbar. Der Nabel des vollständig flachgepreßten Exemplars scheint recht eng zu sein. Alle Merkmale sprechen für eine Bestimmung als *Caenolyroceras chalicum* KORN 1988 (Abb.4g).

Alter: Unteres Goy2.

– 27,40 m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – grobspätiger, mit Schill ganz erfüllter, dunkelgrauer Kalkstein.

Die Bank enthält meist kleine Exemplare der unten als *Sundermites horni* n.gen et n.sp. beschriebenen Art. Es handelt sich meist um kleinwüchsige Stücke von 5 bis 7mm Durchmesser (Abb.4f);

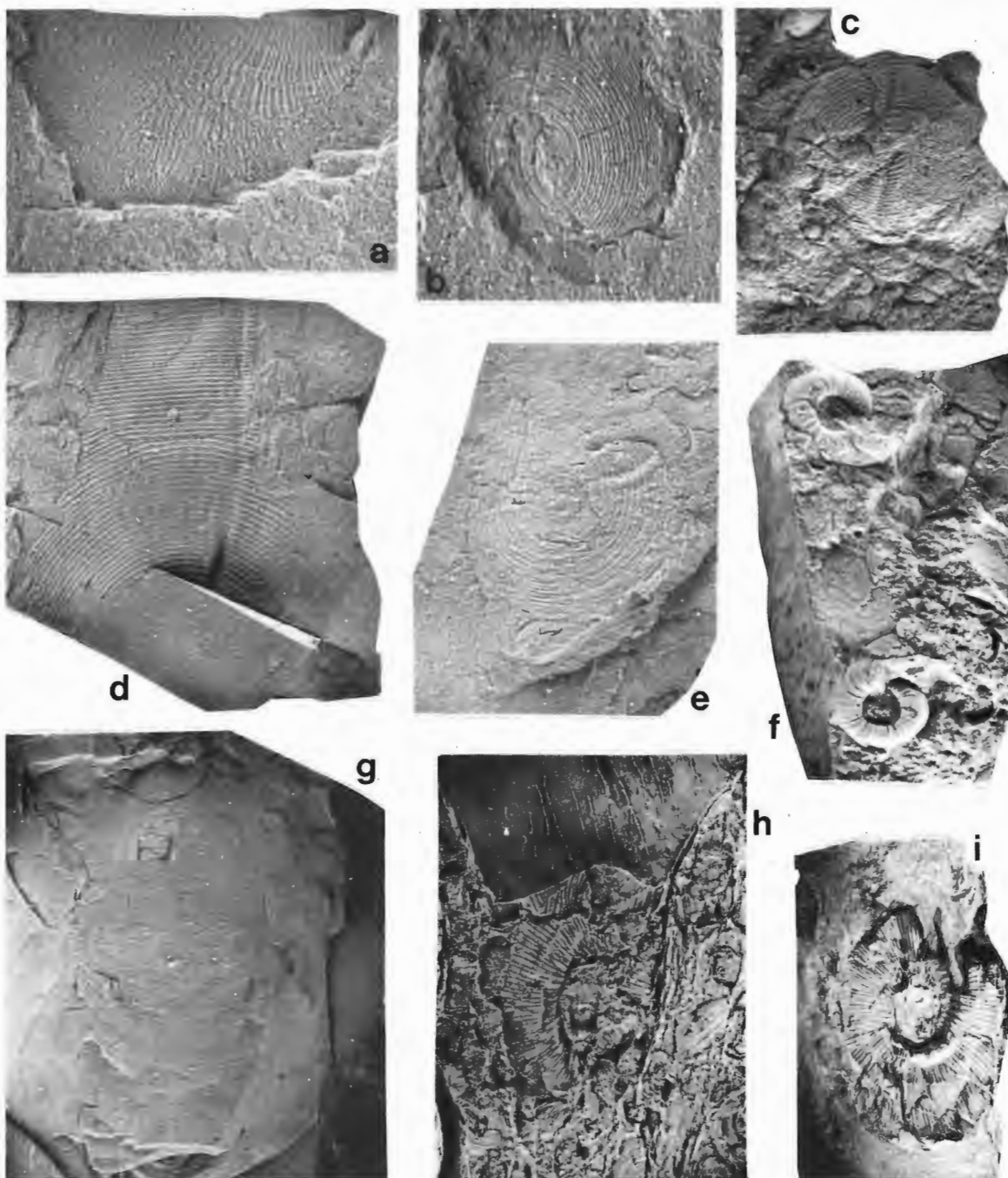
größere Exemplare sind fragmentarisch erhalten. Die Art wird in Abschnitt 6. ausführlicher beschrieben.

Alter: Unteres E1.

– 28,20m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – grobkristalliner dunkler Kalkstein mit zahlreichen Goniatitenbruchstücken.

Aus dieser Lage konnten keine gut erhaltenen Goniatiten geborgen werden. Die Bruchstücke sprechen für eine Zuordnung zu der oben bereits erwähnten neuen *Sundermites*-Art.

Alter: Unteres E1.



– 12,60m oberhalb der „Ersten Grauwacke“ – dickspaltender, dunkelgrauer Tonstein mit massenhaften, flachgedrückten Goniatiten.

Alle Exemplare sind zu derselben Art zu stellen. Es handelt sich um recht engnabelige Goniatiten mit kräftigen, rippchenartig verstärkten Anwachsstreifen mit fast geradlinigem Verlauf. An der Nabelkante sind diese Rippchen gegabelt und berühren sich einander – daher entsteht eine Art von Netzskulptur. Die Exemplare sind zu *Cravenoceratoides edalensis* (BISAT 1928) zu stellen (Abb. 4h,i).

Alter: E2b.

– 15,50m oberhalb der „Ersten Grauwacke“ – dunkelgrauer Tonstein mit zahlreichen flachgedrückten Goniatiten.

Es liegen nur wenige einigermaßen gut erhaltene Goniatiten mit feiner Anwachsstreifung vor. Eine artliche Bestimmung der Exemplare ist nicht möglich.

Alter: Wahrscheinlich E2b.

3.2. Faunen vom Aufschluß westlich Wintrop

– 1,40m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – grauer Tonstein mit flachgepreßten Goniatiten.

Ein sicher bestimmbares Exemplar von *Lusitanites circularis* KORN 1988 mit 15mm Gehäusedurchmesser liegt vor. Das Gehäuse ist sehr eng genabelt und trägt etwa 25 Spiralstreifen von Nabel bis Externseite.

Alter: Goy1.

– 2,10m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – dunkelgrauer, feinkörniger Kalkstein.

Ein körperlich erhaltenes Bruchstück von *Lusitanoceras poststriatum* (BRÜNING 1923) in Steinkernerhaltung mit 35mm Gehäusedurchmesser liegt vor.

Alter: Goy1.

– 2,80m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – grauer Kalkstein mit zahlreichen Gehäusebruchstücken.

◁

Abb. 4: Fossilien aus dem Aufschluß unter der B229-Brücke bei Arnsberg:

- a. *Actinopteria persulcata* (McCOY 1851); WMN P 18250 (coll. KORN 1989), 2,30 m unter der Oberkante des Actinopterien-Schiefers; x 2,0.
- b. *Lyrogoniatites* sp., WMN P 18253 (coll. KORN 1989); 8,40m oberhalb des Actinopterien-Schiefers; x 2,0.
- c. *Lusitanites circularis* KORN 1988; WMN P 18252 (coll. KORN 1989), 3,20m oberhalb des Actinopterien-Schiefers; x 3,0.
- d. *Lusitanoceras poststriatum* (BRÜNING 1923); WMN P 18260 (coll. KORN 1989), 4,70m oberhalb des Actinopterien-Schiefers; x 1,5.
- e. *Lusitanites circularis* KORN 1988; WMN P 18251 (coll. KORN 1989), 1,90m oberhalb des Actinopterien-Schiefers; x 2,5.
- f. *Sundernites horni* n.sp.; Paratypen WMN P 18254 (coll. KORN 1989), 27,40m oberhalb des Actinopterien-Schiefers; x 2,5.
- g. *Caenolyroceras chalicum* KORN 1988; WMN P 18255 (coll. KORN 1989), 17,90m oberhalb des Actinopterien-Schiefers; x 2,0.
- h. *Cravenoceratoides edalensis* (BISAT 1928); WMN P 18256 (coll. KORN 1989), 12,60m oberhalb der „Ersten Grauwacke“; x 2,5.
- i. *Cravenoceratoides edalensis* (BISAT 1928); WMN P 18257 (coll. KORN 1989), 12,60m oberhalb der „Ersten Grauwacke“; x 2,5.

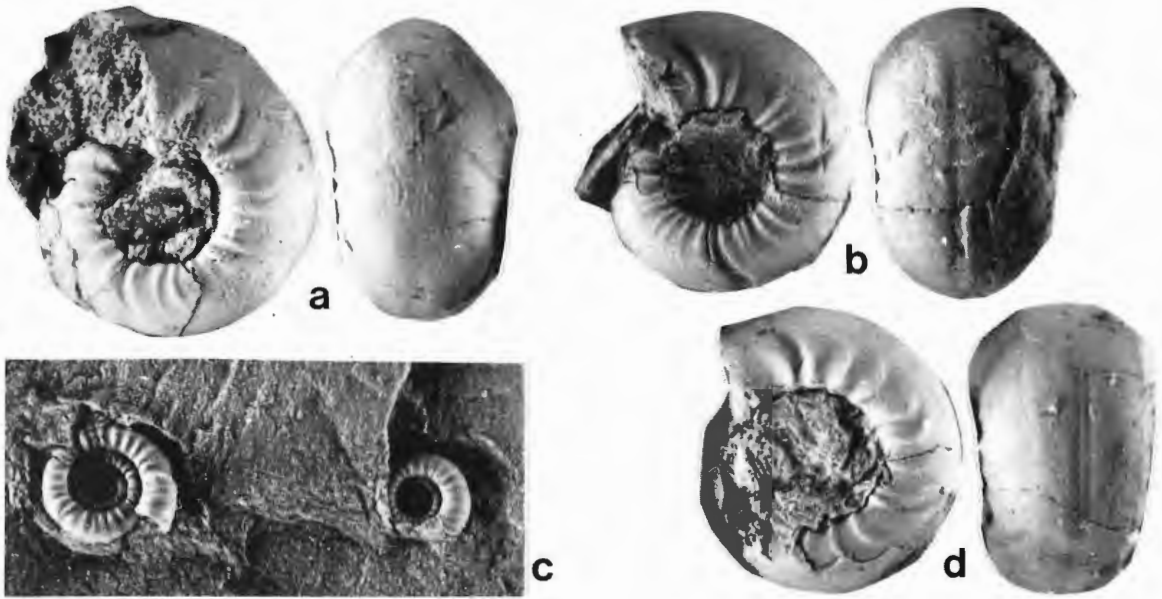


Abb. 5: *Sundernites horni* n.gen. et n.sp. aus dem E1 des Straßeneinschnittes westlich von Sundern-Hellefeld.
 a. Holotyp WMN P 18247 (coll. KORN 1974), x 5.
 b. Paratyp WMN P 18248 (coll. KORN 1974), x 5.
 c. Paratypen WMN P 18249 (coll. KORN 1974), x 5.
 d. Paratyp WMN P 18259 (coll. KORN 1974), x 5.

Ein Bruchstück von *Lusitanoceras poststriatum* (BRÜNING 1923) liegt vor.

Alter: Goy1.

– 22,50m oberhalb des Actinopterien-Schiefers – stark angewitterter, dunkelgrauer Kalkstein.

Zwei Bruchstücke von *Caenolyroceras chalicum* KORN 1988 liegen vor.

Alter: Unteres Goy2.

4. Die Standard-Goniatiten-Stratigraphie des Ober-Visé und Unter-Namur

Die Schichten an der Grenze Visé/Namur sind durch zwei alternative Goniatiten-Stratigraphien untergliedert worden, die für die unterschiedlichen Faziesräume anwendbar sind. Es steht hier die klassische mitteleuropäische Goniatiten-Zonierung, die in erster Linie auf die Arbeiten von BISAT (1924), H.SCHMIDT (1934), RUPRECHT (1937) und HORN (1960) begründet ist und für den Epikontinental-Bereich gilt, der durch RUZHENTSEV & BOGOSLOVSKAYA (1971) für die erheblich fossilreicheren Profile des Urals und anderer mediterraner Faunenprovinzen gegenüber.

Die Standard-Goniatiten-Stratigraphie, welche für die bei Arnsberg aufgeschlossenen Schichten angewandt werden muß, ist durch folgende Goniatiten-Abfolge (vom Liegenden zum Hangenden) gekennzeichnet:

– oberstes Goß Unterhalb des Actinopterien-Schiefers konnte im Arnsberger Profil erstmals die bisher nur unhorizontiert bekannte Schicht mit *Goniatitella agricola* KORN 1988, *Neoglyphioceras suerlandense* KORN 1988 und *Girtyoceras margaritatum* KORN 1988 nachgewiesen werden.

– Goy1:

Eine eindeutige Definition der Untergrenze dieser Zone wurde bisher nicht gegeben. RUPRECHT (1937) benutzte das erste Auftreten von *Lusitanoceras poststriatum* (BRÜNING 1923) und *Lusitanites circularis* KORN 1988 zur Kennzeichnung der Grenze zwischen dem Goß und dem Goy. Im allgemeinen wurde aber der Actinopterien-Schiefer, der mit dem ersten Auftreten der beiden genannten Goniatiten-Arten ungefähr zusammenfällt, als Basis des Goy angesehen. Daher kann auch ohne die intensive Schicht-für-Schicht-Bearbeitung eines Profiles eine leicht durchzuführende Korrelation vorgenommen werden.

Das Goy1 besitzt eine ganz charakteristische Faunengesellschaft: Sehr häufig treten die beiden oben genannten Goniatiten in ihr auf, wenngleich auch nur selten in denselben Schichten. Seltener ist *Lyrogoniatites eisenbergensis* (RUPRECHT 1937). Keine dieser Arten ist aus der liegenden oder der hangenden Goniatiten-Zone bekannt. Deshalb liegen stets eindeutige Leitfossilien vor.

– Unteres Goy2: Eine Untergliederung RUPRECHT's Goy2 wurde erstmals von KORN (1988) unternommen. Danach ist der untere Teil dieser Zone durch *Caenolyroceras chalicum* KORN 1988, *Girtyoceras goii* KORN 1988 und *Cousteauceras costatum* (RUPRECHT 1937) gekennzeichnet. Weitere Leitformen sind möglicherweise *Lyrogoniatites liethensis* KORN 1988 und *Sudetoceras splendens* (BISAT 1928). Überschneidungen in der Verbreitung der Leitfossilien mit der liegenden und der hangenden Zone bestehen nicht.

– Oberes Goy2: Diese Goniatitenzone ist durch das Auftreten einer völlig neuen Fauna charakterisiert. Diese besteht aus *Emstites novalis* KORN 1988 und *Edmooroceras wedekindi* (BRÜNING 1923).

– Basis der *Eumorphoceras*-Stufe: Es bestehen enge Zusammenhänge zwischen der Goniatiten-Fauna des oberen Goy2 mit der nachfolgenden, gemeinhin als unternamurisch angesehenen und durch *Emstites schaelkensis* (BRÜNING 1923), *Edmooroceras pseudocoronula* (BISAT 1950) und *Cousteauceras involutum* (HORN 1960) gekennzeichneten Fauna.

– *Tumulites pseudobilinguis*-Zone (E1): Diese Zone ist von HORN (1960) umfassend bearbeitet worden. Mit verschiedenen Unterarten von *Tumulites pseudobilinguis* (BISAT 1924) untergliederte er diesen Abschnitt in drei Subzonen.

– *Eumorphoceras bisulcatum*-Zone (E2): Mit dem Einsetzen von *Eumorphoceras bisulcatum* (GIRTY 1909) beginnt eine weitere, völlig neue Goniatiten-Vergesellschaftung. Die Art konnte von H.SCHMIDT (1934) an verschiedenen Lokalitäten im Rheinischen Schiefergebirge unmittelbar über der „Ersten Grauwacke“ nachgewiesen werden. In geringer Entfernung über dieser Lage liegt die ebenfalls von H.SCHMIDT erkannte Lage mit *Cravenoceratoides edalensis* (BISAT 1928).

5. Korrelation des Arnsberger Profiles mit vergleichbaren Profilen benachbarter Lokalitäten

Das Arnsberger Profil des Ober-Visé und Unter-Namur läßt sich – trotz seiner Besonderheiten – mit den anderen entsprechenden Aufschlüssen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges (Schalk, Hemer, Edelburg, Müschede-Wicheln, Wennemen, Hellefeld) vergleichen und in das stratigraphische Schema einordnen. Besonders interessant ist ein Vergleich des oberen Plattenkalkes und dessen Übergang zu den Hangenden Alaunschiefern.

Was die Korrelation mit anderen Aufschlüssen des oberen Kulmplattenkalkes angeht, so bietet sich ein Vergleich mit den Profilen Schalk bei Letmathe, Edelburg bei Menden, Müschede-Wicheln und Wennemen an. Dabei nimmt das Arnsberger Profil eine geographische Stellung zwischen Müschede-Wicheln und Wennemen ein (Abb.1).

Vom Liegenden zum Hangenden lassen sich die einzelnen Schichtglieder folgendermaßen vergleichen:

5.1. Actinopterien-Schiefer

Er ist in allen fünf Profilen relativ ähnlich ausgebildet, was für einen uniformen Ablagerungsraum zur Zeit seiner Sedimentation spricht.

5.2. Der Kulmplattenkalk oberhalb des Actinopterien-Schiefers

Die Schüttung der Plattenkalk-Sedimente zeigt oberhalb des Actinopterien-Schiefers sowohl Unterschiede hinsichtlich ihrer Mächtigkeit als auch ihrer stratigraphischen Dauer. Wie bereits KORN (1988) angab, nimmt die Mächtigkeit der einzelnen Kalksteinbänke von Westen (Edelburg) nach Osten (Meschede) kontinuierlich ab. Auch die Größe der Komponenten in den größeren Bänken unterliegt einer Abnahme nach Osten. Es konnte auch gezeigt werden, daß die Andauer der Kalksedimentation im Westen stratigraphisch höher ragt als im Osten.

Der Arnsberger Aufschluß bietet nun die Möglichkeit, Daten aus einem Profil zwischen den bereits untersuchten Profilen von Müschede-Wicheln und Wennemen zu gewinnen und die bisherigen Ergebnisse zu überprüfen.

Von Westen nach Osten zeigen die oberen Partien des Kulmplattenkalkes folgende Ausbildung:

– Schälk bei Letmathe: Die ehemaligen Steinbrüche, von RUPRECHT (1937) und HORN (1960) bearbeitet, sind bereits vor mehr als 20 Jahren zugeschüttet worden. Oberhalb des Actinopterien-Schiefers folgt nach RUPRECHT noch eine 27,50m mächtige Serie mit Kulmplattenkalk-Bänken. Zwischen den höchsten Bänken konnte hier die Fauna mit *Emstites schaelkensis* (BRÜNING 1923), *Edmooroceras pseudocoronula* (BISAT 1924) und *Cousteauceras involutum* (HORN 1960) gefunden werden (HORN 1960). Die Karbonat-Sedimentation hielt hier also bis in die tiefe *Eumorphoceras*-Stufe (Basis des E1) hinein an.

– Edelburg bei Menden: Auch dieser Aufschluß wurde von RUPRECHT (1937) und HORN (1960) intensiv untersucht, jedoch sind RUPRECHT's Angaben hinsichtlich der Lage des Actinopterien-Schiefers im Profil nach unten zu korrigieren. Der Kulmplattenkalk oberhalb dieses Leithorizontes mißt 47,50 m (KORN 1988) und reicht bis an die Basis der *Eumorphoceras*-Stufe heran. *Emstites schaelkensis* (BRÜNING 1923), *Edmooroceras pseudocoronula* (BISAT 1924) und *Cousteauceras involutum* (HORN 1960) wurden zwischen den höchsten Kalksteinbänken der Plattenkalk-Serie gefunden.

– Steinbruch Lanwehr bei Müschede-Wicheln: Der in den letzten zwei Jahrzehnten erheblich vergrößerte Steinbruch ist der beste Aufschluß des Kulmplattenkalkes, welcher hier in seiner gesamten Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Oberhalb des Actinopterien-Schiefers folgen noch 32,50 m Sedimente mit Einlagerungen von Plattenkalken (KORN 1988). Zwischen den höchsten Kalksteinlagen konnte der Goniatit *Sudeticeras cf. splendens* (BISAT 1928) aufgefunden werden. Das bedeutet, daß die Karbonatsedimentation hier bis in den oberen Teil des unteren G_o2 andauerte.

– Aufschluß an der A46 bei Arnsberg: Das hier beschriebene Profil setzt sich im Hangenden des Actinopterien-Schiefers noch mit etwa 13 Metern Kulmplattenkalken fort. Es ist damit der niedrigste Wert von allen bisher bekannten Profilen auf dem Remscheid-Altener Sattel. Die Karbonat-Sedimentation reicht bis in das untere G_o2.

– Wennener bei Wennemen: Das Profil, das am Südflügel der Lüdenscheider Mulde gelegen ist, wurde von RUPRECHT (1937) beschrieben. Oberhalb des Actinopterien-Schiefers folgen noch 10 bis 12m Kulmplattenkalke, die offenbar bis in den unteren Teil des unteren G_o2 reichen. Eine fossilreiche Lage mit *Caenolyroceras chalicum* KORN 1988 und *Cousteauceras costatum* (RUPRECHT 1937) liegt bereits mehrere Meter oberhalb der letzten Kalksteinbank des Kulmplattenkalkes.

Diese Zusammenstellung zeigt, daß sich das Arnsberger Profil zwanglos in die Serie der Kulmplattenkalk-Profile am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges einreihen läßt. Es ist ein wichtiger Beweis für eine Abnahme der Mächtigkeit der Karbonat-Sedimente von Westen nach Osten und für die unterschiedliche Andauer dieser Sedimentation. Es zeigt sich, daß das Aussetzen der Karbonatsedimentation im Osten bereits etwa zwei Goniatiten-Zonen früher stattfand als im Westen (Abb.6). Aus diesem Grund kann angenommen werden, daß die Sedimentationsquelle für diese allodapischen Kalke im Ober-Visé langsam nach Westen verlagert wurde, und die Bereiche von

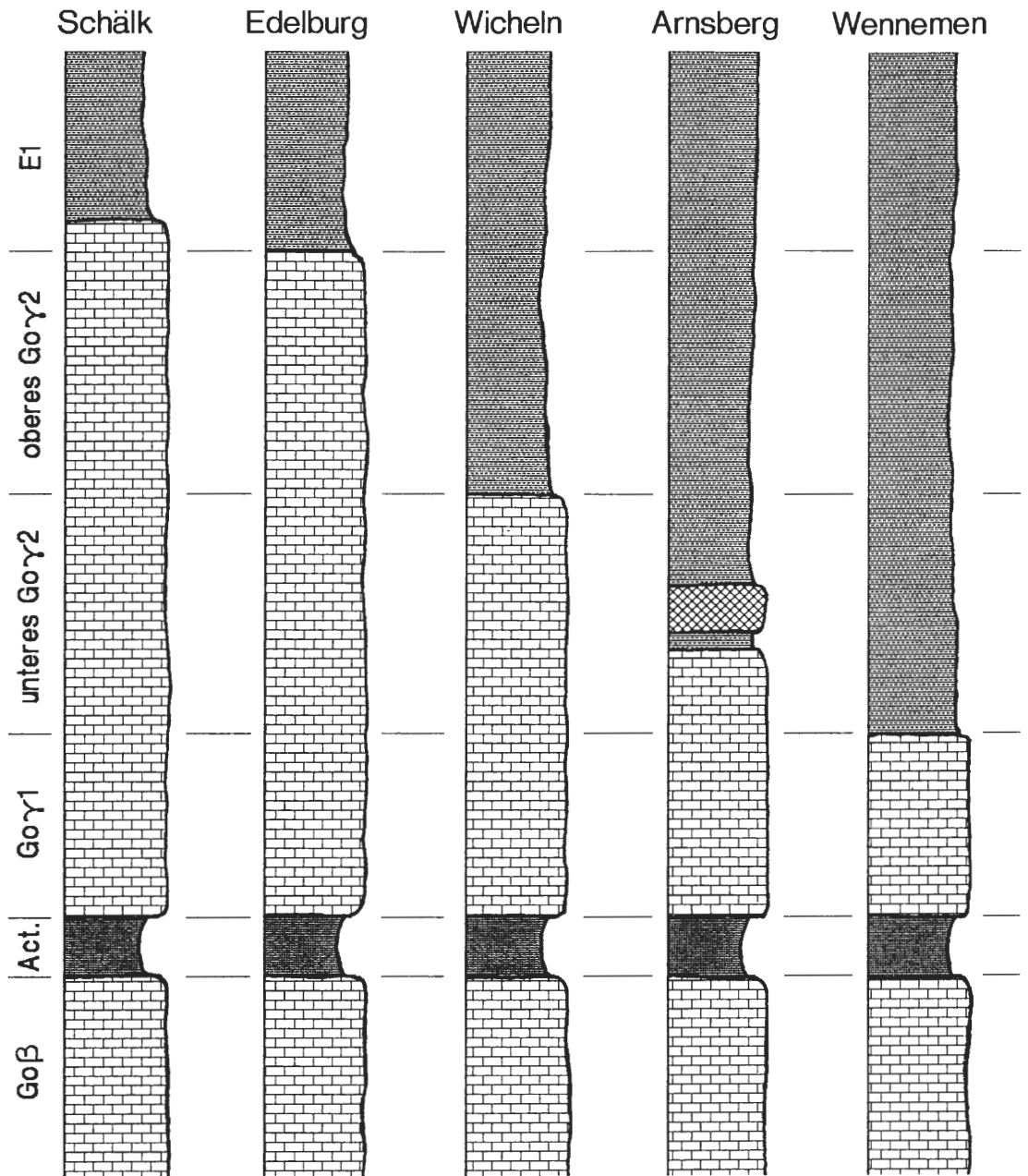


Abb. 6: Korrelation der Profile, in welchen der obere Bereich des Kulplattenkalkes aufgeschlossen ist.

Meschede und Arnsberg stratigraphisch früher als die westlichen Profile nicht mehr durch die das Kulplattenkalk-Sediment schüttenden Suspensionsströme erreicht wurde.

5.3. Die Hangenden Alaunschiefer:

Mit dem unterschiedlichen stratigraphischen Aussetzen des Kulplattenkalkes besitzen die Hangenden Alaunschiefer in den verschiedenen Profilen eine unterschiedliche stratigraphische Basis – von Westen nach Osten immer älter werdend.

Aufschlüsse dieses Schichtkomplexes sind sehr selten und zerfallen gewöhnlich nach wenigen Jahren wegen der leichten Verwitterbarkeit der Tonsteine und Alaunschiefer. Die wichtigsten Vergleichsprofile des Arnsberger Aufschlusses sind:

– Ehemalige Ziegelei Bröffel bei Hemer: Die inzwischen zugeschüttete Grube ist von HORN (1960) intensiv studiert und beschrieben worden. Anhand dieses Profils schuf HORN eine Dreigliederung des E1, die auf unterschiedliche Unterarten von *Tumulites pseudobilinguis* (BISAT 1922) gegründet ist. Eine Unsicherheit bestand in der Korrelation dieses Profils mit denjenigen im Hangenden des Kulmplattenkalkes, weil in dem Verbindungsstück Goniatiten auftreten, die von HORN nicht näher beschrieben worden sind. Im Hangenden werden die Hangenden Alaunschiefer von der „Ersten Grauwacke“ abgelöst.

– Steinbruch Lanwehr bei Müschede-Wicheln: Oberhalb des Kulmplattenkalkes ist durch den Steinbruchbetrieb noch eine etwa 30 m mächtige Folge von Tonsteinen und untergeordneten Alaun- und Kieselschiefern erschlossen worden. Faunenfunde sind im unteren Bereich sehr selten – deshalb können diese Schichten noch nicht in das stratigraphische Schema eingeordnet werden. 20 bis 25 m oberhalb der letzten Kumplattenkalk-Bänke wurden mehrere Lagen mit *Tumulites pseudobilinguis* 1 (HORN 1960) gefunden. Wenige Meter darunter liegt eine Schicht mit bisher unbeschriebenen Eumorphoceraten.

– Aufschluß an der A46 bei Arnsberg Dieser Aufschluß zeigt einige Besonderheiten im Vergleich mit den anderen, vergleichbaren Profilen. Das Auftreten von Kieselschiefern und Lyditen oberhalb des Kulmplattenkalkes war aus der Umgebung von Arnsberg bisher zwar schon vermutet worden, wartete aber wegen der Mangelhaftigkeit der bisherigen Aufschlüsse auf Beweise. Die etwa 4m mächtige Kieselschieferserie konnte zudem eindeutig in das stratigraphische Schema eingeordnet werden – unteres Goy2 wegen des Fundes von *Caenolyroceras chalicum* KORN 1988 zwischen den Kieselschieferlagen.

Eine weitere Besonderheit des Arnsberger Aufschlusses ist das Vorhandensein von dunklen, Goniatiten-reichen Schillkalklagen zwischen den Tonsteinen der unteren *Tumulites pseudobilinguis*-Zone, welche von allen anderen, durchweg oberflächennahen und verwitterten Aufschlüssen nicht bekannt gewesen sind. Die Fauna dieser Lagen mit einem bisher nicht näher beschriebenen Eumorphoceraten ermöglicht eine genaue Korrelation mit anderen Lokalitäten in der Lüdenscheider Mulde.

Leider lieferten die höheren Bereiche der Hangenden Alaunschiefer an der Baustelle der A46 wegen sehr intensiver Transversalschieferung keine Goniatiten-Faunen, so daß auf eine weitere Korrelation verzichtet werden muß.

– Hellefeld bei Sundern
Der am Südrand der Lüdenscheider Mulde gelegene, temporäre Aufschluß beim Straßenbau 1974 zeigte an mehreren Stellen Profile durch die Hangenden Alaunschiefer. Wie bei Müschede-Wicheln konnten die beiden Fossilagen mit *Tumulites pseudobilinguis* 1 (HORN 1960) – und darunter die Schicht mit *Sundernites horni* n.sp. nachgewiesen werden.

Weitere Aufschlüsse in den Hangenden Alaunschiefern sind nur punktuelle und meist sehr fossilarme Lokalitäten gewesen. Der Vergleich mit dem Arnsberger Profil macht einige Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede deutlich. Es läßt sich sagen, daß mit der Datierung der Kieselschiefer und der in den Hangenden Alaunschiefern eingelagerten, fossilreichen Karbonatlagen eine erhebliche Erweiterung der Kenntnis dieses nicht besonders gut bekannten Schichtgliedes erzielt werden kann.

5.4. Die Arnsberger Schichten

Dieser Schichtkomplex ist im allgemeinen nur sehr schlecht aufgeschlossen, und auch das Arnsberger Profil zeigt nur einen kleinen Teil des unteren Bereiches dieser mehrere hundert Meter mächtigen Formation.

Die Goniatiten-Abfolge dieser zum allergrößten Teil sehr fossilarmen Schichten ist nur lückenhaft bekannt. Nahe der Basis ist in einigen Profilen der *bisulcatum*-Kieselschiefer ausgebildet, welcher aber im A46-Aufschluß bei Arnsberg nicht nachgewiesen werden konnte. H.SCHMIDT (1934) konnte wenige Meter über dieser Lage einen Horizont mit *Cravenoceratoides edalensis* (BISAT 1928) auffinden, der auch in der Baustelle der A46 sehr reich an Individuen ist.

6. Paläontologischer Anhang

Ordnung **Goniatitida** HYATT 1884
Unterordnung **Goniatitina** HYATT 1884
Überfamilie **Dimorphocerataceae** HYATT 1884
Familie **Girtyoceratidae** WEDEKIND 1918
Sundernites n. gen.

Derivatio nominis: Nach Sundern im Sauerland, der Fundstelle der besten Exemplare der neuen Gattung, benannt.

Typus-Art: *Sundernites horni* n.sp.

Diagnose: Gehäuse klein, im Alter flachscheibenförmig, in der Jugend dickscheibenförmig. Ornamentierung aus feinen, bikonvex und rectiradiat verlaufenden Anwachsstreifen und scharfen Rippen auf den Flanken. Keine ventrolaterale Längsfurche.

Zugehörige Arten:

horni: *Sundernites horni* n.sp. E1, Rheinisches Schiefergebirge.

hudsoni: *Eumorphoceras hudsoni* Gill 1947. E1, Yorkshire.

***Sundernites horni* n.sp.**

Abb.4f, Abb.5a-d

Derivatio nominis: Nach Dr. Manfred HORN (Wiesbaden) benannt.

Holotyp: WMN P 18247 (coll. KORN 1974), abgebildet in Abb. 5a.

Loc.typ./Strat.typ.: Straßeneinschnitt westlich von Sundern-Hellefeld; tiefes E1.

Diagnose: Typus-Art der Gattung *Sundernites* mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse bei 8mm Dm dickscheibenförmig ($Wb/Dm = 0,65$), Nabel mäßig weit ($Nw/Dm = 0,35$). Ornamentierung mit 15 bis 20 kurzen, konkaven Rippen auf der inneren Flankenhälfte. Steinkern mit 2 bis 4 Einschnürungen.

Material/Erhaltung: Mehr als 50 Exemplare vom Locus typicus. Darunter befinden sich etwa 40 Exemplare bis etwa 10mm Dm, die wie der Holotyp in Schwefelkies bzw. in Brauneisen erhalten sind, und weitere flachgedrückte, bis zu 30mm große Exemplare. Daneben liegen noch einige kleine Exemplare aus der karbonatischen Fundschicht des hier beschriebenen Arnsberger Profils vor.

Beschreibung: Bei 8 mm Gehäusedurchmesser zeigt das dickscheibenförmige Gehäuse einen mäßig weiten Nabel und eine breit gerundete Externseite. Die Ornamentierung besteht aus etwa 15 scharfen Rippen pro Umgang. Sie sind an der gerundeten Nabelkante am kräftigsten ausgebildet und werden in Richtung Externseite rasch schwächer. Auf der Mitte der Flanken verschwinden sie vollständig. Ihr Verlauf ist konkav gebogen mit einer sehr schwachen Vorbiegung auf der Flankenmitte. Die Ausbildung der Rippen ist bei verschiedenen Individuen unterschiedlich. Obwohl die Rippenzahl immer etwa gleich ist, können sie sowohl in ihrer Stellung (zum Teil paarig angeordnet) als auch in ihrer Stärke variieren (Abb. 5). Bei 20mm Durchmesser sind die Rippen ganz kurz und nur noch auf der Nabelkante ausgebildet.

Pro Umgang sind drei bis vier Einschnürungen zu erkennen. Sie haben einen konkav-konvexen Verlauf mit deutlichem Ventrolateralvorsprung und weniger tiefem Externsinus. Spiralfurchen sind in keinem Wachstumsstadium vorhanden. Allerdings zeigen einige der Exemplare auf dem Steinkern eine seichte ventrale Längsfurche.

Beziehungen: Die einzige weitere Art der neuen Gattung, *Sundernites hudsoni* GILL 1947 [= *Eumorphoceras* sp., form A aff. *Sagittoceras costatum* RUPRECHT in MOORE 1946] besitzt mehr Rippen (25 auf einem Umgang) als *Sundernites horni* (etwa 15 Rippen pro Umgang). Die Rippen sind bei *S. hudsoni* noch bei 12 mm Dm kräftig ausgebildet, während sie bei *S. horni* schon bei 8 mm Dm abschwächen. Im Gegensatz zu *S. horni* ist bei *S. hudsoni* außerdem noch eine schwach ausgebildete ventrolaterale Längsfurche entwickelt.

Stratigraphische Verbreitung: Die neue Art ist offenbar auf einen einzigen Horizont im unteren E1 beschränkt. Dieser Horizont liegt unterhalb des ersten Auftretens von *Tumulites pseudo-bilinguis* (BISAT 1922), aber oberhalb des Vorkommens von *Edmooroceras pseudocoronula* (BISAT 1950).

7. Literatur

- BISAT, W.S. (1924): The Carboniferous goniatites of the north of England and their zones. – Proc. Yorkshire Geol. Soc., **20**: 40-124, Taf.1-10; Leeds.
- HORN, M. (1960): Die Zone des *Eumorphoceras pseudobilingue* im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**,1: 303-342, Abb.1-6, Tab.1, Taf.1-5; Krefeld.
- KORN, D. (1988): Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unter-Karbon; Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Paläont. Westf., **11**: 1-293, Abb.1-88, Taf.1-60; Münster/Westf.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. – in: Developments in Sedimentology: 156-191, Abb.1-5, Taf.1-3; Amsterdam (Elsevier).
- MOORE, E.W.J. (1946): The Carboniferous goniatite genera *Girtyoceras* and *Eumorphoceras*. – Proc. Yorkshire Geol. Soc., **25** (6): 387-445, Abb.1-31, Taf.22-27; Wakefield.
- NICOLAUS, H.-J. (1963): Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistria*-Zone im Kulm des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. Geol. Jb., **53**: 1-246, Abb.1-32, Tab.1-15, Taf.1-22; Hannover.
- RUZHENTSEV, V.E. & BOGOSLOVSKAYA, M.F. (1971): Namyurskiy etap v evolyutsii ammonoidey. Ranne-namyurskie ammonoidei. – Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk SSSR, **133**: 1-382, Abb.1-89, Tab.1-9, Taf.1-40; Moskva.
- SCHMIDT, H. (1934): Cephalopodenfaunen des älteren Namur aus der Umgegend von Arnsberg in Westfalen. – Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., **54**: 440-461, Abb.1-86; Berlin.

Bisher sind in dieser Reihe erschienen:

Heft 1

KAMPMANN, Hans:

Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden.

Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen.

November 1983, 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.

DM 28,00

Heft 2

MINNIGERODE, Christian; KLEIN-REESINK, Josef:

Das Dörentruper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores.

Petrographische und palynologische Untersuchungen zur Flözgenese.

Juli 1984, 68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf.

DM 16,00

Heft 3

BRAUCKMANN, Carsten; KOCH, Lutz; KEMPER, Michael:

Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Ober-Karbon) von Hagen-Vorhalle (Westdeutschland).

Januar 1985, 132 S., 57 Abb., 23 Taf.

DM 25,00

Heft 4

AVLAR, Hüseyin; DOHMEN, Maria:

Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE-Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

SCHALLREUTER, Roger:

Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen.

SPRINGHORN, Rainer; DIEKMANN, Sieghard:

Böden in Lippe.

Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung ostwestfälischer Bodentypen.

Mai 1985, 65 S., 14 Abb., 1 Tab., 10 Taf.

DM 16,00

Heft 5

SCHÖNFELD, Joachim:

Zur Lithologie, Biostratigraphie und Fossilführung des Ober-Santon Mergels von Westerwiehe (Ostwestfalen).

SCHALLREUTER, Roger:

Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens.

Dezember 1985, 56 S., 28 Abb., 2 Tab., 3 Taf.

DM 14,00

Heft 6

JORDAN, Hartmut & GASSE, Wolfgang:

Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon und Campan im südwestlichen Münsterland.

FRIEG, Clemens:

Planktonische Foraminiferen zwischen Ober-Alb und Mittel-Turon im Ruhrgebiet.

SVÁBENICKÁ, Lilian:

Coccolithen aus der Ober-Kreide der Bohrung Werne 8, westlich Hamm in Westfalen (NW-Deutschland).

August 1986, 88 S., 10 Abb., 3 Tab., 14 Taf.

DM 19,50

Heft 7

Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger:
Geschiebekunde in Westfalen

SCHALLREUTER, Roger:
Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:
Cruminata (Ostracoda) aus Silurgeschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger:
Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I

SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:
Gibba (Ostracoda) aus einem Silurgeschiebe Westfalens

SCHALLREUTER, Roger & SCHÄFER, Rainer:
Karbonsandsteine als Lokalgeschiebe

SCHÄFER, Rainer:
Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiessandzug

Mai 1987, 88 S., 8 Abb., 11 Taf.

DM 24,00

Heft 8

NORMAN, David B. & HILPERT, Karl-Heinz mit einem Beitrag von HÖLDER, Helmut:
Die Wirbeltierfauna von Nehden (Sauerland), Westdeutschland.

August 1987, 77 S., 54 Abb., 2 Taf.

DM 19,50

Heft 9

SCHÖLLMANN, Lothar:
Sporen und Phytoplankton aus den Raumländer Schichten
(Bl. 4916 Bad Berleburg).

ZYGOWSKI, Dieter W.:
Hydrologische Markierungsversuche in Westfalen:
Ein historischer Überblick.

November 1987, 68 S., 7 Abb., 6 Tab., 3 Taf.

DM 18,50

Heft 10

SCHUDACK, Michael:
Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland).

WILDE, Volker; GOTH, Kurt:
Keimlinge von Araukarien aus der Unterkreide von Brilon-Nehden.

MAY, Andreas:
Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland).

Dezember 1987, 87 S., 22 Abb., 1 Tab., 5 Taf.

DM 19,50

Heft 11

KORN, Dieter:
Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon;
Rheinisches Schiefergebirge).

November 1988, 293 S., 88 Abb., 60 Taf.

DM 65,00

Heft 12

KAPLAN, Ulrich:

Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae WRIGHT & WRIGHT 1951 aus dem Turon (Ober-Kreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland).

KAPLAN, Ulrich; SCHMID, Friedrich:

Die heteromorphen Ammoniten der Gattungen *Eubostrychoceras* und *Hyphantoceras* aus dem Turon NW-Deutschlands.

Juni 1988, 90 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf.

DM 21,00

Heft 13

LIEBAU, Alexander:

Skulptur-Evolution bei Ostracoden am Beispiel europäischer Quadracytheren.

März 1991, 395 S., 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf.

DM 21,00

Heft 14

MÜLLER, Arnold:

Selachier (Pisces, Neoselachii) aus dem höheren Campanium (Ober-Kreide) Westfalens (NRW, NW-Deutschland)

Dezember 1989, 161 S., 39 Abb., 4 Tab., 24 Taf.

DM 60,00

Heft 15

KAPLAN, Ulrich & SCHUBERT, Siegfried:

Metatychoceras smithi – ein seltener heteromorpher Ammonit aus dem Turon von Westfalen.

KORN, Dieter:

Weitere Goniatiten aus dem Ober-Visé des Sauerlandes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon, Rheinisches Schiefergebirge).

KAPLAN, Ulrich:

Die heteromorphe Ammonitengattung *Allocioceras* SPATH aus dem Turon NW-Deutschlands.

Dezember 1989, 105 S., 23 Abb., 24 Taf.

DM 35,00

Heft 16

SPEETZEN, Eckhard:

Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums.

OTTO, Roland:

Der saalezeitliche Geschiebemergel am westlichen Stadtrand von Münster/Westfalen: Lithologie und seine Eigenschaften als Baugrund.

SPEETZEN, Eckhard:

Ziegelrohstoffe und Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland).

April 1990, 61 S., 37 Abb., 6 Tab., 2 Taf.

DM 25,00

Heft 17

MAY, Andreas:

Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden.

SCHULTKA, Stephan:

Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren.

KAMPMANN, Hans:

Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Oberalme im Grubental.

März 1991, 84 S., 22 Abb., 11 Taf.

DM 47,00

Heft 18

CLAUSEN, Claus-Dieter; KORN, Dieter; LUPPOLD, Friedrich W.:

Litho- und Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördliches Rheinisches Schiefergebirge).

MALMSHEIMER, Klaus W.; MENSING, Hans & STRITZKE, Rüdiger:

Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon.

STRITZKE, Rüdiger:

Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs.

April 1991, 91 S., 26 Abb., 7 Tab., 13 Taf.

DM 50,00

Heft 19

HESSE, Renate:

Untersuchungen an einem monotypischen Fund von *Encrinus liliiformis* aus dem Oberen Muschelkalk bei Bad Driburg.

MÖNNING, Eckhard:

Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges (Nordwestdeutschland).

SCHULTKA, Stephan:

Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges.

Mai 1991, 93 S., 22 Abb., 6 Tab., 16 Taf.

DM 50,00

Heft 20

MÜLLER, Arnold; DIEDRICH, Cajus:

Selachier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Cenomanium von Ascheloh am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen, NW-Deutschland).

Mai 1991, 105 S., 6 Abb., 2 Tab., 22 Taf.

DM 58,00

Heft 21

KAPLAN, Ulrich:

Die Oberkreide – Aufschlüsse im Raum Lengerich/Westfalen

MUTTERLOSE, Jörg:

Die Unterkreide – Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland)

KAPLAN, Ulrich:

Das tiefe Turon von Allagen-Westendorf (Westfalen)

Mai 1992, 129 S., 37 Abb., 17 Taf.

DM 65,00

Heft 22

GRZEGORCZYK, Detlef:

Paläontologische Bodendenkmalpflege beim Landschaftsverband Westfalen-Lippe

MERSMANN, Hildegard:

Litho- und biostratigraphische Dokumentation des Aufschlusses
„Sundern-Oberröhre“ südlich Sundern, Hochsauerlandkreis

JENCHEN, Uwe; SCHULTKA, Stephan:

Die ehemalige Ziegeleitongrube Voßacker und die Abgrabung am Küchenberg,
zwei fossilführende Aufschlüsse im tiefen Oberkarbon

MÜLLER, Arnold:

Geologisch-Paläontologische Aufschlußaufnahme und Dokumentation
der Ziegeleigruben Buldern

Juli 1993, 103 S., 14 Abb., 2 Tab., 15 Taf.

DM 48,00

Bestellungen an das

Westf. Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Tel.: 02 51/5 91-60 12

Preise zuzüglich Porto und Verpackung.

