

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 Pelloide	13
4.1.3. Lithoklasten 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. Fossilliste	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.

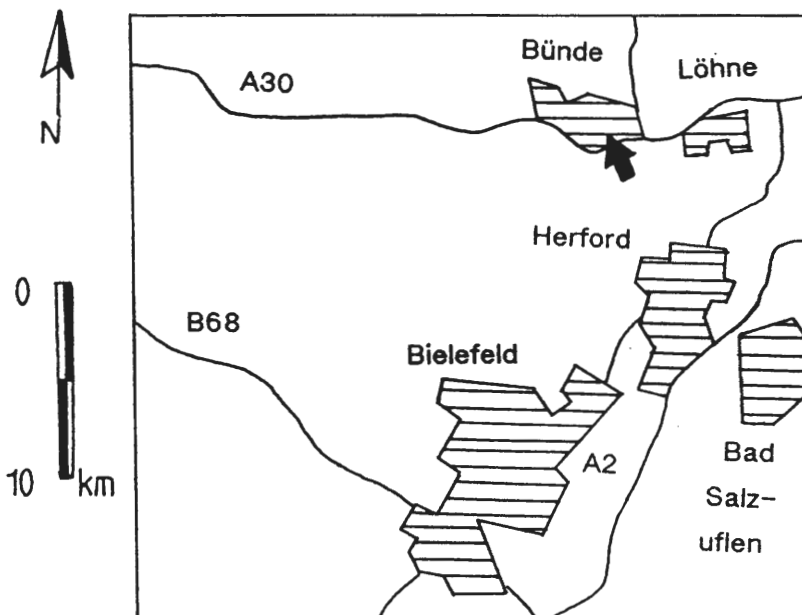


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

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-

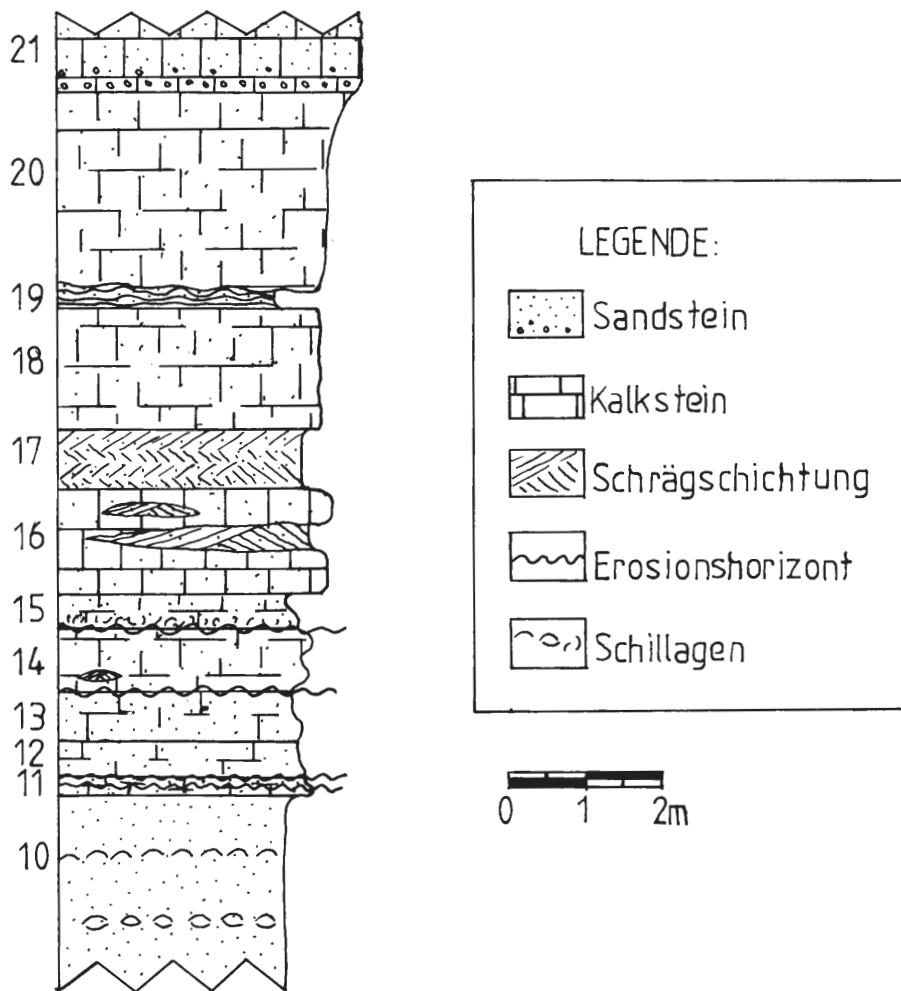


Abb. 2: Profiltypendarstellung der Einheiten 10 bis 21.

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 Fossilerhaltung, Desorientierung der Komponenten im Schill oder rein einzelklappige Gehäuse (STRAUCH 1990).

Gesteinskomponenten

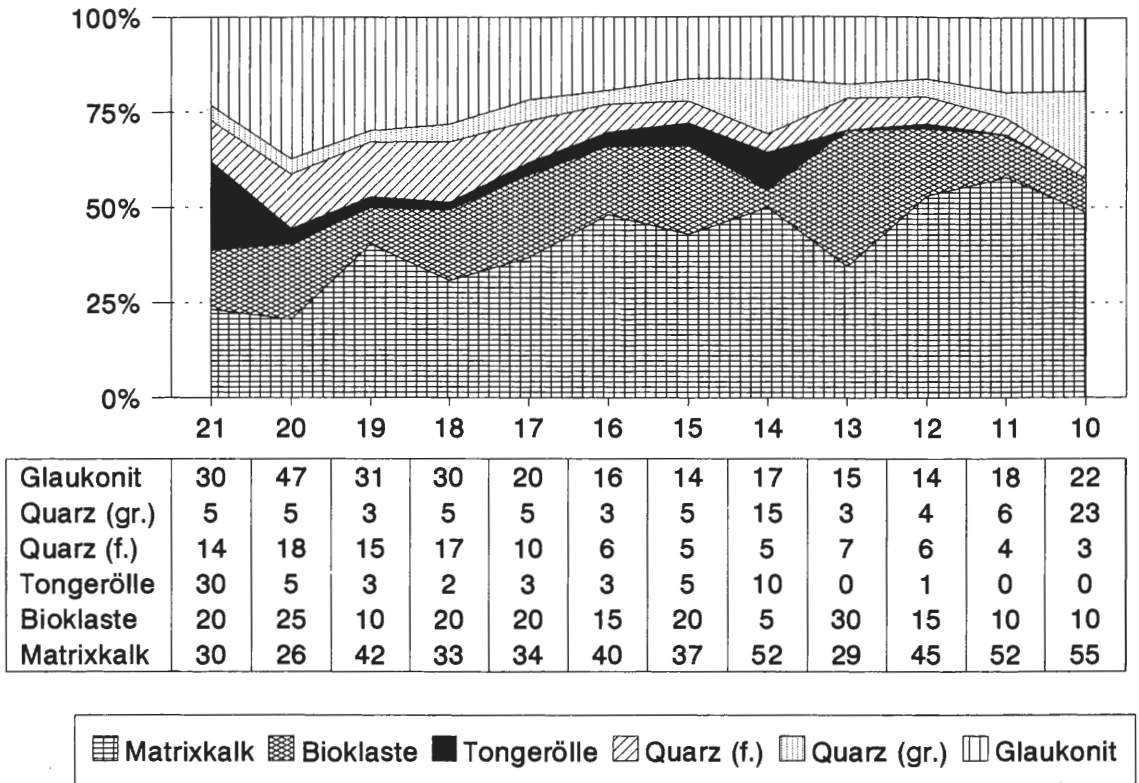


Abb. 3: Prozentuale Anteile der Komponenten der oberoligozänen Sandsteine aus Schicht 10 bis 21.

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.

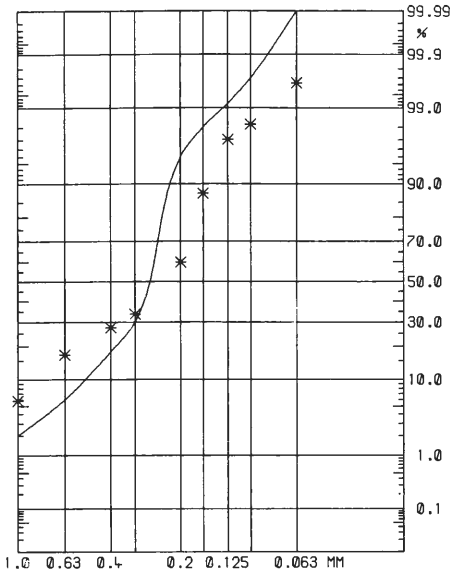
Eine äolische Beeinflussung deutet sich unter dem REM auch bei den Sedimenten der Schicht 11 an. Gleichzeitig finden sich Sandkörner einer biochemischen Aufarbeitung von einer Wattplate, wo durch oberflächennahe Aktivitäten von Bakterien Schwefelsäure produziert wird. Generell überwiegen aber Oberflächenstrukturen 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.

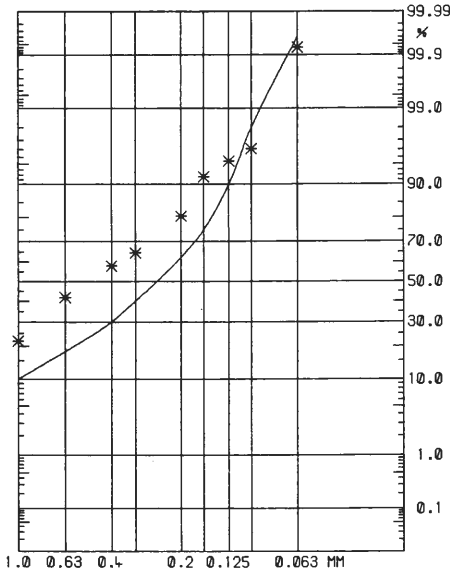


ST	NR:ENVIRONMENT	REFERENZ
67.92	0026:TIDAL INLET, 15' TIEFE, 5 KNOTS	V-1091-D
66.77	0010:PRIELSANDE IN LANDFERNE	S-257,A-34
61.85	0024:OFFSHORE MARINE 40' TIEFE, 17.5 KNOTS	V-1091-A
61.64	0018:CAPE HATTERAS, N-CAROLINA - SURF ZONE	V-1086-A
59.39	0012:WATTSANDE IN LANDFERNE / SEEGAT-PLATEN SANDE	S-258,A-36
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-264,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:PAMlico 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	0021:STRANDDUENEN AUS NORDDEUTSCHLAND	S-245
0.26	0020:MISS. DELTA - SWASH ZONE ON LEVEE	V-1088-A
- 11.26	0003:ILAKUSTRE STRANDSANDE MICHIGAN-SEE	S-248
- 13.69	0021:MISS. DELTA - NAT. LEVEE	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-264,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:PAMlico 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
39.54	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 LEVEE	V-1088-A
- 7.36	0008:PLATENSANDE, BRANDUNGSREICH	S-257
- 7.94	0002:STRANDDUENEN AUS NORDDEUTSCHLAND	S-245
- 13.26	0021:MISS. DELTA - NAT. LEVEE	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: Seegat-
sande; 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.

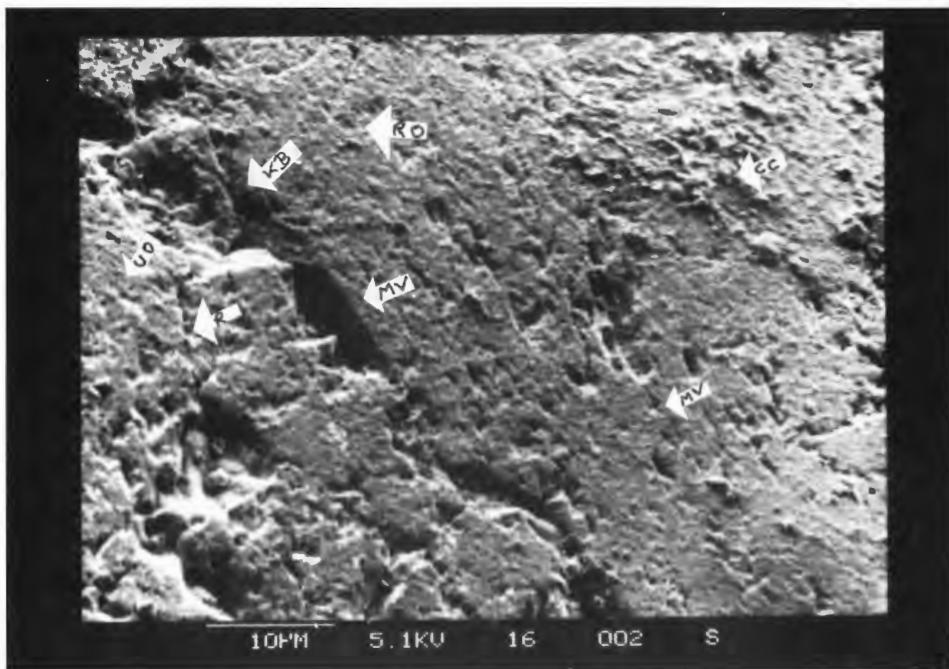


Abb. 5: Schicht 16: Oberfläche eines Quarzkorns. CC = Verkalkungsreste; MV = mechanische V-Marken; KB = Konchoidale Brüche; R = Rillen (Streifmarken); RO = raue Oberfläche (Äolisch); UO = unregelmäßig angelöste Oberfläche (Ätzgrube). Alle Bezeichnungen nach KRINSLEY & DOORNKAMP (1973).

Der großen Anpassung der Kornsummenkurven zu denen von Prielen und ästuarin beeinflussten Stränden nach spiegelt sich an den Sedimenten von Schicht 16 eine mehrphasige Ablagerungsschichte 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, wenngleich 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 des öfteren als Steinkerne in Bryozoen-Zoarien anzutreffen.

Neben den Peloiden treten noch Pseudopeloiden auf. Bei diesen handelt es sich um kleinste Plaklaste, 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 frühdiaogenetische, wahrscheinlich aber schon synsedimentäre Lithifizierung des Meeresbodens an. Über diesem hard-ground 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 Subsolution von Karbonaten bei gleichzeitiger Omission im Bereich des Ablagerungsraumes von Schicht 16, so daß das gelöste Karbonat diesen

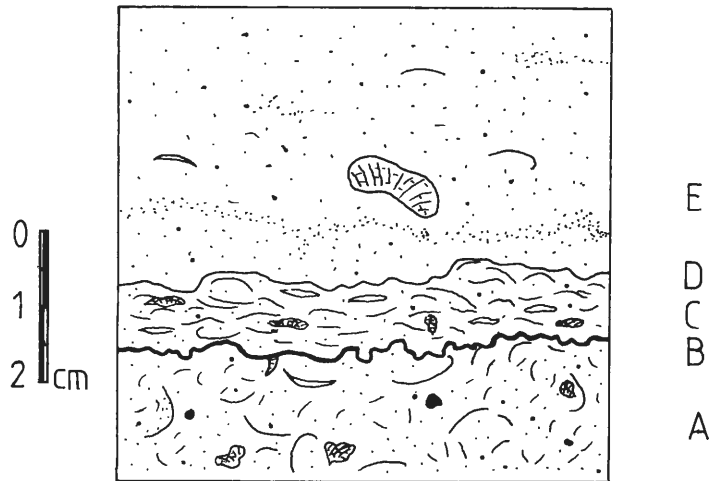


Abb. 6: Hardground in Schicht 16.
A: detritisches Normalsediment.
B: Omissions – und Imprägnationshorizont
C: Lag – deposit – Horizont
D: Diskontinuität
E: Rinnensediment

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 Mikrospatit 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 bestimmbaren 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>Alabamina 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 LAMOUROUX 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 Schalengrusr 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 vereinzelter 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 *Marelia*, 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.

Lithothamnien, 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 Buliminien 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-

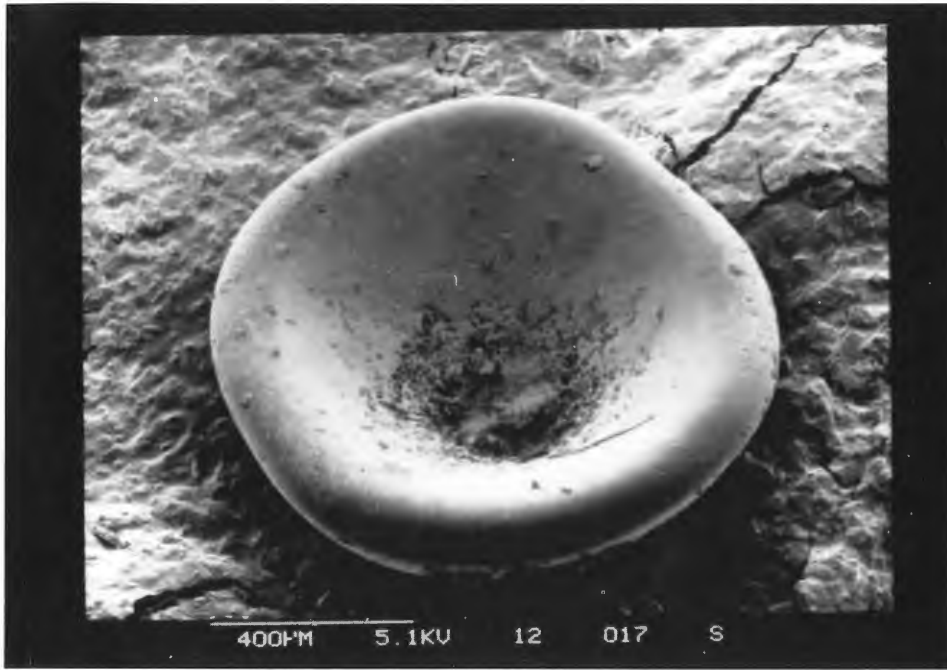


Abb. 8: *Discorbis patelliformis* (BRADY 1884)

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. schnellrhythmischem, 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 lateral, aber schwankenden Ästuarverlagerung ausgegangen werden. Das ist im azyklisch wechselnden Gehalt an groben terrigenen Quarzsplittern 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 Rasterelektronenmikroskopie, 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 Schalengrüs 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 hurricaneartigen Sturm die basalen Sedimente dieser Schicht aufgearbeitet. Es

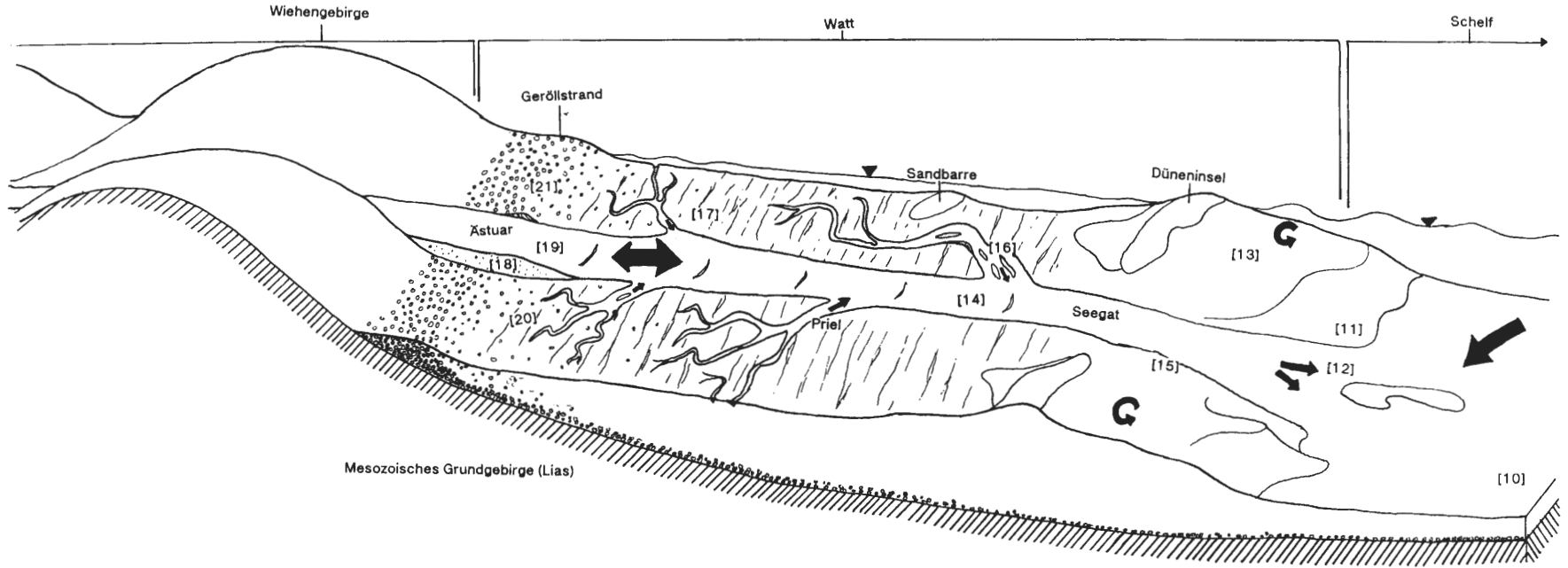


Abb. 9: Blockbildrekonstruktion des Sedimentationsraums der bearbeiteten Horizonte (nicht iso-chron) Pfeile deuten Strömungsrichtungen an.

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 brecciert 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 trockengefallen 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 Pelloide, Pseudopelloide 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 Flaser 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. Rippeln 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 Schalengrusr bestätigt. Die große Menge der schalentragenden Biomorpha, die das Ausgangsmaterial für den Schalengrusr 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 Schalengrusrkomponenten 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-Oligozäns. – 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): Oxygen 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</i> healyi		+			+		+						
<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 ekblomi</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>	+											

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologie und Paläontologie in Westfalen](#)

Jahr/Year: 1993

Band/Volume: [23](#)

Autor(en)/Author(s): Kohnen Oliver

Artikel/Article: [Sedimentologie, Fazies und Diagenese der Schichten 10 bis 21 im Oberoligozän des Dobergs \(Bünde/Westfalen\) 5-34](#)