



BOCHUMER

GEOLOGISCHE UND GEOTECHNISCHE

ARBEITEN

HEFT 49 (1998)

ANDREA STADTLER

**DER BENTHEIMER
SANDSTEIN
(VALANGIN,
NW-DEUTSCHLAND)**

**EINE PALÖKOLOGISCHE UND
SEQUENZSTRATIGRAPHISCHE
ANALYSE**



**Bochumer
geologische und geotechnische
Arbeiten**

Herausgegeben vom
Institut für Geologie
Ruhr-Universität Bochum
Postfach 102148
D-44780 Bochum

Verantwortliche Schriftleiter:

André Bornemann
Prof. Dr. Jörg Mutterlose

Autorin:

Dr. Andrea Stadler
Pettenkofer Str. 29
D-45147 Essen

Titelbild:

Das Titelbild zeigt die valanginzeitliche Foraminifere *Planularia crepidularis* ROEMER 1842, die Höhe des Objekts beträgt ungefähr 500 µm.



RUHR-UNIVERSITÄT BOCHUM

BOCHUMER

GEOLOGISCHE UND GEOTECHNISCHE

ARBEITEN

HEFT 49 (1998)

ANDREA STADTLER

**DER BENTHEIMER
SANDSTEIN
(VALANGIN,
NW-DEUTSCHLAND)**

**EINE PALÖKOLOGISCHE UND
SEQUENZSTRATIGRAPHISCHE
ANALYSE**

Bochumer geol. u. geotechn. Arb.	49	123 S.	49 Abb.	5 Tab.	6 Taf.	Bochum 1998
----------------------------------	----	--------	---------	--------	--------	----------------

Der BEB Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover
sei für die finanzielle Unterstützung
zum Druck dieser Arbeit gedankt.



VERLAGSSTELLE FÜR DRUCK- UND VERLAGSWESEN

VERLAG

VERLAGSSTELLE

VERLAGSSTELLE

VERLAGSSTELLE
VERLAGSSTELLE
VERLAGSSTELLE
VERLAGSSTELLE
VERLAGSSTELLE

VERLAGSSTELLE
VERLAGSSTELLE
VERLAGSSTELLE

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung/Abstract	4
1. Einleitung und Problemstellung.....	5
1.1 Historischer Überblick.....	5
1.2 Zielsetzung.....	5
1.3 Dank.....	6
2. Methodisches.....	7
2.1 Untersuchungsgebiete.....	7
2.2 Mikropaläontologische Arbeiten.....	10
2.3 Gamma Ray und Permeabilitätsmessungen.....	10
2.4 Bearbeitung der Logdaten.....	11
3. Geologischer Überblick.....	11
3.1 Tektonik.....	11
3.2 Paläogeographie.....	12
4. Lithologie des Bentheimer Sandsteins.....	14
5. Aufschlüsse Bentheim.....	16
5.1 Cölljan.....	16
5.2 Romberg.....	16
5.3 Bahnhof Süd.....	16
5.4 Funkenstiege.....	17
5.5 Bahnhofstraße.....	17
5.6 Jugendherberge.....	18
5.7 Freilichtbühne.....	18
5.8 Franzosenschlucht.....	18
5.9 Waldsteinbruch.....	19
5.10 Antenne West.....	19
5.11 Antenne Ost.....	19
5.12 Runder Bült.....	20
5.13 Suddendorf Süd.....	20
5.14 Suddendorf Nord.....	21
5.15 Isterberg.....	22
5.16 Zusammenfassung der Befunde.....	22
6. Bohrungen Emsland.....	23
6.1 Rühlermoor 210.....	23
6.2 Rühlermoor 324.....	23
6.3 Rühlermoor 602.....	24
6.4 Rühlermoor 694.....	24
6.5 Wettrup 6.....	25
6.6 Mineralbestand.....	25
6.7 Zusammenfassung der Befunde.....	26
7. Paläontologie.....	26
7.1 Biostratigraphische Gliederung der Unterkreide.....	26
7.2 Das Valangin von NW-Deutschland.....	26
7.3 Palökologie.....	28
7.3.1 Vertikale Verteilung der Foraminiferen und Ostrakoden.....	28
7.3.2 Palökologie der Foraminiferen.....	30
7.3.3 Palökologie der Ostrakoden.....	33
7.3.4 Paläobathymetrische Analyse.....	35
7.3.5 Zusammenfassung der Befunde.....	44
7.3.6 Palökologie der Ichnofossilien.....	45
8. Sequenzstratigraphie.....	47
8.1 Definitionen.....	47
8.2 Maximum flooding surfaces (MFS).....	47
8.3 Basis des Bentheimer Sandsteins.....	50
8.4 Faziesanalyse der sequenzstratigraphischen Einheiten.....	51
9. Reservoiruntersuchungen.....	55
9.1 Korrelation von Aufschluß- und Untergrunddaten.....	55
9.1.1 Aufschlußdaten.....	56
9.1.2 Untergrunddaten (Feld Rühlermoor).....	56
9.2 Ablagerungsbedingungen.....	61
9.3 Zusammenfassung der Befunde.....	63
10. Diskussion und Zusammenfassung.....	65
11. Literaturverzeichnis.....	70
12. Anhang.....	76

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit entstand als Teilprojekt "Bentheimer Sandstein" im Rahmen des Projektes "Geological characterisation of shallow marine sands for reservoir modelling and high resolution stratigraphic analysis", das europaweit flachmarine Sandsteine unter erdölgeologischen Gesichtspunkten untersuchte. Bei der Untersuchung des Bentheimer Sandsteins, einer valanginzeitlichen Ablagerung des nw-deutschen Beckens, standen Fragen nach der Biostratigraphie, Palökologie und Sequenzstratigraphie im Vordergrund. Die untersuchten Proben entstammen dem westlichen Teil des Beckens, in dem der Sandstein aus Aufschlußdaten in der Umgebung Bad Bentheims und aus Untergrunddaten der emsländischen Erdölprovinz bekannt ist. Mikropaläontologische Analysen ermöglichen eine biostratigraphische Einstufung des Sandsteins in den Grenzbereich Unter-/Obervalangin. Palökologische und paläobathymetrische Untersuchungen zeigen, daß der Sandstein im subtidalen Milieu während sich mehrfach wiederholenden regressiven und transgressiven Phasen entstand.

Erstmals wird eine sequenzstratigraphische Interpretation des Bentheimer Sandsteins vorgestellt. Basierend auf sedimentologischen Daten werden innerhalb des Sandsteins drei genetische Einheiten unterschieden. Einheit 1 wird als eine mit ästuaren Sedimenten gefüllte Rinne tektonischen Ursprungs interpretiert, Einheit 2 und wahrscheinlich auch Einheit 3 sind als Sandsteinkörper des flachen Schelfs zu deuten. Tidale Prozesse waren während der gesamten Ablagerung des Sandsteins vorherrschend; die Ablagerung der Einheiten erfolgte in zunehmend tieferem Wasser. Mit der sequenzstratigraphischen Interpretation wird gleichzeitig ein neues Ablagerungsmodell für den Bentheimer Sandstein geliefert.

Abstract

This thesis represents one part of the European project "Geological characterisation of shallow marine sands for reservoir modelling and high resolution stratigraphic analysis", which was established to study shallow marine sands with respect to reservoir properties. The research was focused on the micropalaeontological characterisation of mudstone and source rock successions and the nature, origin and reservoir characteristics of the Bentheim Sandstone in the Lower Saxony Basin.

Samples were collected from outcrops around the town of Bentheim and from cores drilled in the Emsland oil province, both areas are situated in the westernmost part of the Lower Saxony Basin. According to micropalaeontological data, deposition of the Bentheim Sandstone have occurred from the upper part of the Lower Valanginian to the lowermost Upper Valanginian. Palaeoecological and palaeobathymetric studies have shown that the sandstone was shallow marine in origin and was deposited during regressive-transgressive cycles.

This thesis, for the first time, interprets the Bentheim Sandstone in term of sequence stratigraphy. Due to sedimentological findings, the Sandstone could be subdivided into three sandstone-dominated genetic sequences. These three regressive-transgressive cycles form a retrogradationally stacked set. Sequence 1 is interpreted as a tectonically enhanced valley systems filled with estuarine deposits. Sequences 2 and 3 are tidal shelf sand bodies deposited in progressively deeper water. As a conclusion a new depositional model for the Bentheim Sandstone is presented.

1. Einleitung und Problemstellung

1.1 Historischer Überblick

Das Vorkommen von Asphaltitgängen auf der Südflanke des Bentheimer Sattels im deutsch-holländischen Grenzgebiet lenkte schon sehr früh die Aufmerksamkeit von Bergleuten und Geologen auf das Gebiet um Bad Bentheim. 1736 wurde ein erstes "Steinkohlenbergwerk" gegründet, das jedoch erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts in Betrieb gewesen zu sein scheint (BENTZ, 1950). Erst zu dieser Zeit wurde die "Kohle" als Asphaltit erkannt (CREDNER, 1862), woraufhin Bestrebungen zum Abbau von Erdöl vorangetrieben wurden. Über die Verbreitung des Asphaltits wurden zahlreiche Arbeiten verfaßt (ENGLER & STRIPPELMANN, 1883; RAINER, 1926; BOCKSHAMMER & KURZEN, 1934), seine Bildungsbedingungen wurden aber erst kürzlich untersucht (PARNELL *et al.*, 1996). Weitere Untersuchungen, die die Erdölhoffigkeit des Bentheimer Sandsteins bestätigen sollten, fanden in den Jahren 1903 bis 1907 statt. Die Kenntnisse der Ölfunde im Jura von Hannover ließen den Schluß zu, daß auch im Jura von Bentheim Öl zu erwarten sei. Die vier in der Umgebung von Bentheim niedergebrachten Bohrungen waren jedoch, bis auf die als unbedeutend gewerteten Gasspuren, ergebnislos. Tatsächlich fanden sich im gesamten Jura keine Speichergesteine, da dieser bei Bentheim durch tektonische Bewegungen zur Zeit des Kimmerigium und Tithonium stark reduziert ist (SCHOTT *et al.*, 1967/1969; BOIGK, 1981; BRADEL *et al.*, 1988; HINZE, 1988).

1925 begann die Preußische Geologische Landesanstalt mit der Kartierung der westlichen Umrandung des Münsterlandes, um eine Verbindung zwischen dem Ruhrgebiet im Süden und dem Teutoburger Wald im Norden herzustellen. Im Laufe dieser Kartierungen wurde eine Reihe von stark herausgehobenen und kompliziert gebauten Antiklinalen entdeckt. Von größerer Bedeutung waren jedoch die Funde von Öls Spuren auf allen Strukturen. Basierend auf diesen und den früheren Erkenntnissen über das Vorkommen von Asphaltit und Gas setzte nun ein verstärktes Interesse an Bentheim als Erdölprovinz ein. Die komplizierten Rechtsverhältnisse vor 1934 ließen jedoch eine großflächige

Erkundung des Gebietes um Bentheim nicht zu. Erst mit der Änderung der Rechtsform, die fortan Erdöl zu Staatsbesitz machte, konnte eine flächendeckende Bohrtätigkeit, die bis ins Emsland reichte, beginnen.

Einen ersten Erfolg erbrachte die Bohrung Norddeutschland 1, die 1938 zur Entdeckung einer Gaslagerstätte im Zechstein des Bentheimer Sattels führte. Durch die in der folgenden Zeit verstärkt eingesetzten geophysikalischen Untersuchungsmethoden wurden ab 1940 die Strukturen des Emslandes entdeckt. Die erste Erdölbohrung, die fündig wurde, war die Bohrung Lingen 2 im Jahre 1941.

Zu den Muttergesteinen der emsländischen Erdölprovinz gehören der untere Jura und der berriaszeitliche "Wealden". Zu den wichtigsten Speichergesteinen zählen die Kalk- und Sandsteine des Mittleren und Oberen Jura sowie die Sandsteine der Unteren Kreide einschließlich des Bentheimer Sandsteins. Obwohl durch die rege Bohrtätigkeit eine Fülle von Daten, u.a. Kernbeschreibungen, Kernmaterial, seismische Profile, über die Schichtenfolge vorlag, dauerte es bis 1955, bevor ein erster Bericht über die Reservoirigenschaften des Bentheimer Sandsteins vorgelegt wurde (FÜCHTBAUER, 1955, 1963). Das in dieser Zeit für den Bentheimer Sandstein erarbeitete Ablagerungsmodell (KEMPER, 1968) wurde seither unverändert bis in die Gegenwart übernommen (WITTENHAGEN, 1980; KORTMANN, 1983; BORSCHINSKY & KULKE, 1992).

1.2 Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit ist Teil des Projektes "Geological characterisation of shallow marine sands for reservoir modelling and high resolution stratigraphic analyse" und entstand im Rahmen des von der EG geförderten JOULE II Programmes "Shallow Marine Sands" (Kontrakt Nr. J0U2-CT93-0441). Zu den Projektpartnern zählen Prof. Dr. H.D. Johnson und Dr. J. Wonham, Imperial College, London; Dr. A.H. Ruffell, Queen's University, Belfast; Prof. F.R. van Veen, Dr. A. van de Weerd und Dr. M.E. Donselaar, Delft University of Technology, Delft; außerdem die BEB Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover, Norsk Hydro, Bergen, und Statoil, Stavanger & Bergen.

Ziel des Teilprojektes "Bentheimer Sandstein" ist die Ausarbeitung einer

hochauflösenden Bio- und Sequenzstratigraphie als Grundlage für die Erstellung eines Ablagerungsmodells für den Bentheimer Sandstein. Dabei wurden sowohl Aufschlußdaten über den Bentheimer Sandstein als auch Daten aus dem Untergrund des Emslandes (Kernmaterial und Logdaten) berücksichtigt. Von besonderem Interesse waren dabei Fragen nach

- der mikropaläontologischen Datierung der Sand- und Tonsteine mit Hilfe von Foraminiferen und Ostrakoden (Biostratigraphie)
- der vertikalen Verteilung der Foraminiferen und Ostrakoden in Hinblick auf Palökologie und Paläobathymetrie
- der Sedimentologie, Petrographie und Reservoireigenschaften der Sandsteine
- der sequenzstratigraphischen Analyse des Bentheimer Sandsteins.

1.3 Dank

Herrn Prof. Dr. Jörg Mutterlose (Bochum) danke ich für die Vergabe und das Referat der Arbeit; seine vielfältigen Kontakte ermöglichten mir den Zugang zu einer Fülle von Daten und Material. Das Kernmaterial wie auch die Logdaten für verschiedene Erdölfelder des Emslandes stellte die BEB Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover, zur Verfügung. Den Mitarbeitern Dr. C. Strauß

und Dr. H. Reiser gilt dabei mein besonderer Dank. Die Daten zum Feld Wettrup 6 stellte die MEEG bereit. Logdaten für den Raum Bentheim verdanke ich Dr. Liesche, Dr. Schmitz und Herrn Grün von der Preussag, Lingen. Für ihre stetige Diskussionsbereitschaft und die wichtigen Hinweise in Sachen Sedimentologie und Sequenzstratigraphie danke ich Prof. Dr. H.D. Johnson, Dr. J. Wonham und Dr. A. Ruffell. Dr. J. Schwarzkopf (Hamburg) war bei der Bestimmung der Ostrakoden eine ebenso große Hilfe wie Dr. J. Vespermann (Braunschweig) bei der Durchsicht des Foraminiferenmaterials. Bei den Geländearbeiten fand ich große Unterstützung durch Herrn Monser, Betreiber des Steinbruchs Romberg, sowie durch die Herren Berentelg und Schroerlücke, die mehrere Schürfe in der aufgelassenen Tongrube der Ziegelei Schüttorf ermöglichten. Den studentischen Hilfskräften B. Böckel, Dipl. geol. M. Geisen, Dipl. geol. J. Herrle und vor allem Dipl. geol. S. Liedtke danke ich für ihre vielfältigen Arbeiten. Der Europäischen Kommission, Brüssel, habe ich für die finanzielle Unterstützung im Rahmen des JOULE II Programmes "Shallow Marine Sands" (JOU2-CT93-0441) zu danken. Das letzte Jahr meiner Dissertation konnte durch ein Stipendium der Graduiertenförderung des Landes NRW finanziert werden.

2. Methodisches

2.1 Untersuchungsgebiete

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der Bentheimer Sandstein zu Vergleichszwecken in zwei, etwa 40 km auseinanderliegenden Gebieten NW-Deutschlands untersucht (Abb.1).

1949 zurück. Der erdölführende Bentheimer Sandstein bildet eine W-E-streichende, etwa 10 km lange Aufwölbung, deren Scheitel bis 540 m unter NN aufsteigt (BOIGK, 1981). Das Speichergestein wird von jüngeren Unterkreideschichten (Apt und Alb) im Zentrum, an den Flanken auch von Oberkreide überlagert. Die Aufwölbung

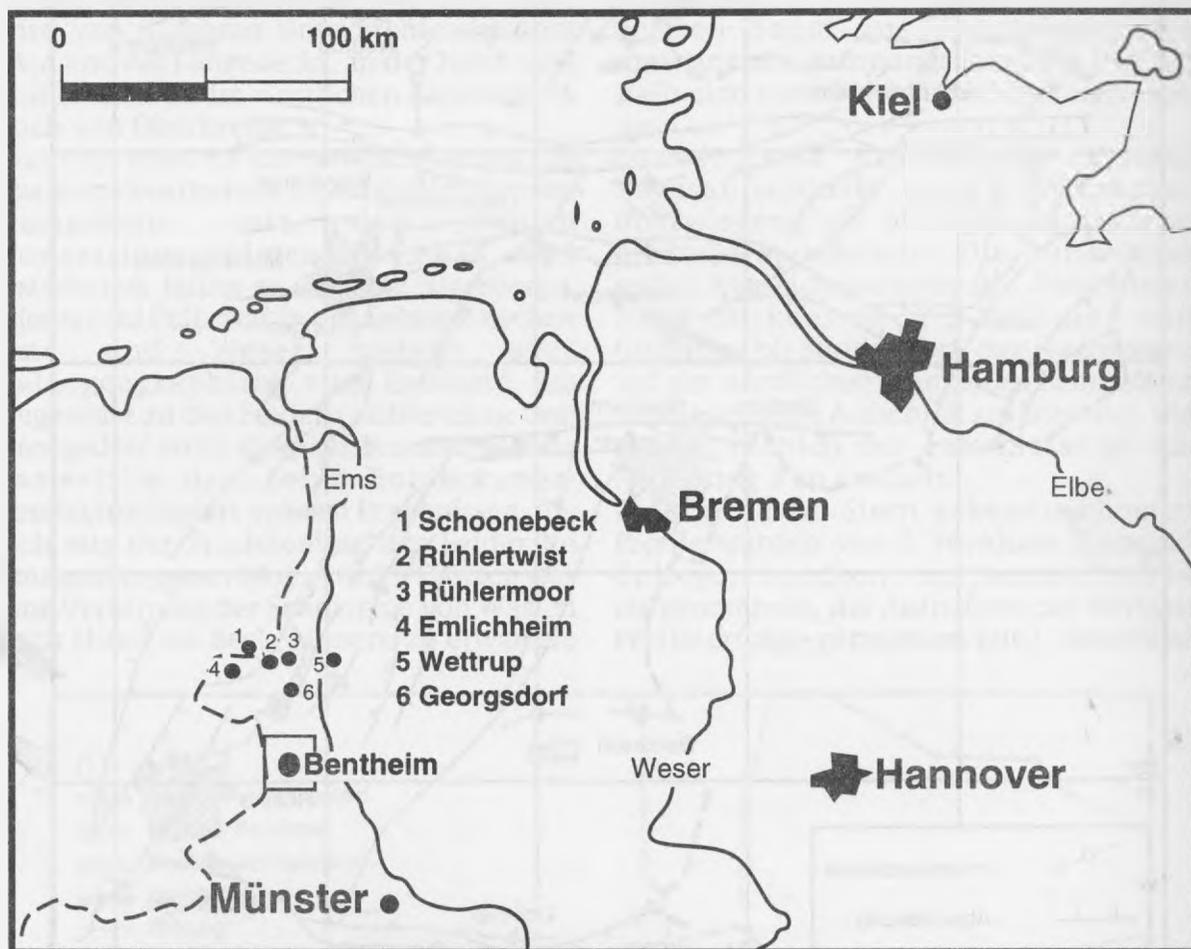


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes. Die Ziffern 1 bis 6 bezeichnen Erdölfelder des Emslandes. Zur genauen Position der Aufschlüsse im Raum Bentheim siehe Abb. 3.

Aus dem nördlichen Arbeitsgebiet (Abb. 2), das die Erdölfelder Rühlermoor, Georgsdorf und Wettrup der emsländischen Erdölprovinz umfaßt, liegen Daten nur aus dem Untergrund vor. Im südlichen Arbeitsgebiet, das dem Bentheimer Höhenrücken westlich und östlich der Stadt Bentheim folgt, bieten die zahlreichen Tagesaufschlüsse gute Untersuchungsmöglichkeiten (Abb. 3).

Rühlermoor, rund 15 km nordwestlich von Lingen, bildet den Ostteil des Feldes Rühle (Westteil Rühlertwist), welches das größte Erdölvorkommen Deutschlands trägt. Die Entdeckung des Feldes geht auf das Jahr

wird von zahlreichen kleineren senkrecht oder radial verlaufenden Störungen durchsetzt, die als Zerrungs- und Dehnungsstrukturen aufzufassen sind. Da die Lagerstätte paläogeographisch gesehen im Übergangsbereich der grobklastischen Fazies des Bentheimer Sandsteins in die sandig-tonige Ausbildung liegt, sind die Speichereigenschaften des Feldes Rühlermoor unterschiedlich gut (BOIGK, 1981; unveröff. BEB-Daten). Die Mächtigkeit des Sandsteins ist mit ca. 60 m im Norden und Osten am größten und verringert sich nach Süden und Westen auf weniger als 20 m. Durch ein 1-4 m starkes

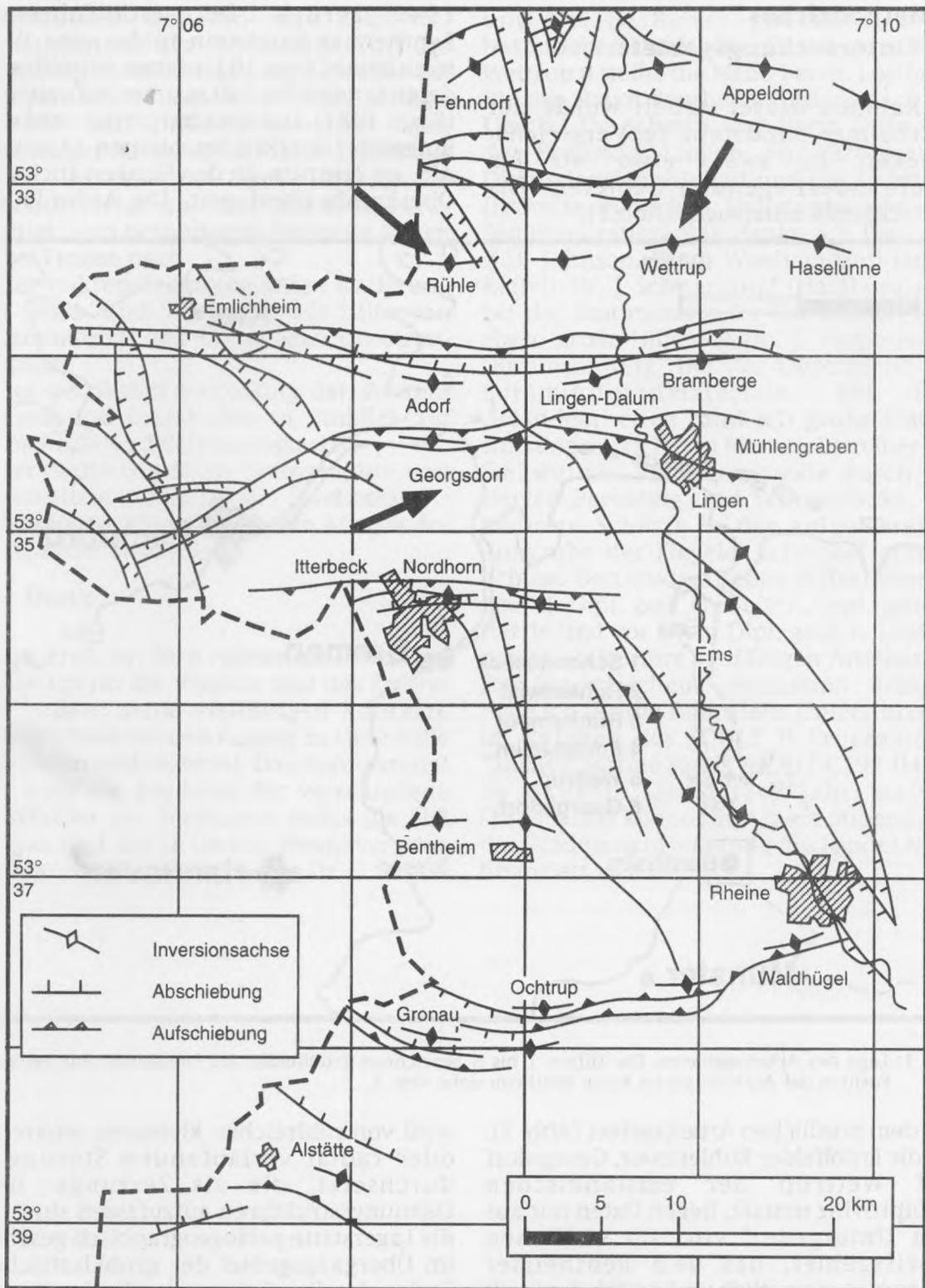


Abb. 2: Strukturkarte des Emslandes mit Lage der Erdölfelder. Nach Kockel et al. (1994).

Tonzwischenmittel, das über das gesamte Feld verfolgt werden kann, wird der Sandstein in ein oberes und unteres Lager getrennt. Das obere Lager besitzt mit Durchlässigkeiten von 25-28 % und einer Permeabilität bis zu 10 Darcy die besseren

Reservoireigenschaften. Die Lager fördern getrennt, bei entsprechenden Reservoireigenschaften des unteren Sandkörpers auch gemeinsam.

Das Feld Georgsdorf, etwa 10 km nördlich von Lingen gelegen, ist eine weitere

Antiklinal-Lagerstätte des Emslandes (CLOSS, 1951; LOTGERS, 1951), die bereits 1943 durch Reflexionsseismik entdeckt wurde. Neben dem Hauptspeicher Bentheimer Sandstein zählen auch Lumachellen- und Ostrakoden-Lagen des Wealden sowie, im äußersten Nordwesten der Struktur, der Gildehauser Sandstein und sandige Kalkmergel des Apt zu den Förderhorizonten. Der Ölspeicher wird von jüngeren Unterkreideschichten (Apt und Alb) abgedeckt, an der Nord- und Südflanke und im westlichen Sattelschluß auch von Oberkreide.

Wettrup, etwa 15 km nördlich Lingen, ist das dritte bearbeitete Ölfeld des Emslandes. Gemeinsam mit den beiden Konzessionsgebieten Bramhar und Osterbrook bildet es das Feld Bramberge. Dieses Feld fällt zwar in das Gebiet zwischen Ems und Weser, gehört aber paläogeographisch zum Emsland. Im Gegensatz zu den Feldern Rühlermoor und Georgsdorf stellt das Feld Bramberge eine Faziesfalle dar. Seine Entdeckungsgeschichte basiert auf den Ergebnissen, die sich aus der Erschließung der Felder im Emsland ergaben (ROLL, 1972). Danach war eine Vertonung der Sandsteine von Westen nach Osten ins Beckeninnere zu erwarten.

Bohrungen und Reflexionsseismik zeigten, daß der Fazieswechsel in der Meppener Bucht östlich der Ems nahe Bramberge stattfindet. Die Lagerstätte Bramberge wurde 1958 erschlossen. Sie liegt am Südostende der Sandschüttung, die hier zungenförmig auskeilt. Der Speicher, der sich stellenweise bis auf 580 m u NN heraushebt, wird von einem etwa 300 m breiten Saum aus Tonsteinen, der sogenannten Vertonungslinie umgeben. Sie stellt eine natürliche Permeabilitätsgrenze dar.

Das südliche Arbeitsgebiet umfaßt Tagesaufschlüsse um Bad Bentheim, überwiegend als offengelassene Teile größerer Steinbrüche. Die Aufschlüsse erstrecken sich parallel des Bentheimer Höhenrückens in W-E Richtung von Gildehaus bis Suddendorf, dazu kommt der auf der nördlichen Flanke des Bentheimer Sattels gelegene Aufschluß am Isterberg. Die genaue Position der Aufschlüsse ist aus Abbildung 3 zu ersehen.

Die mit einem Stern gekennzeichneten Profile wurden von J. Wonham (Imperial College, London) im Sommer 1994 aufgenommen, die Aufnahme der übrigen Profile erfolgte gemeinsam mit J. Mutterlose

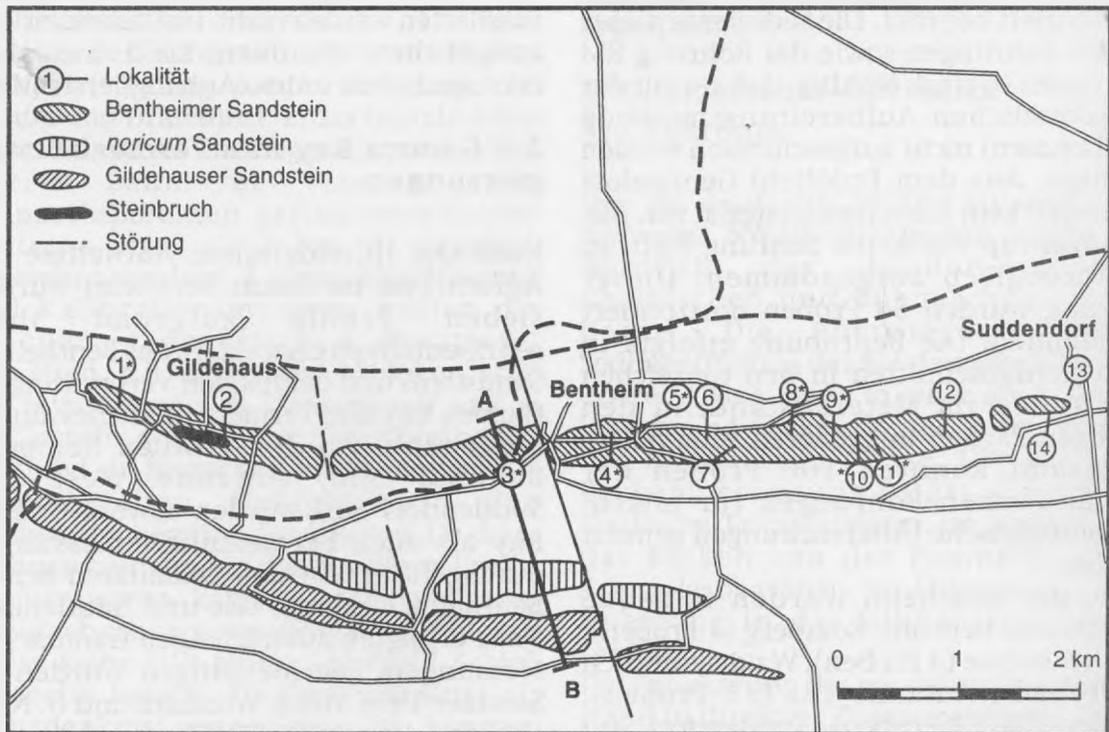


Abb. 3: Aufschlüsse auf der Südflanke des Bentheimer Sattels. Nach KEMPER (1992). 1= Colljan, 2= Romberg, 3= Bahnhof Süd, 4= Funkenstiege, 5= Bahnhofstrasse, 6= Jugendherberge, 7= Freilichtbühne, 8= Franzosenschlucht, 9= Waldsteinbruch, 10= Antenne West, 11= Antenne Ost, 12= Runder Bült, 13= Suddendorf Süd, 14= Suddendorf Nord.

(Bochum) oder J. Wonham. Die Profile wurden entweder in zusammenhängenden Aufschlüssen oder kleineren Teilaufschlüssen (Romberg, Freilichtbühne) aufgenommen. Die Bestimmung der Liegendgrenze des Bentheimer Sandsteins war aufschlußbedingt nur in einigen Fällen möglich (Runder Bült, Suddendorf). Durch fehlende Aufschlüsse konnte die Hangendgrenze des Bentheimer Sandsteins nicht aufgenommen werden.

2.2 Mikropaläontologische Arbeiten

Für mikropaläontologische Untersuchungen stellte die BEB (Hannover) insgesamt acht Bohrungen des Emslandes, die den Kernabschnitt des Bentheimer Sandsteins umfassen, zur Verfügung. Aus Feld Rühlermoor wurden die entsprechenden Kernabschnitte der Bohrungen RM 210, RM 324, RM 374, RM 602 und RM 694 lithologisch aufgenommen und horizontal beprobt. Bohrung RM 210 wurden 11 Proben, Bohrung RM 324 9 Proben, Bohrung RM 374 19 Proben, Bohrung RM 602 14 Proben und Bohrung RM 694 18 Proben entnommen. Aus Feld Georgsdorf wurden die Bohrungen GE 13 und GE 245 lithologisch aufgenommen und horizontal beprobt. Die Sedimente dieser beiden Bohrungen sowie der Bohrung RM 374 waren so stark ölhaltig, daß sie mit der herkömmlichen Aufbereitungsmethode (Schlämmen) nicht aufgeschlossen werden konnten. Aus dem Erdölfeld Georgsdorf liegt somit kein Mikrofossilmaterial vor. Aus Feld Wettrup wurde die Bohrung Wettrup 6 lithologisch aufgenommen. Dieser Bohrung wurden 54 Proben horizontal entnommen. Die Beprobung erfolgte in allen Kernabschnitten in den tonreichen Horizonten im Meterabstand, in den sandigen Partien in größeren Intervallen. Insgesamt konnten 106 Proben der emsländischen Bohrungen für mikropaläontologische Untersuchungen genutzt werden.

Im Raum Bentheim wurden folgende Aufschlüsse beprobt: Romberg (7 Proben), Freilichtbühne (4 Proben), Waldsteinbruch (6 Proben), Antenne Ost (11 Proben), Runder Bült (3 Proben), Suddendorf Süd (16 Proben) und Suddendorf Nord (Schurf I: 8 Proben, Schurf II: 9 Proben, Schurf III: 1 Probe). Insgesamt standen aus dem Aufschlußgebiet 65 Proben für mikro-

paläontologische Untersuchungen zur Verfügung. Reste des Rohmaterials, Schlämmrückstände und ausgelesenes Mikrofossilmaterial aller Proben sind im Geologischen Institut der Ruhr-Universität Bochum hinterlegt.

Etwa 200 g Rohmaterial jeder zuvor getrockneten Probe wurden mit Wasser und 30% H₂O₂ im Verhältnis 1:1 versetzt. Das anschließende Schlämmen erfolgte durch Siebe mit 125 µm und 63 µm Maschenweite. Die beiden Fraktionen wurden im trockenen Zustand eingewogen und die Fraktion >125 µm komplett ausgelesen. Bei einem Probenrückstand größer 2 g wurde die Probe zunächst mit einem Probenteiler gesplittet. Da die für statistische Zwecke vorgegebene Zahl von 300 Individuen pro Probe in keinem Fall erreicht wurde, wurde die Anzahl der Individuen pro Rückstand auf 100 g Einwaage hochgerechnet.

Die Bestimmung der Mikrofossilien (Foraminiferen und Ostrakoden) erfolgte anhand der Arbeiten von EICHENBERG, 1933a, 1933b, 1935a, 1935b; HECHT, 1938; TRIEBEL, 1938a, 1938b, 1940; BARTENSTEIN, 1952, 1959, 1962; BARTENSTEIN & BRAND, 1951; BARTENSTEIN & BETTENSTAEDT, 1962; Oertli, 1966; NIEDZIOLKA, 1988; MEYN & VESPERMANN, 1994. Die Erstautoren der verschiedenen Fossilarten werden nicht im laufenden Text aufgeführt, sondern sind aus dem taxonomischen Index (Anhang) ersichtlich.

2.3 Gamma Ray und Permeabilitätsmessungen

Nach der lithologischen Aufnahme der Aufschlüsse im Raum Bentheim wurden sieben Profile aufgrund ihres repräsentativen Charakters des Bentheimer Sandsteins und der lokalen Verbreitung für Gamma Ray und Permeabilitätsmessungen ausgewählt. An den Profilen Romberg, Bahnhof Süd, Antenne West und Suddendorf Süd wurden sowohl Gamma Ray als auch Permeabilitätsmessungen durchgeführt. An den Lokalitäten Schloß Bentheim, Antenne Ost und Suddendorf Nord erfolgten ausschließlich Gamma Ray Messungen. Die Messungen wurden im Sommer 1995 von J. Wonham und G. Nash (beide Imperial College, London) durchgeführt.

Für die Messungen mußten in den Profilen zunächst im Abstand von 30 cm frische Gesteinsflächen mit einem Mindestdurch-

messer von 10 cm geschaffen werden. An jedem Meßpunkt wurde eine Gesteinsprobe zur späteren petrologischen Untersuchung im Labor entnommen. Für jedes Profil liegen eine genaue sedimentologische Analyse und Fotografien vor.

Die Gamma Ray Messungen wurden mit einem "Exploranium GR256 Handspektrometer" durchgeführt. Dieses Gerät mißt die natürliche Gammastrahlung, die von der Gesteinsoberfläche abgegeben wird, und zerlegt sie in vier Kanäle: 1. Gesamt-Gammastrahlung, 2. ^{40}K Gammastrahlung, 3. ^{214}Bi Gammastrahlung der Uranzerfallsreihe und 4. ^{208}Tl Gammastrahlung der Thoriumzerfallsreihe. Vor der ersten Messung wurde das Gerät kalibriert und mittels eines Testlaufes auf mögliche Abweichungen untersucht. Die Messungen fanden in Abhängigkeit der Lithologie statt. In den makroskopisch homogenen Sandsteinen wurde ein Meßintervall von 1 m gewählt, in heterogenen Lithologien fanden die Messungen im Abstand von 60 cm bzw. 30 cm statt. Die Dauer der Messungen betrug in den Sandsteinen 2 min., in den übrigen Lithologien 4 min.

Um möglichst exakte Messungen zu erhalten, sollten folgende Punkte berücksichtigt werden: 1. die Gesteinsoberfläche sollte unverwittert sein, da Verwitterung zur Auslaugung von Kalium und Uran führt, 2. das Gestein sollte ein radioaktives Gleichgewicht aufweisen (dieses kann für Thorium- und Uranzerfallsreihen gering verwitterter Gesteine älter als 1 Ma als gegeben angesehen werden), 3. endgültige Messung und Kalibrationsmessung sollten die gleichen geometrischen Parameter aufweisen, d.h. eine ebene Meßoberfläche von mindestens 3 m Durchmesser und 4. im Gestein sollte eine gleichbleibende Feuchtigkeit herrschen, da veränderliche Feuchtigkeiten Meßfehler in den Uranwerten hervorrufen können. Da diese Voraussetzungen für die einzelnen Profile gegeben waren, kann von vergleichbaren Meßergebnissen ausgegangen werden. Aus dieser Reihe fällt einzig das Profil Schloß Bentheim heraus. Da diese Lokalität als Naturdenkmal ausgewiesen ist, konnten keine frischen Oberflächen geschaffen werden.

Die Permeabilitätsmessungen wurden mit einem am Imperial College, London,

entwickelten Gerät (LOWDEN, 1993) an den Aufschlüssen Romberg, Bahnhof Süd, Antenne West und Suddendorf Süd durchgeführt. Für Fragen zur Methodik sei auf die Arbeit WOHAM *et al.* (1997) hingewiesen.

2.4 Bearbeitung der Logdaten

Die BEB Erdöl und Erdgas GmbH (Hannover) ermöglichte den Zugang zu den Logdaten des Erdölfeldes Rühlermoor. Die Daten wurden unter dem Aspekt ausgewählt, einen möglichst großen Bereich des Feldes abzudecken und die neuesten geophysikalischen Messungen zu verwenden. Sechs Profile, drei in N-S Richtung, drei in W-E Richtung verlaufend, standen zur Verfügung. Für einige der insgesamt 60 bearbeiteten Bohrungen liegen ein kompletter Logdatensatz (Gamma Ray = GR, Selbstpotential = SP, Widerstand = MLL, Density/Neutron und Sonic) und petrophysikalische Meßwerte (Porosität, Permeabilität) und Kernmaterial vor. Da die Logdaten nicht in digitalisierter Form zur Verfügung standen, wurden alle GR-Kurven zur weiteren Verarbeitung zunächst mit einem Flachbettscanner digitalisiert und anschließend als Polygone abgespeichert.

3. Geologischer Überblick

3.1 Tektonik

Das nw-deutsche Becken ist eines von mehreren NW-SE orientierten Becken, die nördlich der London-Brabanter, Rheinischen und Böhmisches Massen liegen. Die überwiegend marine Sedimentfüllung des nw-deutschen Beckens erstreckt sich heute in einer etwa 280 km langen und 65 km breiten Zone nördlich der Rheinischen Masse. Die westliche Beckenumrandung bildet die Ostholändische Triasplattform. Im Norden wird das Becken von der Pompeckj'schen Schwelle begrenzt, im Osten erfolgt ein Übergang in das Subherzyne Becken (Abb.4).

Die Entwicklung des nw-deutschen Beckens stand in direktem Zusammenhang mit der Ausdehnung des Nordsee-Zentralgrabens und dem Zusammenbrechen des Nordsee-Riftkomplexes (ZIEGLER, 1990). Mit Beginn der Kreide verstärkte sich die Divergenz der

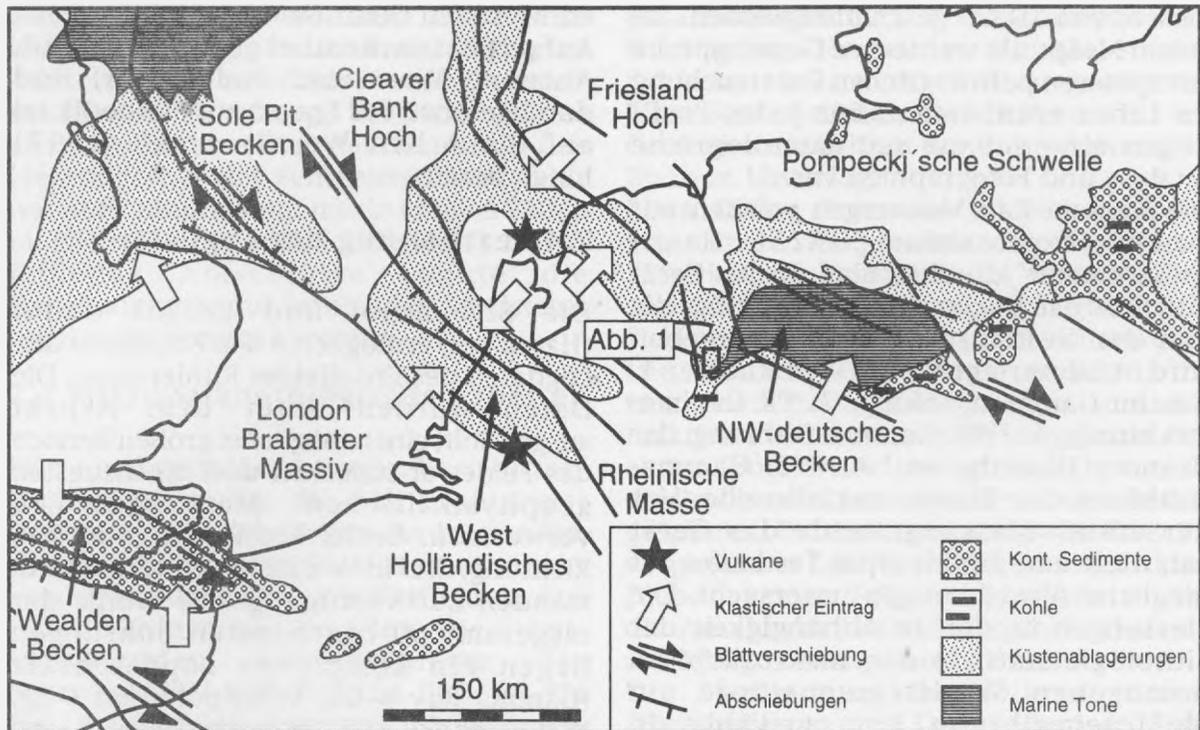


Abb. 4: Paläogeographie und strukturgeologischer Rahmen des nw-deutschen Beckens zur Zeit des Berrias/Valangin. Gekennzeichnet ist das Arbeitsgebiet (Abb.1). Geändert nach ZIEGLER (1990).

Eurasischen und Nordamerikanischen Platten. Die Spreitungsachse zwischen den Platten verlagerte sich nordwärts und erfaßte das boreale Reich. Durch die sogenannte spätkimmerische Phase im obersten Jura kam es zur Ausdifferenzierung der Nordsee und ihrer randlichen Sedimentationsbecken. Im Verlauf dieser orogenen Bewegungen wurden im nw-deutschen Becken ältere permokarbonische Bruchsysteme reaktiviert und es setzten entlang WNW und NW streichender Störungen erste dextrale Scherbewegungen ein. Diese Bewegungen führten zu unterschiedlichen Subsidenzen innerhalb des nw-deutschen Beckens, was zur Ausbildung einer Reihe von "en-echelon" angeordneten Teilbecken führte (BETZ *et al.*, 1987; ZIEGLER, 1990). Die in Folge abgelagerten Tonschiefer und Karbonate des Kimmeridgium, Evaporite des Tithonium und kontinentalen oder lakustrinen Sedimente des Berrias weisen daher deutliche laterale Mächtigkeitsunterschiede auf.

Während die divergenten Plattenbewegungen im Atlantikgebiet generell in der Oberkreide anhielten, verloren die Aktivitäten im Nordseeraum deutlich an Intensität. Dieser Bereich wurde vielmehr

durch die Konvergenzbewegungen der Afrikanischen und Eurasischen Platten beeinflusst. Die Kollision Afrikas und Europas und die damit einhergehende alpidische Orogenese war mit ihrer kompressiven Wirkung auch in Nord- und Westeuropa zu spüren (ZIEGLER, 1990). Es kam zur Inversion der ursprünglichen Extensionsbecken. Die Inversion, die auch das nw-deutsche Becken erfaßte und im Paläozän endete, hob den ehemaligen Meeresboden um 1-2 km empor und gab große Teile der Erosion frei (VOIGT, 1963).

3.2 Paläogeographie

Die Anlage des nw-deutschen Beckens begann im Perm als leichte Depression, die sich nachfolgend in ein flaches Epikontinentalmeer umwandelte (ZIEGLER, 1990). Mit der Wende Jura/Kreide erhielt das nw-deutsche Becken seinen Charakter als eigenständiges Randmeer mit eingeschränkten Verbindungen zu den übrigen Meeresgebieten. Während der Kreide öffneten sich immer wieder regional unterschiedliche Seewege, das nw-deutsche Becken verlor aber nie seine Marginalposition. Ein Wassermassenaustausch mit der Tethys erfolgte zu verschiedenen Zeiten

über die Karpatenstraße im Osten des nw-deutschen Beckens (MICHAEL, 1979; MUTTERLOSE, 1992b).

Während des Berrias (Abb. 5a) kam es in Südengland, im Pariser Becken und in Norddeutschland zur Ablagerung der Wealdenfazies mit brackisch-lakustrinen Sedimenten. Mehrmalige marine Ingressionen in das nw-deutsche Becken erfolgten von Westen über die Ostholländische Triasplattform; die Karpatenstraße war in der frühesten Unterkreide geschlossen (MICHAEL, 1979). Mit Beginn des Valangin (Abb. 5b) stellten sich im nw-deutschen Becken vollmarine Bedingungen ein, während in den angrenzenden Sedimentationsräumen die

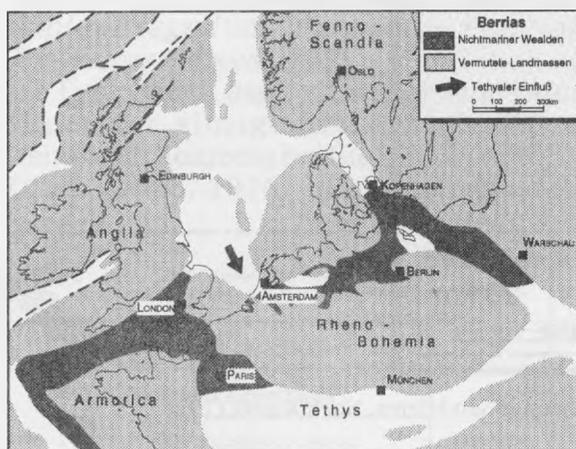


Abb. 5a: Paläogeographie Nordeuropas zur Zeit des Berrias. Nach MUTTERLOSE et al. (1997).

Ablagerung terrestrischer Sedimente andauerte (MUTTERLOSE, 1992b). Die marinen Verhältnisse bestanden während des gesamten Valangin, was zur Sedimentation von mehr als 200 m dunklen Tonsteinen im Zentralteil des Beckens und bis zu 80 m flachmarinen Sandsteinen entlang der südlichen und westlichen Umrandung des Beckens führte. Die Transgression an der Basis des Valangin öffnete die Karpatenstraße und ermöglichte einen Floren- und Faunenaustausch zwischen den borealen und tethyalen Faunenreichen (MICHAEL, 1979). Verbindungen zum Nordmeer bestanden über den Ems-, Hoya- bzw. Giffhornkanal zwischen den Inseln der Pompeckj'schen Schwelle (MUTTERLOSE, 1992b).

In den Randbereichen des Westteils des nw-deutschen Beckens kamen während der

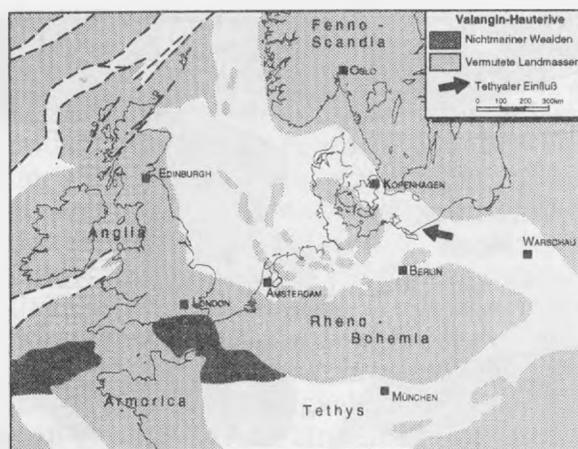


Abb. 5b: Paläogeographie Nordeuropas zur Zeit des Valangin/Hauterive. Nach MUTTERLOSE et al. (1997).

Unterkreide flachmarine Sandsteine sehr unterschiedlicher Art und Genese zur Ablagerung. Dem Bentheimer Sandstein des Untervalangin kommt dabei wirtschaftlich die größte Bedeutung zu, denn er bildet Deutschlands wichtigstes Erdölspeichergestein (Abb. 6).

Der Bentheimer Sandstein baut in der Umgebung Bentheims mit weiteren Schichten der Unterkreide den Bentheimer Sattel auf. Dieser Sattel, der auch als Bentheim-Isterberg Sattel (HARBORT, 1907) oder Schüttorfer Sattel (BENTZ, 1927) bezeichnet wird, streicht bei einer Länge von rund 10 km etwa in W-E Richtung. Im Sattelzentrum der leicht asymmetrischen Struktur treten als älteste Gesteine Schichten der Serpulit-Folge in einem schmalen Streifen nördlich Bentheim zutage. Im Norden und Süden schließen sich daran kontinuierlich Schichten des Berrias, Valangin und Hauterive an (WOLBURG, 1978). Auf der stärker geneigten Südflanke des Sattels bilden die Sandsteine des Valangin und Hauterive den morphologisch markanten Höhenzug der Bentheimer Berge. Vom Liegenden ins Hangende (von N nach S) kann man den Bentheimer Sandstein, den Dichotomiten Sandstein, den Grenzsandstein, den noricum-Sandstein und den Gildehauser Sandstein unterscheiden (Abb. 7). Auf der flacheren Nordflanke tritt nur der Bentheimer Sandstein morphologisch hervor und bildet dort den Isterberg.

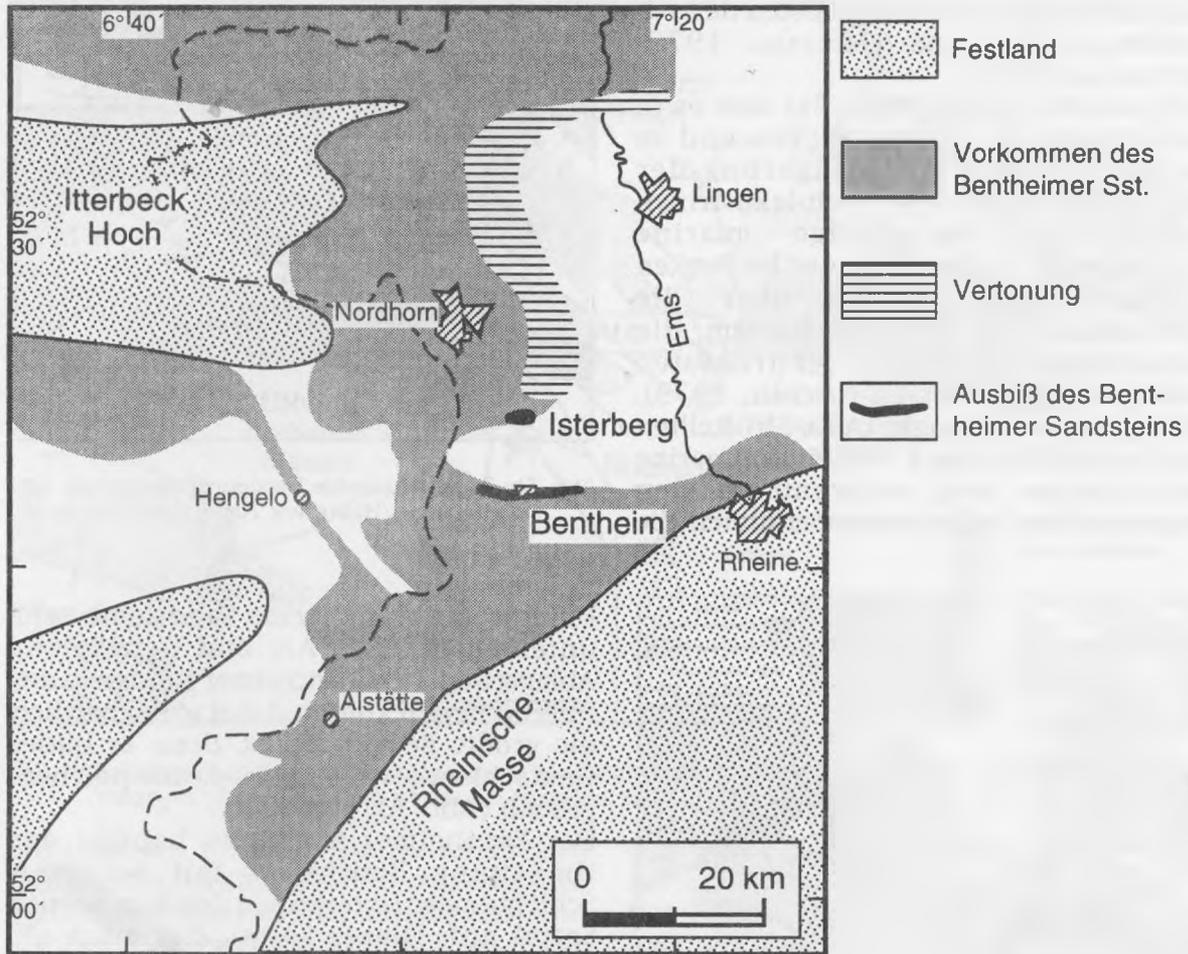


Abb. 6: Paläogeographie des Ablagerungsraumes des Bentheimer Sandsteins. Nach KEMPER (1976).

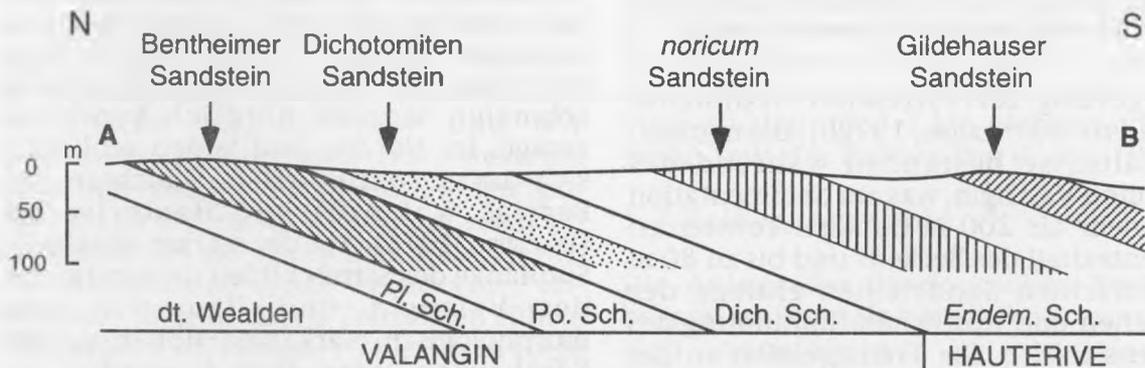


Abb. 7: Profil durch die Südflanke des Bentheimer Sattels entlang der Profillinie A-B. Pl. Sch. = *Platylenticeras* Schichten, Po. Sch. = *Polyptychiten* Schichten, Dich. Sch. = *Dichotomiten* Schichten, Endem. Sch. = *Endemoceras* Schichten. Nach MUTTERLOSE et al. (1995).

4. Lithologie des Bentheimer Sandsteins

Ältere Arbeiten (FUCHTBAUER, 1955; WITENHAGEN, 1980; KORTMANN, 1983) zeigen, daß der Bentheimer Sandstein petrographisch ein Quarzsandstein mit

geringen Ton- und Silteinschaltungen ist. Die Korngröße variiert zwischen sehr fein und grob, wobei der Feinkornanteil überwiegt. In der Regel sind die Komponenten des Sandstein gut gerundet und gut sortiert, er besitzt eine hohe textuelle und kompositionelle Reife.

Im Bereich der emsländischen Ölfelder enthält der Sandstein z. T. eine Reihe stabiler und instabiler Schwerminerale und Feldspäte. Der Sandstein in der Umgebung von Bentheim enthält jedoch nur stabile Schwerminerale (FÜCHTBAUER, 1955, 1963). Der Bentheimer Sandstein wird von den marinen *Platylenticeras* Schichten des Untervalangin unterlagert. Ammonitenfunden zufolge beginnt die Sandschüttung im Raum Bentheim bereits in den oberen *Platylenticeras* Schichten (KEMPER, 1976); in den küstenferneren Bereichen erst in den unteren Polyptychiten Schichten (BOIGK *et al.*, 1960). Das Hangende des Sandsteins bildet wiederum ein mariner Tonstein, der *erectum*-Tonstein, benannt nach der in ihm häufig vorkommenden und für das unterste Obervalangin leitenden Foraminiferenart *Haplophragmium inconstans erectum* (BARTENSTEIN & BRAND, 1951). Die Typlokalität des Bentheimer Sandsteins bildet der einzige heute noch aktive Steinbruch Romberg bei Gildehaus (Abb. 8). KEMPER (1968, 1976, 1992) untergliedert

dort den Bentheimer Sandstein in drei lithostratigraphische Einheiten: 1. den Unteren Bentheimer Sandstein (>27 m), 2. das Romberg Zwischenmittel (bis 3.5 m) und 3. den Oberen Bentheimer Sandstein, der als Flasersandstein ausgebildet ist und als solcher bezeichnet wird (>6 m). Den Unteren Bentheimer Sandstein untergliedert KEMPER (1968) in folgende Untereinheiten (vom Liegenden ins Hangende): die Basisbank, die als einzige von den Steinmetzen gebrochen wird und mehr als 12 m Mächtigkeit erreichen kann; eine heterolithische Einheit mit mehreren metermächtigen Sandsteinbänken und dünneren Ton-Silt-Einschaltungen und eine massige, mehr als 20 m mächtige Hauptsandsteinfolge.

Die klassische Dreiteilung des Bentheimer Sandsteins nach KEMPER (1968) kann nicht im gesamten Aufschlußgebiet nachvollzogen werden. Östlich der Stadt Bentheim löst sich der in Romberg massige Untere Sandstein in zwei, durch Ton-Sand-Einschaltungen getrennte Einheiten auf

Stufe	Ammonitenzonen	Mikropal. Untergl.	Lithostratigraphie	Typlokalität (Romberg)	Sequenzstratigraphie						
VALANGIN	Oberes	OV 3+4	Tonstein								
						OV 2	Dichotomiten Sandstein				
									OV 1	<i>erectum</i> Tonstein	
		UV 2	Romberg Tonstein								
					UV 1	Untere Bioturbationszone					
		Unteres	UV 2	Sudden- dorf Tonstein				Haupt- sandstein Heterolith. Fazies		Bentheim 2	
	UV 2				Basisbank		Bentheim 1				
											UV 1
	UV 1		<i>Platylenticeras heteropleurum</i>								
					UV 1	<i>Platylenticeras robustum</i>					

Abb. 8: Biostratigraphie, Lithostratigraphie und Sequenzstratigraphie des Valangin in der Umgebung von Bad Bentheim. Ammonitenzonierung nach KEMPER (1976), mikropalaontologische Gliederung nach BARTENSTEIN & BRAND (1951). Lithologie und Sequenzstratigraphie nach WOHAM *et al.* (1997).

(Lokalität Antenne West, vgl. Abb. 3). Noch weiter im Osten, in der Tongrube Suddendorf Süd, werden die heterolithische Einheit und der Hauptsandstein durch einen marinen Tonstein ersetzt. Dieser Tonstein wird im Folgenden als Suddendorf Tonstein bezeichnet.

5. Aufschlüsse Bentheim

Im folgenden werden kurz die bearbeiteten Tagesaufschlüsse im Raum Bentheim beschrieben. Die Abbildungen zu den einzelnen Profilbeschreibungen finden sich im Anhang.

5.1 Cölljan

Lage: Ehemaliger Steinbruch, heute Schießstand und Sportplatz Gildehaus, TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 75 000, h: 58 96 370. Abb. A.1 im Anhang.

Zustand: Mäßig gute Aufschlußverhältnisse, z.T. überwachsen.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten); Unterer Bentheimer Sandstein.

Schichtenfolge: Aufgeschlossen ist eine rund 10 m mächtige Feinsandsteinfolge. Im unteren Profilabschnitt bis zu Profilmeter 4 kann großräumige planare Schrägschichtung beobachtet werden, die zum Hangenden hin in eine kleinräumige gebogene Schrägschichtung übergeht. Oberhalb der Schrägschichtungskörper lassen sich Wellenrippeln und vereinzelt Tonlinsen erkennen. 5 m über der Basis des Profils ist eine deutliche Rinne, deren Achse in NW-SE Richtung verläuft, ausgebildet. Die obersten Profilmeter (7-10 m) werden von einem massigen Sandstein gebildet, in dem keine Sedimentstrukturen zu beobachtet wurden. Das Profil gehört lithostratigraphisch zur Heterolithischen Einheit.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels, Westende des Bentheimer Höhenzuges.

Literatur: KEMPER (1968) gibt eine kurze Darstellung des Aufschlusses. KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997) beschreiben die Sedimentologie.

5.2 Romberg

Lage: Der Steinbruch liegt am Nordrand von Gildehaus, TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 75 450, h: 57 97 100. Abb. A.2 im

Anhang.

Zustand: Einziger im Raum Bentheim noch aktiver Steinbruch, daher gute Aufschlußverhältnisse.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten); Unterer Bentheimer Sandstein, Romberg Zwischenmittel, unterer Teil des Oberen Bentheimer Sandsteins.

Schichtenfolge: Das rund 45 m mächtige Profil besteht aus einer Wechselfolge gut sortierter und gut klassierter Feinsandsteinlagen mit Ton-Siltlagen. Den tiefsten Profilabschnitt bildet die Basisbank, an deren Unterseite deutliche Hinweise (z.B. Strömungs- und Belastungsmarken) für einen erosiven Kontakt zu beobachten sind.

Im Hangenden der Basisbank folgen mehrere "Meterbänke", Sandsteinbänke von etwa einem Meter Mächtigkeit, die durch Siltsteinlagen voneinander getrennt sind. Die Siltsteine sind deutlich bioturbat. Der folgende Hauptsandstein zeichnet sich durch Schrägschichtung und clay drapes aus, letztere nehmen zum Hangenden hin deutlich ab. Auffällig sind zahlreiche Spurenfossilien oberhalb des Hauptsandsteins, die bis in den oberen Teil dieser Einheit reichen. Es treten vor allem mit Tonstein gefüllte Bauten von *Ophiomorpha*, *Rhizocorallium* und *Skolithos* auf. Mit scharfer Grenze setzt bei Profilmeter 34 das Romberg Zwischenmittel, eine rund 3 m mächtige Tonsteinfolge, ein. Der Kontakt zum überlagernden Oberen Bentheimer Sandstein ist ebenfalls scharf. Von dieser Einheit sind noch gut 5 m aufgeschlossen. Es handelt sich um einen stark bioturbaten, siltigen Sandstein mit Wellenrippeln und einer flachen Schrägschichtung. Der Obere Bentheimer Sandstein wird auch als Flasersandstein bezeichnet.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels mit flach nach Süden einfallenden Schichten.

Literatur: Schwerminerale bei FÜCHTBAUER (1955, 1963), Mikropaläontologie bei WOLBURG (1978), Sedimentologie bei KORTMANN (1983), Lithologie und Genese des Bentheimer Sandsteins bei KEMPER (1968, 1976, 1992); MUTTERLOSE *et al.*, (1995) und WONHAM *et al.* (1997).

5.3 Bahnhof Süd

Lage: Am westlichen Ortsrand Bentheims gelegener Bahneinschnitt, Bahnhof Süd, TK

25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 78 237, h: 58 97 130. Abb. A.3 im Anhang.

Zustand: Stark verböscht und übergrünt.
Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten); Unterer Bentheimer Sandstein.

Schichtenfolge: Es ist eine 32 m mächtige, durchgehend dickbankige (>50 cm) Fein- bis Mittelsandsteinfolge aufgeschlossen. Die unteren 15 m des Profils sind stark bioturbat. Es treten vor allem Bauten von *Ophiomorpha* und *Diplocraterion* auf. In diesem Profilabschnitt läßt sich ein höherer Siltanteil beobachten. Oberhalb der unteren 15 Profilmeter tritt häufig eine kleinräumige Schrägschichtung auf. Die oberen 17 Profilmeter werden durch massige Sandsteine mit einer undeutlichen großräumigen Schrägschichtung gekennzeichnet. In diesen Schichten kommt Bioturbation nicht vor. Es kann allerdings eine Kornvergrößerung bis hin zum Mittelsand verzeichnet werden.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels.

Literatur: Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.4 Funkenstiege

Lage: Felsklippen im Stadtgebiet Bentheims, unterhalb des Schlosses. TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 78 820, h: 57 97 210. Abb. A.4 im Anhang.

Zustand: Gute Aufschlußverhältnisse. Der Schloßfelsen ist als Naturdenkmal ausgewiesen und steht daher unter Schutz.
Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten); Unterer Bentheimer Sandstein.

Schichtenfolge: Das rund 38 m mächtige Profil besteht aus dickbankigen, z.T. 2,5 m-starken Sandsteinbänken. Die Korngröße der gut bis sehr gut sortierten Sande liegt im Mittelsandbereich; ein Tonanteil ist nicht vorhanden. Einzelne Horizonte bestehen aus Grobsand. Der unterste Abschnitt des Profils wird von bioturbaten Mittelsanden gebildet. Nach einer Profillücke von 2 m treten dickbankige Sandsteine mit deutlich entwickelten Sedimentstrukturen, wie Schrägschichtung und Rippelmarken, auf.

Auf einigen Schichtflächen konnten die Strömungsrippeln eingemessen werden; sie zeigen eine südliche bis südöstliche Strömungsrichtung an. Bei der Schräg-

schichtung handelt es sich im wesentlichen um großräumige planare Schrägschichtung, Kreuzschichtung tritt sehr selten auf. Im oberen Profilabschnitt können einzelne dünne Bänke beobachtet werden, die sich erosiv in die jeweils unterlagernden Bänke eingeschnitten haben. Über den gesamten Profilabschnitt läßt sich eine Eisehydroxid-Durchtränkung der Sandsteine verfolgen, z.T. treten konkretionsartige Eisenanreicherungen auf. Sehr deutlich ist auch die als Wabenverwitterung bezeichnete Anwitterung der Sandsteine zu sehen.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels, Zentralbereich des Bentheimer Rückens und mit 91 m ü. NN die höchste Erhebung dieser Gegend.

Literatur: Lithologie und Sedimentologie bei KEMPER (1968), Kortmann (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.5 Bahnhofstraße

Lage: Natürlicher Aufschluß im Stadtgebiet Bentheims, an der Ostseite des Schloßberges. TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 79 100, h: 57 97 230. Abb. A.5 im Anhang.

Zustand: Gute Aufschlußverhältnisse.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten); Unterer Bentheimer Sandstein.

Schichtenfolge: Das rund 38 m mächtige Profil besteht aus dickbankigen Sandsteinbänken. Die durchschnittliche Korngröße liegt im Mittelsandbereich, vereinzelt treten grobkörnige Sandsteinbänke auf. Der Sandstein ist durchgehend gut sortiert und gut gerundet. Die unteren 12 m des Profils werden von kleinräumig schräggeschichteten Sandsteinbänken gebildet. Der folgende rund 5 m mächtige Abschnitt ist durch ein etwas feines Korn und großräumige planare Schrägschichtung gekennzeichnet.

Strömungsrichtungsmessungen weisen auf eine Strömung in südlicher bis südöstlicher Richtung hin. Im oberen Profilabschnitt tritt wieder kleinräumige Schrägschichtung auf, die zum Hangenden hin immer undeutlicher wird, bis schließlich nur noch ein massiger Sandstein ansteht. Der Topbereich des Profils wird von einem großräumig schräggeschichteten, schwach bioturbaten Mittelsand gebildet.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels, Zentralbereich des Bentheimer Rückens.

Literatur: Lithologie und Sedimentologie bei KEMPER (1968) und WONHAM *et al.* (1997).

5.6 Jugendherberge

Lage: Östlich der Jugendherberge gelegener Aufschluß. TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608; re: 25 79 475, h: 58 97 105. Abb. A.6 im Anhang.

Zustand: Gute Aufschlußverhältnisse.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten), oberer Teil des Unteren Bentheimer Sandsteins.

Schichtenfolge: Die 15 m mächtige Abfolge beginnt mit massigen, dickbankigen (1-2 m) Feinsandsteinen. Die Sandsteine sind tonfrei und gut sortiert. Die einzelnen Bänke werden durch geringmächtige (10-20 cm) Zwischenmittel getrennt. Diese Zwischenmittel halten lateral nicht lange aus und werden zu dünnen Bankfugen reduziert. In einzelnen Bänken kann Rippelschichtung beobachtet werden. Diese ist bei Profilmeter 5 sehr deutlich ausgeprägt, hier tritt zudem kleinräumige Schrägschichtung auf. Im oberen Profilabschnitt (10-15 m) gehen die massigen, scheinbar ungeschichteten Sandsteinbänke in dünnbankige Schichten über. Diese Schichten keilen lateral rasch aus und weisen trogförmige klein- und großräumige Schrägschichtung auf. Daß die Schrägschichtung sichtbar ist, kann an der Zunahme des Tongehaltes und der schlechteren Sortierung der Sandsteine in diesem Abschnitt liegen. Gleichzeitig kommt es zu einer Kornvergrößerung hin zum Mittelsand.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels, Osthälfte des Bentheimer Höhenzuges.

Literatur: Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.7 Freilichtbühne

Lage: Ehemaliger, jetzt als Freilichtbühne genutzter Steinbruch im Osten Bad Bentheims. TK 25 Schüttdorf, Nr. 3609; re: 25 80 400, h: 57 97 230. Abb. A.7 im Anhang.

Zustand: Gute Aufschlußverhältnisse, an einigen Stellen überwachsen.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten), Unterer Bentheimer Sandstein.

Schichtenfolge: Der Tagesaufschluß

Freilichtbühne besteht aus einem weiträumigen Bruchgelände, in dem insgesamt vier Profile aufgenommen wurden. Beschrieben wird hier der Aufschluß außerhalb des Bühnengeländes, gegenüber des Ausfluglokals. Das 25 m mächtige Profil beginnt mit einer Folge massiger, scheinbar ungeschichteter Fein- bis Mittelsandsteinbänke. Die Sortierung der Sandsteine ist mäßig gut, allerdings schlechter als die der Sande an der Funkenstiege. Oberhalb Profilmeter 15 schalten sich in die Sandsteinbänke wiederholt tonig-sandige Zwischenmittel ein, die rasch lateral auskeilen. Oberhalb dieser Lagen kann Bioturbation beobachtet werden. Es kommen Bauten von *Rhizocorallium* und *Thalassinoides* vor. Vereinzelt treten oberhalb der Zwischenmittel dünne, harte Sandsteinbänke auf. Die Sandsteine selbst sind klein- und großräumig schrägschichtet und schwanken stark in ihrer Mächtigkeit. Zum Hangenden hin schalten sich verstärkt Strömungsrippeln ein. Stellenweise ist oberhalb der Sandsteinbänke Bioturbation zu beobachten. Schrägschichtungsmessungen deuten auf eine Strömung in südöstlicher Richtung hin.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels, Osthälfte des Bentheimer Höhenrückens.

Literatur: Schichtbeschreibung bei KEMPER (1968), Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.8 Franzosenschlucht

Lage: Straßenanschnitt an der B403 östlich der Freilichtbühne. TK 25 Schüttdorf, Nr. 3609, re: 25 80 740, h: 57 97 160. Abb. A.8 im Anhang.

Zustand: Stark verböschter Straßenanschnitt, daher lückenhaftes Profil.

Stratigraphie: Unterer Bentheimer Sandstein (tiefe Polyptychiten Schichten).

Schichtenfolge: Das rund 28 m mächtige Profil ist in den unteren 10 Profilmeter sehr lückenhaft. Einzelne Bänke bestehen aus gut sortiertem Feinsandstein, sie weisen eine undeutliche Schichtung auf. Die zunächst 30-50 cm starken Bänke nehmen zum Hangenden hin an Mächtigkeit zu und erreichen dann 2-3 m Dicke. Die obersten 5 m des Profil bestehen aus Feinsandsteinbänken, in die sich einzelne bis 20 cm mächtige Grobsandlagen ein-

schalten. Dieser obere Abschnitt zeichnet sich durch trogförmige Schrägschichtung aus. Auf den Schichtflächen können Wellenrippeln beobachtet werden, die auf eine Strömung in SW Richtung hinweisen. Bei Profilmeter 25 m wurden Rillenmarken beobachtet und eingemessen. Ihre Orientierung verläuft in NE-SW Richtung. Im selben Profilabschnitt fällt weiterhin die sehr starke Bioturbation auf. Es kommen vor allem annähernd schichtparallele Gänge von 1 cm Durchmesser vor, die keinem bestimmten Organismus zugeordnet werden können.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels Osthälfte des Bentheimer Höhenrückens.

Literatur: Lithologie und Ichnofossilien bei KEMPER (1968), Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.9 Waldsteinbruch

Lage: Wie die nächstfolgenden Aufschlüsse ist auch dieser Steinbruch über den Kammrundweg (Nr. 7 der Bentheimer Wanderwege) zu erreichen. Der Bruch liegt etwa 250 m östlich der Franzosenschlucht. TK 25 Schüttoorf, Nr. 3609, re: 25 80 990, h: 57 97 160. Abb. A.9 im Anhang.

Zustand: Die Sohle sowie die gesamte Umgebung des Steinbruchs sind zugewachsen, daher ist er schlecht zugänglich. Die Abbauwände selbst erlauben eine gute Profilaufnahme.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten), oberer Abschnitt des Unteren Bentheimer Sandsteins.

Schichtenfolge: Das 20 m mächtige Profil besteht aus einer Folge massiger dickbankiger (bis 3 m), lateral rasch auskeilender Feinsandsteine, die durch mehrere Zwischenmittel getrennt sind. Die Zwischenmittel variieren stark in ihrer Mächtigkeit. Auffallend ist das schnelle Auskeilen auf kurze Entfernungen. In die Zwischenmittel sind unterschiedlich mächtige Sandsteinlagen mit interner Schrägschichtung und Belastungsmarken auf der Schichtunterseite eingeschaltet. Ebenfalls an die Zwischenmittel ist die Bioturbation gebunden. Der Topbereich der Sandsteinfolge ist durch großräumige, flachwinkelige Schrägschichtung gekennzeichnet, die hauptsächlich in SE Richtung weist.

Regionalgeologische Position: Südflanke des

Bentheimer Sattels, Osthälfte des Bentheimer Höhenrückens.

Literatur: Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.10 Antenne West

Lage: Etwa 700 m SW des Gasthauses "Waldruh" und direkt W der Funkstation am Kammrundweg gelegener aufgelassener Steinbruch. TK 25 Schüttoorf, Nr. 3609, re: 25 81 470, h: 57 97 230. Abb. A.10 im Anhang.

Zustand: Die Sohle des Steinbruchs ist zugewachsen und schwer zugänglich, die Abbauwände erlauben eine gute Profilaufnahme.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten), oberer Abschnitt des Unteren Bentheimer Sandsteins.

Schichtenfolge: Das rund 20 m umfassende Profil setzt mit einer 3 m mächtigen, stark bioturbaten Feinsandsteinfolge ein. Die Sandsteine, die im untersten Abschnitt stärker tonig sind, zeigen eine deutliche Schräg- oder Wellenrippelschichtung. Darüber folgt ein 3 m mächtiger Abschnitt massiger, dickbankiger Feinsandsteine, in denen keine internen Strukturen zu beobachten sind. Im Hangenden dieser kompakten Sandsteinserie folgen einzelne, rasch auskeilende Feinsandsteine. Die zunächst rund 20-30 cm dicken Bänke nehmen nach oben schnell an Mächtigkeit (bis 2 m) zu und werden durch tonige, bioturbate Zwischenmittel voneinander getrennt. Auf den Schichtunterseiten einzelner Bänke können Belastungsmarken beobachtet werden. Zwischen Profilmeter 14 und 15 ist ein wechselnd starkes Zwischenmittel ausgebildet, das siltig bis feinsandig und deutlich laminiert ist. Im Hangenden des Zwischenmittels besteht die Abfolge aus schwach bioturbaten Feinsandsteinen, die einen geringen Tonanteil aufweisen. Die Sandsteine sind durch deutliche Schrägschichtung charakterisiert.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels.

Literatur: Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.11 Antenne Ost

Lage: Etwa 650 m SW des Gasthauses "Waldruh" und direkt SE der Funkstation

am Kammrundweg gelegener aufgelassener Steinbruch. TK 25 Schüttorf, Nr. 3609, re: 25 81 650, h: 57 97 310. Abb. A.11 im Anhang.

Zustand: Der Zustand entspricht dem des Aufschlusses Antenne West.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten), Unterer Bentheimer Sandstein.

Schichtenfolge: Die untersten 4 m des insgesamt 28 m mächtigen Profils bestehen aus stark bioturbatem Feinsandstein. Neben den nicht näher zu bestimmenden Bioturbationsspuren treten hier zahlreiche Pflanzenreste auf. Weiterhin lassen sich Wellenrippeln beobachten. Es folgt eine 12 m mächtige Sandsteinserie mit einzelnen lateral auskeilenden Feinsandsteinbänken, die zum Hangenden hin feiner werden. Die Bänke werden durch unterschiedlich dicke, tonig-sandige Zwischenmittel getrennt. Gelegentlich tritt in diesen Zwischenmitteln Bioturbation auf. Im oberen Abschnitt dieser Sandsteinserie läßt sich großräumige Schrägschichtung beobachten, die wechselnde Strömungsrichtungen anzeigt. Oberhalb der Sandsteinbänke sind rinnenförmige Vertiefungen und ein rund 5 m mächtiges sandiges, leicht bioturbates Tonmittel entwickelt. Auffallend ist die große Anzahl sideritischer Konkretionen oberhalb dieses Profilabschnittes. Den Top des Profils bildet ein 8 m mächtiger mürber, tonhaltiger Feinsandstein, der eine undeutliche Lamination aufweist.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels.

Literatur: Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.12 Runder Bült

Lage: Aufgelassene Tongrube am östlichen Ende des Bentheimer Höhenrückens, wenige Meter nordwestlich des als "Runden Bült" bezeichneten Gasthauses. Entlang dieser Erhebung beschreibt der Kammrundweg eine Schleife, bevor er nach Westen zurückführt. TK 25 Schüttorf, Nr. 3609, re: 25 82 300, h: 57 97 350. Abb. A.12 im Anhang.

Zustand: Die Sohle der alten Grube ist zugewachsen, der eigentliche Aufschluß daher nicht einfach zu finden.

Stratigraphie: Tiefes Untervalangin (*Platylenticeras* Schichten), Basisbank des Bentheimer Sandsteins.

Schichtenfolge: In dieser alten Tongrube ist der Übergangsbereich der tonigen *Platylenticeras* Schichten zur Basisbank des Bentheimer Sandsteins aufgeschlossen. Von dem insgesamt 15 m mächtigen Profil entfallen die unteren 7 m auf die *Platylenticeras* Schichten. Diese konnten durch zahlreiche Funde des Ammoniten *Platylenticeras involutum* biostratigraphisch genau eingeordnet werden. Neben den in sideritischen Konkretionen eingeschlossenen Ammoniten kommen vor allem Bivalven (*Thracia phillipsii*) vor. Über dem Tonstein folgt ein geringmächtiger (<50 cm) Übergangsbereich aus tonigem, stark bioturbatem Sandstein. Darüber setzt mit scharfem Kontakt die Basisbank des Bentheimer Sandsteins ein, die hier von einem gut sortierten Fein- bis Mittelsand gebildet wird. Die Basisbank, die sich als Härtling bis in die Tongruben von Suddendorf verfolgen läßt, scheint sich am "Runden Bült" rinnenartig in das Liegende eingeschnitten zu haben. Darauf weist das laterale Auskeilen der Sandsteinbank, die hier eine maximale Mächtigkeit von 8 m hat, hin.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels, östlicher Ausläufer des Bentheimer Höhenrückens, Vertonungsbereich der sandigen Fazies.

Literatur: Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.13 Suddendorf Süd

Lage: Etwa 1 km S Schüttorf in der Gemeinde Suddendorf gelegene Tongrube. TK 25 Schüttorf, Nr. 3609, re: 25 82 450, h: 57 97 450. Abb. A.13 im Anhang.

Zustand: Sehr gute Aufschlußverhältnisse, da sich die Ende der 80er Jahre angelegte Grube noch im Abbau befindet. Der Abbau schreitet zur Zeit im Streichen in westlicher Richtung fort.

Stratigraphie: Untervalangin (tiefe Polyptychiten Schichten); Top des Unteren Bentheimer Sandsteins (Basisbank) und Suddendorf-Tonstein.

Schichtenfolge: Die Tongrube erschließt eine etwa 5 m mächtige Sand- und Siltsteinfolge des oberen Untervalangin. Im NW-Teil der Grube treten mit dem obersten Teil der Basisbank des Bentheimer Sandsteins die ältesten Schichten auf. Entlang einer NE-SW verlaufenden Abschiebung ist hier die Basisbank um 1-2

m versetzt. In der Grube konnten insgesamt drei Profile aufgenommen werden. Beispielhaft wird Profil 1 beschrieben. Die Schichtenfolge kann vom Liegenden ins Hangende in vier lithologische Einheiten untergliedert werden.

Einheit A: 25 cm dickbankiger hellbrauner Sandstein; feinkörnig, gut sortiert und klassiert. Die Schichtoberseite weist eine intensive Bioturbation auf, vor allem Spuren von *Rhizocorallium* und *Planolites* sind vertreten, daneben kommen Holzreste vor. Oberer Teil der Basisbank des Bentheimer Sandsteins.

Einheit B: 1,2 m mächtiger mittel- bis graublauer, stark bioturbater Tonstein. Der Tonstein ist sandig-siltig und enthält vereinzelte Siltsteinlagen und Siltflasern. Im höheren Teil wird diese Einheit stärker sandig. Im gesamten Abschnitt kommen kleine sideritische Konkretionen, z.T. mit Fossilien, vor. Etwa 1 m über der Basis des Profils konnten wichtige Ammonitenfunde gemacht werden: *Bodylevskites pumilio* und *Polyptychites pavlowi* treten hier in Konkretionen auf und erlauben eine Einstufung des Suddendorf Tonsteins in die unteren Polyptychiten Schichten (? Zone des *Polyptychites pavlowi*). Damit kann die Basisbank in den Grenzbereich *Platylenticeras* Schichten zu Polyptychiten Schichten gestellt werden. Weitere Fossilfunde sind Reste von *Chladocrinus* sp. und Holz, das häufig vorkommt. Die Mikrofauna besteht aus einer sehr artenarmen Sandschalergemeinschaft mit *Haplophragmium inconstans erectum* und *Ammobaculites* sp.

Einheit C: 1,6 m mächtiger bräunlicher, siltig-sandiger Tonstein. Der Silt-Sandanteil ist höher als in Einheit B. Lagenweise kommen geringmächtiger Siltstein und Siltflasern vor. Zum Hangenden hin findet eine Korngrößenabnahme statt. In den oberen 50 cm dieser Einheit treten 1-2 cm dicke reine Tonsteine auf. Die Mikrofauna enthält wiederum nur sandschalige Foraminiferen wie *Haplophragmium inconstans erectum* und *Reophax* sp.

Einheit D: Insgesamt 2 m mächtige braungraue Tonsteine, die im unteren Teil stark siltig sind (Schicht 104) und zum Hangenden hin rein tonig werden (Schicht 105). Vereinzelt treten im unteren Teil dieser Einheit dünne helle Tonlagen auf, deren Mächtigkeit nach oben zunimmt. Die Mikrofauna entspricht der von Einheit C.

Profil 2 wurde in der SW Ecke der Grube aufgenommen, Profil 3 im NW.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels in der östlichen Verlängerung des Bentheimer Höhenrückens.

Literatur: Erstmalige Beschreibung dieses Aufschlusses in MUTTERLOSE *et al.* (1995). Sedimentologie und Sequenzstratigraphie in WONHAM *et al.* (1997).

5.14 Suddendorf Nord

Lage: Die ehemalige Tongrube befindet sich ca. 1 km S Schüttorf in der Gemeinde Suddendorf, am östlichen Ende des Bentheimer Höhenzuges. TK 25 Schüttorf, Nr. 3609, re: 25 82 625, h: 57 97500. Abb. A.14 im Anhang.

Zustand: Die Tongrube ist seit Ende der 60er Jahre aufgelassen. Während die tieferen Teile des Profils im N-Teil stark überwachsen sind, bestehen im S-Teil noch mäßig gute Aufschlußverhältnisse.

Stratigraphie: Höchstes Berrias (höherer Teil der Osterwald-Schichten); tiefes Untervalangin (*Platylenticeras* Schichten); Basisbank des Bentheimer Sandsteins.

Schichtenfolge: Erschlossen ist eine etwa 40 m mächtige fossilreiche Tonsteinabfolge, die den Übergangsbereich der brackisch-limnischen Osterwald-Schichten zu den vollmarinen *Platylenticeras* Schichten erschließt. Eine ausführliche Darstellung der Stratigraphie und Ökologie der Schichtenfolge dieser Grube gibt KEMPER (1961a, 1961b, 1976), auf die hier verwiesen sei. Neben dem tonigen Untervalangin war hier auch der tiefste Teil des Unteren Bentheimer Sandsteins mit der Basisbank sowie der Kontaktbereich beider Faziesseinheiten erschlossen. Durch drei Schürfe, die im Sommer 1995 durchgeführt wurden, ist dieser Grenzbereich nun wieder zugänglich. Es wurde deutlich, daß der in Suddendorf nur noch 4 m mächtige und auf die Basisbank beschränkte Bentheimer Sandstein mit leicht erosivem Kontakt die *Platylenticeras* Schichten überlagert.

Regionalgeologische Position: Südflanke des Bentheimer Sattels, nördlich des Ostendes des Bentheimer Höhenzuges.

Literatur: Stratigraphie, Ammoniten und Palökologie bei KEMPER (1961a, 1976). Sedimentologie und Sequenzstratigraphie in WONHAM *et al.* (1997).

5.15 Isterberg

Lage: Ehemalige Tongrube auf der Nordflanke des Bentheimer Sattels, TK 25 Bentheim, Nr. 3608, re: 25 78 700, h: 57 97 000. Abb. A.15 im Anhang.

Zustand: Das von KEMPER (1961a) beschriebene Profil am Isterberg ist nicht mehr vollständig aufgeschlossen. Die ehemalige Grube, in der die *Platylenticeras* Schichten anstanden, ist heute mit Müll verfüllt und aufgeforstet. Lediglich ein paar Klippen des Bentheimer Sandsteins sind noch im Wald zu finden.

Stratigraphie: Höheres Untervalangin (Polyptychiten Schichten), Unterer Bentheimer Sandstein.

Schichtenfolge: Das rund 9 m mächtige Profil besteht aus einem gut gerundeten und gut sortierten Mittelsand, der 1 m bis 2 m mächtige Bänke ausbildet. Im unteren Abschnitt herrscht kleinräumige Schrägschichtung vor. Wellenrippeln treten hier besonders häufig auf. Im hangenden Profilabschnitt dominiert großräumige Schrägschichtung. Die Bänke dieses Abschnitts sind teilweise rinnenförmig in die unterlagernde Schicht eingeschnitten. Die Achsen der Rinnen verlaufen annähernd in N-S Richtung. Der Aufschluß am Isterberg bildet die Typlokalität für das Spurenfossil *Cavernaecola bärtingi*, einem *Rhizocorallium*-Bau in ungeschichtetem Sand.

Regionalgeologische Position: Einziger Aufschluß des Bentheimer Sandsteins auf der Nordflanke des Bentheimer Sattels.

Literatur: Schichtbeschreibung, Stratigraphie und Fossilführung bei KEMPER (1961, 1968), Sedimentologie bei KORTMANN (1983) und WONHAM *et al.* (1997).

5.16 Zusammenfassung der Befunde

Die Geländeaufnahmen im Bentheimer Sandstein ergaben folgendes Bild:

Die Abfolge des Bentheimer Sandsteins ist sanddominiert.

Im gesamten Sandstein kann Schrägschichtung, Hinweis auf ein starkes Strömungsregime, beobachtet werden.

Dünne Tonlaminae auf den Schrägschichtungsblättern weisen auf tidale Prozesse hin.

Die Schrägschichtungskörper zeigen einen Vorbau der Schichten SSE-Richtung an, die Rinnenfüllungen sind NNW-SSE orientiert

(Abb. 9).

Lithostratigraphisch können drei Einheiten unterschieden werden: 1. Basisbank (BB), 2. Suddendorf Tonstein (ST) bzw. heterolithischer Hauptsandstein (HH), 3. Romberg Zwischenmittel (RZ) und Oberer Bentheimer Sandstein (OBS).

Die durchschnittliche Korngröße innerhalb der Hauptsandsteinserie liegt durchschnittlich im Feinsandbereich. Im Bereich der Funkenstiege und am Isterberg tritt eine deutlich gröbere Körnung (Mittel- bis Grobsandbereich) auf. Nach Westen und Osten ist eine Kornverfeinerung bis hin zur Tonfraktion (Lokalität Suddendorf) zu beobachten.

Die größte Mächtigkeit des Bentheimer Sandsteins liegt mit rund 60 m östlich des Aufschlusses Romberg, etwa im Bereich des Schlosses Bentheim.

Sowohl nach E als auch nach W ergibt sich eine rasche Mächtigkeitsabnahme, nach E vertont der Sandstein.

Die Mächtigkeit des Sandsteins verringert sich von 15 m am "Runden Bült" auf nur 4 m in der 500 m östlich gelegenen Tongrube Suddendorf. In Suddendorf ist nur noch die Basisbank sandig ausgebildet.

Der Sandstein der Heterolithischen Einheit und der Hauptsandsteinserie wird in Suddendorf durch den Suddendorf-Tonstein ersetzt.

Die Basisbank des Bentheimer Sandsteins überlagert mit leicht erosivem Kontakt marine Tonsteine, deren Topbereich stratigraphisch in die Zone des *Platylenticeras involutum* (höhere *Platylenticeras* Schichten) gehört.

Der Suddendorf-Tonstein, der in Suddendorf die Basisbank überlagert, ist mit *Bodylevskites pumilio* und *Polyptychites pavlowi* in die unteren Polyptychiten Schichten (?Zone des *P. pavlowi*) einzustufen. Damit kann die Basisbank in den Grenzbereich *Platylenticeras* zu Polyptychiten Schichten gestellt werden.

Bodylevskites pumilio wurde auch in Bohrungen des Emslandes (Rühlermoor und Georgsdorf) gefunden, weiterhin kommt diese Art im Osten (Raum Minden) vor (VOGEL, 1959). Die kleinwüchsigen Ammoniten treten typischerweise in sideritischen Konkretionen auf.

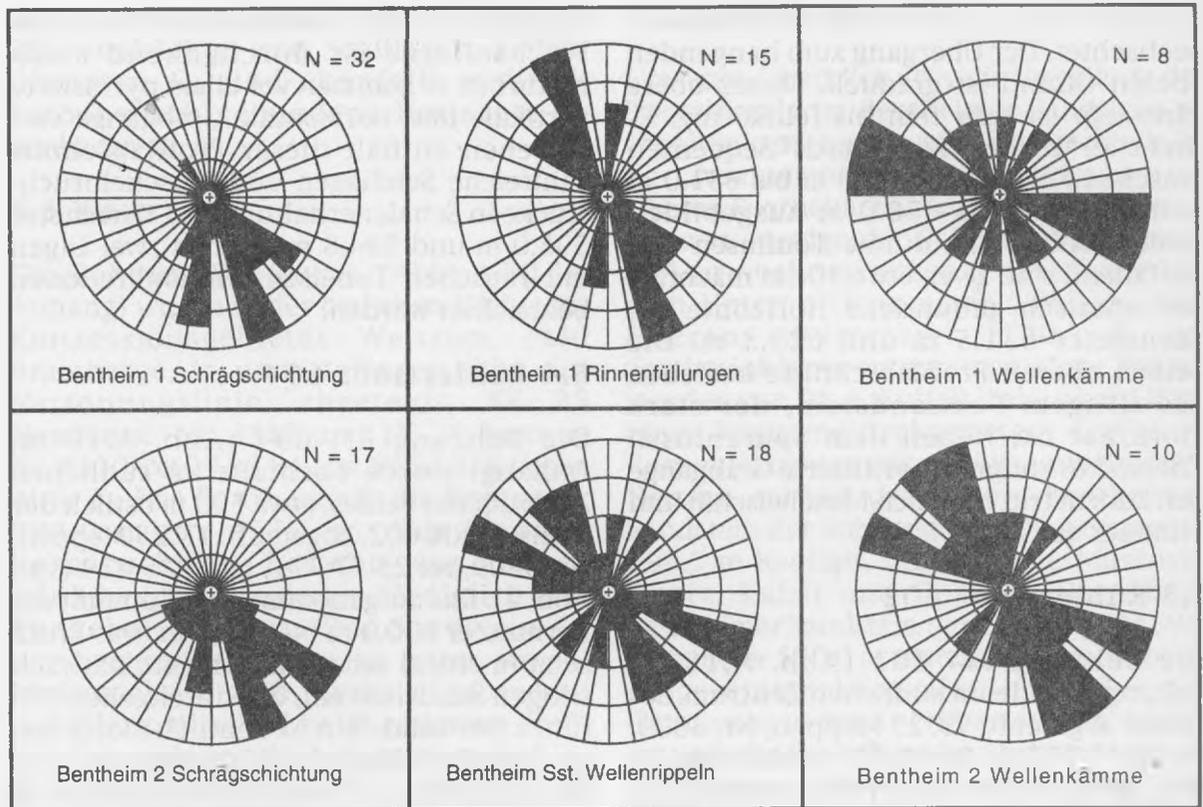


Abb. 9: Analyse der Stromungsrichtungen in den Tagesaufschlüssen im Raum Bentheim. Nach WOHIAM *et al.* (1997).

6. Bohrungen Emsland

Im folgenden Kapitel werden kurz die lithologischen Profile der emsländischen Bohrungen dargestellt. Die Abbildungen zu den einzelnen Profilen finden sich im Anhang.

6.1 Rühlermoor 210

Die Bohrung RM 210 (Abb. A.16 im Anhang) wurde im westlichsten Teil des Feldes Rühlermoor abgeteuft, TK 25 Meppen, Nr. 3309, re: 25 74 371, h: 58 35 500 (zur geographischen Lage siehe Abb. 2). Das aufgenommene Profil reicht von Kernmeter 732.0 m - 704.0 m. Dieser Abschnitt umfaßt zwei feinkörnige, ölführende Sandsteinkörper zwischen Kernmeter 732.0 m bis 721.0 m und Kernmeter 719.0 m - 706.0m. Die beiden Sandsteinkörper werden durch einen tonigen Siltstein getrennt bzw. überlagert. Die Sandsteine sind größtenteils stark bioturbat, u.a. konnten *Rhizocorallium*-Bauten beobachtet werden. In den nicht bioturbaten Abschnitten ist Schrägschichtung sichtbar. Der Siltstein ist

ebenfalls bioturbat und enthält Lagen von Schill.

6.2 Rühlermoor 324

Die Bohrung RM 324 (Abb. A.17 im Anhang) liegt in der östlichen Hälfte des Feldes Rühlermoor, TK 25 Meppen, Nr. 3309, re: 25 76 514, h: 58 35 990 (vgl. Abb. 2). Das aufgenommene Profil umfaßt die Kernmeter 656.0 m bis 626.0 m. Ein unterer sehr feinkörniger und ölführender Sandsteinkörper ist zwischen Kernmeter 656.0 m und 637.0 m ausgebildet. Der Sandstein ist bioturbat, es kommen vor allem unverzweigte horizontale und vertikale, teilweise pyritisierte Grabgänge vor. Im basalen Abschnitt enthält der Sandstein Pflanzenreste, Muschelschill, Muschelbruchstücke in Schalenerhaltung und einen nicht näher zubestimmenden Ammonitenabdruck. 3.4 m oberhalb der Basis ist ein 10 cm mächtiger roter Toneisensteinhorizont zu beobachten. Die Kernmeter von 637.0 m bis 635.0 m werden von einem hellgrauen dünnblättrigen, siltigen Tonstein gebildet. Der Tonstein ist stark bioturbat. Es wurden zahlreiche

Pflanzenreste, Schill und Hellglimmer beobachtet. Der Übergang zum hangenden oberen Ölsand ist graduell. Dieser obere Sandstein ist sehr fein bis feinkörnig. Es sind zwei "coarsening upwards" Sequenzen zwischen Kernmeter 635.0 m bis 631.0 m und 631.0 m bis 628.0 m ausgebildet. Stellenweise treten dünne Tonlinsen auf. Auffallend sind zwei, etwa 10 cm mächtige karbonatisch gebundene Horizonte bei Kernmeter 631.5 m und 629.3 m. Die beiden oberen Profilabschnitte bestehen aus siltigem Feinsandstein, der stark bioturbat ist. Neben dem Spurenfossil *Chondrites* kommen pyritisierte Grabgänge vor. Zudem tritt reichlich Muschelschill und Glimmer auf.

6.3 Rühlermoor 602

Die Bohrung RM 602 (Abb. A.18 im Anhang) wurde im südlichen Zentrum des Feldes abgeteuft, TK 25 Meppen, Nr. 3309, re: 25 77 257, h: 58 35 329 (siehe Abb. 2). Das aufgenommene Profil umfaßt die Kernmeter 617.0 m bis 586.0 m. Das Profil setzt in einem hellgrauen laminierten Tonstein ein, der bis Kernmeter 613.5 m reicht. Im Tonstein finden sich zahlreiche Lagen von Muschelschill, z.T. sind Bruchstücke in Schalenerhaltung zu beobachten. Der Übergang zum hangenden Sandstein ist scharf. Es handelt sich um einen ölführenden Feinsandstein, der leicht bioturbat ist und Hellglimmer enthält. Dieser untere Sandstein ist insgesamt 9 m mächtig. Bei Kernmeter 610.0 m ist ein rund 15 cm mächtiger karbonatisch gebundener Horizont entwickelt. Ab Kernmeter 608.5 m kommt es zu einer Kornverfeinerung, zusätzlich tritt ein geringer Siltanteil auf. Der Sandstein ist stark bioturbat und enthält Pflanzenhäcksel. Der Kernabschnitt 605.0 m bis 604.0 m wird von einem stark bioturbaten grauen Tonstein gebildet. Neben *Chondrites* fallen besonders der hohe Gehalt an Pflanzenresten und Schillagen auf. Der Übergang in den überlagernden Sandstein ist graduell. Dieser obere Sandstein ist sehr feinkörnig, bioturbat und ölführend, wiederholt treten dünne Tonlaminae auf. Es kommen zudem mehrere karbonatisch gebundene Horizonte vor, der mächtigste mit rund 20 cm bei Kernmeter 596.7 m. Bei Kernmeter 595.5 m findet ein Übergang zu einer stark

tonigen Sand/Silt-Wechselfolge statt. Diese Wechselfolge ist durchgehend stark bioturbat, es kommen vor allem pyritisierte vertikale und horizontale Grabgänge vor. Daneben enthält dieser Profilabschnitt zahlreiche Schillagen und Muschelbruchstücke in Schalenerhaltung. Bei Kernmeter 595.0 m und 594.8 m können zwei Lagen mit rötlichen Toneisensteinkonkretionen beobachtet werden.

6.4 Rühlermoor 694

Die Bohrung RM 694 (Abb. A.19 im Anhang) wurde ebenfalls im südlichen Zentrum des Feldes, etwa 500 m östlich der Bohrung RM 602, abgeteuft, TK 25 Meppen, Nr. 3309, re: 25 77 771, h: 58 35 429 (vgl. Abb. 2). Das aufgenommene Profil umfaßt die Kernmeter 600.0 m bis 567.0 m. Das Profil setzt in einem sehr feinkörnigen, schwach siltigen Sandstein ein, der durchgehend Öl führt. Der Sandstein ist deutlich bioturbat, er enthält zahlreiche Pflanzenreste und Muschelschill, z.T. Muschelbruchstücke in Schalenerhaltung. Bei Kernmeter 594.0 m erfolgt ein scharfer Übergang zu einer massiven feinkörnigen Sandsteinbank. Dieser schwach bioturbate Sandstein wird zum Hangenden hin feinkörniger bei gleichzeitiger Zunahme des Siltgehaltes. Zwischen Kernmeter 588.0 m und 585.0 m ist ein stark bioturbater Tonstein ausgebildet. Neben Pflanzenhäcksel enthält dieser Tonstein auch bis 1 cm große Holzreste. Darüber folgt mit scharfem Kontakt ein leicht toniger, bioturbater Feinsandstein, der ölführend ist. Dieser Sandstein ist zwischen Kernmeter 583.0 m und 582.0 m karbonatisch zementiert. Auffällig sind in diesem Horizont der hohe Schillanteil und zahlreiche Grabspuren. Im Hangenden dieser harten Sandsteinbank setzt sich das Profil in einem stark bioturbaten Siltstein fort, der graduell in einen ebenfalls bioturbaten Feinsandstein übergeht. An Bioturbation treten vor allem horizontale und vertikale Grabgänge auf. Pflanzenreste und Schill sind häufig zu beobachten. Der Sandstein enthält mehrere karbonatisch gebundene Horizonte von 5 cm bis 15 cm Mächtigkeit. Bei Kernmeter 576.0 m ist ein rund 1 m mächtiger stark bioturbater Tonhorizont ausgebildet. Er wird von einem leicht tonigen, stark bioturbaten Feinsandstein überlagert. Dieser Sandstein enthält wie der

vorhergehende einen hohen Gehalt an Pflanzenhäcksel und Schillagen, zudem Glimmer. Es sind ebenfalls mehrere karbonatisch gebundene Horizonte zu beobachten.

6.5 Wettrup 6

Die Bohrung Wettrup 6 (Abb. A.20 im Anhang) wurde in der östlichen Hälfte des Konzessionsgebietes Wettrup, Feld Bramberge, in unmittelbarer Nähe der Vertonungslinie, abgeteuft; TK 25 Haselünne, Nr. 3310 und TK 25 Baccum, Nr. 4310, re: 29 93 642, h: 58 33 316 (siehe Abb. 2). Das Profil umfaßt die Kernmeter 994.0 m bis 927.5 m. Der gesamte Kernabschnitt besteht aus einem feinkörnigen Sandstein, lediglich der Tongehalt variiert. Der Sandstein ist durchgehend bioturbat, es treten sowohl horizontale als auch vertikale Grabspuren auf. Pflanzenhäcksel ist im gesamten Profil häufig, gelegentlich kommen Kohleschmitzen vor. Vereinzelt können dünne Lagen von Schill beobachtet werden. Zwischen Kernmeter 994.0 m und 988.5 m ist der Tongehalt sehr hoch, man kann von einem tonigen Sandstein sprechen. Etwa 1 m und direkt unterhalb des Tops dieses Abschnitts treten zwei rote karbonatisch zementierte Horizonte von 10 cm Mächtigkeit auf. Im Hangenden des tonigen Sandsteins folgt ein relativ reiner Feinsandstein. Das Top dieses 1 m mächtigen Sandsteins bildet eine Toneisensteinlage von rund 15 cm Dicke. Der Profilabschnitt bis Kernmeter 979.5 m besteht aus einem schwach tonigen Feinsandstein, wobei der Tongehalt zum Hangenden hin abnimmt. Auch in diesem Abschnitt kann ein karbonatisch zementierter Horizont beobachtet werden. Es folgt ein rund 16 m mächtiger reiner Feinsandstein, der drei karbonatisch zementierte Horizonte von durchschnittlich 10 cm Mächtigkeit enthält. Bei Kernmeter 964.0 m erfolgt ein gradueller Übergang in einen stark tonigen Sandstein, der insgesamt acht karbonatisch zementierte Horizonte aufweist. Im Liegenden des Abschnitts treten diese Horizonte mit einem Abstand von 4 m bis 5 m auf. Der Abstand der karbonatischen Horizonte im Hangenden beträgt etwa 2 m bis 3 m.

6.6 Mineralbestand

Um einen Überblick über die Verteilung der Tonminerale im Bentheimer Sandstein zu erhalten und um etwaige Unterschiede in der Zusammensetzung des Unteren bzw. Oberen Bentheimer Sandsteins aufzeigen zu können, wurden der Bohrung Rühlermoor 694 zu Analyse Zwecken je eine Probe aus dem Unteren (Kernmeter 599.5 m) und Oberen (Kernmeter 570.5 m) Sandsteinkörper entnommen. Diese Proben wurden von Dr. A. Ruffell (Belfast) mit Hilfe eines Röntgendiffraktometers und eines Rasterelektronenmikroskops untersucht. Danach enthält der Untere Bentheimer Sandstein der Bohrung RM 694, Kernmeter 599.5 m Kaolinit, Illit, Smektit, Muskovit, Quarz, Kalzit und Dolomit. Der Obere Bentheimer Sandstein der Bohrung RM 694, Kernmeter 570.0 m enthält alle bereits oben aufgezählten Minerale. Der Reflex des Quarzes ist in dieser Probe deutlich stärker entwickelt; die Reflexe der übrigen Minerale durchgehend schwächer, was bedeutet, daß sie in geringerer Konzentration enthalten sind.

Die Rasterelektronenaufnahmen des Unteren Bentheimer Sandsteins der Bohrung RM 694, Kernmeter 599.5 m, zeigen gerundete bis kantengerundete Siltkörner, die gelegentlich mit Illit überzogen sind. Der Illit wächst jedoch nicht in den Porenraum hinein. Dieser wird vielmehr von Kaolinitplättchen (booklets) ausgefüllt. Neben Siltkörnern sind im Oberen Bentheimer Sandstein der Bohrung RM 694, Kernmeter 570.0 m, vereinzelt Kaolinitplättchen zu sehen. Weit häufiger ist das Vorkommen von haarigem Illit, der die Siltkörner fast gänzlich überzieht. Auffällig ist die Porenfüllung, die aus einer Illit/Smektit-Wechselagerung besteht, welche - für Wechselagerungsminerale typisch - als "Honigwabenstruktur" ausgebildet ist.

Dr. A. Ruffell (Belfast) interpretiert diese Befunde folgendermaßen: Im Oberen Bentheimer Sandstein wurde in einer sehr frühen Phase der Diagenese Illit neugebildet. Zunächst bildeten sich entlang von Kornkontakten dünne Tonhäutchen aus, die dann zu größeren Fasern (haarigem Illit) oder Blättchen weiterwuchsen und in den Porenraum eindrangten. Im Unteren Bentheimer Sandstein ist dieser Prozeß der Illit-Neubildung weniger stark ausgebildet.

In beiden Sandsteinkörpern bildete sich Kaolinit in seiner charakteristischen Form neu. Stapel von pseudo-hexagonalen Blättchen (booklets) füllen den Porenraum. Die unterschiedliche Bildung von Tonmineralen im Unteren bzw. Oberen Bentheimer Sandstein legt den Schluß nahe, daß die beiden Sandsteinkörper unabhängig voneinander diagenetisch überprägt wurden.

6.7 Zusammenfassung der Befunde

Der Bentheimer Sandstein im Erdölfeld Rühlermoor besteht aus zwei, durch ein toniges Zwischenmittel deutlich voneinander getrennten Sandsteinkörpern. Unterer und Oberer Sandstein sind feinkörnig und fast durchgehend bioturbat. Chondrites ist der am häufigsten auftretende Spurentyp. In Partien ohne Bioturbation lassen sich dünne Tonlaminae und Schrägschichtung beobachten. Beide Sandsteinkörper enthalten in unterschiedlichem Maße Glimmer. Schill, Bruchstücke von Ammoniten und Pflanzenhäcksel treten zum Teil gehäuft auf. Sowohl im Unteren als auch im Oberen Bentheimer Sandstein sind ein oder mehrere karbonatisch zementierte Horizonte ausgebildet. Die gesamte Abfolge des Bentheimer Sandsteins erscheint im Bereich des Feldes Rühlermoor massiger und weniger strukturiert als im Aufschlußgebiet.

Im Feld Wettrup besitzt der Bentheimer Sandstein einen ähnlichen Charakter wie im Feld Rühlermoor. Im aufgenommenen Profil wird die Unterteilung in Unteren und Oberen Sandstein jedoch weniger deutlich. Der Sandstein ist insgesamt toniger und stärker bioturbat. Die Zahl an fossilreichen, karbonatisch zementierten Horizonten ist größer.

7. Paläontologie

7.1 Biostratigraphische Gliederung der Unterkreide

Die orthostratigraphische Gliederung der marinen Unterkreide NW-Deutschlands basiert auf Cephalopoden, wobei die Ammoniten mit ihrer raschen Abfolge unterschiedlicher Taxa eine sehr gute Grundlage für eine Zonengliederung bilden (SEITZ, 1950; KEMPER, 1971b; RAWSON, 1983). Daneben existiert eine weitere detaillierte, auf Belemniten basierende Zonen-

gliederung (MUTTERLOSE, 1990).

Aufbauend auf früheren Arbeiten legte EICHENBERG (1935b, 1935c) seine "Mikrofaunentafeln zur Bestimmung von Unterkreide-Horizonten in Bohrkernen norddeutscher Ölfelder" vor. Eine weitere Gliederung der Unterkreide nach Foraminiferen lieferte HECHT (1938).

Die in den 50er Jahren verstärkt betriebene Bohrtätigkeit der Erdölfirmen erbrachte immer neuere Erkenntnisse in bezug auf eine Gliederung der Unterkreide nach Mikrofossilien. Eine monographische Arbeit über die Foraminiferen des Valangin stammt von BARTENSTEIN & BRAND (1951). Eine die Unterkreide zusammenfassende Arbeit, die heute noch immer Gültigkeit besitzt, lieferten BARTENSTEIN & BETTENSTAEDT (1962). Ihre Stratigraphie lehnte sich jedoch wieder eng an die Ammonitenzonierung an.

In den folgenden Jahren erschienen zahlreiche weitere Arbeiten, aber erst MEYN & VESPERMANN (1994) unterzogen die bisherigen Gliederungen einer eingehenden Prüfung und revidierten einige der von ROEMER (1839; 1841; 1842), KOCH (1851) und REUSS (1863) aufgestellten Taxa. MEYN & VESPERMANN (1994) weisen dabei auf die geringe Verwertbarkeit zahlreicher, in früheren Gliederungen benutzten Taxa hin und schlagen andere, für biostratigraphische Zwecke besser geeignete Foraminiferenarten vor. Ihrer Meinung nach sollte auch den Ostrakoden eine größere Bedeutung bei der Erstellung von Zonengliederungen zukommen, da diese Mikrofossilgruppe durchaus Arten mit Leitwert enthält, wie u.a. die Arbeiten von BARTENSTEIN (1959), KEMPER (1961b; 1982, 1987b) und BASSIOUNI (1974; 1978) belegen.

7.2 Das Valangin von NW-Deutschland

Die biogeographische Differenzierung von Tethys und Boreal erfordert für das Valangin NW-Europas eine eigenständige Zonengliederung. Grundlage für diese Gliederung bildet das nw-deutsche Valangin, das komplett und in großer Mächtigkeit (>200 m) ausgebildet ist (Abb. 10). Trotz dieser Tatsache konnten bisher noch keine Typlokalitäten für die einzelnen Zonen benannt werden, vielmehr handelt es sich bei den beschriebenen Lokalitäten um Fundpunkte für die jeweiligen Indexfossilien (RAWSON, 1995). Gliederungs-

STUFE		Ammoniten Zonen NW-Deutschland	Belemniten Zonen NW-Europa	Biostrat. Einheiten	Foraminiferen und Ostracoden NW-Deutschland	Zone	Nannoplankton NW-Deutschland	Zone	STUFE	
VALANGIN	OBER	<i>Eleniceras paucinodum</i>	<i>Acroteuthis acmonoides pars</i>	Asteria - Sch.	FO <i>H. kummi</i>	OV 4	FO <i>C. rothii</i>	<i>C. rothii</i>	VALANGIN	
		<i>Dicostella tuberculata</i>		Arnoldia - Sch.						
		<i>Prodichotomoides ivanovi</i>		Dichotomites - Schichten						FO <i>Lenticulina eichenbergi</i>
		<i>Dichotomites bidichotomoides</i>	FO <i>P. frankei</i>							
		<i>Dichotomites triptychoides</i>			FO <i>Protocythere praetriplicata</i>	OV 1				
		<i>Dichotomites crassus</i>	FO <i>T. striatum</i>			kein Nannoplankton				
		<i>Prodichotomites polytomus</i>			FO <i>T. striatum</i>					
	<i>Prodichotomites hollwedensis</i>	kein Nannoplankton								
	<i>Polyptychites sphaeroidalis</i>		kein Nannoplankton							
	<i>Polyptychites clarkei</i>	kein Nannoplankton								
	<i>Polyptychites multicostatus</i>		kein Nannoplankton							
	<i>Polyptychites pavlowi</i>	kein Nannoplankton								
	<i>Platylenticeras involutum</i>		kein Nannoplankton							
	<i>Platylenticeras heteropleurum</i>	kein Nannoplankton								
<i>Platylenticeras robustum</i>	kein Nannoplankton									
UNTER									UNTER	

Abb. 10: Biostratigraphische Gliederung des Valangin von NW-Deutschland. Ammonitenzonen nach KEMPER (1976), Belemnitenzonen nach MUTTERLOSE (1990), Mikropaläontologische Gliederung nach BARTENSTEIN & BRAND (1951), Nannoplanktonzonen nach MUTTERLOSE (1992). Nach MUTTERLOSE (in Vorb.).

vorschläge gehen zurück auf KOENEN (1902; 1904; 1908) Ammoniten; STOLLEY (1908a; 1908b; 1925) Ammoniten, Belemniten; SEITZ (1950) Ammoniten; BARTENSTEIN & BRAND (1951) Foraminiferen; BARTENSTEIN (1959) Ostrakoden; KEMPER (1961b; 1971b; 1973b; 1978) Ammoniten; NIEDZIOLKA (1988) Foraminiferen; QUENSEL (1988) Ammoniten und MUTTERLOSE (1988a; 1988b; 1990; 1992a) Belemniten und kalkiges Nannoplankton. Eine Überarbeitung der Stufengliederung der nw-deutschen Kreide erfolgt derzeit durch MUTTERLOSE (in Vorb.). Die vorliegende Arbeit folgt den Gliederungsvorschlägen KEMPER (1971b), der das Valangin NW-Deutschlands als die Periode zwischen dem Erstauftreten der Ammonitengattungen *Platylenticeras* und *Endemoceras* definiert. Eine exakte Korrelation mit den Hypostratoprofilen in SE Frankreich (Angles, Barret-les-Bas) ist jedoch nicht möglich, da in Frankreich den deutschen *Platylenticeras* vergleichbare Formen erst im oberen Teil der *otopeta*-Zone auftreten (KEMPER *et al.*, 1981). Im Untervalangin NW-Deutschlands bilden die *Platylenticeras* gute Leitfossilien. Sie waren die ersten Ammoniten, die im Zuge der Valangin-Transgression das nw-deutsche Kreidemeer bevölkerten. Trotz eines gewissen endemischen Charakters in NW-Deutschland, sind die *Platylenticeras* in Europa weit verbreitet und bieten sich als Indexfossilien zur Festlegung der Valanginbasis an (KEMPER, 1961b; 1971b). Noch in der *Platylenticeras involutum*-Zone

treten in NW-Deutschland die ersten *Polyptychiten* auf, die dann nach dem Zurücktreten der *Platylenticeras* zur Gliederung des oberen Untervalangin herangezogen werden. Der untere Teil des Obervalangin wird durch die Ammonitengattung *Dichotomites* charakterisiert. Während dieser Zeit kam es zur verstärkten Einwanderung von Tethysformen, u.a. *Kilianella*. Eine weitere Tethysform, *Dicostella* (= *Arnoldia* Stolley) ist leitend im oberen Obervalangin. Für das oberste Obervalangin sind die *Olcostephaniden* (= *Asterien*), weitere Immigranten aus der Tethys, leitend.

Ebenso wie die tethyale Gliederung des Valangin unterlag auch die Gliederung des nw-deutschen Valangin zahlreichen Veränderungen. Vor allem die Grenze Berrias/Valangin ist noch umstritten (BULOT *et al.*, 1996). ELSTNER & MUTTERLOSE (1996) legten eine neue Ostrakodengliederung für die tiefste Unterkreide vor und stellen darin die Osterwald Folge (W5, W6) und den höchsten Teil der Obernkirchen Folge (W4), die KEMPER (1973a) dem Berrias zugerechnet hat, in das tiefste Valangin (Abb. 10). Sie folgen damit der traditionellen Grenzziehung für Berrias und Valangin (u.a. DONZE & LE HEGARAT, 1972).

Während der Ablagerung der *Platylenticeras*-Schichten herrschten im nw-deutschen Becken erstaunlich konstante Umweltbedingungen, wohingegen während des oberen Untervalangin (*Polyptychiten* Schichten) und des Obervalangin starke

Faziesdifferenzierungen beobachtet werden können. Ein Grund dafür ist die unterschiedliche Subsidenz der Beckenränder und des Beckenzentrums (KEMPER, 1973b).

Im stark absinkenden Beckenzentrum kam es zur Ablagerung mächtiger (>200 m) dunkler, ammonitenreicher Tonsteine, die nur eine ganz geringe Benthosfauna, vor allem Foraminiferen, enthalten. Entlang der Beckenränder kamen zahlreiche flachmarine Sandsteine (u.a. Bentheimer Sandstein und Dichotomiten Sandstein) oder Flachwasser-Tonsteine mit einer reichen Ostrakoden-Gastropoden-Fauna zur Ablagerung. Die Ammonitengattungen *Platylenticeras*, *Polyptychites* und *Dichotomites* sind aus den Sandsteinen des südlichen (Osning) und des westlichen (Bentheim, Emsland) Beckenrandes belegt, so daß für diese Sandsteine vollmarine Bedingungen angenommen werden müssen.

7.3 Palökologie

Rückschlüsse auf die Palökologie von Fossilgemeinschaften sind prinzipiell schwierig, da in der Umwelt stets mehrere Faktoren wirksam sind. Einen starken Einfluß auf die Umwelt hat sicherlich die Temperatur, da diese nicht nur an sich wirkt, sondern direkt oder indirekt andere Parameter wie Nährstoffzufuhr, Sauerstoffangebot u.s.w. beeinflusst.

Konvergenzen oder Mehrdeutigkeiten ökologischer Befunde erschweren außerdem die Analyse. So können z.B. Abkühlung und Zunahme der Wassertiefe gleiche Ergebnisse liefern. Ebenso kann die Zunahme der Artenvielfalt einer Fauna sowohl das Ergebnis einer Verflachung als auch einer Temperaturerhöhung sein (ETTER, 1994). Treten bei überregionaler Betrachtung die gleichen Phänomene in allen Faziesbereichen und unterschiedlichen Becken auf, deutet das auf einen globalen Faktor, das Klima, hin.

Das Probenmaterial der Aufschlüsse im Raum Bentheim enthielt eine zu geringe Menge an Mikrofossilien, um Aussagen über Paläoklima oder Paläobathymetrie treffen zu können. Eine Beschreibung des Fauneninhalts dieser Proben findet daher nur in Kapitel 7.3.1 Berücksichtigung. Für die Proben der emsländischen Bohrungen konnte eine palökologische Auswertung

erfolgen, da im Probenmaterial eine genügend große Anzahl an Mikrofossilien vorhanden war.

7.3.1 Vertikale Verteilung der Foraminiferen und Ostrakoden

Im Bentheimer Raum wurden die Profile Romberg, Freilichtbühne, Waldsteinbruch, Antenne Ost, Runder Bült, Suddendorf Süd und Suddendorf Nord durchgehend beprobt, einzig in den Proben der Profile Suddendorf Nord, Suddendorf Süd, Runder Bült und Romberg konnten jedoch verwertbare Mikrofossilien gefunden werden (Abb. 11). Einzig die Proben aus tonigen Horizonten enthielten Mikrofossilien; in den Proben der sandigen Horizonte wurden keine Mikrofossilien gefunden.

Die Mikrofauna des Romberg Zwischenmittels im Steinbruch Romberg ist durch eine Sandschalervergesellschaftung mit *Ammovertella cellensis*, *Haplophragmoides concavus* und *Reophax scorpiurus* gekennzeichnet. Kalkschaler und Ostrakoden fehlen.

Die Diversität der Mikrofauna in den Proben Runder Bült, die den tonigen *Platylenticeras* Schichten entnommen wurden, ist gering. Allerdings kommen neben den bereits erwähnten Sandschalerarten zwei Kalkschalerarten (*Lenticulina münsteri* und *Marginulina pyramidalis*) und drei Ostrakodenarten (*Dolocytheridea hilseana*, *Paracypris acuta* und *Schuleridea praethoerenensis*) vor.

Die Proben der Schürfe Suddendorf Nord, die ebenfalls aus den *Platylenticeras* Schichten stammen, enthielten eine sehr gering diverse Mikrofauna mit ausschließlich sandschaligen Foraminiferen. *Ammovertella cellensis* ist dominierende Art dieser Mikrofossilgesellschaftung.

Die Proben der Lokaltät Suddendorf Süd wurden dem Suddendorf Tonstein entnommen. Die Mikrofauna dieser Proben ist gering divers und wird von Sandschalerassoziationen dominiert. Das gemeinsame Vorkommen der Arten *Ammovertella cellensis* und *Haplophragmium inconstans erectum* macht eine biostratigraphische Einstufung der Proben in den Grenzbereich Unter/Obervalangin möglich (BARTENSTEIN & BRAND 1951).

In dem untersuchten Material der fünf emsländischen Bohrungen RM 210, RM 324,

Mikro- fossilien	Sandschaler										Kalkschaler			Ostrakoden						
	<i>Ammobaculites agglutinans</i>	<i>Ammobaculites</i> sp.	<i>Ammodiscus gaultinus</i>	<i>Ammoniteilla cellensis</i> (a)	<i>Ammoniteilla cellensis</i> (b)	<i>Baithysiphon</i> sp.	<i>Haplophragmium incoerectum</i>	<i>Haplophragmium subaequale</i>	<i>Haplophragmoides concavus</i>	<i>Haplophragmoides cushmani</i>	<i>Psalmmosphiera fusca</i>	<i>Reophax scorpiurus</i>	<i>Reophax</i> sp.	<i>Citharina striatula</i>	<i>Lenticulina munsteri</i>	<i>Margulinula pyramidalis</i>	<i>Dolocytheridea hiscana</i>	<i>Paracypris acuta</i>	<i>Protocythere</i> sp.	<i>Schuleridea praethoerensis</i>
Probe																				
Romberg	Rb4				●							●								
	Rb3-1																			
	R0-R6									steril										
	100/4/95				●															
	100/3/95				●															
	100/2/95				●						●		●							
100/1/95				●																
R. Bült	AS3			●	●					●		●					●			
	AS2				●									●				●		
	AS1														●				●	
Suddendorf Süd	SU3	●			●	●		●			●	●								
	SU2	●			●	●					●	●	●							
	SU1				●														●	
	SU0						●												●	●
	105/2/95									steril										
	105/1/95									steril										
	104/2/95									●										
	104/1/95									●										
	103/1/95									●			●							
	102/3/95										steril									
	102/2/95										●									
	102/1/95										steril									
	101/3/95	●							●											
	101/2/95										steril									
101/1/95										steril										
101/0/95										steril										
Suddendorf Nord	III 99/1/95				●															
	101/1/95				●															
	99/7/95				●															
	99/6/95									steril										
	99/5/95										●		●							
	99/4/95				●								●							
	99/3/95				●						●									
	99/2/95	●			●															
	99/1/95	●			●					●										
	97/1/95				●															
Schurf I	100/2/95									steril										
	100/1/95									steril										
	99/6/95				●															
	99/5/95																			
	99/4/95									steril										
	99/3/95				●															
	99/2/95	●			●						●									
99/1/95	●			●																

Abb. 11: Verteilungsmuster der Mikrofossilien in den Aufschlüssen Romberg, Runder Bült, Suddendorf Nord und Suddendorf Süd.

RM 602, RM 694 und Wettrup 6 wurden insgesamt 69 Foraminiferen- und 19 Ostrakoden-Arten/Unterarten gefunden (siehe Zähllisten und Fototafeln im Anhang).

Die Foraminiferen-Vergesellschaftungen aller Proben werden im allgemeinen von Arten/Unterarten sandschaliger Foraminiferen dominiert. Die meisten dieser Arten sind Durchläufer. Mit der in fast allen Proben häufig vertretenen Art *Ammovertella cellensis* ist jedoch eine Einstufung in den Grenzbereich *Platylenticeras* zu Polyptychiten Schichten möglich. Nach BARTENSTEIN & BRAND (1951) ist die knotige Variante der Art *A. cellensis* typisch für die obersten *Platylenticeras* Schichten, die verzweigte Variante soll gehäuft erst in den unteren Polyptychiten Schichten auftreten. Kommen *A. cellensis* und *Haplophragmium inconstans erectum* gemeinsam in einer Probe vor, so ist diese nach BARTENSTEIN & BRAND (1951) in den Grenzbereich Unter/Obervalangin zu stellen.

Bei den Kalkschalern dominieren Vertreter der Familie Nodosariidae und bei dieser vor allem die Gattung *Lenticulina*. In fast allen Proben ist *Lenticulina münsteri* - bisweilen häufig - vertreten. Stratigraphisch ist diese Art leider bedeutungslos. Unter den Citharinen ist *Citharina discors* von Bedeutung, denn sie tritt erstmals in den Polyptychiten Schichten auf.

Die Ostrakoden sind hauptsächlich durch einige Arten der Familie Cytheridae vertreten. *Dolocytheridea wolburgi*, die letztmalig im obersten Untervalangin auftritt, ist in den Proben der liegenden Abschnitte der Bohrungen Rühlermoor noch vertreten, fehlt aber in den oberen Profilabschnitten. Hier tritt dann verstärkt *Schuleridea praethoerenensis* auf. Das Vorkommen von *Parexophthalmocythere mamillata* ist nach BARTENSTEIN (1959) auf das obere Untervalangin beschränkt. Leider ist diese Form in allen Proben extrem selten.

7.3.2 Palökologie der Foraminiferen

Die palökologische Interpretation von Foraminiferenassoziationen geht von den folgenden Ansätzen aus:

1. Aktualistische Vergleiche auf Gattungsniveau. Die generische Zusammensetzung der heutigen Foraminiferenfauna hat ihren Ausgangspunkt in der mittleren Kreide (SLITER & BAKER, 1972; DOUGLAS, 1979; LIEBAU,

1980; LUTERBACHER, 1984). Die vorliegende Arbeit setzt für palökologische Untersuchungen voraus, daß Vergleiche auf Gattungsebene auch auf Vertreter der Unterkreide ausgedehnt werden können. Fehler, die durch diese Verallgemeinerung entstehen könnten, bleiben unberücksichtigt.

LOMMERZHEIM (1991) listet eine Reihe rezenter und fossiler Foraminiferen auf und macht Angaben zur bevorzugten Bathymetrie, dem bevorzugten Temperaturbereich und der Lebensweise. Diese Angaben werden hier ohne Einschränkungen übernommen (siehe Anhang).

2. Faunentrends (Diversität). Da hier eine taxonomische Zuordnung der Faunenelemente entfällt, ist der Vergleich mit Rezentdaten weitgehend unproblematisch (DOUGLAS, 1979; LIEBAU, 1980).

Im Folgenden werden einige der wichtigsten Parameter für eine palökologische Interpretation vorgestellt. Dazu zählen Temperatur, Wassertiefe, Salinität und Sauerstoffgehalt.

Temperatur

Fossile Wassertemperaturschwankungen spiegeln sich im Fauneninhalt (stenotherme, eurytherme Kalt- und Warmwassergemeinschaften) der Sedimente wider, wobei die ökologischen Gruppierungen (MICHAEL, 1974; MICHAEL & PAPE, 1971) der ehemaligen Benthos-Biozönosen eine wichtige Rolle spielen.

1. Kaltwasser-Gemeinschaften von Foraminiferen

KEMPER (1987b) zitiert eine Reihe von Arbeiten (BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976; VILKS, 1977; DOUGLAS & WOODRUFF, 1981; AKSU, 1985), die sich mit der Zusammensetzung rezenter Kaltwasser-Gemeinschaften von Foraminiferen befassen, und kommt zu dem Schluß, daß sich aufgrund der stark wechselnden Zusammensetzungen keine Gesetzmäßigkeiten für diese Gemeinschaften feststellen lassen. Kaltwasser-Gemeinschaften können sowohl von Sandschalern der einfachen Art (Lituolaceen) als auch von Kalkschalern dominiert werden. Auch eine Dominanz von planktonischen Foraminiferen kann nicht ausgeschlossen werden.

Kaltwasser-Gemeinschaften sind durch gering diverse Faunen mit einer Dominanz von primitiven Sandschalern (Vertreter der

Gattungen (*Haplophragmoides*, *Trochammina*, *Ammobaculites*, *Reophax* und *Ammodiscus-Glomospira*) charakterisiert. In geringerem Maße kommen auch Assoziationen mit vorwiegend Kalkschalern des anspruchslosen Typs, wie *Gavelinella*, *Lenticulina* und bestimmte Epistominen, vor. Ostrakoden treten allgemein stark zurück. Leider sind derartige Faunen in ihrer palökologischen Aussage vieldeutig, da ihr Vorkommen durch verschiedene hydrographische Faktoren bestimmt wird. Vergleichbare Assoziationen finden sich im flachen Wasser hoher Breiten, in Upwelling-Gebieten, in Extrembiotopen niedriger Breiten und im Bathyal (HOFKER, 1972; MOORKENS, 1976, 1984; BERNSTEIN & MEADOR, 1979; LINDENBERG & AURAS, 1984; KEMPER, 1987b; MACKENSEN, 1987; HÖFLING, 1988; VAN MARLE, 1988).

Da für das nw-deutsche Becken Wassertiefen größer 300 m nicht angenommen werden, sind die Fossilgemeinschaften mit Sandschalerdominanz als Kaltwasserfaunen zu deuten (KEMPER, 1987b). Inwieweit diese Faunen die Primärassoziationen widerspiegeln oder aber Lösungsrelikte gemischter Sand- und Kalkschalerfaunen sind, muß für jede Fossilgemeinschaft neu geprüft werden. Tatsache ist aber, daß in den flachen Epikontinentalmeeren der Kreide die Kalkschalerlösung von nur schwacher Intensität war, da in frühkretazischen Kaltwasser-Gemeinschaften Korrosionserscheinungen extrem selten sind (KEMPER 1987b).

2. Warmwasser-Gemeinschaften von Foraminiferen

Foraminiferen-Assoziationen des warmen Wassers zeichnen sich im allgemeinen durch eine hohe Diversität und großen Wuchs bestimmter Arten aus. Weitere Merkmale sind ein hohes Kalkschaler/Sandschalerverhältnis sowie große Anteile von planktonischen Foraminiferen (KEMPER 1987b). Hohe Diversitäten sind dabei sowohl bei den Kalkschalern als auch den Sandschalern anzutreffen. Der Anteil und die Zusammensetzung letzterer kann jedoch erheblich schwanken. Als Indikatoren für Warmwasserbedingungen gelten u.a. folgende Taxa: *Bolivinoïdes*, *Dentalina*, *Fronicularia*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Textularia*, *Spiroloculina* und die planktonisch lebende Gattung *Meandrospira*.

Da sich eine Temperaturansprache nicht aus dem Vorkommen einzelner Taxa, sondern nur aus der Zusammensetzung der gesamten Fauna ableiten läßt, wurde unter Berücksichtigung der relativen Individuenhäufigkeit der temperaturpräferenten Gattungen nach folgender Formel (LOMMERZHEIM 1991) für jede Probe der Bohrung Wettrup 6 ein Temperaturindex errechnet:

$$WW: (WW + KW) \times 100$$

WW: relative Häufigkeit der Warmwassergattungen (%)

KW: relative Häufigkeit der Kaltwassergattungen (%)

Anhand von Vergleichen mit Rezentdaten können Temperaturindex-Werte <20 tendenziell als kaltes Wasser mit Temperaturen unter 6° C und Werte >50 als warmes Wasser mit subtropischen Temperaturen bezeichnet werden. Werte zwischen 20 und 50 entsprechen dem gemäßigten Klimabereich (LOMMERZHEIM 1991).

Wassertiefe

Das Bestimmen der Paläowassertiefe mittels paläontologischer oder sedimentologischer Daten ist grundlegend für Paläomilieu-studien, erweist sich aber auch als äußerst schwierig. Mit Ausnahme flachmariner Gesteine gibt es kaum Sedimente, deren Ablagerungen eindeutig von der Wassertiefe kontrolliert werden. Zudem wird die Verteilung der Organismen in der Wassersäule weniger von der Wassertiefe selbst als von den Faktoren Licht, Wasserenergie, Temperatur, Salinität, Sauerstoffgehalt, Nährstoffangebot etc. gesteuert. Mögliche Ansätze, eine Abhängigkeit der Organismen von der Wassertiefe aufzuzeigen, bietet die Untersuchung von Morphogruppen innerhalb einer Foraminiferenart. KAMINSKY & KUHN (1991) stellten bei *Ammobaculites agglutinans* des westlichen Nordatlantiks eine Größenzunahme des Gehäuses mit zunehmender Wassertiefe fest. Dabei wurden zwei Morphologietrends abhängig von der Wassertiefe beobachtet: 1. Generelles Längenwachstum megalosphärischer Gehäuse mit zunehmender Wassertiefe, wobei die relative Länge von der Anzahl der Kammern bestimmt wird.

Individuen aus neritischen und bathyalen Zonen weisen in der Regel vier Kammern, Individuen aus der abyssalen Zone bis zu neun Kammern auf. 2. Zunahme des Durchmessers der Spira mit steigender Wassertiefe. Gleichzeitig mit dem Größenwachstum in der Tiefe ändert sich auch die Zusammensetzung des Schalenmaterials. Individuen der neritischen und bathyalen Zone bauen bevorzugt kalkige Partikel in ihr Gehäuse ein. Die Schalen der Individuen des Abyssals bestehen ausschließlich aus feinkörnigem Quarzit. Die Ausbildung unterschiedlicher Morphotypen innerhalb der rezenten Art *Ammobaculites agglutinans* legt den Schluß nahe, daß auch das Gehäuse fossiler Individuen für paläobathymetrische Untersuchungen genutzt werden könnte. Für die Zusammensetzung benthonischer Fossilgemeinschaften im nw-deutschen Becken spielte nach MICHAEL (1974) die Wassertiefe als hydrologischer Faktor eine entscheidende Rolle. Seinen palökologischen Analysen legte MICHAEL (1974) folgende bathymetrische Gliederung des Obervalangin und Unterhauterive zugrunde. Dieses Schema wird in der vorliegenden Arbeit auch für die Fossilgemeinschaften des Untervalangin verwendet. Nach Wassertiefe und Sedimentcharakter lassen sich folgende Faunenbiotope unterscheiden:

1.) Bathyal (vermutete Wassertiefe >300 m) Hauptbecken, Küsten- und Schwellenrandtröge:

Sedimentcharakter: dunkle, tonig-schluffige bzw. schluffig-feinsandige Sedimente; Pyrit (meist amorphe Aggregate) nicht selten bis häufig (Redox-Grenze im Bodenwasserbereich).

Vermutete hydrologische Verhältnisse: Wasserbewegung und Sauerstoff im Bodenwasser fehlend oder stark herabgesetzt, niedrige Wassertemperaturen.

Mikrofauna (Benthos):

a) Foraminiferen: Ökologisch anpassungsfähige Sandschaler-Arten mit einfachen Gehäusen überwiegen (*Ammodiscus*, *Ammobaculites*, *Trochammina*, *Haplophragmoides*); lediglich einige anpassungsfähige Kalkschaler-Arten der Familie Nodosariidae (vor allem *Lenticulina*) sowie *Epistomina* sind mit geringer Individuenzahl vertreten (Sandschaler-Dominanz).

b) Ostrakoden: fehlen oder sind mit dünnchaligen Gehäusen nur arten- und individuenarm entwickelt.

Mega fauna (Benthos): Nur wenige, meist dünnchalige Bivalven- und Gastropodenarten; örtlich auch Ophiuren.

2.) Übergangsbereich Neritikum-Bathyal (vermutete Wassertiefe 200-300 m)

Sedimentcharakter: dunklere schluffige bis feinsandige Tonsteine mit geringem oder fehlendem Karbonatgehalt, Pyrit (stengelig oder als Steinkernbildung) nicht selten.

Vermutete hydrologische Verhältnisse: Wasserbewegung im Bodenbereich möglich, aber meist gering; Sauerstoffgehalt in Bodennähe normal bis verringert; mittlere Wassertemperaturen im Bodenwasser.

Mikrofauna (Benthos):

a) Foraminiferen: Arten- und individuenreiche Sandschaler-Faunen, in denen auch spezialisierte Arten mit z.T. komplizierterem Gehäusebau (z.B. *Haplophragmium*, *Triplasia*, *Gaudryina*, *Verneuillinoides*) auftreten. Bei den Kalkschalern sind i.a. Arten der Gattungen *Lenticulina*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Citharina* und *Lagena* entwickelt, wobei wegen des geringen Karbonatgehaltes stärker skulptierte Formen fehlen oder sehr zurücktreten.

b) Ostrakoden: Artenarm, aber lokal sehr individuenreich entwickelt.

Mega fauna (Benthos): Vor allem Bivalven und Gastropoden mit meist dünnchaligen Gehäusen artenarm, aber lokal individuenreich vertreten. Echiniden (Irregularia) und Ophiuren sowie pyritisierte Gangfüllungen von Würmern nicht selten.

3.) Neritikum (Sublitoral) (vermutete Wassertiefe bis 200 m)

Sedimentcharakter: hellere, tonig-schluffige, z.T. mergelige Sedimente; Pyritsteinkerne von Mollusken und kalkschaligen Foraminiferen nicht selten. Bioturbate Gefüge sind hier häufig entwickelt.

Vermutete hydrologische Verhältnisse: Wasserbewegungen im Bodenwasserbereich möglich, aber meist gering; Sauerstoffgehalt in Bodennähe normal; mittlere Wassertemperaturen.

Mikrofauna (Benthos):

a) Foraminiferen: Arten- und individuenreiche Kalkschaler-Faunen (skulptierte Gehäuse nicht selten); Milioliden nicht

selten individuenreich vertreten; ökologisch anspruchsvollere Sandschaler mit z.T. kompliziertem Kammerbau (*Haplophragmium*, *Triplasia*, *Gaudryina*; *Spiroplectinata* u.a.), z.T. mit karbonatischem Bindemittel und gesteigerter Gehäusegröße. Dominanz kalkschaliger Arten.

b) Ostrakoden: Lokal artenreiche Ostrakoden-Faunen.

Megafauna (Benthos): Bivalven, Gastropoden, Echiniden, Kieselschwämme, Serpuliden; lokal auch Crinoiden, Ophiuren und Bryozoen.

4.) Eulitoral (vermutete Wassertiefe bis 50 m)

Küstennahe Bereiche unter dem direkten Einfluß der Küstenmorphologie und submariner Schwellen.

Sedimentcharakter: Sehr unterschiedlich, je nach petrographischem Charakter der Küstengesteine und der Küstenmorphologie (Flach- oder Steilküste) und den daraus resultierenden Weich- oder Hartböden mit fehlendem oder fein- bis grobklastischem Sediment (sandig-konglomeratisch, schluffig-tonmergelig, kalkig); Glaukonitkörner, Phosphorit- oder Eisenerzgerölle lokal angereichert.

Vermutliche hydrologische Verhältnisse: Meist gut durchlichtetes, + stark bewegtes Bodenwasser mit hohem Sauerstoffgehalt und wechselnden, örtlich auch höheren Wassertemperaturen.

Mikrofauna (Benthos): Infolge der in diesen Bereichen sehr unterschiedlichen hydrologisch-geologischen Bedingungen wird die Entwicklung spezifischer Biotope begünstigt, wobei Isolation (Nischenpopulationen) und ökologische Anpassungsfähigkeit eine wichtige Rolle spielen. Hierzu gehören z.B. Gehäuseverstärkung, Hervortreten von Skulpturelementen, Ausbildung geeigneter Gehäuseformen zum Schutz gegen Wasser- und Sedimentbewegung sowie Vergrößerung des agglutinierten Materials bei Sandschalern. Da nicht alle Foraminiferenarten eine derartige Anpassungsfähigkeit besitzen, verringert sich in exponierten Biotopen die Artenzahl zugunsten besonders adaptierter "Häufigkeitsformen", während unter weniger extremen Bedingungen auch im küstennahen Bereich artenreiche Foraminiferen-Faunen auftreten können. Ostra-

koden sind im Flachwasserbereich lokal recht arten- und individuenreich vertreten. Eine graphische Darstellung dieser Gliederung unter Berücksichtigung der in den jeweiligen Wassertiefen überwiegend anzutreffenden Foraminiferen- und Ostrakodenarten ist in Abb. 12 wiedergegeben.

Relativ genaue Abschätzungen der Paläobathymetrie sind auch durch die Interpretation von Faunentrends auf höherer taxonomischer Ebene (wie etwa Sandschaler/Kalkschaler-Verhältnis, Plankton/Benthos-Anteil) möglich, da diese nicht an einen einzelnen Ökofaktor geknüpft sind, sondern durch eine Vielzahl von Parametern bestimmt werden. Modelle, die auf rezentem Material beruhen (STEHLI, 1966; WRIGHT, 1977; VAN MARLE ET AL., 1987; GIBSON, 1989), erlauben eine quantitative Abschätzung der Wassertiefe.

Salinität und Sauerstoff

Palökologische Untersuchungen einiger Vergesellschaftungen von agglutinierenden Foraminiferen des nw-deutschen Alttertiärs haben gezeigt, daß niedrige pH-Werte (<7,8) und negative oder niedrig-positive Eh-Werte, die bei Sauerstoffmangel im und unter stagnierenden Verhältnissen des Bodenwassers auftreten, eine Sandschalerdominanz in einer Faunenvergesellschaftung verursachen (MOORKENS, 1976).

7.3.3 Palökologie der Ostrakoden

Rezent trifft man Ostrakoden in fast allen aquatischen Milieus an; sie besiedeln alle Lebensräume von der Tiefsee bis zu humiderrestrischen Biotopen. Durch die geringe Larvenverbreitung neigen die meisten Arten jedoch zu Endemismen. Ostrakoden besitzen daher eher einen Wert als Faziesfossilien denn als Leitfossilien. Da Ostrakoden als hochspezialisierte Tiere ökologisch sehr anspruchsvoll sind, können auch Einzelstücke eine hohe Aussagekraft besitzen. Wichtig ist jedoch die Bestimmung bis auf Artebene, weil bereits verschiedene Arten einer Gattung fundamentale unterschiedliche Ansprüche stellen können (SCHWARZKOPF, 1991).

Den Einfluß unterschiedlicher Umweltfaktoren, wie Nahrungsangebot, Substrat, Gasgehalt des Wassers, Temperatur und Licht auf Größenwachstum, Schalenbau und Verbreitung von Ostrakoden untersuchten u.a. NEALE (1964) und GOTTNER

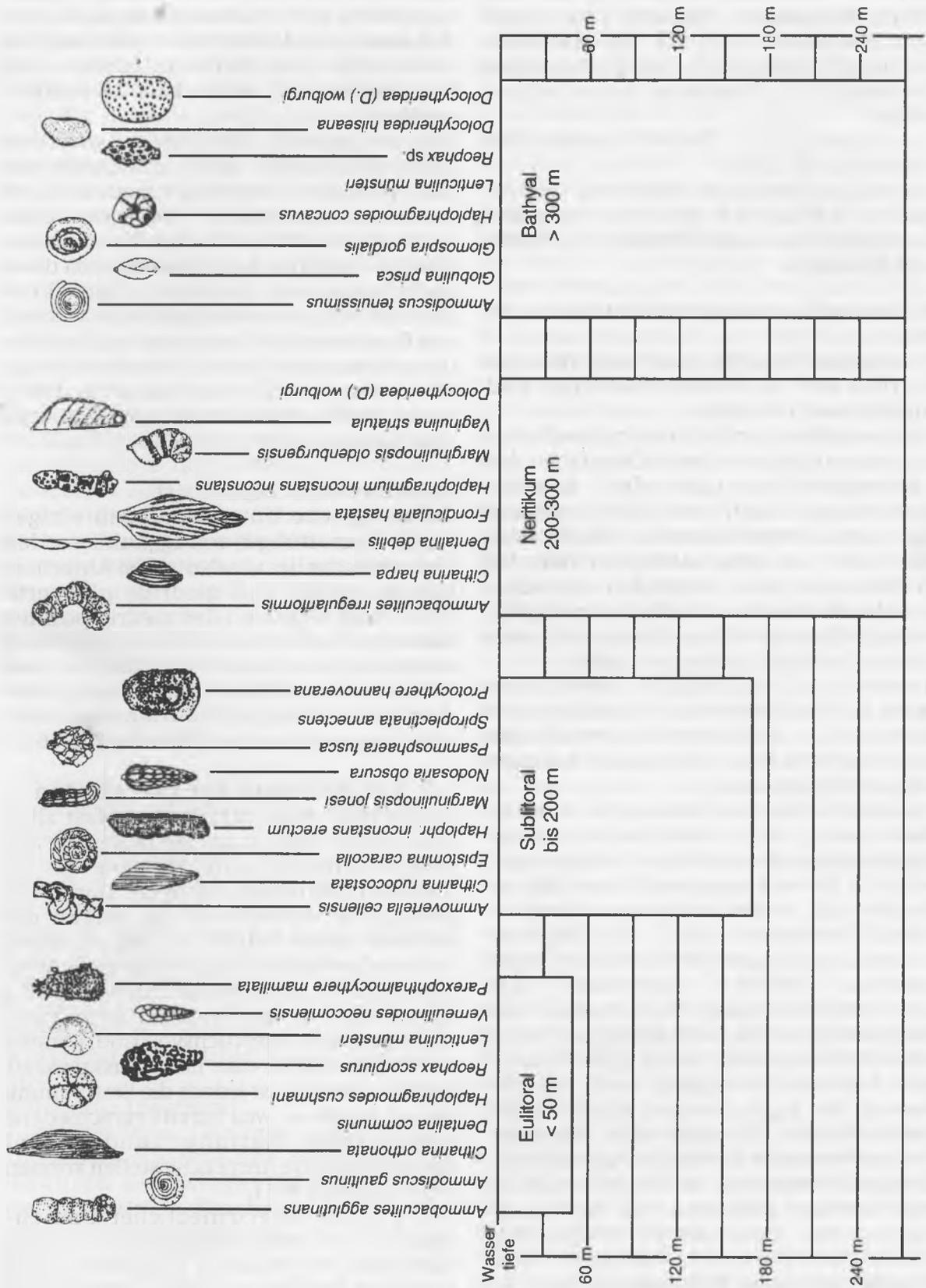


Abb. 12: Tiefenzonierung mit Hilfe benthonischer Foraminiferen und Ostrakoden. Daten aus MICHAEL (1974).

(1980). Sie kommen zu dem Schluß, daß diese Faktoren die Zahl und Größenvarianz einer Art bestimmen. Darüber hinaus hat die Salinität einen bedeutenden Einfluß auf das Größenwachstum einer Art. Nach der Brackwasserregel (REMANE, 1958) erfahren zahlreiche Arten beim Vordringen vom Meer ins Brackwasser eine Größenreduktion. HARTMANN (1963) und KINNE (1964) konnten diese Tendenz auch für Mikrofaunen nachweisen.

Die Arbeit von ANDERSON (1985) zeigt, daß die meisten oder alle Ostrakoden nur einen bestimmten Salinitätswert tolerieren. In einer Abfolge von Ostrakodenfaunen in Sedimenten des Purbeck und Wealden (England) stellte ANDERSON (1985) einen sich wiederholenden Wechsel von Faunen, die von der Ostrakodengattung *Cypridea* (C-Phase) dominiert wurden, und Faunen mit anderen Gattungen (S-Phase) fest. Dieser Wechsel wurde eindeutig von der Salinität gesteuert, wobei den S-Phasen Zeiten höherer Salinität, den C-Phasen Zeiten geringerer Salinität entsprachen. Die Ablagerungen der S-Phasen entstanden jedoch nie unter vollmarinen Bedingungen, ebenso wenig wie die Faunen der C-Phasen nie völlig dem Süßwasser entstammen. Auch die Evolutionsrate der Ostrakoden in den Ablagerungen von Purbeck und Wealden variierte in Abhängigkeit von der Salinität. Neue Formen der Gattung *Cypridea* erschienen in rascher Folge, während Genera der S-Phasen sich sehr viel langsamer entwickelten, einige Formen sogar nur als Durchläufer vorkamen. Die Produktion neuer Arten war eindeutig an Streßsituationen, die z.B. durch erhöhte Salinität hervorgerufen werden können, gebunden.

Probleme bei der Faziesanalyse von Kalt- und Tiefwasserassoziationen können durch die große Ähnlichkeit dieser Faunengemeinschaften auftreten. Beide sind durch geringe Diversität und geringe Individuenzahl gekennzeichnet. Besonders groß ist die Gefahr einer Verwechslung, wenn typische Formen des Kalt- oder Tiefwassers fehlen (KEMPER, 1987b). Viele Vertreter der oberkretazischen Gattungen und Familien entsprechen rezenten, so daß Erkenntnisse aus der aktuellen Biologie auf fossile Ostrakoden übertragen werden können. Schwieriger wird es bereits für unterkretazische Organismen, dennoch stützt sich diese Arbeit auf Rezentvergleiche. Die

dabei verwendeten Parameter sind Individuenzahl, Diversität und Schlämmrückstand. Die Analyse der Ostrakodenfauna ist angelehnt an die Arbeit von SCHWARZKOPF (1991).

Individuenzahl

Die Anzahl der Individuen bezogen auf das Trockengewicht der Probe ist ein grundlegender Faunenparameter, der in erster Linie zur Tiefen- und Salinitätsinterpretation herangezogen wird (GRUNDEL, 1966; KEMPER, 1987b). Das Minimum der Individuenzahl liegt im vollmarinen Flachwasser, das Maximum im Brackwasser.

Diversität

Die Gesamtartenzahl ist ein guter Indikator für die Wassertemperatur (CLARKE, 1983). In Kaltwassergemeinschaften ist die Diversität der Ostrakoden am geringsten. Unter den Protocytherinae bildeten sich wiederholt Anpassungsformen an das kalte Wasser. Ihre Kaltwasser-Arten sind durch sehr feine Netz- oder Grübchensculptur gekennzeichnet. Bei den valanginzeitlichen Vertretern handelt es sich um den Formenkreis um *Valendocythere pseudopropia* (KEMPER, 1987b). Zu den thermophilen Formen zählen Vertreter der Gattungen *Cytherella* und *Cytherelloidea*.

Schlämmrückstand

Das Rückstandsgewicht der Fraktion >100 µm je 100 g Probe wird von vielen Autoren (HERRIG, 1966) zusammen mit der Individuenzahl zur bathymetrischen Interpretation und zur Beschaffenheit des Ablagerungsraumes benutzt. Minima weisen auf ein feines Sediment und ruhigeres, tieferes Wasser, Maxima auf gröberes Sediment und somit bewegtes, flaches Wasser hin.

7.3.4 Paläobathymetrische Analyse

Im folgenden Kapitel werden die mikropaläontologischen Untersuchungsergebnisse der Proben, die den Bohrungen des Emslandes entnommen wurden, dargestellt. Basierend auf den Individuen- und Artenzahlen der Foraminiferen und Ostrakoden, dem Sandschaler/Kalkschalerverhältnis sowie des Rückstandsgewichtes der einzelnen Proben werden paläoklimatische und paläobathymetrische Einstufungen vorgenommen.

Rührlermoor 210

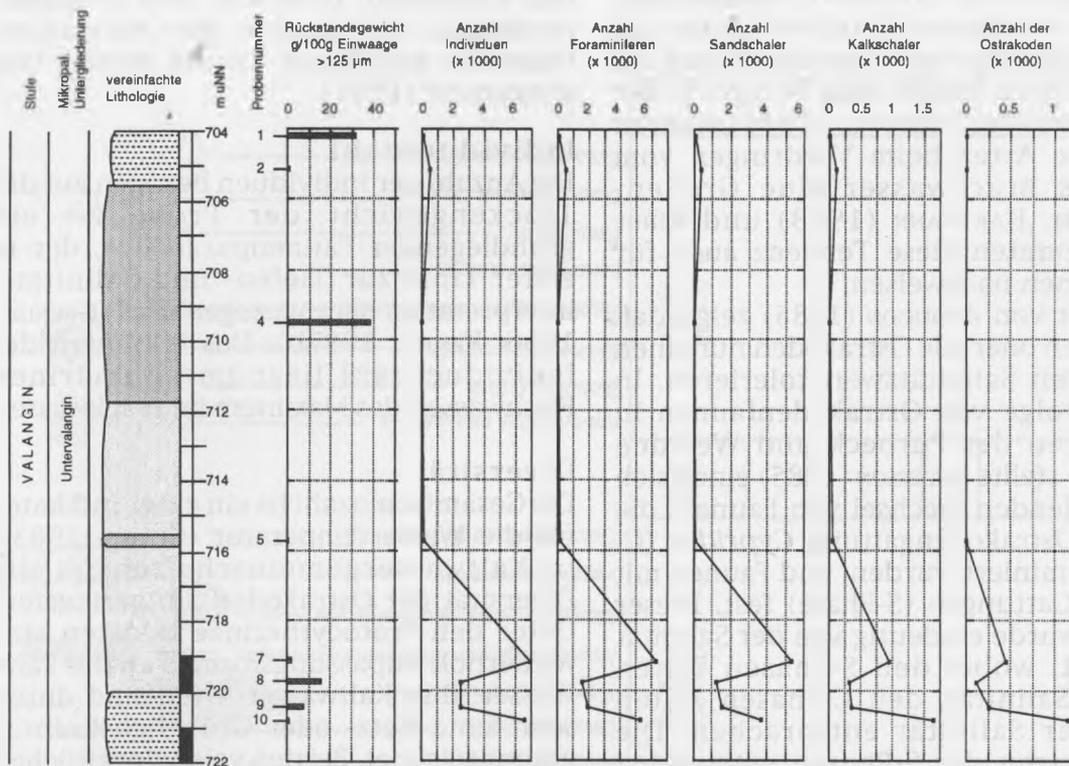


Abb. 13a: Lithologie, Rückstandsgewicht und Verteilungsmuster (Häufigkeit) der Mikrofossilien in Bohrung Rührlermoor 210. Legende zum lithologischen Profil siehe Anhang.

Rührlermoor 210

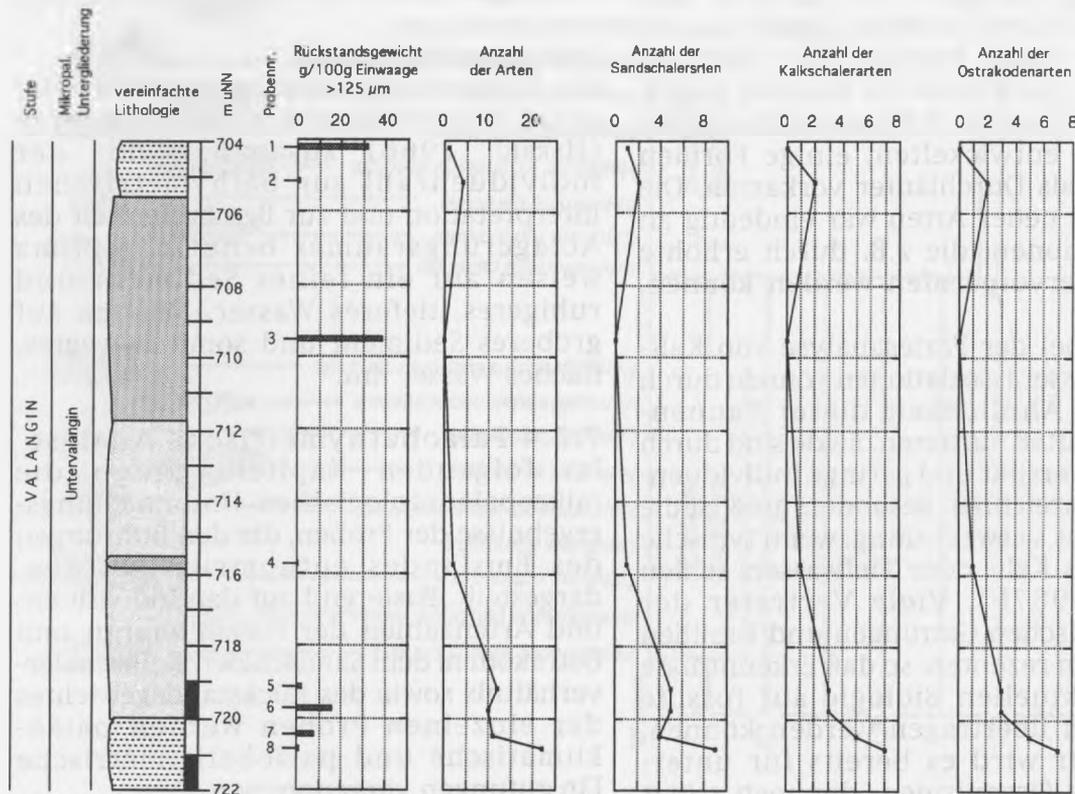


Abb. 13b: Diversität der Mikrofossilien in Bohrung Rührlermoor 210.

Bohrung Rühlermoor 210

Der Bohrung Rühlermoor 210 (Abb. 13a, b) wurden zwischen Kernmeter 732.0 m und 704.0 m insgesamt 11 Proben entnommen. Die Proben wurden beginnend am Top des Kernabschnittes von 1 bis 11 durchnummeriert. In den Proben 3, 6 und 11 wurden keine Mikrofossilien gefunden, sie werden daher in der Graphik nicht aufgeführt.

Die Mikrofauna aller den Sandsteinen entnommenen Proben ist gering divers und wird von einfach gebauten Sandschalern, wie *Ammobaculites*, *Haplophragmoides* und *Reophax*, dominiert, was für eine Ablagerung der Sedimente im kühleren Wasser spricht (BOLTOVSKY & WRIGHT 1976; DOUGLAS & WOODRUFF 1981; KEMPER 1987b). Einzig die Proben 7 bis 9, die dem tonigen Zwischenmittel entnommen wurden, und Probe 10 enthalten eine größere Anzahl an Individuen. Auch in diesen Proben überwiegen die Sandschaler mit bis zu 65% der Gesamtf fauna. Das Sandschaler/Kalkschaler-Verhältnis sowie das Vorkommen ökologisch anpassungsfähiger Foraminiferenarten (z.B. *Lenticulina münsteri*, Kalkschalerarten mit Skulpturen)

sowie die geringe Individuenzahl und Diversität der Ostrakoden (Minimum bei Probe 10) sprechen für eine Sedimentation in geringer Wassertiefe (maximal 50 m).

Bohrung Rühlermoor 324

Der Bohrung Rühlermoor 324 (Abb. 14a, b) wurden im Kernabschnitt 656.0 m bis 626.0 m insgesamt 11 Proben entnommen. Die Proben wurden beginnend am Top des Kernabschnittes von 1 bis 11 durchnummeriert.

Aus Abb. 14a wird deutlich, daß Rückstandsgewicht und Häufigkeit der Mikrofossilien miteinander korrelieren. In Proben mit hohem Rückstandsgewicht ist die Häufigkeit gering und umgekehrt. In allen Proben dominieren agglutinierende Foraminiferen. Die häufigsten Gattungen sind *Ammobaculites*, *Ammovertella* und *Reophax*. Das gemeinsame Vorkommen dieser primitiven Sandschaler mit einfach gebauten Kalkschalern wie *Lenticulina münsteri* spricht für eine Ablagerung der Sedimente in kühleren Wässern. Warmwasser anzeigende Gattungen wie etwa *Citharina*, *Dentalina* und *Nodosaria* wurden nur vereinzelt gefunden. Für die

Rühlermoor 324

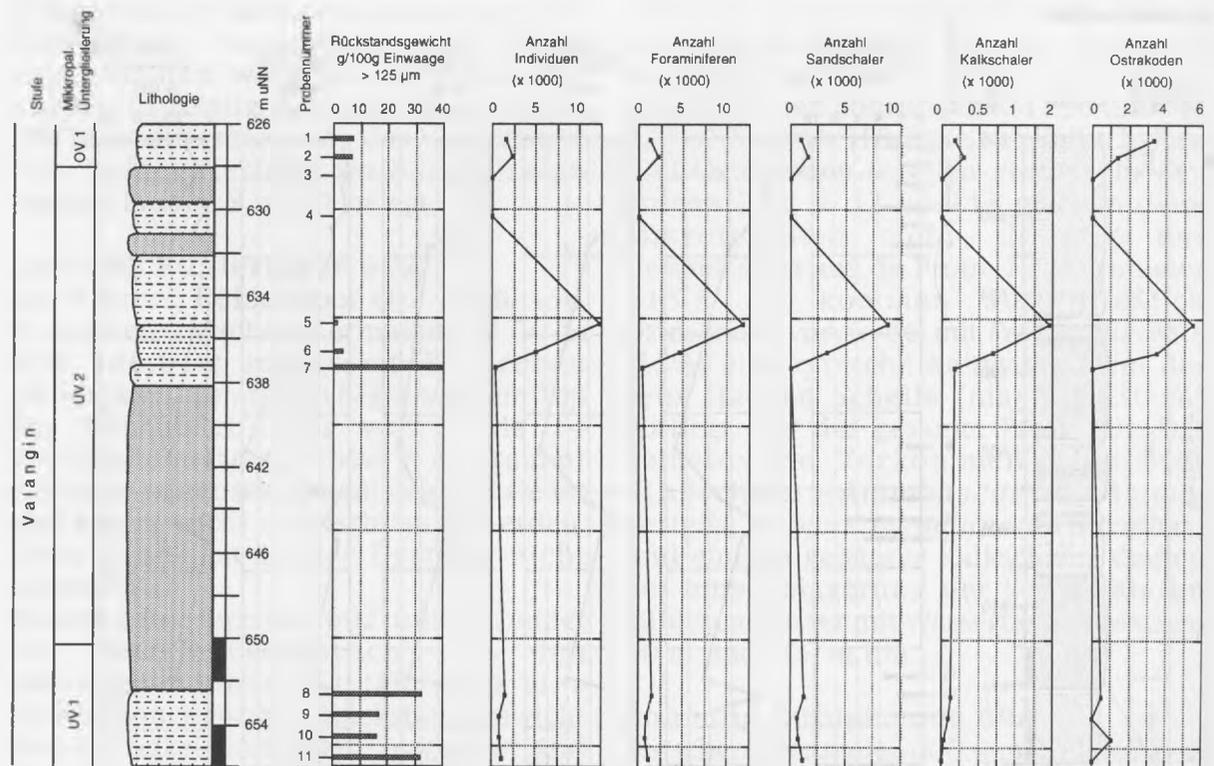


Abb. 14a: Lithologie, Rückstandsgewicht und Verteilungsmuster (Häufigkeit) der Mikrofossilien in Bohrung Rühlermoor 324. Legende zum lithologischen Profil siehe Anhang.

Rühlermoor 324

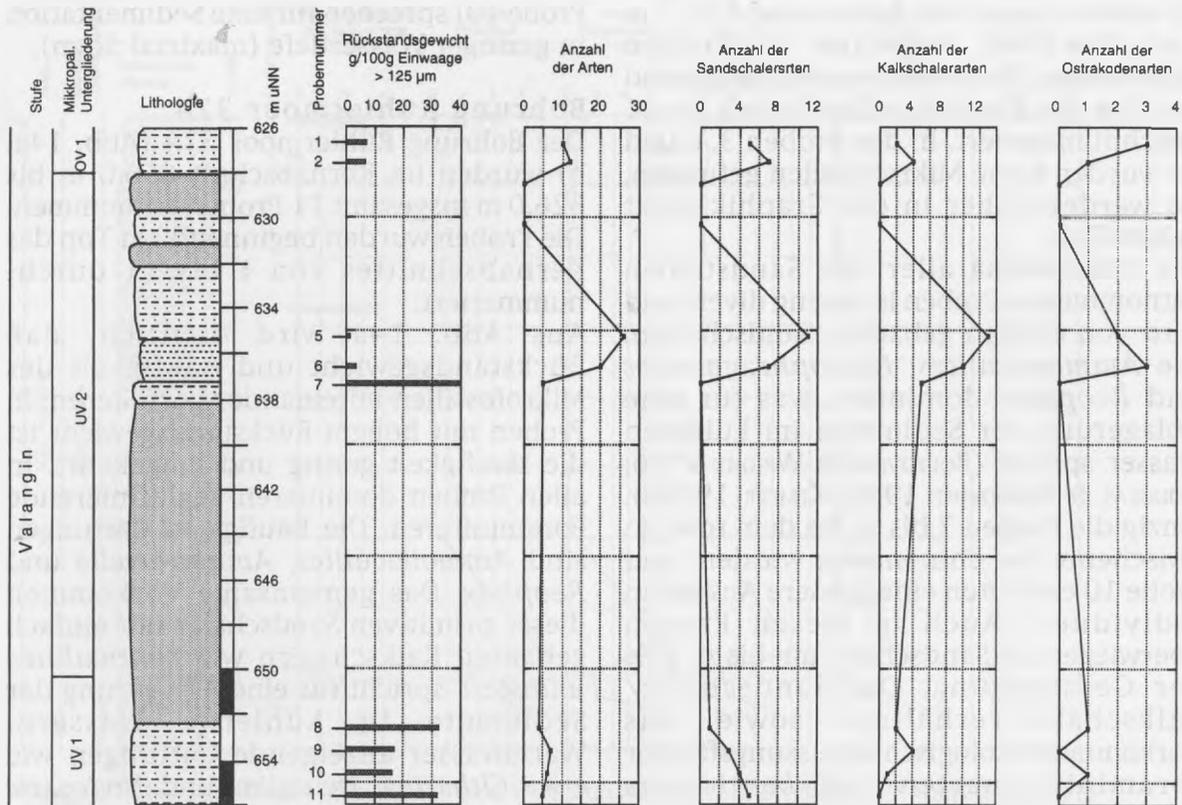


Abb. 14b: Diversität der Mikrofossilien in Bohrung Rühlermoor 324.

Rühlermoor 602

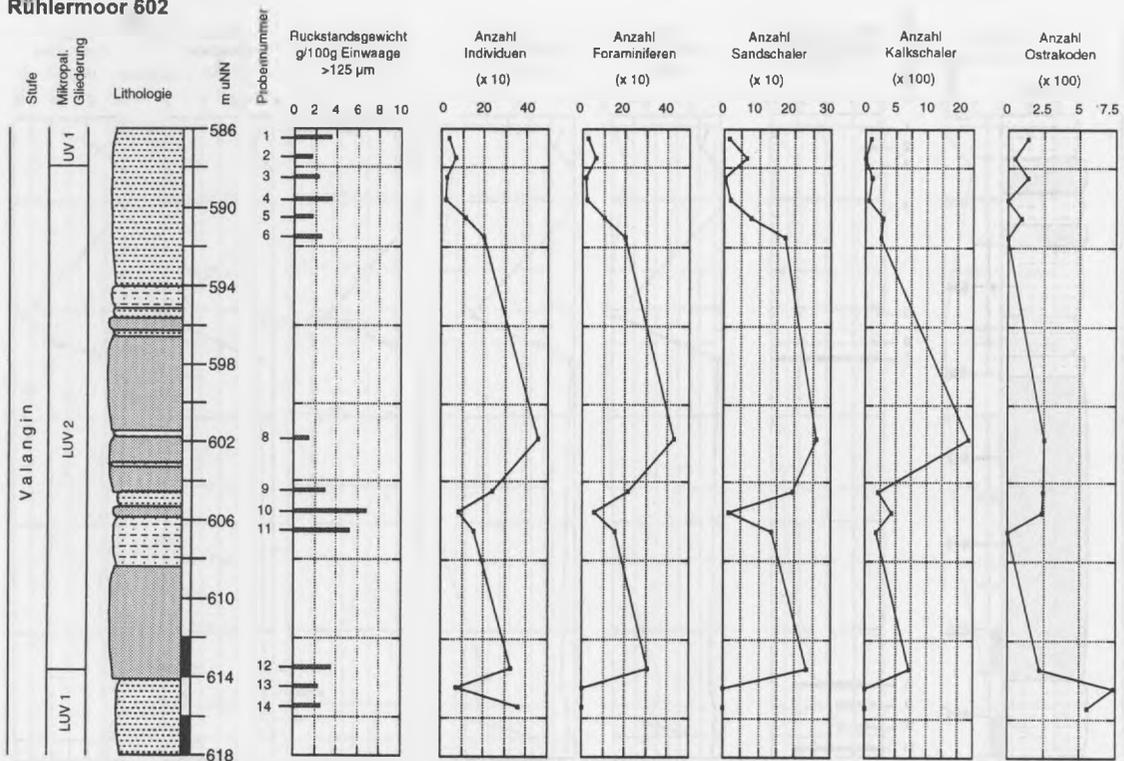


Abb. 15a: Lithologie, Rückstandsgewicht und Verteilungsmuster (Häufigkeit) der Mikrofossilien in Bohrung Rühlermoor 602. Legende zum lithologischen Profil siehe Anhang.

Rühlermoor 602

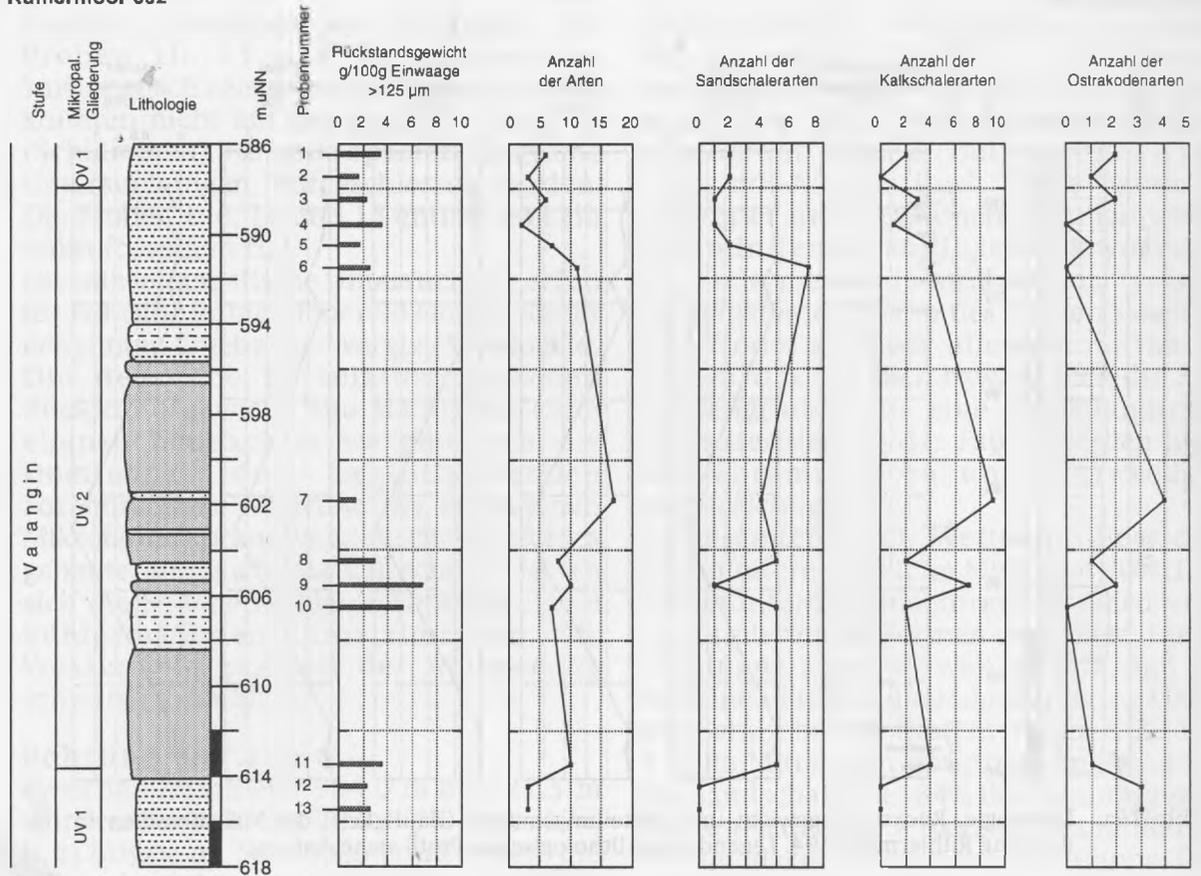


Abb. 15b: Diversität der Mikrofossilien in Bohrung Rühlermoor 602.

Ablagerung der Sandsteine in Bohrung 324 kann eine Wassertiefe von 50 m angenommen werden. Die Tonsteine wurden in relativ tieferem Wasser (etwa 100 m) sedimentiert, wie das Vorkommen von *Dolococytheridea wolburgi* in den tonigen Proben 9 bis 11 belegt.

Bohrung Rühlermoor 602

Der Bohrung Rühlermoor 602 (Abb. 15a, b) wurden zwischen Kernmeter 617.0 m und 586.0 m insgesamt 14 Proben entnommen, sie wurden beginnend am Top des Kernabschnittes von 1 bis 14 durchnummeriert. Probe 7 entstammt einem karbonatisch zementierten Horizont und konnte nicht aufgeschlämmt werden. Diese Probe ist in der Graphik nicht aufgeführt.

Bohrung Rühlermoor 602 unterscheidet sich nur unwesentlich von den vorangegangenen. Es läßt sich eine Korrelation zwischen Rückstandsgewicht und Häufigkeit feststellen. Insgesamt sind die Rückstandsgewichte sehr gering, maximal 8.48 g in Probe 9 (Kernmeter

605.5 m). Erwartungsgemäß ist die Anzahl der Individuen in Proben mit geringem Rückstandsgewicht größer. Auffallend gegenüber den Bohrungen RM 210 und RM 324 ist die große Häufigkeit an Kalkschalern und Ostrakoden in allen Proben. In den Proben 1, 2, 9, 12 und 13 machen diese Mikrofossilien mehr als 50% der Gesamtfaua aus. In Probe 13 (Kernmeter 615.5 m) kommen ausschließlich Ostrakoden vor, wobei mit *Protocythere* sp. (15%) eine typische Kaltwasserform des sehr flachen Schelfs (maximal 50 m) vorliegt. Für das gesamte Profil gilt: Das gemeinsame Vorkommen primitiver Sandschaler (*Ammobaculites*, *Ammovertella*, *Haplophragmium* und *Reophax*) und einfach gebauter Kalkschaler deuten auf eine Ablagerung der Sedimente im kühleren Wasser mit Wassertiefen zwischen 50 m und 100 m hin.

Bohrung Rühlermoor 694

Zwischen Kernmeter 600.0 m und 567.0 m wurden der Bohrung Rühlermoor 694 (Abb. 16a, b) insgesamt 18 Proben

Rühlmoor 694

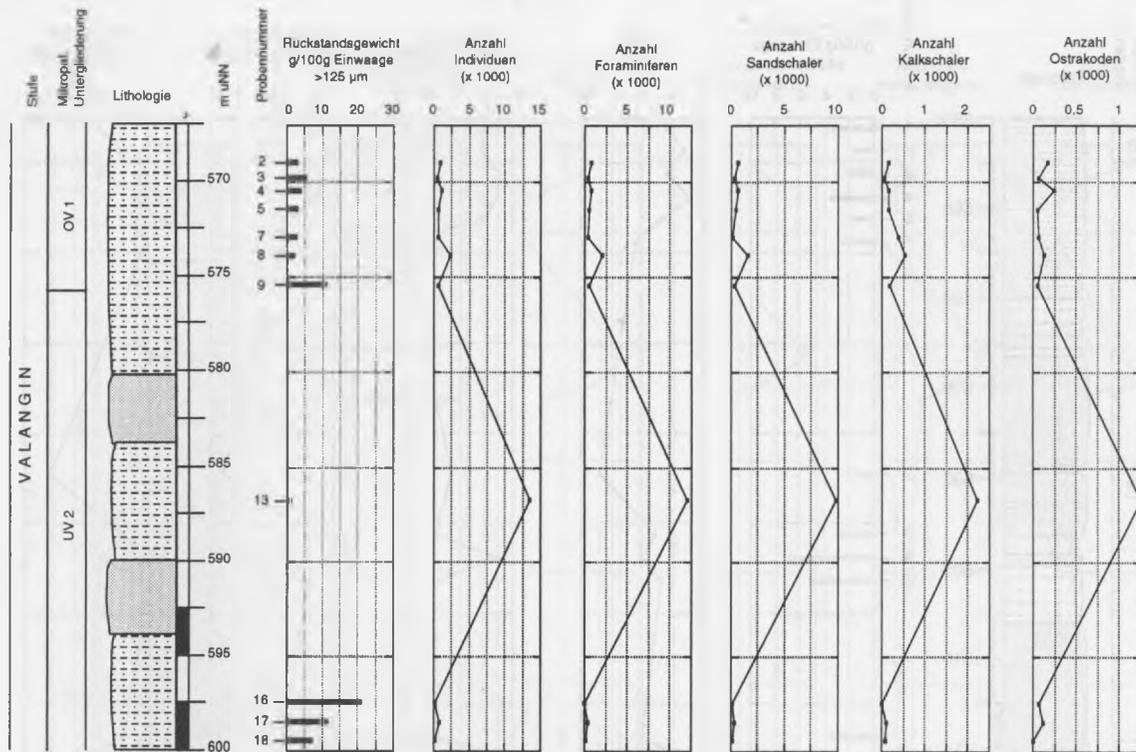


Abb. 16a: Lithologie, Rückstandsgewicht und Verteilungsmuster (Häufigkeit) der Mikrofossilien in Bohrung Rühlmoor 694. Legende zum lithologischen Profil siehe Anhang.

Rühlmoor 210

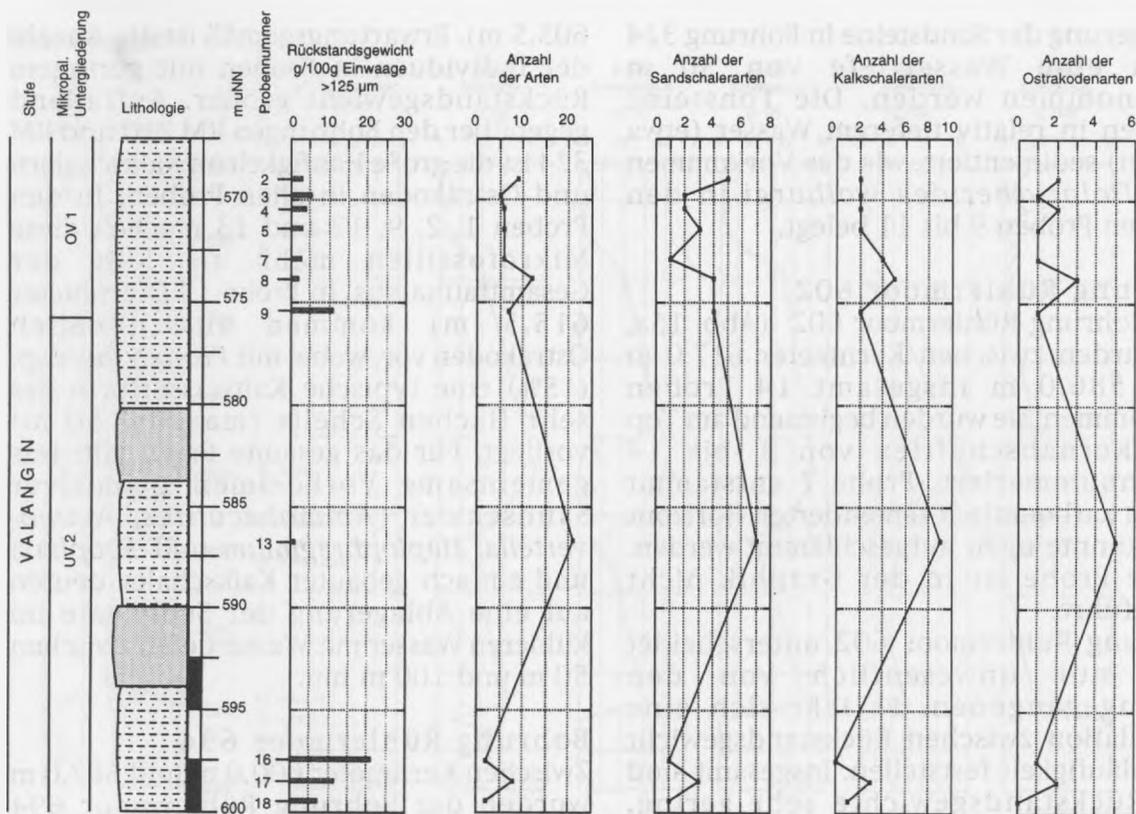


Abb. 16b: Diversität der Mikrofossilien in Bohrung Rühlmoor 694.

entnommen. Nur in 11 dieser Proben wurden Mikrofossilien gefunden. Die Proben 10, 11 und 12 entstammen karbonatisch zementierten Horizonten und konnten nicht mit der gängigen Methode (Schlämmen) für mikropaläontologische Untersuchungen aufgeschlossen werden. Die Proben 1, 6, 14 und 15 enthielten kein Mikrofossilmaterial.

Die mikrofaunistische Untersuchung ergab für Bohrung Rühlermoor 694 ein den bisher erwähnten Ergebnissen vergleichbares Bild. Die deutliche Korrelation zwischen Rückstandsgewicht und Häufigkeit kann ebenso beobachtet werden, wie die Dominanz der agglutinierenden Foraminiferen. Aufgrund der gefundenen Mikrofauna - primitive Sandschaler, einfach gebaute, anspruchslose Kalkschaler - lassen sich die Sedimente dieser Bohrung einem kühlgemäßigten Klima zuordnen. Die Wassertiefe zur Zeit der Ablagerung schwankte um 50 m.

Bohrung Wettrup 6

Zwischen Kernmeter 994.0 m bis 927.5 m wurden der Bohrung Wettrup 6 (Abb. 17a, b, c) insgesamt 54 Proben entnommen, die alle in den folgenden Graphiken aufgeführt sind.

Aus Abb. 17a wird deutlich, daß das Rückstandsgewicht (g/100g Einwaage) eindeutig mit der Lithologie korreliert. In Partien mit hohem Sandkornanteil - vor allem zwischen Profilmeter 966 m und 986 m - erreichen die Rückstandsgewichte sehr hohe Werte mit mindestens 20 g. Das maximale Rückstandsgewicht wurde bei Probe 33 (Kernmeter 971.2 m) mit 53.22 g gemessen. Der Rückstand besteht zu über 90% (geschätzt) aus weiß bis gelben, gut sortierten und schlecht gerundeten Quarzkörnern. In geringen Mengen treten Pyrit und Glaukonit auf.

Mit dem Rückstandsgewicht korreliert auch die Häufigkeit der Foraminiferen und Ostrakoden. In Proben mit hohem Rückstandsgewicht ist die Anzahl der Individuen gering. Besonders deutlich tritt diese Abhängigkeit bei den Proben 29 bis 46 hervor. Umgekehrt finden sich in Proben mit geringem Rückstand sehr viele Individuen, die maximale Häufigkeit liefert Probe 19 (Kernmeter 951.05 m) mit rund 22.000 Individuen pro 100 g Einwaage bei einem Rückstandsgewicht von nur 0.42 g. Faunenzusammensetzung:

Im Profil Wettrup 6 setzt sich die Fauna aus Foraminiferen, Ostrakoden, Muscheln (überwiegend Schill), Crinoiden, Seeigelstacheln und vereinzelt Gastropoden zusammen. Diese Organismenassoziation bezeichnen Lees & Buller (1972) als "Foramol-Assoziation". Diese Faunengemeinschaft mit Dominanz benthonischer Foraminiferen, Mollusken, Bryozoen, Echinodermen und Ostrakoden ist typisch für gemäßigtes Wasser des flachen Schelfes und findet sich vor allem in mittleren Breiten, d.h. nördlich bzw. südlich des 30. Breitengrades. Für eine palökologische Charakterisierung der Fauna werden hier nur Foraminiferen und Ostrakoden berücksichtigt.

Im gesamten Profil Wettrup 6 liegt der Foraminiferenanteil im Mittel bei 90%. Die Foraminiferenfauna ihrerseits wird von agglutinierenden Formen dominiert. Diese Dominanz kann so weit gehen, daß in einzelnen Proben die Mikrofauna zu 100% aus Sandschalern besteht (Proben 29 bis 37). Im Mittel liegt der prozentuale Anteil der Sandschaler bei 84% der Gesamtfäuna. Der Anteil der kalkschaligen Foraminiferen beträgt maximal 34% der Gesamtfäuna. Die Anzahl der Foraminiferenarten (Diversität) - sowohl der Sandschaler als auch der Kalkschaler - schwankt über das gesamte Profil sehr stark (Abb. 17b). Auffällig ist die Abhängigkeit der Diversität von Lithologie bzw. Rückstandsgewicht. In dem bereits erwähnten Profilabschnitt mit den sehr hohen Rückstandswerten ist die Diversität gering, es dominieren agglutinierende Formen, Kalkschaler treten stellenweise völlig zurück. Im Kernabschnitt zwischen Profilmeter 965.0 m und 951.0 m nimmt die Diversität sprunghaft zu. Die Anzahl der Kalkschalerarten ist in Probe 23 (Kernmeter 955.4 m) mit 11 Arten maximal. Die höchste Diversität verzeichnet Probe 19 (Kernmeter 951.05 m) mit insgesamt 22 Foraminiferenarten.

Bei den sandschaligen Foraminiferen überwiegen primitive Formen wie *Ammobaculites*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Haplophragmoides* und *Reophax* (siehe Zähllisten im Anhang und Fototafeln). Zusammen mit Kalkschalern des anspruchslosen Typs wie *Lenticulina* bilden sie typische Kaltwasser-Gemeinschaften des flachen Schelfs (Kemper 1987b). Auffälligste Art unter den Sandschalern ist *Ammovertella cellensis*, die Leitform für das

Wettrup 6

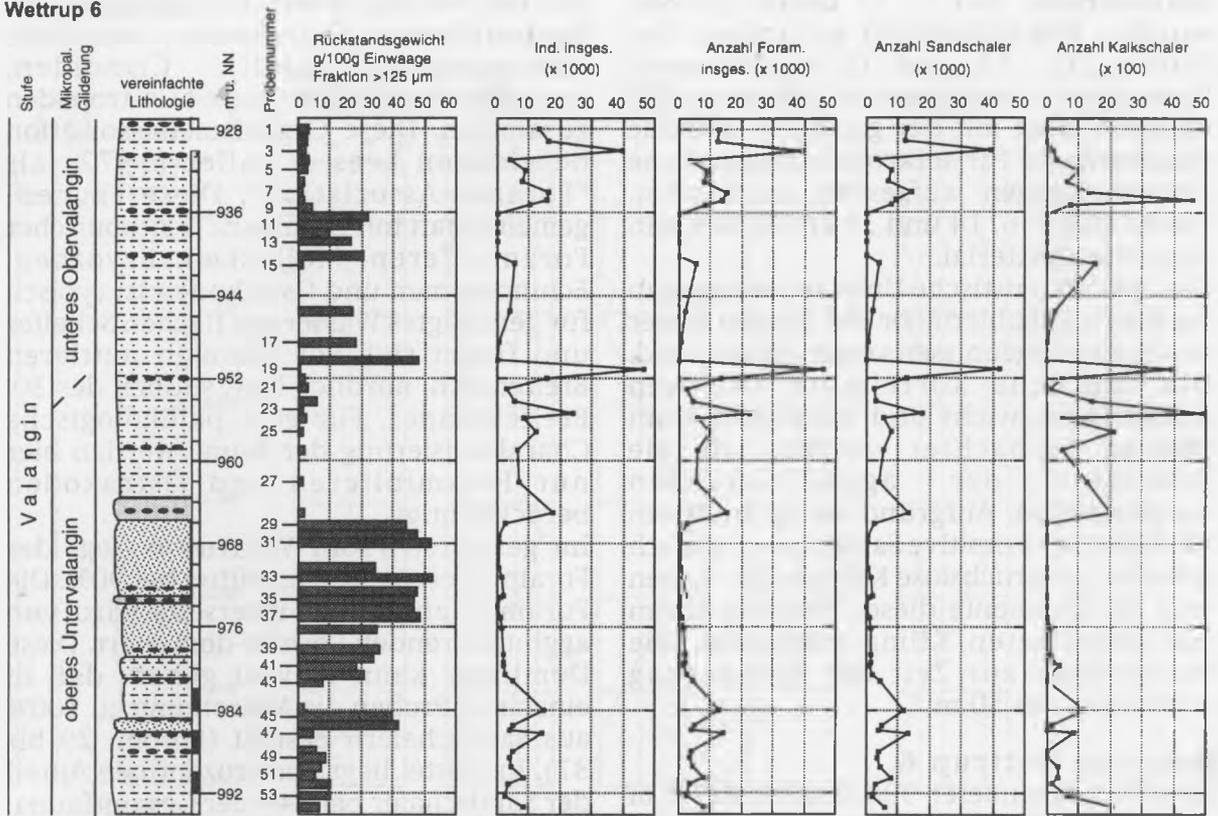


Abb. 17a: Lithologie, Rückstandsgewicht und Verteilungsmuster der Mikrofossilien in Bohrung Wettrup 6.

Wettrup 6

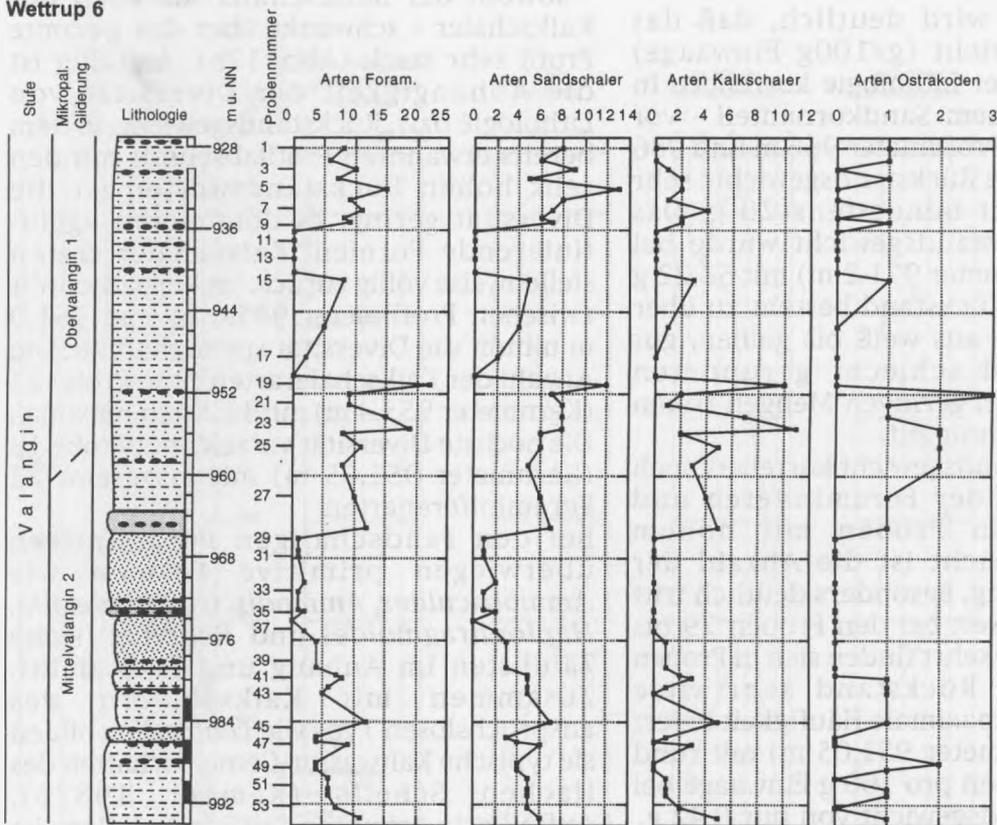


Abb. 17b: Diversität der Foraminiferen und Ostrakoden in Bohrung Wettrup 6.

oberste Untervalangin und unterste Obervalangin. Diese Art erreicht in manchen Proben bis zu 63% der Gesamtfauuna.

Unter den Kalkschalern ist *Lenticulina* die dominierende Form, wobei *Lenticulina münsteri* die am häufigsten vorkommende Art ist. Während bei den agglutinierenden Arten ausschließlich kälteliebende oder eurytherme Formen beobachtet wurden, finden sich unter den Kalkschalern Gattungen mit Warmwasserpräferenz, wie etwa *Dentalina*, *Fronicularia* und *Nodosaria*. Sie bestimmen in der Kurve der Temperaturindexwerte (Abb. 17c) den Ausschlag nach rechts in den Bereich der Warmwasserwerte (> 50).

Die Ostrakoden kommen zwar nur mit geringer Häufigkeit und Diversität vor, sind für palökologische Aussagen dennoch wertvoll. Die geringe Anzahl an Individuen spricht für vollmarine Verhältnisse. Hohe Rückstandsgewichte und geringe Diversität

lassen auf ein flachmarines Milieu schließen (GRÜNDEL, 1966). Das Vorherrschen von Vertretern der Gattung *Protocythere* ist ein Indikator für kühlere Temperaturen zur Zeit der Sedimentation (KEMPER, 1987b).

Bathymetrische Entwicklung im Profil Wettrup 6:

Die Untersuchungsergebnisse der Bohrung Wettrup 6 zeigen ein recht differenziertes Bild der Paläobathymetrie (Abb. 17c). Die Schwankungen der Wassertiefe können in drei große Zyklen unterteilt werden. Jeder Zyklus gliedert sich in Tiefstand-, Transgressionsstand- und Hochstandablagerungen und wird durch eine marine Überflutungsfläche ("maximum flooding surface") von dem nächsten getrennt. Die rhythmischen Schwankungen der Wassertiefe entsprechen Zyklen 5. Ordnung und 4. Ordnung (Parasequenzen). Die Zyklen 5. Ordnung werden als kurzzeitige Meeresspiegelschwankungen interpretiert,

Wettrup 6

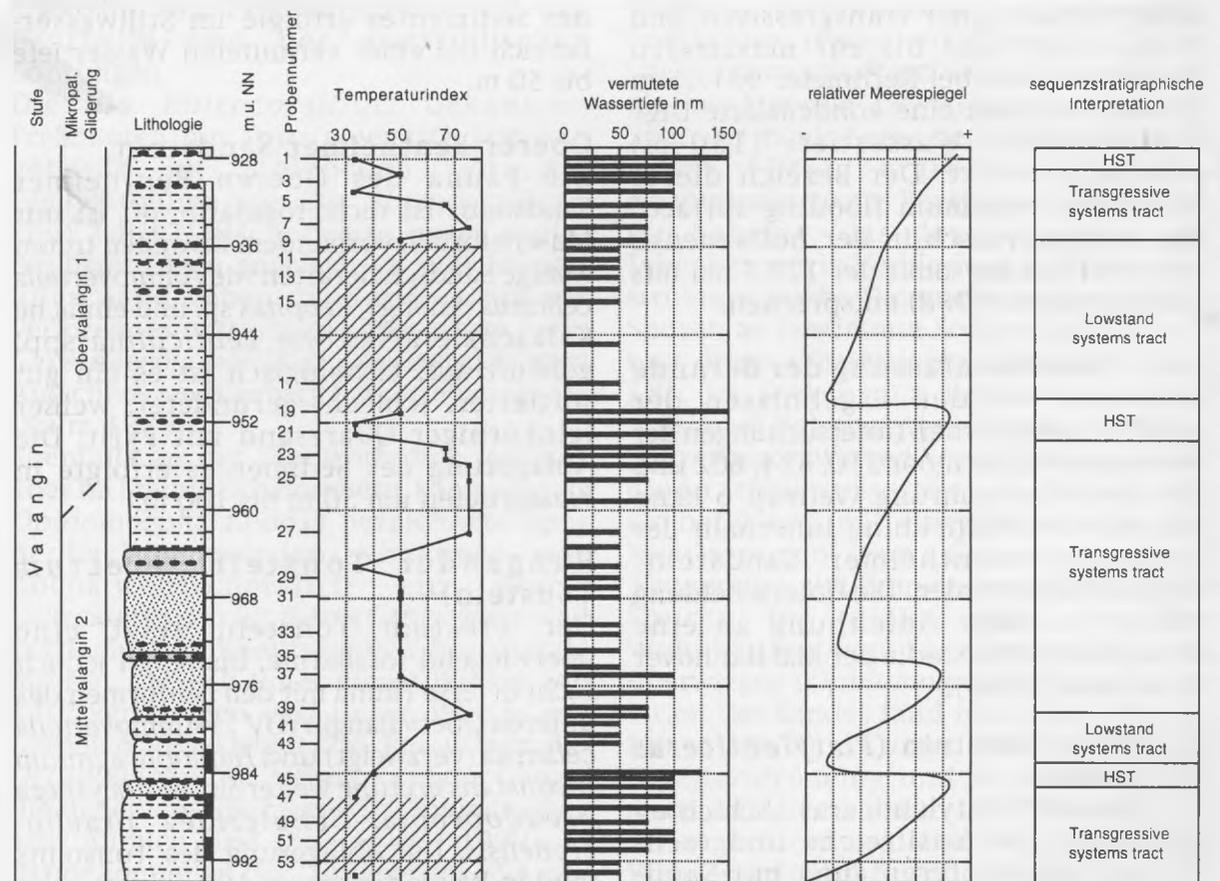


Abb. 17c: Temperaturkurve, paläobathymetrische Entwicklung und sequenz-stratigraphische Interpretation für Bohrung Wettrup 6 basierend auf der Mikrofauna. Schraffierter Bereich der Temperaturkurve = eurytherme Formen.

die auf regionaltektonische Entwicklungen zurückzuführen sind. Leider zeigen diese Zyklen niederer Ordnung keine Übereinstimmung mit den Temperaturzyklen. Da zur Zeit des Valangin eine Meeresverbindung zur Tethys bestand, können die erhöhten Temperaturwerte durch den Zustrom von Warmwassermassen aus dem Südmeer erklärt werden. Die Zyklen 4. Ordnung sind gut zu erkennen. Die "maximum flooding surfaces", die diese Parasequenzen voneinander trennen, entsprechen dem Bereich maximaler Wassertiefe und Überflutung. In der untersten der drei Sequenzen können je eine transgressive und eine Hochstandsphase beobachtet werden. Oberhalb der "maximum flooding surface" (im Bereich von Kernmeter 984.0 m, Probe 44) schließen sich Ablagerungen einer Niedrigstandsphase ("lowstand systems tract") an. Da ein abrupter Fazieswechsel von tief nach flach erfolgt, kann man in diesem Fall von einer "forced regression" sensu POSAMENTIER *et al.* (1992) sprechen. Dieser Phase der reinen Sandsteinsedimentation folgen Ablagerungen einer transgressiven und Hochstandsphase bis zur maximalen Überflutung, die bei Kernmeter 951.05 m (Probe 19) durch eine kondensierte Lage und maximale Wassertiefe (150 m) dokumentiert ist. Der Bereich dieser "maximum maximum flooding surface" liegt stratigraphisch in der *hollwedensis* Zone und könnte somit der 123.5 ma mfs nach HAQ *et al.* (1988) entsprechen.

7.3.5 Zusammenfassung der Befunde
Basierend auf den Ergebnissen der paläobathymetrischen Untersuchungen der Bohrungen Rühlermoor 210, 324, 602 und 694 sowie der Bohrung Wettrup 6 kann folgende Unterscheidung innerhalb der Fazies des Bentheimer Sandsteins vorgenommen werden. Die Unterscheidung erfolgt in enger Anlehnung an eine unveröffentlichte Studie der BEB Hannover (SCHWARZKOPF, 1995).

Liegender Tonstein (*Platylenticeras* Schichten)

Die Tone der *Platylenticeras* Schichten enthalten eine fossilreiche und recht diverse Foraminiferenfauna mit Sandschalerdominanz. Es überwiegen seriale und einfach kugelige Arten, wie *Ammobaculites* sp., *Reophax* sp.,

Psammospaera sp. Im Schlämmrücksand sind Muschelbruch und Pyrit sehr häufig. Die geschätzte Wassertiefe zur Zeit der Ablagerung betrug mehr als 100 m.

Unterer Bentheimer Sandstein

Die Fauna im Unteren Bentheimer Sandstein ist fossilarm und besteht oft nur aus Muschelbruch. Bisweilen kommt es zum gehäuftem Auftreten weniger Sandschalerarten wie *Ammovertella cellensis* (knotig), *Reophax* sp. und einfacher Kalkschalerarten wie *Lenticulina* sp. Lithologisch ist es ein gut sortierter, schlecht gerundeter, gelblicher feinkörniger Quarzsand mit Pyrit. Die vermutete Wassertiefe zur Zeit der Sedimentation lag bei 50 m bis 100 m.

Toniges Zwischenmittel

Das Tonige Zwischenmittel enthält eine fossilreiche, aber wenig diverse Fauna, die von *Ammovertella cellensis* (knotig), der Leitform des oberen Untervalangin (UV 2) dominiert wird. Weiterhin treten bisweilen gehäuft auf *Lenticulina* sp. und *Dolocytheridea wolburgi*. Die Ablagerung des Sedimentes erfolgte im Stillwasserbereich bei einer vermuteten Wassertiefe bis 50 m.

Oberer Bentheimer Sandstein

Die Fauna des Oberen Bentheimer Sandsteins ist recht fossilarm, oft ist nur Muschelbruch vorhanden. Bisweilen treten wenige Sandschalerarten wie *Ammovertella cellensis* (knotig), *Reophax* sp. und einfache Kalkschalerarten wie *Lenticulina* spp. gehäuft auf. Lithologisch ist es ein gut sortierter, schlecht gerundeter, weißer feinkörniger Quarzsand mit Pyrit. Die Ablagerung des Sedimentes erfolgte in Wassertiefen um 50 m bis 100 m.

Hangender Tonstein (*erectum* Tonstein)

Der *erectum* Tonstein zeigt eine überwiegend fossilarme, bisweilen jedoch recht diverse Fauna mit den Leitformen des unteren Obervalangin (OV 1) *Ammovertella cellensis* (verzweigt) und *Haplophragmium inconstans erectum*; weiterhin *Protocythere pseudopropia*, *Schuleridea praeherenensis*. Die Ablagerung des Tonsteins fand in Wassertiefen um 100 m statt.

Während der Ablagerung des Bentheimer Sandsteins fand ein mehrmaliger Wechsel des relativen Meeresspiegelstandes statt.

Dieser Wechsel dokumentiert sich nicht nur in der Lithologie - vereinfacht gesprochen, niedriger Meeresspiegel führt zur Sandsteinsedimentation, höherer Wasserspiegel zur Ablagerung von Tonsteinen -, sondern auch in der Mikrofauna. Zu Zeiten eines relativen Meeresspiegelhochstandes kam es gleichzeitig zu einer Anreicherung der Mikrofauna und zum Auftreten von Formen mit Warmwasserpräferenz. Bedingt wurde das durch eine Verbindung zur Tethys, die während der wiederholten Transgressionen einen Faunenaustausch mit dem tethyalen Reich ermöglichen. Auch lokal günstige Milieuverhältnisse, wie gute Durchlüftung und reiches Nährstoffangebot können zur Anreicherung der Mikrofauna (ohne tethyalen Einfluß) geführt haben.

7.3.6 Palökologie der Ichnofossilien

Der Bentheimer Sandstein führt zahlreiche Ichnofossilien, die sowohl in den rein sandigen als auch in den tonig-siltigen Ablagerungen auftreten. Dabei gibt es keine nennenswerten Unterschiede im Spurenspektrum der Tagesaufschlüsse um Bad Bentheim und der emsländischen Bohrungen.

Die als *Rhizocorallium* bekannten Freßbauten mit Spreitenversatz kommen gehäuft im Steinbruch vor der Freilichtbühne vor. Die *Rhizocorallium*-Spur wird typischerweise unter tonigbindigen Lagen angelegt. Im schichtungslosen Sand gehen die Spreiten oftmals verloren, es entsteht die abgeleitete Form *Cavernaecola bärtingi*, die erstmals vom Aufschluß am Isterberg beschrieben wurde (BENTZ, 1929).

Ebenfalls an der Freilichtbühne, gehäuft aber im Steinbruch Romberg, kann eine als *Ophiomorpha nodosa* bezeichnete Spur beobachtet werden. Erzeuger war höchstwahrscheinlich ein Krebs. Charakteristisch für dieses Gangsystem sind vertikale und hauptsächlich horizontale Röhren, die sich unter einem Winkel von 120° verzweigen und deren Wände mit Kotpillen ausgekleidet sind. Rezent baut der Decapodenkrebis *Callinassa major* Gänge, die denen des Spurenfossils *Ophiomorpha* sehr ähnlich sind (FREY et al., 1990). *C. major* kommt an der Ostküste der USA nur im Strandbereich, in gut sortiertem, instabilem Sand vor. Das Substrat ist sehr nährstoffarm, *C. major* ernährt sich als

Suspensionsfresser. Das Häufigkeitsmaximum liegt unmittelbar unter der Niedrigwasserlinie, so daß *C. major* als Indikator für das flache Sublitoral gelten muß. Ähnliches kann man auch für die *Ophiomorpha*-Spuren im Bentheimer Sandstein annehmen.

Die größte Ansammlung von Spurenfossilien trifft man in den tonig-siltigen Einschaltungen der tiefen Folge des Hauptsandsteins im Steinbruch Romberg an. Hier führte das reiche Bodenleben in vielen Fällen zur vollständigen Durchwühlung des Sediments und zur Zerstörung der primären Strukturen. Nach BOTTJER & DROSER (1991) entspräche das einem Ichnotextur-Index von 5. Die am häufigsten auftretende Spur wird als *Gyrochorte* bezeichnet. Typisch ist eine "Zopfstruktur" mit Schrägstreifung und Medianfurche, die als Weidespur gedeutet wird. Eine weitere Weidespur ist *Neonereites uniserialis*, die aus einer unregelmäßig gewundenen Kette von kleinen Sandhalbmonden, einer Stopfstruktur, besteht. Münzförmige Tonkreise mit Zentralkanal, wahrscheinlich Freßkreise, treten auf einigen Schichtflächen massenhaft auf. Der Erzeuger dieser Spur war möglicherweise ein Ringelwurm. KEMPER (1968) erarbeitete für den Hauptsandstein des Bentheimer Sandsteins ein Schema, das das Auftreten von Lebensspuren in Verbindung mit Sedimentstrukturen sieht. Demnach sind bestimmte Spuren an bestimmte Sedimentstrukturen und damit Wassertiefen gebunden (Abb. 18). Im Steinbruch Romberg und im Aufschluß Bahnhofstraße lassen sich zwei Spurenssoziationen unterscheiden. Zum einen treten Spuren an Ton/Sand-Grenzflächen mit einem Maximum der Weidespuren von *Gyrochorte* und *Neonereites* auf. Zum anderen finden sich Spuren im reinen Sand, in dem Wohnbauten von Suspensionsfressern überwiegen (*Ophiomorpha*). Die Sedimentation des Sandes fand im flachen Wasser (10 m bis 20 m) unter dem Einfluß von Gezeitenströmung und Wellenbewegung statt. Anzeichen dafür sind kleinräumige Schrägschichtung und Rippelmarken. Während Stillstandsphasen kam es zur Sedimentation von Tonlagen, die intensiv von Weidegängern bearbeitet wurden. Im Bereich der Funkenstiege wurde das

Sediment unter hochenergetischen Bedingungen in sehr flachem Wasser (maximal 10 m) abgelagert. Großräumige planare Schrägschichtung, die nach oben hin in kleinräumige trogförmige Schichtung mit Strömungs- und Wellenrippelmarken übergeht sind vorherrschende Sedimentstrukturen. Entsprechend der hohen Strömungsenergie des Wassers fehlen größere Bauten. Es überwiegen kleine Weidespuren (*Lobichnius*) und sehr

tief angelegte Schutzbauten des *Ophiomorpha*-Typs. Mit dem Auftreten der ersten tonigen Zwischenmittel im Bereich der Freilichtbühne ändert sich das Spurenspektrum. Es herrschen Sedimentfresser wie etwa *Rhizocorallium* vor. In einer energiearmen Zone mit Wassertiefen um 20 m kam es zur Ablagerung von Sandsteinbänken mit Tonzwischenlagen, die sich durch Flachwinkelschichtung auszeichnen. Im Austonungsbereich, östlich

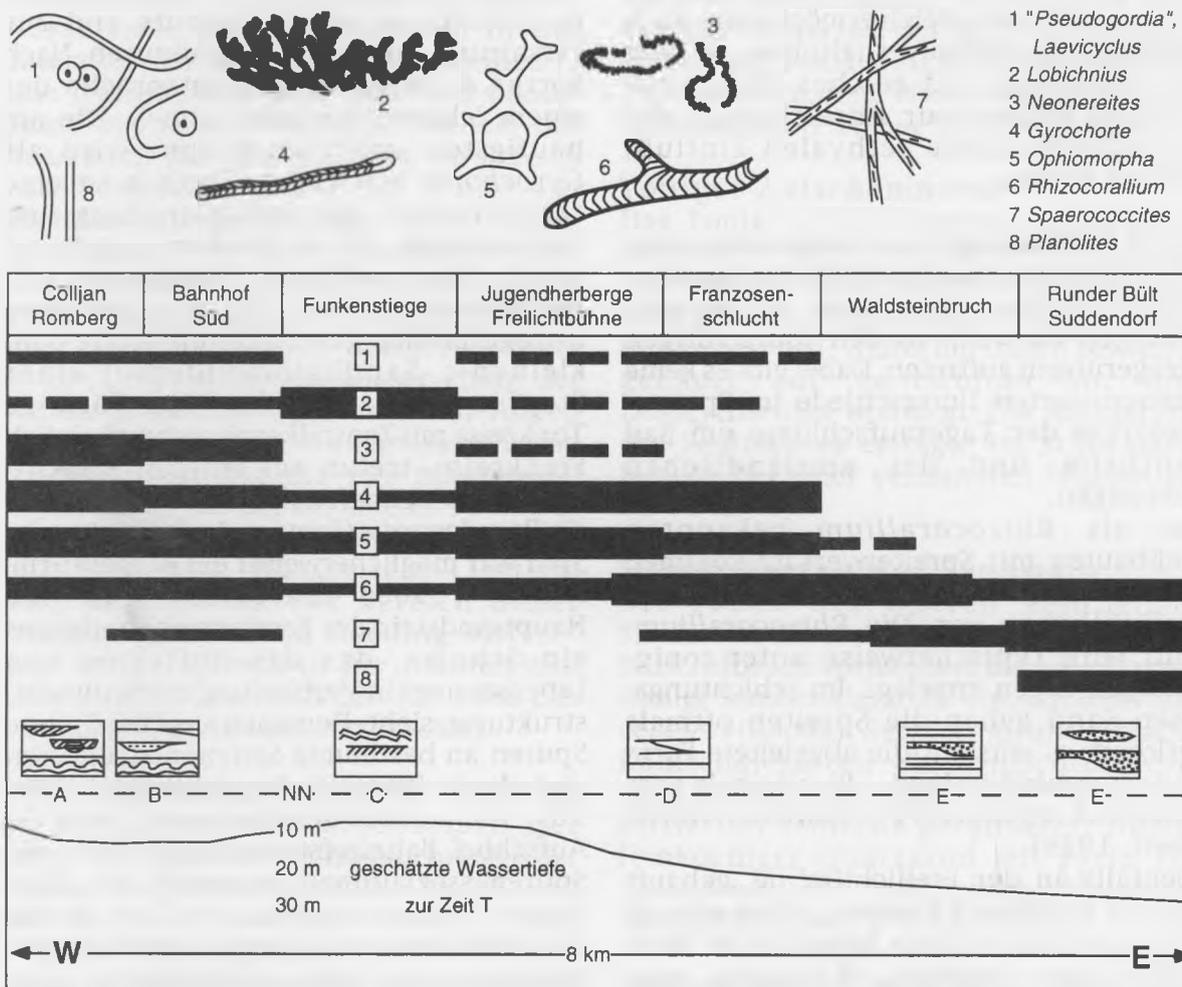


Abb. 18: Verbreitung der Sedimentstrukturen und der Ichnofossilien im Aufschlußgebiet des Bentheimer Sandsteins zur Zeit T (unterer Teil des Hauptsandsteins). Modifiziert nach KEMPER (1968).

- A Bereich mit kleinräumiger Schrägschichtung und Erosionsrinnen. "Pseudogordia"-Laevicyclus (1), *Neonereites* (2) und *Gyrochorte* (4) - Maximum.
- B Bereich mit klein- bis großräumiger Schrägschichtung sowie Wellen- und Strömungsrippeln. Neben den bereits unter A erwähnten Spuren sind *Ophiomorpha* (5) und *Rhizocorallium* (6) sehr häufig.
- C Großräumige planare Schrägschichtung, nach oben hin in kleindimensionierte Schichtung mit Rippelmarken übergehend. Verbreitungsmaximum von *Lobichnius* (2), *Gyrochorte* (4), *Ophiomorpha* (5) und *Rhizocorallium* (6).
- D Bereich der Flachwinkelschichtung mit Einschaltungen von tonigen Zwischenmitteln. Lateral rasch auskeilende Sandsteinbanke. Verbreitungsmaximum von *Rhizocorallium* (6), *Ophiomorpha* (5) tritt allmählich zurück. Lagenweise häufig *Gyrochorte* (4).
- E Austonungsbereich, der Hauptsandstein ist hier durch den Suddendorf Tonstein ersetzt. *Sphaerococcites* (7) tritt massenhaft in tonig-siltigen Lagen auf. *Rhizocorallium* (6) und *Planolites* (8) sind Spuren auf der Bankoberseite der Basisbank.

des Runden Bülts und vor allem in Suddendorf, treten in tonig-siltigen Lagen des Suddendorf Tonsteins fast ausschließlich Spuren des Typs *Sphaerococcites* auf. *Rhizocorallium*- und *Planolites*-Spuren sind auf die Bankoberseite der Basisbank beschränkt.

8. Sequenzstratigraphie

8.1 Definitionen

"Sequence stratigraphy is the study of genetically related facies within a framework of chronostratigraphically significant surfaces" (VAN WAGONER *et al.*, 1990).

Die vorliegende Arbeit folgt primär den Vorschlägen GALLOWAYS (1989a), um eine Abfolge von Gesteinen sequenzstratigraphisch zu gliedern. GALLOWAYS (1989a) Grundbaustein ist die "genetic stratigraphic sequence, which is a regressive depositional unit bounded by transgressive surfaces". Bei der Studie von Gesteinsabfolgen ist das Erkennen von regressiven-transgressiven Ablagerungszyklen von grundlegender Bedeutung.

VAN WAGONER *et al.* (1990) bieten einen weiteren Ansatz, Gesteinsabfolgen sequenzstratigraphisch zu untergliedern. Sie legen ihrer Analyse die sogenannte "sequence boundary" zugrunde. Eine Sequenzgrenze, hervorgerufen durch den Fall des relativen Meeresspiegels, ist eine einzelne, weitreichende Grenze, die die überlagernden Gesteine deutlich von den unterlagernden trennt und mit Synchronität den gesamten Ablagerungsraum durchzieht.

Die nachfolgenden Beschreibungen basieren auf den Aufschlußdaten des Bentheimer Sandsteins und untergliedern sich in zwei Abschnitte: 1. Die Beschreibung von vier "maximum flooding surfaces (MFS)", die den Bentheimer Sandstein in drei regressive-transgressive Zyklen ("genetic sequences" nach GALLOWAY 1989a) gliedern und 2. die Beschreibung der Basis des Bentheimer Sandsteins als mögliche Sequenzgrenze.

8.2 Maximum flooding surfaces (MFS)

Die Untersuchungen der Aufschlüsse im Bentheimer Sandstein zeigen, daß die gesamte Sandsteinabfolge durch vier dem "flooding surfaces" (FS) in die drei

Einheiten "Bentheim 1", "Bentheim 2" und "Bentheim 3" untergliedert werden kann. Zwei getrennte "flooding surfaces" sind im oberen Abschnitt jedes regressiv-transgressiven Zyklus entwickelt. Die erste "flooding surface" (als "transgressive surface" bezeichnet) bildet einen scharfen, bioturbaten Kontakt zwischen unterlagernden Sandstein und dem überlagernden Tonstein. An dieser Grenzfläche ist fast immer eine Lage grobkörnigen Sandsteins ausgebildet, welche auf Sedimentation durch Wellen- oder Strömungsbewegung während der transgressiven Phase zurückzuführen ist. Eine zweite "flooding surface", die "maximum flooding surface", liegt in den überlagernden Tonsteinen und reflektiert z.T. den Hiatus, der sich während des maximalen Anstiegs des relativen Meeresspiegels ausgebildet kann.

Platylenticeras Tonstein maximum flooding surface (Abb. 19)

Die erste beobachtete MFS liegt noch unterhalb des Bentheimer Sandsteins, in den *Platylenticeras* Schichten, einem grauen, z.T. siltigen Tonstein von mehreren 10er Metern Mächtigkeit. Im Tonstein treten zahlreiche Konkretionshorizonte mit Ammoniten und Bivalven auf. Die *Platylenticeras* Schichten überlagern die Bückeberg Formation, eine Abfolge limnischer, brackischer und mariner Tonsteine des obersten Berrias und frühen Valangin. Die *Platylenticeras* Schichten selbst sind marinen Ursprungs und stellen eine Phase maximaler mariner Überflutung dar.

Die Typlokalität der *Platylenticeras* Schichten im Arbeitsgebiet bildet der Aufschluß Suddendorf Nord. Hier sind rund 22 m Tonsteine aufgeschlossen. Die unteren 10 m dieser Abfolge enthalten eine Fauna, die einen noch wechselnden Einfluß brackischen und marinen Wassers belegt. Die Fauna der oberen 12 m der Abfolge setzt sich aus Organismen des vollmarinen Milieus zusammen (KEMPER 1961a, 1976, 1992; MUTTERLOSE *et al.*, 1995). Die Phase maximaler mariner Transgression liegt demnach wenig unterhalb der Basis des Bentheimer Sandsteins.

Ein Gamma Ray Profil der Lokalität Runder Bült (siehe auch Kap. 9) zeigt einen deutlichen Ausschlag etwa 4-6 m unterhalb der Sandsteinbasis. Im selben Niveau

befinden sich drei Horizonte mit großen Sideritkonkretionen, die zahlreiche Ammoniten der Gattung *Platylenticeras* enthalten. Diese drei Horizonte entsprechen den Lagen r, s und t KEMPERS (1961a), der die Konkretionshorizonte zu Vergleichszwecken mit Buchstaben versah. Dieselbe Anzahl an Konkretionshorizonten in dergleichen stratigraphischen Position fand KEMPER (1961a) in den Auschlüssen Suddendorf Nord und Isterberg. Oberhalb der Konkretionslagen wird der Tonstein deutlich siltiger, gleichzeitig wechselt die Farbe von grau nach braun, der bisher dünnblättrige Tonstein wird massiger. Die Fauna wird von marinen, endobenthonisch lebenden Bivalven (z.B. *Thracia phillipsii*) dominiert. Dieser Wechsel der Lithologie spiegelt die erneute Zufuhr von Sediment nach einer Phase der Kondensation wider.

Suddendorf Tonstein maximum flooding surface (Abb. 19)

Wie in Kap. 4.1 beschrieben wird der Untere Bentheimer Sandstein in die Basisbank, eine heterolithische Abfolge und den Hauptsandstein untergliedert. Verfolgt man die Heterolithische Einheit nach Osten so geht sie rasch in einen marinen Tonstein, den Suddendorf Tonstein, über. In dem Aufschluß Suddendorf Süd überlagert der Suddendorf Tonstein die Basisbank mit scharfem Kontakt. Das Top der Basisbank ist eben und stark bioturbat, es reflektiert eine Phase minimaler Sedimentation. Der Kontakt der beiden lithologischen Einheiten wird als "flooding surface", die sich infolge eines maximalen Anstiegs des relativen Meeresspiegels ausbildete, interpretiert. Der überlagernde Suddendorf Tonstein ist zunächst ein toniger Sandstein, der zum Hangenden hin in einen reinen Tonstein übergeht. Der zunehmende Tongehalt spiegelt sich in der Gamma Ray Messung wider, die 60 cm oberhalb der Suddendorf Tonstein-Basis einen maximalen Ausschlag aufweist (Abb. 22a). Im selben Niveau liegt ein sehr fossilreicher Horizont. *Bodylevskites pumilio* und *Polyptychites pavlowi*, die sich in den zahlreichen sideritischen Konkretionen finden, geben dieser MFS ein präzises biostratigraphische Alter. Der Horizont liegt innerhalb der *P. pavlowi* Zone.

Diese im Osten des Aufschlußgebietes gut definierte MFS läßt sich nach Westen nur bis zur Lokalität Antenne West verfolgen.

Westlich dieses Punkte fiel die flooding surface der Erosion an der Basis der Heterolithischen Einheit zum Opfer. Die Lage der MFS wird durch den erosiven Kontakt zweier unterschiedlicher Sandsteinfazies innerhalb der Heterolithischen Einheit dokumentiert.

Die regressive-transgressive Abfolge, die durch die beiden "maximum flooding" surfaces innerhalb der *Platylenticeras* Schichten und des Suddendorf Tonsteins begrenzt wird, wird im Folgenden als sequenzstratigraphische Einheit Bentheim 1 bezeichnet. Diese Einheit umfaßt die Basisbank (KEMPER 1968) und die Untere Bioturbationszone (KORTMANN 1983) früherer lithostratigraphischer Gliederungen.

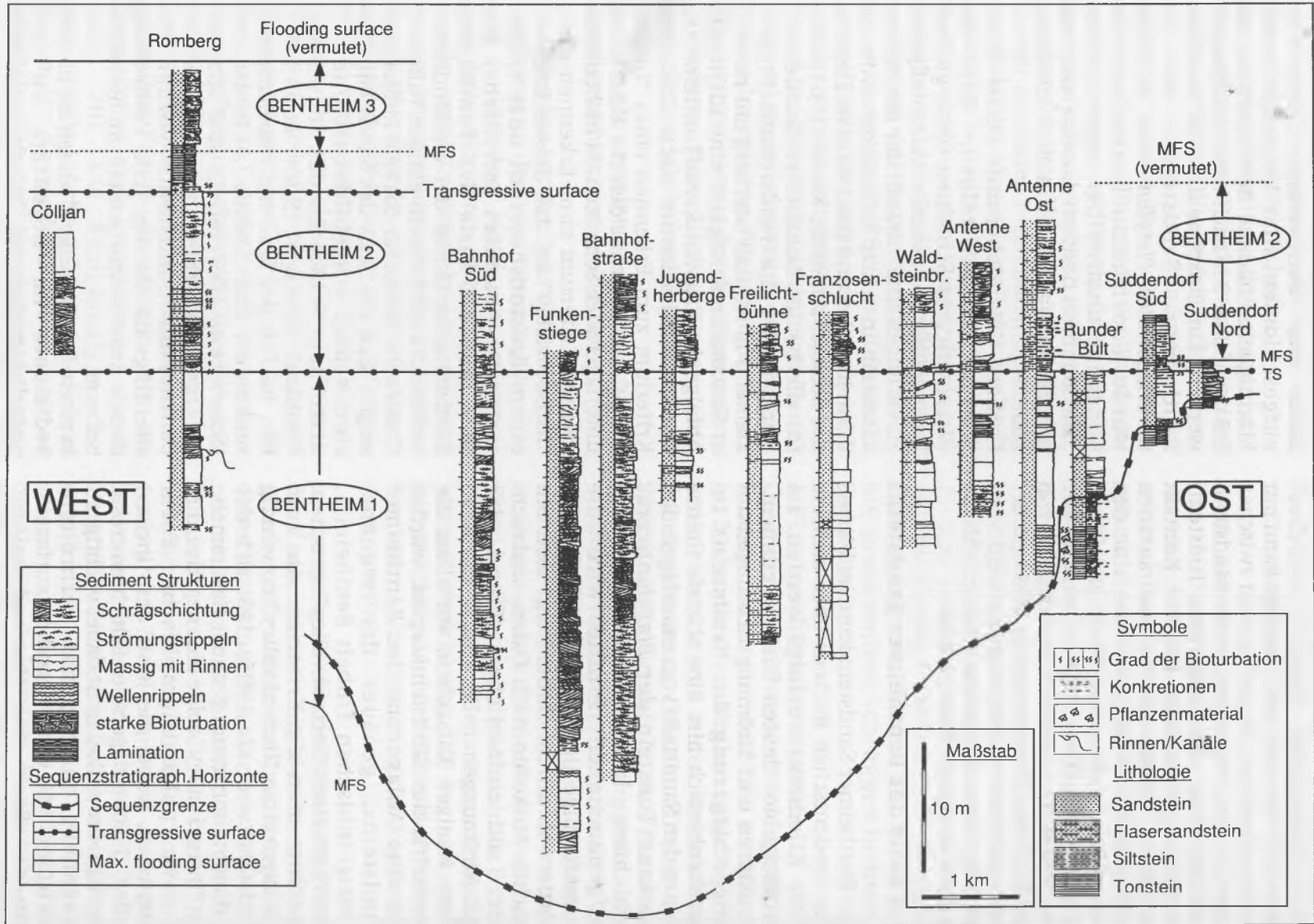
Romberg Zwischenmittel maximum flooding surface (Abb. 19)

Das Romberg Zwischenmittel kann nur im Steinbruch Romberg bei Gildehaus beobachtet werden, wo es mit scharfem Kontakt den Hauptsandstein des Unteren Bentheimer Sandsteins überlagert. Der Hauptsandstein ist in den 30 cm unterhalb des Kontaktes stark bioturbat und zeigt Spuren wie *Ophiomorpha*, *Skolithos* und *Arenicolites*. Diese Spuren setzen am Kontakt ein und reichen in den Sandstein darunter, sie sind durch die Füllung mit Ton deutlich sichtbar. Der Sandstein-Tonstein-Kontakt spiegelt die Zunahme der Wassertiefe und eine Phase von Hungersedimentation während des Anstiegs des relativen Meeresspiegels wider. Der sandige Tonstein oberhalb des Kontaktes wird zum Hangenden hin immer feinkörniger. 20 cm unterhalb der Basis des Oberen Bentheimer Sandsteins ist der maximale Gehalt an Ton erreicht. Mit der höchsten Konzentration radioaktiver Elemente kann im Romberg Zwischenmittel jedoch kein fossilreicher Horizont korreliert werden. In diesem Tonstein wurden keine Makrofossilien gefunden.

Die transgressive-regressive Abfolge, die von der Suddendorf Tonstein MFS an der Basis und der Romberg Zwischenmittel MFS am Top begrenzt wird, wird im Folgenden als sequenzstratigraphische Einheit Bentheim 2 bezeichnet.

Diese Einheit umfaßt die Heterolithische Einheit und den Hauptsandstein früherer lithostratigraphischer Gliederungen.

Abb. 19: W-E orientierte Korrelation des Bentheimer Sandsteins basierend auf der sequenzstratigraphischen Analyse der Aufschlüsse um Bad Bentheim. Nach WOHHAM et al. (1997).



***erectum*-Tonstein maximum flooding surface (Abb. 19)**

Eine "maximum flooding surface" innerhalb des *erectum*-Tonsteins kann nur vermutet werden, da der Kontakt zwischen dem Top des Oberen Bentheimer Sandsteins und der Basis des hangenden Tonsteins nicht aufgeschlossen ist. Der Kontakt zwischen diesen beiden vollmarinen Ablagerungen wird jedoch als eine den zuvor beschriebenen MFS vergleichbare "flooding surface" interpretiert. Die regressive-transgressive Abfolge, die von der Romberg Zwischenmittel MFS und der *erectum*-Tonstein MFS begrenzt wird, wird im Folgenden als sequenzstratigraphische Einheit Bentheim 3 bezeichnet.

8.3 Basis des Bentheimer Sandsteins

Der Bentheimer Sandstein kann im Westen des nw-deutschen Beckens über mehrere 10er Kilometer verfolgt werden. Im Arbeitsgebiet deuten Fazies, Sedimentstrukturen und Strömungsrichtungen auf eine Ablagerung des Sandsteins im Gezeitenbereich hin. Eine scharfe Grenze trennt den Sandstein vom unterlagernden marinen Tonstein der *Platylenticeras* Schichten. In der Gesamtheit der aufgenommenen Profile wird die linsenförmige Geometrie des Sandsteinkörpers deutlich. Dabei zeigt sich ein rasches Auskeilen nach Osten, senkrecht zum süd/südöstlichen Trend der Paläoströmungen (Abb. 19).

Diese wenigen Tatsachen, vor allem die Geometrie des Sandsteinkörpers, würden für eine Ablagerung des Bentheimer Sandsteins, genauer der sequenzstratigraphischen Einheit Bentheim 1, innerhalb eines "incised valley" sprechen. Beachtet man die Kriterien, die zum Erkennen eines "incised valley" notwendig sind (ZAITLIN *et al.*, 1995), läßt sich der Sedimentationsraum genauer bestimmen. Ein "incised valley" sollte eine negative, d.h. erosive paläogeographische Form darstellen, wobei die Basis des "incised valley" die unterlagernden Schichten erosiv abschneiden sollte. Es ist daher wichtig, zu erkennen, ob regional verbreitete Horizonte, wie etwa "flooding surfaces", von der Basis des "incised valley" abgeschnitten wurden. Im Arbeitsgebiet kann das Einschneiden des "incised valley" in den Untergrund in zwei Aufschlüssen

überprüft werden. An den Lokalitäten Suddendorf Nord und Runder Bült ist die Basis des Bentheimer Sandsteins aufgeschlossen. Hier kann die rasche Mächtigkeitzunahme der Basisbank von 2.5 m auf über 9 m nach Westen beobachtet werden. Ein Einschneiden der Basis des Bentheimer Sandsteins in die unterlagernden *Platylenticeras* Schichten wurde jedoch nicht beobachtet. Die Tonsteine unmittelbar unterhalb der Sandsteinbasis besitzen dasselbe Alter und gehören stratigraphisch in die *P. involutum* Zone.

Frühere Geländebefunde (HINZE 1988, WOLBURG 1978) zeigen, daß die *Platylenticeras* Schichten ohne größere Erosion über das gesamte Aufschlußgebiet zu verfolgen sind, obwohl der Bentheimer Sandstein in seiner Mächtigkeit zwischen 2.5 m im Osten und rund 80 m im Zentrum des Gebietes schwankt. KEMPER (1961a) wies für die beiden Lokalitäten Suddendorf Nord, in der die Sandsteinmächtigkeit kleiner 3 m ist, und Isterberg mit rund 25 m Sandsteinmächtigkeit eine identische Abfolge der *Platylenticeras* Tonsteine und Konkretionshorizonte nach. Das erste Kriterium zum Erkennen eines "incised valley", das Einschneiden der Basis in die unterlagernden Schichten, ist nicht erfüllt. Zweites Kriterium zum Erkennen eines "incised valley" ist, daß dessen Basis mit einem Erosionshorizont oder Hiatus regionalen Ausmaßes korrelierbar sein muß. Für die Basis des Bentheimer Sandsteins im Gebiet der emsländischen Erdölfelder trifft das in einigen Fällen zu. Gamma Ray Daten für das Feld Rühlermoor zeigen, daß die Basis des Sandsteins hier stets scharf ausgebildet ist und z.T. diskordant Schichten des "deutschen Wealden" überlagert (SCHOTT *et al.* 1967/69). Im Fall der Bohrung Hebelermoor 2 sind an der Basis Gerölle zu beobachten (SCHOTT *et al.* 1967/69). Es sind Hinweise auf Erosion in Verbindung mit der Basis des Bentheimer Sandsteins vorhanden, allerdings ist die regionale Verbreitung dieses Erosionshorizontes nicht weiter bekannt.

In einem "incised valley" sollten die basalen Sedimente im Gegensatz zu den unterlagernden eine relativ proximale Fazies darstellen. Den entsprechenden Ablagerungsprozeß bezeichnen VAN WAGONER *et al.* (1990) als "basinward shift

in facies". Für den Bentheimer Sandstein ist dieses dritte Kriterium erfüllt. Flachmarine Sandsteine überlagern marine Tonsteine des flachen Schelfes.

Das vierte Kriterium, das sogenannte "onlapping" der Schichten des "incised valley" gegen die Wände des "valley", kann für den Bentheimer Sandstein nicht überprüft werden. Dazu wäre eine größere Anzahl an Aufschlüssen, die die Wände des "valley" zeigen, notwendig. Es wurde kein kontinuierlich verbreiteter chronostratigraphischer Horizont innerhalb der Einheit Bentheim 1 gefunden, durch den das Anlagern ("onlapping") der "valley"-Sedimente bestätigt würde.

Alle Beobachtungen lassen die Interpretation zu, daß die Basis des Bentheimer Sandsteins eine Sequenzgrenze im Sinne VAN WAGONERS *et al.* (1990) ist. Die rasche Mächtigkeitzunahme des Bentheimer Sandsteins läßt sich aber nicht durch den Prozeß des Sicheinschneidens eines Flusses während eines relativen Meeresspiegeltiefstandes erklären. Vielmehr wurde die Sandsteingeometrie durch differenzierte Subsidenz des Untergrundes und geringfügige, lokale Erosion geprägt.

8.4 Faziesanalyse der sequenzstratigraphischen Einheiten

Da abgesehen von der Basis des Bentheimer Sandsteins an den Lokalitäten Runder Bült und Suddendorf Nord sequenzstratigraphische Horizonte nicht entlang aller Profile verfolgt werden können, ist eine genaue Beschreibung und Interpretation der Fazies wichtig, um Untereinheiten innerhalb der drei Sequenzen Bentheim 1, 2 und 3 erkennen und korrelieren zu können. Die im folgenden beschriebene Faziesanalyse beruht im wesentlichen auf sedimentologischen Untersuchungen von Dr. J. Wonham (London). Eine zusammenfassende Arbeit erscheint in Kürze (WONHAM *et al.*, 1997).

Der Bentheimer Sandstein wird von einer Sandstein-Fazies dominiert, die im Arbeitsgebiet lokale Unterschiede aufweist (Abb. 20). Die Faziesanalyse der vorliegenden Arbeit beruht auf dem Parameter Korngröße. Mit ihm ist es möglich, die verschiedenen Schrägschichtungsfazies zu unterscheiden. Im Bentheimer Sandstein tritt überwiegend großräumige Schrägschichtung auf. Diese

ist jedoch in den massigen Partien aufgrund der hohen Reife des Sandsteins (feines Korn, gute Sortierung und Rundung) nicht immer sichtbar.

Bentheim 1

Die Einheit Bentheim 1 zeigt im Arbeitsgebiet die größten Mächtigkeitsschwankungen. Über eine Distanz von 4 km nimmt die Mächtigkeit von rund 50 m (Lokalität Bahnhofstraße) auf 2.5 m (Lokalität Suddendorf Nord) ab. Typisch für die Einheit ist eine Sandsteinfazies mit geringen Einschaltungen von Ton. Es können vier Sandsteinfazies unterschieden werden: 1. Flasergeschichteter Sandstein, 2. sehr fein bis feinkörniger schrägschichteter Sandstein, 3. Rinnenfüllungen (gutter/channel fill) und 4. fein bis grobkörniger schrägschichteter Sandstein.

1. Flasergeschichteter Sandstein

Der flasergeschichtete Sandstein mit einem Sandkornanteil von rund 95% wird von 5 bis 20 cm mächtigen Bänken aufgebaut. An Sedimentstrukturen treten kleinräumige Schrägschichtung (kleiner 10 cm) und Strömungsrippeln auf. An den Bankoberflächen treten Wellenrippeln und zahlreiche Tonklasten ("clay drapes"), die durch starke Bioturbation zerbrochen wurden, auf. Das Spektrum der Ichnofossilien umfaßt *Planolites*, *Skolithos*, *Rhizocorallium* und *Ophiomorpha*. Fossile Holzreste, die bis 10 cm Länge erreichen können, sind häufig. Die Fazies kommt hauptsächlich an der Basis der Einheit Bentheim 1 vor und ist in der Regel sehr stark verwittert.

Interpretation: Die starke Bioturbation und die Zusammensetzung der Ichnofossilgemeinschaft weisen auf eine Ablagerung dieser Fazies in einem marinen Milieu mit relativ geringer Sedimentationsrate hin. Tidale Prozesse waren während der Sedimentation dominierend, zur Ablagerung der Tonklasten kam es in den Stillstandsphasen der Ebbe-Flut-Zyklen. Flasergeschichtete Sandsteine werden für gewöhnlich aus subtidalen Ästuarablagerungen beschrieben. Als Beispiel sei das Gezeiten-beeinflußte Östliche Scheldt Becken genannt (YANG & NIO 1989).

2. Sehr fein bis feinkörniger schräggeschichteter Sandstein

Der Sandstein dieses Faziestyps ist durch eine Serie großräumiger Schrägschichtungsfolgen ("cosets") gekennzeichnet. Die einzelnen "cosets" sind durchschnittlich 20 bis 40 cm, maximal 1 m, dick und überlagern lateral lang aushaltende Erosionsflächen, die durch Gegenstandsmarken ("tool marks"), Rinnen (bis 10 cm Tiefe) und eine große Vielfalt an Spurenfossilien gekennzeichnet sind. Es kann deutlich zwischen den Ablagerungen der Sohlblätter ("toesets") mit einer heterolithischen Subfazies im cm-Bereich und der Vorschüttungsblätter ("foresets") mit einer reinen Feinsandstein-Subfazies unterschieden werden. Je nach Entwicklung und Erhaltung einer Schrägschichtungsfolge ist die eine oder andere Subfazies stärker entwickelt. Bei größeren Intervallen kann es zur Ausbildung einer dritten Subfazies kommen. Silt- und Sandkornanteile mischen sich zu einer heterolithischen Einheit im dm-Bereich. Alle Formen der Subfazies kommen nebeneinander in der Serie der Schrägschichtungsfolgen vor.

a) Die heterolithische Subfazies im cm-Bereich setzt sich aus Lagen von Tonstein, Siltstein und sehr feinkörnigem Sandstein zusammen. Die Subfazies weist starke Bioturbation vor allem durch *Planolites* auf. Lokal kommen intakte dünne Tonlaminae vor.

b) Die Feinsandstein-Subfazies besteht aus fein- bis sehr feinkörnigem Sandstein mit massigem Charakter. Die einzelnen Bänke können bis 6 m mächtig sein, erreichen aber durchschnittlich nur 0.5 bis 2 m und sind durch bis zu 5 cm dicke Tonlagen voneinander getrennt. Vereinzelt zeigen die Tonlagen Entwässerungsstrukturen. Lokal sind die Tonlagen über geneigten Flächen mit Einfallswerten bis 20° entwickelt. Der Sandstein ist durchweg massig ausgebildet, selten können inverse Gradierung oder Tonklasten beobachtet werden. Bioturbation beschränkt sich auf die Basis und den Topbereich dieser Subfazies und besteht aus einer Vielzahl von Spuren einschließlich *Ophiomorpha* und *Rhizocorallium*.

c) Einheiten von feinkörnigem Sandstein im Wechsel mit tonigem Sandstein und Tonstein bilden die heterolithische Subfazies im dm-Bereich. Die Komponenten

dieser Subfazies treten bevorzugt an schwach geneigten Oberflächen auf und gehen lateral in die Feinsand-Subfazies über. Die einzelnen Sandsteinbänke können bis 30 cm mächtig werden und sind lateral über 20 bis 40 m zu verfolgen, bevor sie auskeilen. Intern zeigen die Sandsteinbänke flachwinkelige, trogförmige Schrägschichtung, Wellenrippeln (Amplitude 2 cm, Wellenlänge 15 cm) und *Ophiomorpha*-Bauten. Der tonige Sandstein ist stark bioturbat.

Interpretation: Die Feinsandstein-Subfazies könnte durch die Migration einer deltaischen Sandbarre, die von Gezeitenströmen und dichteren Unterströmungen beeinflusst wurde, abgelagert worden sein. Anzeichen für eine Gezeitenströmung liefern die Schrägschichtung und Strömungsrippeln, die extrem gute Sortierung des Sandes und das Vorhandensein zahlreicher "clay drapes". Das gelegentliche Vorkommen von Erosionsflächen, Rinnen und massigen Sandsteinpartien wird als Folge einer Ablagerung von Material aus sandbeladenen, dichten Unterströmen im Mündungsbereich eines Deltas interpretiert. Die Orientierung der Rinnen und Gegenstandsmarken sowie der Schrägschichtungsblätter zeigt, daß die Wanderung der Sandbarre in südlicher oder südwestlicher Richtung erfolgte.

3. Rinnenfüllungen

Auskolkungen ("gutter casts") und steilwandige Rinnen sind innerhalb der reinen Sandsteinfazies und der Heterolithischen Fazies des Bentheimer Sandsteins vielfach ausgebildet. Die Auskolkungen sind im Querschnitt entweder symmetrischer oder asymmetrischer Natur, gelegentlich wird ein wiederholtes Einschneiden und Auffüllen sichtbar. Die Rinnen mit einer Tiefe bis zu 1.4 m und mehreren Meter Breite haben sich wahrscheinlich gleichzeitig mit den asymmetrischen Auskolkungen, welche bis 60 cm tief und 1.5 m breit werden können, gebildet, da sie in den selben stratigraphischen Horizonten gefunden werden. Die Sandsteinfüllung der Rinnen ist massig, lokal tritt trogförmige Schrägschichtung auf. Die basale Erosionsfläche der Rinnen und Auskolkungen ist durch hellgraue Tonklasten (bis 3 cm

Durchmesser) gekennzeichnet, die allerdings auch in anderen Horizonten auftreten können. Tief eingeschnittene Rinnen mit einem großen Mächtigkeits/Breiten-Verhältnis sind bevorzugt in den westlichen und östlichen Teilen des Arbeitsgebietes und am Isterberg entwickelt. Hier ist die Einheit Bentheim 1 geringmächtig und wird von einer feinkörnigen Fazies dominiert.

Interpretation: Die großräumigen Sandbarren, die im vorangegangenen Abschnitt beschrieben wurden, und die Rinnen und Auskolkungen bildeten sich zeitgleich. Eine Assoziation von Auskolkungen, Rinnen und Barren ist ungewöhnlich für flachmarine Bereiche, dennoch sprechen ihre Kontinuität und das weitverbreitete Vorkommen für eine zeitgleiche Bildung dieser Strukturen. Der Charakter der Rinnen und Kolke ist ähnlich den Strukturen, die sich in sandbeladenen Flüssen bilden, und suggeriert daher variable Fließgeschwindigkeiten, u.U. sehr hohe, innerhalb der Rinnen zur Zeit der Sedimentation.

4. Fein- bis grobkörniger, schräggeschichteter Sandstein

Die fein- bis grobkörnige Sandsteinfazies ist durchgehend schräggeschichtet, einzelne Bänke sind 30 cm bis 60 cm mächtig. Die einzelnen Schrägschichtungspakete schließen sich zu größeren Einheiten ("cosets", bis 2 m Mächtigkeit) zusammen. Der Sandstein ist in der Regel gut sortiert,

doch können regelmäßige Wechsel feiner und grober Sandvorschüttungen beobachtet werden. Zwischen den einzelnen Schrägschichtungskörpern sind stellenweise flachwinkelige Erosionsflächen ausgebildet. Der Sandstein ist schwach bioturbat, zumeist tritt *Skolithos* auf. Im Zentrum des Aufschlußgebietes, im Bereich der Funkenstiege, erreicht diese Fazies eine Mächtigkeit von mehreren 10er Metern. Die gesamte Abfolge kann in zahlreiche "fining upwards"-Sequenzen von bis zu 15 m Mächtigkeit untergliedert werden.

Interpretation: Auf der Grundlage der durchgehenden Schrägschichtung und der extrem seltenen Bioturbation wird diese Fazies als eine Rinnenfüllung im hochenergetischen Milieu ("high energy channel shoal deposit") interpretiert. Alternierende fein- und grobkörnige Sande der Vorschüttungsblätter spiegeln die unterschiedliche Stärke von Gezeitenströmen wider. Die Entwicklung der "fining upwards"-Sequenzen kann durch die laterale Migration der Rinne erklärt werden.

Bentheim 2

Im östlichen Teil des Aufschlußgebietes besteht die Einheit Bentheim 2 aus einer graduellen "coarsening upwards"-Sequenz, die von Tonstein in Sandstein übergeht. In den eher proximalen Gebieten im Westen ist ein Sandstein mit erosiver Basis ausgebildet, dessen Gehalt an tonigem Material ("clay drapes") zum Hangenden

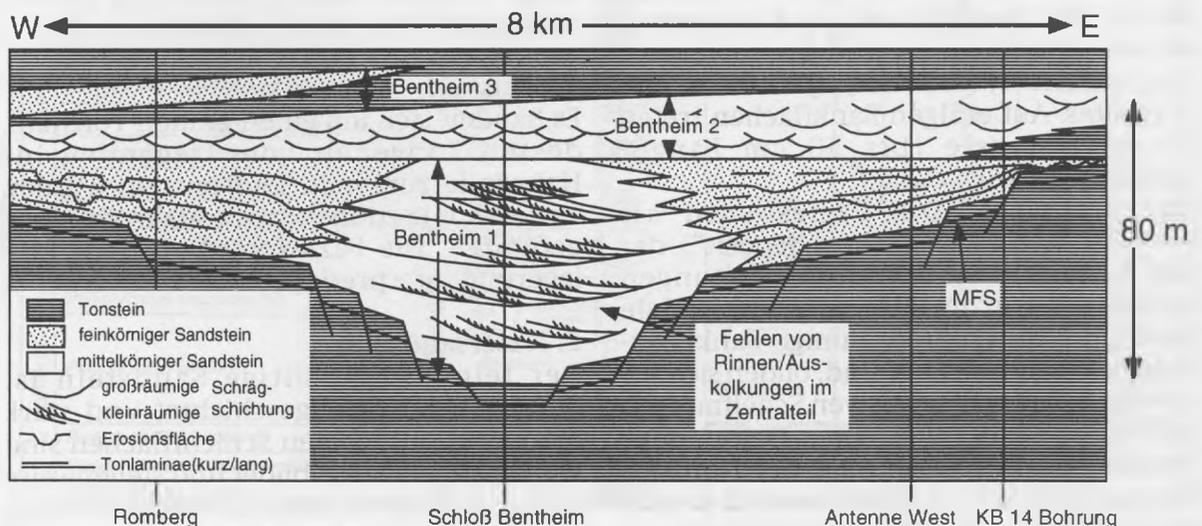


Abb. 20: W-E orientierter Profilschnitt durch den Bentheimer Sandstein im Aufschlußgebiet. Gezeigt werden einige allgemeine architektonische Wechsel in Bereichen mit hoher bzw. niedriger Subsidenzrate und die Veränderung der Korngröße zwischen diesen Gebieten. Nach WOHAM *et al.* (1997).

hin sukzessive abnimmt. Im gesamten Aufschlußgebiet überwiegt eine schräggeschichtete Sandsteinfazies mit Tonlaminae, deren Charakter nur wenige Veränderungen im Vergleich zur Fazies der Einheit Bentheim 1 zeigt. Es kann zwischen einer Siltstein-Fazies und einer schräggeschichteten Sandsteinfazies mit Tonlaminae ("clay drapes") unterschieden werden.

1. Siltstein

Die Siltstein-Fazies besteht aus einem braungrauen tonigen Siltstein oder Siltstein, der gelegentlich von eisenhaltigen Bändern oder dünnen Tonlaminae durchzogen wird. Lokal enthält der Siltstein sideritische Konkretionen, die sich um rekristallisiertes Schalenmaterial oder Holzreste gebildet haben. Der Siltstein ist stark bioturbat, es treten vor allem *Planolites*-Bauten auf. Die Fazies wird als marine Schelfablagerung gedeutet.

2. Schräggeschichteter Sandstein mit Tonlaminae

Diese Fazies wird von einem sehr fein- bis mittelkörnigen Sandstein, der trogförmig schräggeschichtet ist, gebildet. Entlang der Sohl- und Vorschüttungsblätter sind Tonlaminae entwickelt. Die Tonlaminae sind sehr dünn (<1mm), aber weit verbreitet. Auf den Sohl- und Vorschüttungsblättern können außerdem Wellenrippeln mit einer durchschnittlichen Amplitude von 0.5 cm und Wellenlänge von 6 cm beobachtet werden; die maximale Amplitude beträgt 3 cm, die Wellenlänge 30 cm. Der Sandstein ist stark bioturbat, die häufigsten Spuren sind *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Gyrochorte* und *Planolites*. Auf einigen Bankflächen treten fossile Holzreste (bis 30 cm Länge) konzentriert auf.

Interpretation: Die Fazies wird als Schelfsandstein ("shelf shoal deposit"), der von Gezeiten- und Wellenströmungen beeinflusst wurde, interpretiert. Tidale Sande, die durch großräumige Bankungsformen gekennzeichnet sind, bilden sich für gewöhnlich in transgressiven Schelfmeeren im Mündungsbereich eines Deltas oder Ästuars, z.B. des Wash oder der Nordsee. Sie charakterisieren diesen Bereich jedoch nicht eindeutig, da sich eine ähnliche Fazies auch innerhalb eines Ästuars bilden kann. Die Interpretation dieser Sandstein-Fazies beruht daher sowohl auf den Sediment-

strukturen als auch der stratigraphischen Position, gemeint ist die große laterale Verbreitung in Bezug auf die unter- und überlagernden Sandsteinkörper.

Die Hauptunterschiede zwischen den Sandstein-Fazies der Einheiten Bentheim 1 und Bentheim 2 lassen sich wie folgt darstellen: 1. der Sandstein der Einheit Bentheim 1 zeigt auffällige Korngrößenunterschiede entlang des Aufschlußgebietes, während der Sandstein der Einheit Bentheim 2 eine gleichbleibende Korngröße aufweist, 2. die Sandsteinfazies der Einheit Bentheim 2 ist weniger gut sortiert als die Sandsteine der unterlagernden Einheit Bentheim 1, 3. die Sandsteine der Einheit Bentheim 2 sind durchgehend stark bioturbat, bei Einheit Bentheim 1 beschränkt sich die Bioturbation auf einzelne Schichtflächen, 4. Erosionsmerkmale wie Auskolkungen und Rinnen treten nur in Einheit Bentheim 1 auf und 5. fossile Holzreste wurden gehäuft in der Einheit Bentheim 2 gefunden, möglicherweise spiegeln sie ein stärker deltaisch beeinflusstes Ablagerungsmilieu mit Mangrovenwäldern wider.

Bentheim 3

Diese Einheit läßt sich nur an einem Aufschluß, dem Steinbruch Romberg, beobachten und besteht aus einer "coarsening upwards"-Sequenz, die von einer reinen Tonstein-Fazies in einen Sandstein übergeht. Das Top des Sandsteins ist nicht aufgeschlossen. Es kann zwischen einer Tonstein-Fazies und einer Flasersandstein-Fazies unterschieden werden.

1. Tonstein

Es handelt sich um einen grauen Tonstein, dessen Tongehalt vom Liegenden ins Hangende zunimmt. Im Tonstein wurden weder Konkretionen noch Makrofossilien gefunden. Die Fazies wird als Schelfablagerung interpretiert.

2. Flasersandstein

Der feinkörnige siltige Sandstein ist durchgehend flasergeschichtet und stark bioturbat. Auf einigen Schichtflächen sind Wellenrippeln ausgebildet und stellenweise läßt sich flachwinkelige Schrägschichtung beobachten. Die Basis des Sandsteins ist scharf, durch Grabspuren des Typs *Thalassinoides* wurden Teile des Sands in den unterlagernden Tonstein einge-

arbeitet.

Interpretation: Die Ablagerung dieser Fazies erfolgte durch niedrigenergetische Gezeitenströme unter schwachem Welleneinfluß. Solche Prozesse sind typisch für den Prodeltabereich einer gezeitenbeeinflussten Küste. Die scharfe Basis des Sandsteins läßt vermuten, daß die Ablagerung dieser Einheit der meerwärtigen Verlagerung der Fazies ("basinward shift in facies") nach einem raschen Abfall des relativen Meeresspiegels folgte. Dieser Prozeß läßt sich mit einer "forced regression" sensu POSAMENTIER *et al.* (1992) erklären.

9. Reservoiruntersuchungen

Die reservoirgeologischen Untersuchungen des Bentheimer Sandsteins basieren auf folgenden Ansätzen:

- Vergleiche zwischen Aufschluß- und Untergrunddaten
- Sequenzstratigraphische, biostratigraphische und fazielle Analyse, daraus abgeleitet Korrelation von Reservoir-einheiten
- Verteilung der Permeabilität im Sandsteinkörper
- Architektur des Sandsteinkörpers, daraus abgeleitet laterale und vertikale Ausdehnung der Reservoir-einheiten

9.1 Korrelation von Aufschluß- und Untergrunddaten

Sedimentologische und sequenzstratigraphische Untersuchungen (s. Kap. 8) haben gezeigt, daß der Bentheimer Sandstein im Aufschlußgebiet in drei genetische Sequenzen (Bentheim 1, 2, 3) unterteilt werden kann. Die Sequenzen werden jeweils von "maximum flooding surfaces" begrenzt. Diese MFS können im Gelände als kondensierte Horizonte erkannt werden. Sie zeichnen sich aus durch: 1. geringe Korngröße (Tonstein), 2. Konzentration von Fossilmaterial und 3. hohe Konzentration radioaktiver Elemente.

Die gleiche Dreiteilung des Bentheimer Sandsteins kann auch in den Bohrungen des Emslandes beobachtet werden. Eine Korrelation der Einheiten des Aufschlußgebietes mit denen des emsländischen Untergrundes ist lithostratigraphisch nicht möglich (Abb. 21). Biostratigraphisch kann jedoch eine Korrelation erfolgen, allerdings wird dabei deutlich, daß die Ablagerung des Bentheimer Sandsteins in den beiden Gebieten nicht synchron erfolgte. *Bodylevskites pumilio* und *Polyptychites pavlowi* wurden in dem kondensierten Bereich der "maximum flooding surface" in Suddendorf gefunden, in einigen Bohrungen des Emslandes aber erst an der

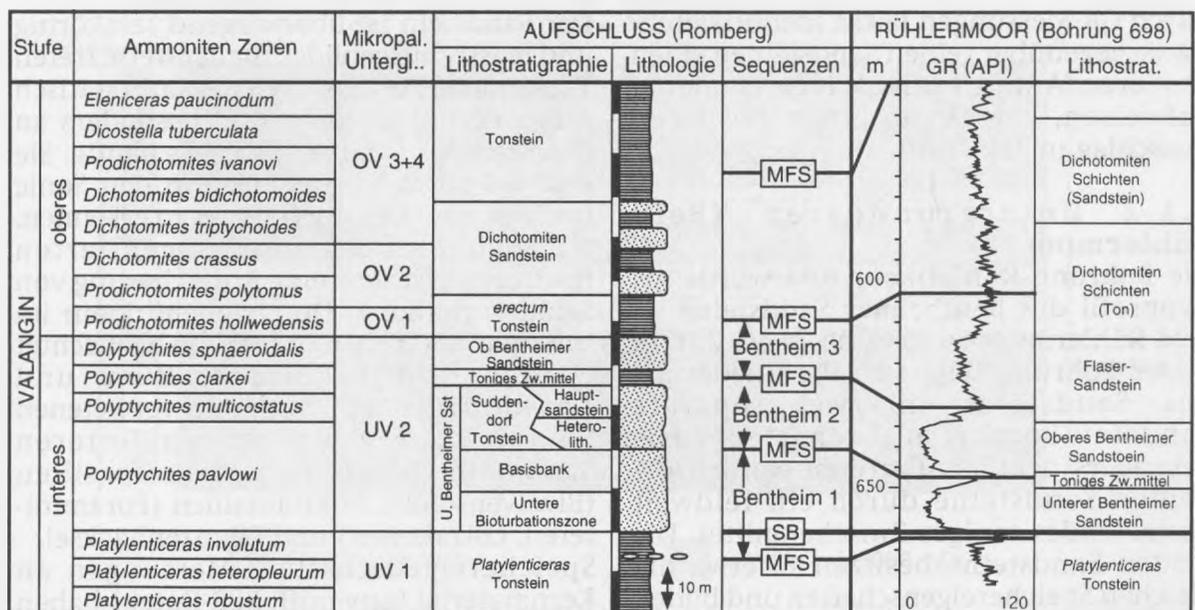


Abb. 21: Korrelation der Aufschluß- und Untergrunddaten des Bentheimer Sandsteins. Ammonitenzonierung nach KEMPER (1976), mikropalaontologische Gliederung nach BARTENSTEIN & BRAND (1951). Nach WOHAM *et al.* (1997).

Basis des Oberen Sandsteins. Beiden Horizonten kann das Alter der *Polyptychites pavlowi* Zone zugeordnet werden.

9.1.1 Aufschlußdaten

Der Sandstein in der Umgebung von Bad Bentheim kann aufgrund von Permeabilitätsmessungen in drei Reservoirtypen untergliedert werden: 1. Sandsteine mit einer Permeabilität (K) >1000 mD, 2. Sandsteine mit K <1000 mD und 3. Flasersandsteine mit K <1500 mD (Abb. 22a, b). Undurchlässige Einheiten bilden die Ton- und Siltsteine. Alle Reservoirtypen finden sich in den genetischen Einheiten Bentheim 1 und 2. Im Laufe der Messungen konnte ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der sedimentären Fazies und den gemessenen Gamma Ray und Permeabilitätswerten festgestellt werden. Bei nicht zementierten Sandsteinen spiegeln die Permeabilitätswerte die ursprüngliche Textur des Sandsteins wider. Grobkörnige Sandsteine sind stets durchlässiger. Zonen mit sehr hoher Permeabilität (K >3000 mD) treten dabei bevorzugt in schräggeschichteten Sanden auf. Die Flasersandsteine sind in der Regel weniger durchlässig, was auf das Vorhandensein von Tonlaminae, die von grabenden Organismen mit dem Sandstein vermischt wurden, zurückzuführen ist. Flasergeschichtete Intervalle lassen sich durch GR-Messungen leicht identifizieren. Da sie gegenüber reinen Sandsteinen einen größeren Anteil radioaktiver Elemente aufweisen, zeigen sie einen positiven Ausschlag im GR-Profil.

9.1.2 Untergrunddaten (Feld Rühlermoor)

Die Bohrung Rühlermoor 694 wurde als Typprofil des Bentheimer Sandsteins im Feld Rühlermoor ausgewählt (Abb. 23). In dieser Bohrung zeigt sich die Gliederung des Sandsteins in zwei separate Sandsteinkörper mit scharfer Basis besonders deutlich. Getrennt werden die beiden Sandsteine durch ein feldweit aushaltendes toniges Zwischenmittel. Die beiden Sandsteine besitzen in etwa die gleichen Speichereigenschaften und bilden daher ein gemeinsames Reservoir. Die Korngröße liegt im Fein- bis Mittelsandbereich, die Durchlässigkeit variiert von 10 bis 700 mD, GR-Werte und

Sedimentstrukturen (massiv und bioturbat) sind annähernd identisch.

Basierend auf den Bohrlochdaten für das Erdölfeld Rühlermoor (unveröffentlichte Daten der BEB, Hannover) kann der Bentheimer Sandstein im Untergrund des Emslandes wie folgt charakterisiert werden.

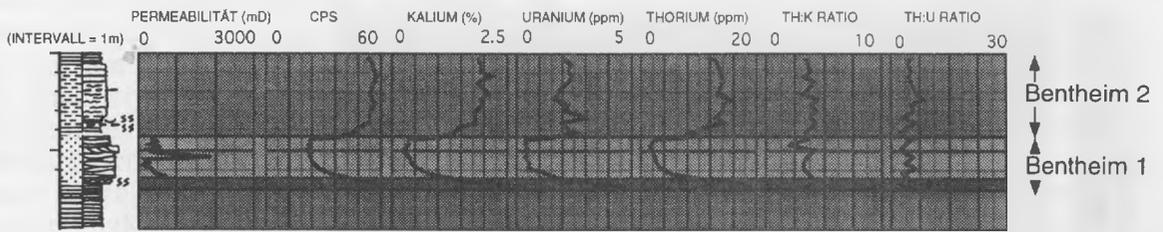
Unterer Bentheimer Sandstein

Der Untere Bentheimer Sandstein weist im Querschnitt eine tabuläre Form auf, wobei seine Mächtigkeit von weniger als 10 m im Süden des Feldes auf über 20 m im Norden zunimmt. W-E orientierte Profilschnitte durch das Feld zeigen die übergeordnet gleichbleibende Mächtigkeit in dieser Richtung. Lokal können jedoch große Mächtigkeitsschwankungen auftreten. Zwischen den Bohrungen 659 und 657 im zentralen Teil des Feldes nimmt die Mächtigkeit des Unteren Sandsteins über eine Distanz von 250 m von 8 m auf 15 m zu. Eine vergleichbare Situation ist im südlichen Feldgebiet zwischen den Bohrungen 602 und 601 zu beobachten.

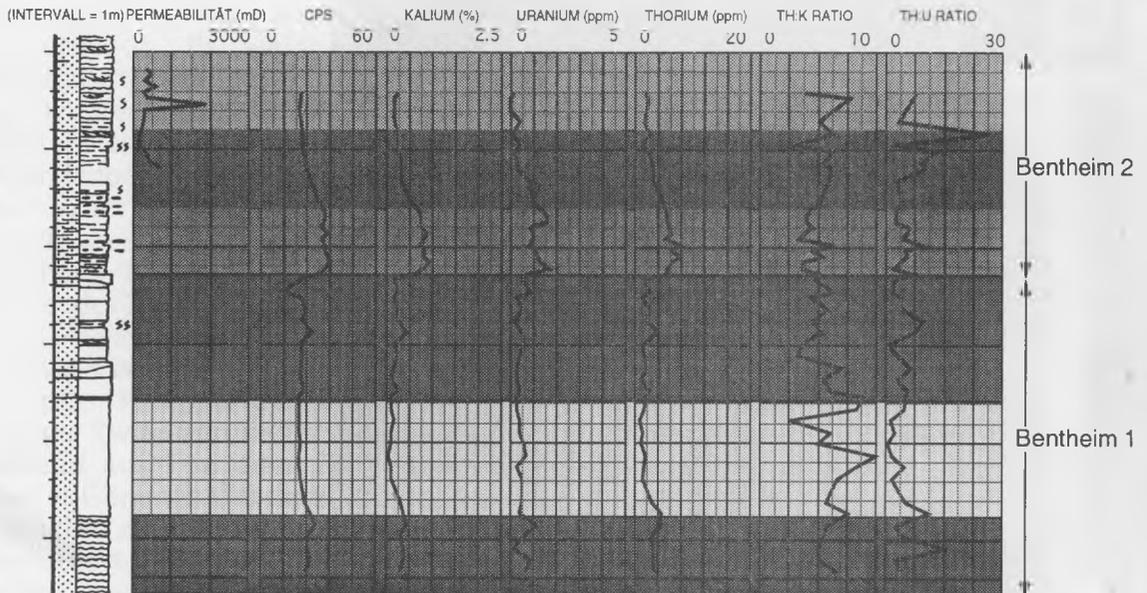
Die Basis des Sandsteins liegt nicht als Kernmaterial vor, aufgrund der Logdaten ist sie jedoch als scharf zu bezeichnen. Nur in einzelnen GR-Profilen ist ein gradueller Übergang aus den tonigen *Platylenticeras* Schichten in den Unteren Bentheimer Sandstein sichtbar. Die Grenze zwischen Unterem Sandstein und Tonigem Zwischenmittel ist ebenfalls scharf.

Der Sandstein ist überwiegend feinkörnig und massiv ausgebildet. Stellenweise treten Tonlaminae auf. Fossilreiche, karbonatisch zementierte Horizonte sind besonders an der Basis des Sandsteinkörpers häufig. Sie sind als positiver Ausschlag in den Sonic und Neutron/Density Logs gut zu erkennen. Mit den karbonatisch zementierten Horizonten ist stets eine Anreicherung von Schill verbunden. Durchgehend kann im Unteren Sandstein Bioturbation beobachtet werden, wobei *Rhizocorallium* und *Chondrites* die am häufigsten vertretenen Spuren sind. Im gesamten Unteren Sandstein finden sich Makrofossilien (Bivalvenschill), Mikrofossilien (Foraminiferen, Ostrakoden) und Pflanzenhäcksel. Speichereigenschaften: Messungen an Kernmaterial (unveröff. BEB-Daten) haben gezeigt, daß die Permeabilität des Unteren Bentheimer Sandsteins von 10 mD bis 3000 mD variiert, der Durchschnittswert liegt bei 600 mD. Die Porosität beträgt im Durchschnitt

Suddendorf (zusammengesetzt aus den Aufschlüssen Suddendorf Nord und Süd)



Antenne Ost



Antenne West

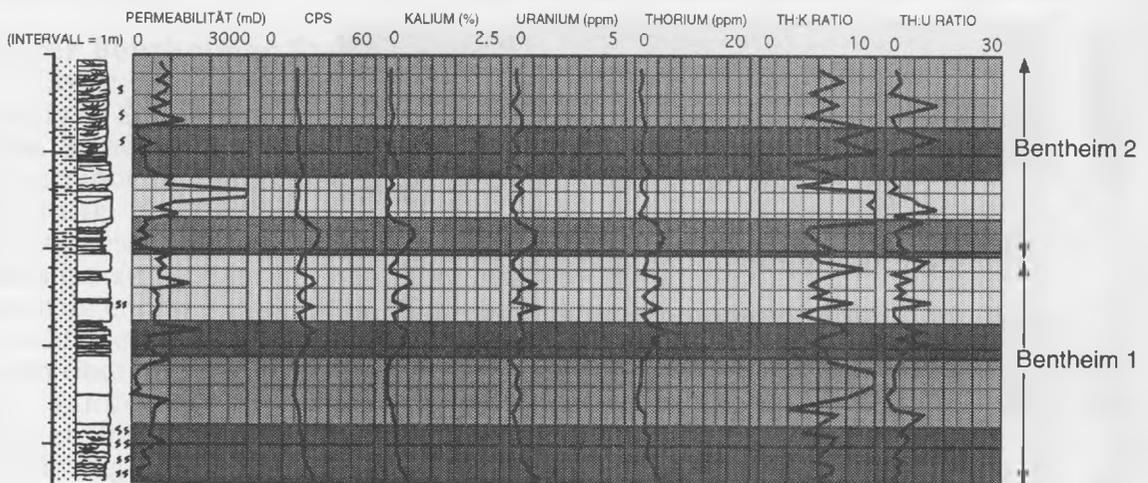


Abb. 22a: Reservoir-eigenschaften des Bentheimer Sandsteins im Aufschlußgebiet. Dargestellt sind die Permeabilitäts-, Porositäts- und Gamma Ray Messungen an den Aufschlüssen Suddendorf, Antenne Ost und Antenne West.

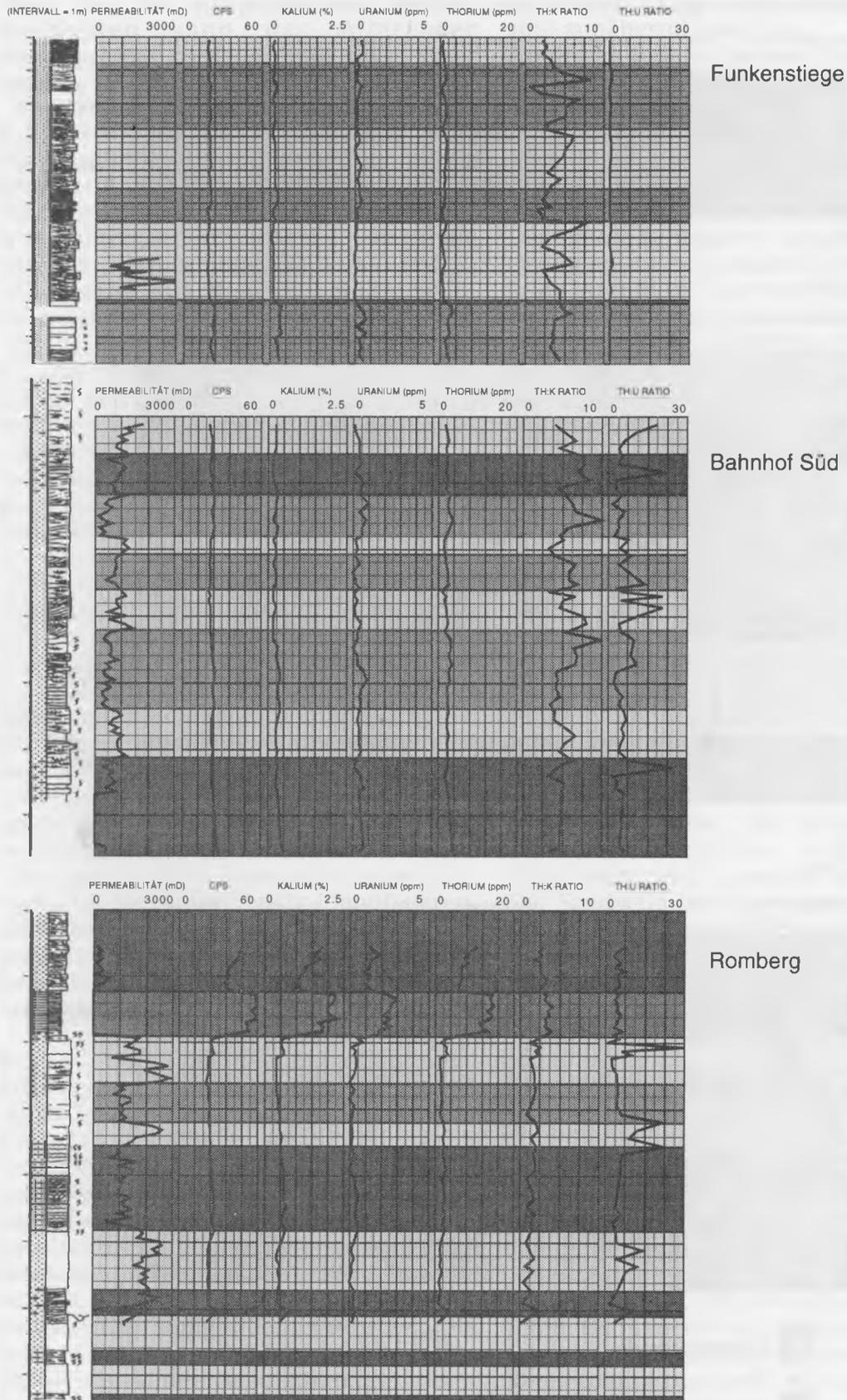


Abb. 22b: Reservoireigenschaften des Bentheimer Sandsteins im Aufschlußgebiet. Dargestellt sind die Permeabilitäts-, Porositäts- und Gamma Ray Messungen an den Aufschlüssen Funkenstiege, Bahnhof Süd und Romberg (Legende siehe Abb. 22a).

32 %. Über das gesamte Feld Rühlermoor kann eine Zunahme der Permeabilität von rund 100 mD im Süden auf etwa 800 mD im Norden beobachtet werden. Bis zu 50 cm mächtige karbonatisch zementierte Horizonte, bevorzugt an der Basis des Sandsteinköpers ausgebildet, treten - wenn auch unregelmäßig - feldweit auf und bilden Fließbarrieren.

Toniges Zwischenmittel

Das Tonige Zwischenmittel mit einer Mächtigkeit von bis zu 5 m ist feldweit ausgebildet. Es weist eine geringe Mächtigkeitszunahme in östlicher Richtung auf. Den Kernbefunden nach besitzt dieser Tonstein eine scharfe Basis. Die GR-Logs zeigen jedoch einen allmählichen Übergang vom Unteren Sandstein in das Tonige Zwischenmittel, möglicherweise eine Folge erhöhten Tongehaltes in den obersten Partien des Unteren Bentheimer Sandsteins. Die Grenze zum Oberen Bentheimer Sandstein ist ebenfalls scharf, es erfolgt ein abrupter Wechsel der Korngröße. Das Tonige Zwischenmittel besteht überwiegend aus Ton oder Silt, stellenweise führt es Glimmer, durchgehend finden sich Pflanzenreste und Muschelschill. Die Mikrofauna (Foraminiferen und Ostrakoden) ist sehr divers und individuenreich; sie erlaubt eine biostratigraphische Einstufung des Tonsteins in das oberste Untervalangin.

Oberer Bentheimer Sandstein

Der Obere Bentheimer Sandstein ist ein tabulärer Sandsteinkörper mit scharfer Basis. Seine Mächtigkeit nimmt im Feld Rühlermoor in nördlicher und östlicher Richtung zu, wobei keine raschen Mächtigkeitsänderungen wie im Unteren Sandstein zu beobachten sind. Die Grenze zum hangenden Flasersandstein ist scharf, obwohl die GR-Profile einen kontinuierlichen Übergang zeigen.

Der Sandstein ist stark bioturbat, gelegentlich ist kleinräumige Schrägschichtung zusehen. Auf den Vorschüttungsblättern sind dünne Tonlaminae ausgebildet. Wiederholt treten mm-dicke Lagen aus Muschelschill auf. Die Ausbildung der GR-Logs des Oberen Sandsteins ändert sich in Profilschnitten, die in NE-SW Richtung verlaufen. Im Nordosten des Feldes Rühlermoor sind die GR-Logs "becherförmig" mit scharfer Obergrenze.

Im Südwesten dagegen weisen die GR-Logs eine Glockenform auf (typisches Beispiel ist Bohrung 694). Vergleiche mit dem Kernmaterial zeigen, daß die "becherförmigen" GR-Profile einen "coarsening upwards"-Trend in Sandsteinen mit einem besonders durchlässigen Topbereich widerspiegeln (Bsp. Bohrung 325). Im NW des Feldes (Bohrung 700G) enthält dieser Topbereich normalerweise sehr reine und massige Sandstein ein oder mehrere tonige Intervalle, die an keiner anderen Stelle beobachtet werden können (Abb. 25).

Ein rund 1 m mächtiger karbonatisch gebundener Horizont, der im Basis- und Topbereich des Oberen Bentheimer Sandsteins ausgebildet sein kann, wird in den Sonic und Neutron-Density-Logs gut sichtbar. Dieser Horizont ist immer mit Makrofossilien (Ammoniten und Bivalven) assoziiert. Die gleichen Karbonathorizonte treten auch in den Erdölfeldern Georgsdorf und Wettrup auf. Diese Horizonte besitzen als kondensierte Lagen möglicherweise sequenzstratigraphische Signifikanz (siehe folgendes Kapitel).

Speichereigenschaften: Die Permeabilität des Oberen Bentheimer Sandsteins reicht von 10 mD bis 6000 mD, im Durchschnitt schwankt sie um Werte von 2000 mD. Die Durchschnittliche Porosität liegt bei 30 %. Eine hohe Permeabilität (3500 mD) findet sich vor allem im oberen Teil des Sandsteinköpers in Intervallen mit grobem Korn. Feldweit besteht ein Trend zu höheren Permeabilitätswerten in nordöstlicher Richtung, mit Werten um 100 mD im Süden und Werten größer 2000 mD im Norden.

Flasersandstein

Die Basis des Flasersandsteins ist scharf, kann in manchen GR-Profilen aber graduell erscheinen. Das Top des Flasersandsteins liegt weder als Kernmaterial noch als Logdatenmaterial vor. In wenigen Bohrungen (Bsp. RM 374) ist an der Basis ein sideritischer Horizont ausgebildet. Der untere Teil der Flasersandsteinabfolge besteht aus einer Tonstein-Siltstein-Wechselagerung mit starker Bioturbation vor allem durch *Chondrites*. Die Makrofauna wird von Bivalven, im Durchmesser kleiner 1 cm, dominiert. Zum Hangenden hin erfolgt ein gradueller Übergang in einen heterolithischen Sandstein.

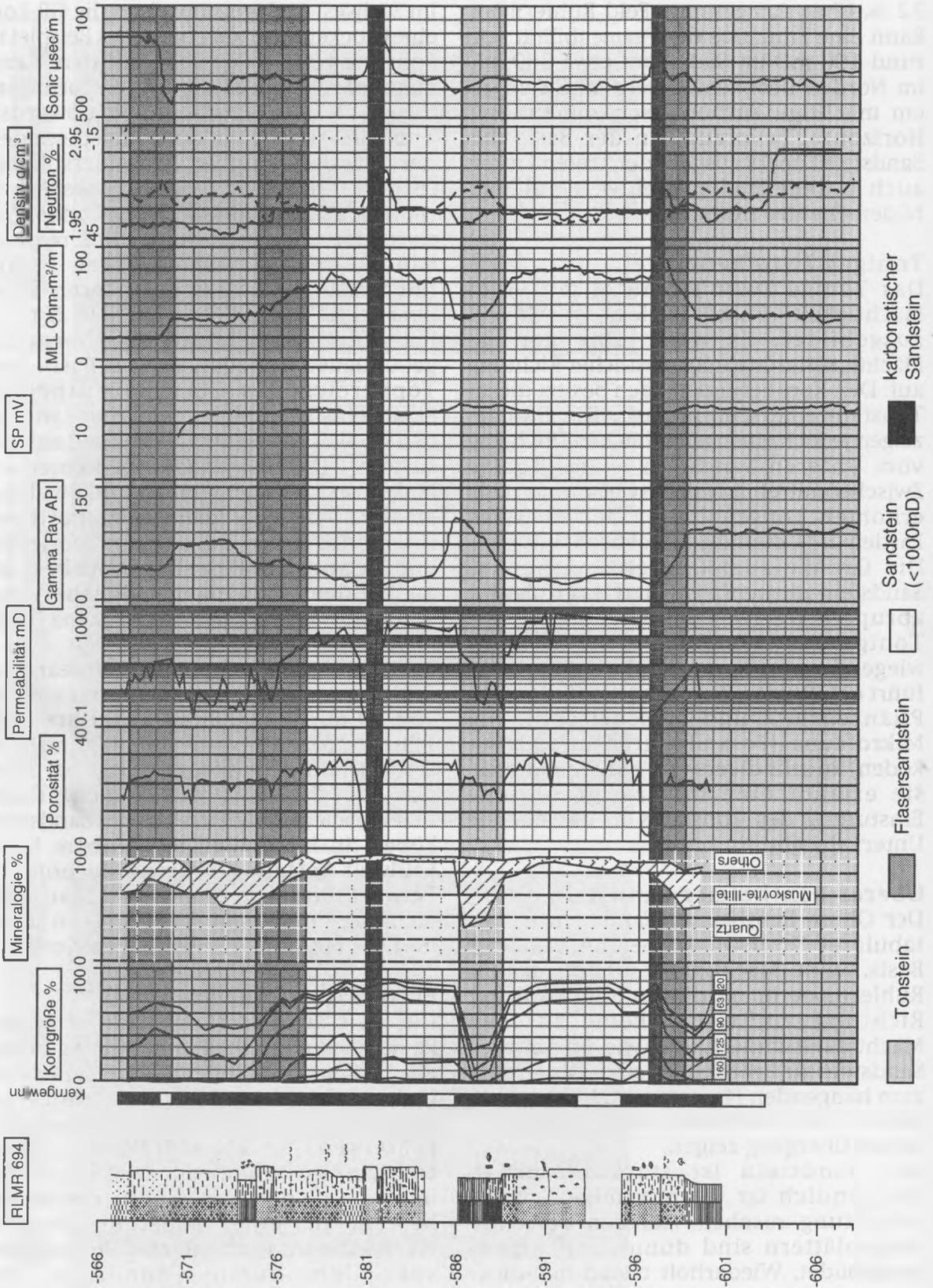


Abb. 23: Bohrung Rührlermoor 694, Typprofil des Bentheimer Sandsteins für das Erdölfeld Rührlermoor. Quelle: unveröff. Material BEB (Hannover).

9.2 Ablagerungsbedingungen

Fazies und Faziesassoziationen

Im Bentheimer Sandstein des Erdölfeldes Rühlermoor sind nur wenige Sedimentstrukturen zu beobachten, neben kleinräumiger Schrägschichtung sind das vereinzelt Tonlaminae und starke Bioturbation. Das Fehlen von Sedimentstrukturen scheint ursprünglich zu sein und nicht eine Folge der schlechten Erhaltung des Kernmaterials. Sowohl der Untere als auch der Obere Sandstein sind an Basis und Top scharf begrenzt. Die Hangendgrenze beider Sandsteinkörper wird als "flooding surface" interpretiert, da sie den Kontakt zu einer überlagernden feinkörnigen Fazies, die unter größeren Wassertiefen abgelagert wurde, bildet. Im Gegensatz dazu spiegelt die Basis der beiden Sandsteineinheiten eine plötzliche Verflachung der Fazies ("basinward shift in facies") in Folge eines relativen Meeresspiegelabfalls wider. Im allgemeinen ähnelt der Bentheimer Sandstein im Feld Rühlermoor in seiner Ausbildung dem Sandstein im Aufschlußgebiet um Bad Bentheim. Fünf Faziestypen können unterschieden werden: 1. massiver Sandstein, 2. schrägschichteter Sandstein, 3. Ton- und Siltstein, 4. Flasersandstein mit Schillagen und 5. fossilreicher, karbonatisch zementierter Sandstein. Die verschiedenen Faziestypen sind vertikal so angeordnet, daß sich eine Abfolge von tonig-siltigem Flasersandstein zu einem reinem Sandstein, gelegentlich mit Schrägschichtung, ergibt. Abfolgen, die diese "cleaning upwards"-Sequenzen zeigen, sind zwischen 2 m und 7 m mächtig und enthalten wechselnde Anteile an Flasersandstein und massivem Sandstein. Am Top einer solchen Faziesassoziation ist in der Regel ein karbonatisch zementierter Horizont entwickelt.

Die im folgenden beschriebenen Profile durch das Erdölfeld Rühlermoor basieren auf GR-Kurven des Bentheimer Sandsteins (unveröff. Material der BEB, Hannover).

W-E Profile

In den drei W-E orientierten Profilen durch das Feld Rühlermoor zeigt sich, daß Unterer und Oberer Bentheimer Sandstein eine etwa gleichbleibende Mächtigkeit besitzen (Abb. 24). Die auffälligste Änderung in dieser Richtung besteht in der unterschiedlichen

Ausbildung der GR-Kurven. Wie die Aufschlußdaten gezeigt haben, reagiert das GR-Meßgerät auf den wechselnden Tongehalt innerhalb der Flasersandstein-Subfazies. Durch Vergleiche des Aufschluß- und Kernmaterials ist es möglich, "cleaning upwards"-Sequenzen alleine aus den GR-Profilen zu bestimmen (vgl. Bohrung 694). Wird diese Faziesanalyse auf alle Bohrungen übertragen, ist eine Korrelation solcher Sequenzen auch zwischen 200 m bis 300 m auseinanderliegenden Bohrungen möglich. Anhand dieser Korrelation wird deutlich, daß sowohl der Untere als auch der Obere Sandsteinkörper in mehrere retrogradierende Sandsteinlinsen von maximal 8 km Länge und 8 m Mächtigkeit unterteilt werden können. Der Anteil von flasergeschichtetem Sandstein jeder "cleaning upwards"-Sequenz liegt bei 20-70 %, im Durchschnitt bei 50 %. Die Tendenz zu einem höheren Anteil an heterolithischer Fazies innerhalb des Bentheimer Sandsteins nimmt in Gebieten, in denen die Sandstein-Gesamtmächtigkeit vergleichsweise groß ist, zu.

Die Identifikation von retrogradierenden Sandsteinlinsen in einem W-E verlaufenden Profilschnitt legt den Schluß nahe, daß es sich um eine Orientierung parallel zum Einfallen handelt. Diese Orientierung verläuft gleichzeitig parallel dem Rühlermoor Trog, was die Interpretation, die Ablagerung des Bentheimer Sandsteins sei von der Beckentopographie (Schwellen und Tröge) beeinflusst, unterstützt.

"Cleaning upwards"-Sequenzen wurden auch in den Aufschlüssen um Bentheim beobachtet. Ihre Entstehung wird durch eine Migration großräumiger Schichten erklärt. Die enorme laterale Ausdehnung dieser Sandsteinlinsen im Untergrund kann nicht durch das Wandern einzelner Schichten erklärt werden, hier fand möglicherweise ein Zusammenschluß zu größeren Schichtpaketen statt.

N-S Profile

Drei N-S orientierte Profile des Bentheimer Sandstein durch das Feld Rühlermoor zeigen eine Zunahme der Sandsteinmächtigkeit sowohl des Unteren als auch des Oberen Sandsteinkörpers in nordöstlicher Richtung (Abb. 25). Mit der Mächtigkeitszunahme geht eine Zunahme der durchschnittlichen Permeabilität einher. Die erhöhte Permeabilität ist eine

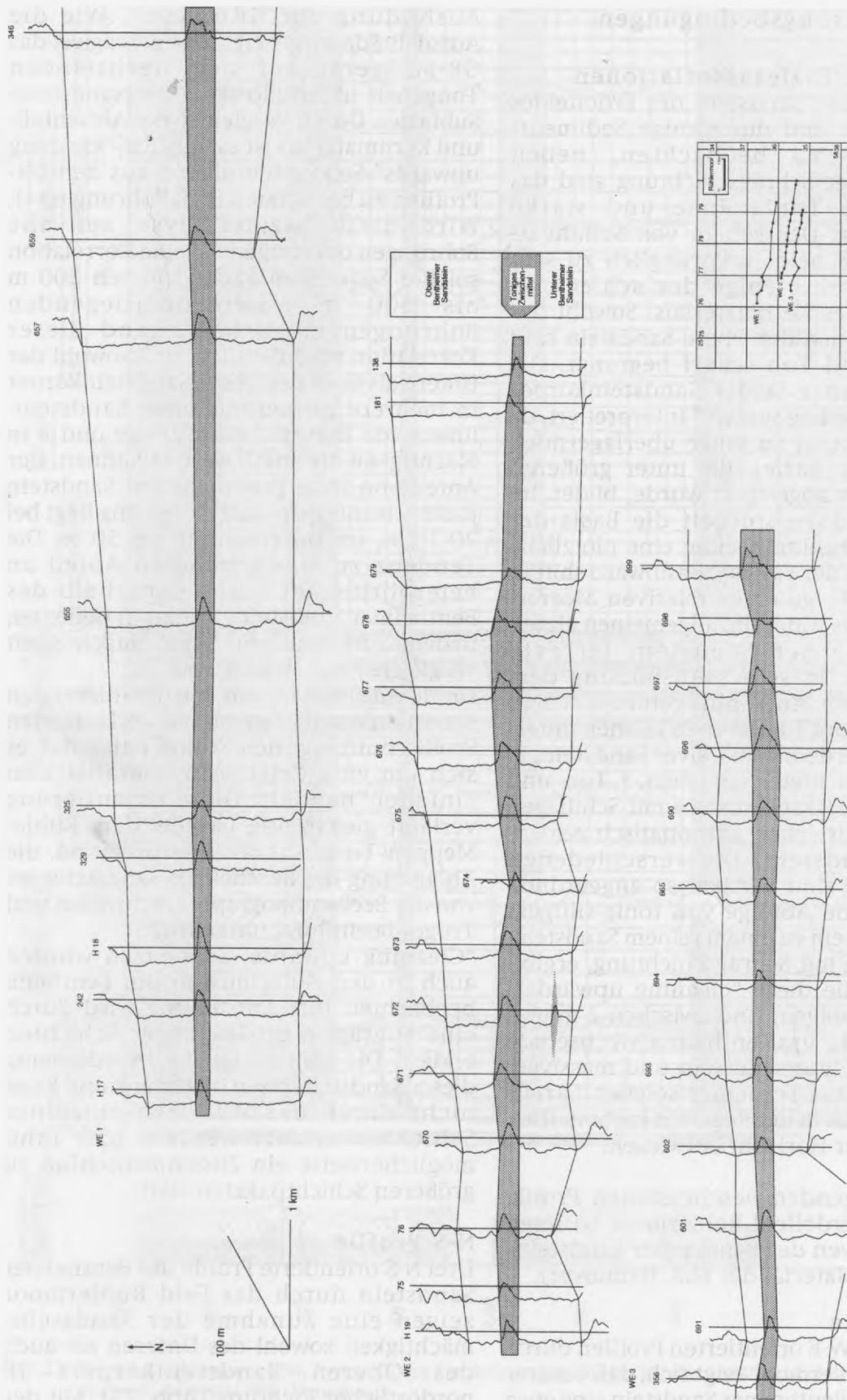


Abb. 24: Verbreitung des Bentheimer Sandsteins in drei W-E Profilen des Erdölfeldes Rührlermoor basierend auf GR-Kurven. Quelle: unveröff. Material der BEB, Hannover.

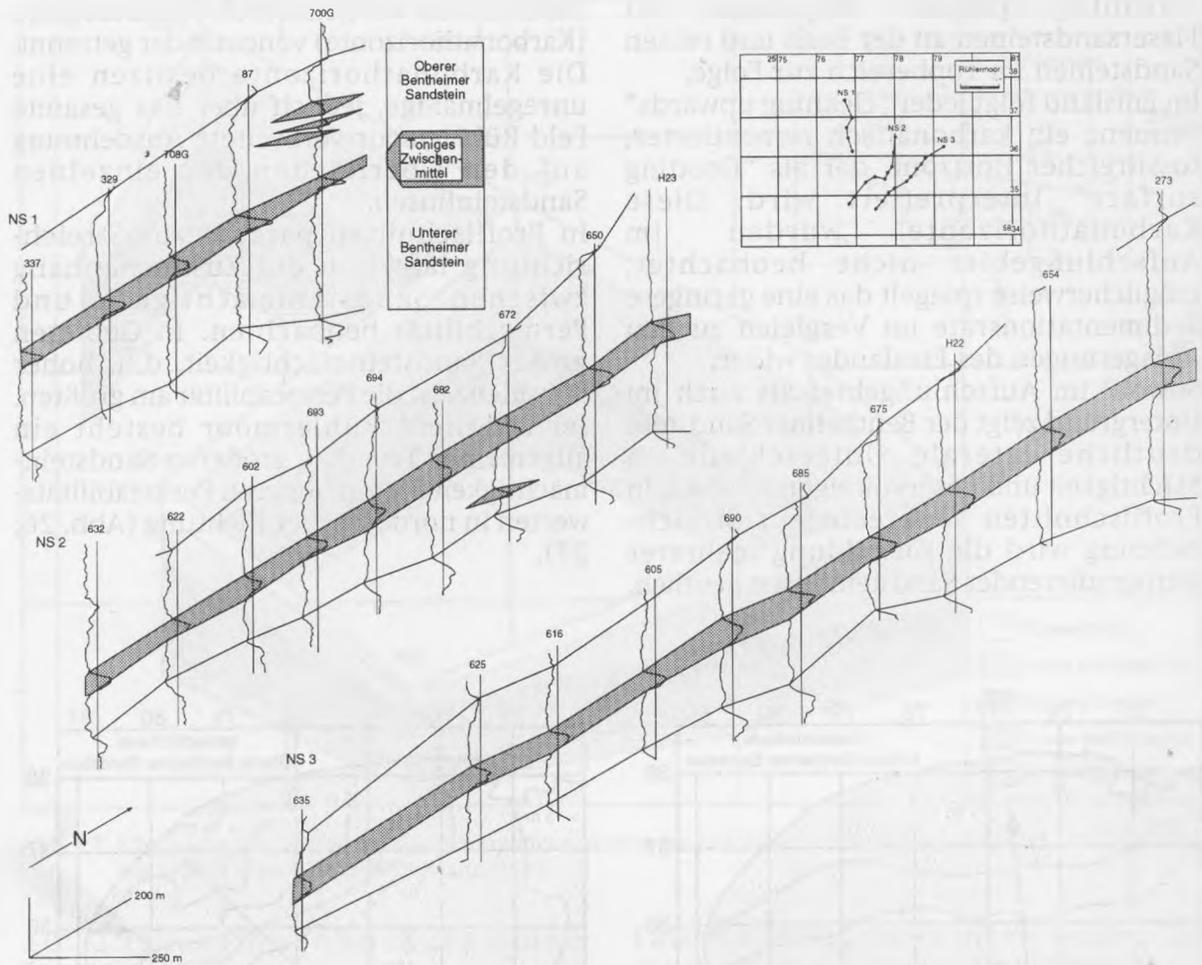


Abb. 25: Verbreitung des Bentheimer Sandsteins in drei N-S Profilen des Erdölfeldes Rühlermoor basierend auf GR-Kurven. Quelle: unveröff. Material der BEB (Hannover).

Folge der sich ändernden Sedimentologie. An Kernmaterial und GR-Profilen läßt sich beobachten, daß die Sandsteine in NE Richtung immer massiger werden und weniger Tonlaminae enthalten. Aus den N-S verlaufenden Profilschnitten ist ebenfalls zu erkennen, daß Sandsteine mit einer sehr hohen Permeabilität bevorzugt in Gebieten großer Sandsteinmächtigkeit, d.h. hoher Subsidenzrate, vorkommen. Nicht zu erkennen ist der Verlauf der retrogradierenden Sandsteinlinsen. Die "cleaning upwards"-Sequenzen lassen sich jedoch deutlich bestimmen, sie folgen dem allgemeinen Mächtigkeitstrend und dünnen nach SW aus.

Karbonatisch zementierte Horizonte
Karbonatisch zementierte Horizonte unterteilen sowohl den Unteren als auch den Oberen Bentheimer Sandstein in eine Reihe retrogradierender Sandsteinlinsen. Diese Karbonathorizonte werden als

"flooding surfaces" am Top einer Parasequenz (entspricht einer "cleaning upwards"-Sequenz) interpretiert, sie stellen innerhalb der Sandsteinkörper Fließbarrieren dar. Vergleichbare Aufschlußbeispiele solcher Karbonathorizonte in Verbindung mit marinen "flooding surfaces" finden sich im Roda Sandstein (JOSEPH *et al.* 1993) und in der Blackhawk Formation (TAYLOR *et al.* 1995).

9.3 Zusammenfassung der Befunde

In beiden Gebieten, Bad Bentheim und Emsland, ist der Bentheimer Sandstein ein flachmariner, gezeitenbeeinflußter Sandstein, der entlang der buchtenreichen Küste eines relativ schmalen Beckens abgelagert wurde. Die Ablagerung fand im subtidalen Milieu statt, wobei sich großräumige bis zu 7 m mächtige Schichten ausbildeten. Die Wanderung dieser Schichtfolgen hatte die Ausbildung von

“cleaning upwards” Sequenzen mit Flasersandsteinen an der Basis und reinen Sandsteinen im Topbereich zur Folge. Im Emsland folgt jeder “cleaning upwards” Sequenz ein karbonatisch zementierter, fossilreicher Horizont, der als “flooding surface” interpretiert wird. Diese Karbonathorizonte wurden im Aufschlußgebiet nicht beobachtet, möglicherweise spiegelt das eine geringere Sedimentationsrate im Vergleich zu den Ablagerungen des Emslandes wider. Sowohl im Aufschlußgebiet als auch im Untergrund zeigt der Bentheimer Sandstein deutliche laterale Unterschiede in Mächtigkeit und Reservoireigenschaften. In Profilschnitten senkrecht zur Streichrichtung wird die Ausbildung mehrerer retrogradierender Sandsteinlinsen deutlich.

Diese Linsen werden durch Fließbarrieren (Karbonathorizonte) voneinander getrennt. Die Karbonathorizonte besitzen eine unregelmäßige, jedoch über das gesamte Feld Rühlermoor verbreitete Ausdehnung auf den Oberflächen der einzelnen Sandsteinlinsen.

In Profilschnitten parallel zur Streichrichtung läßt sich der Zusammenhang zwischen Sandsteinmächtigkeit und Permeabilität beobachten. In Gebieten großer Sandsteinmächtigkeit, d.h. hoher Subsidenz, ist die Permeabilität am größten. Im Erdölfeld Rühlermoor besteht ein allgemeiner Trend zu größeren Sandsteinmächtigkeiten und höheren Permeabilitätswerten in nordöstlicher Richtung (Abb. 26, 27).

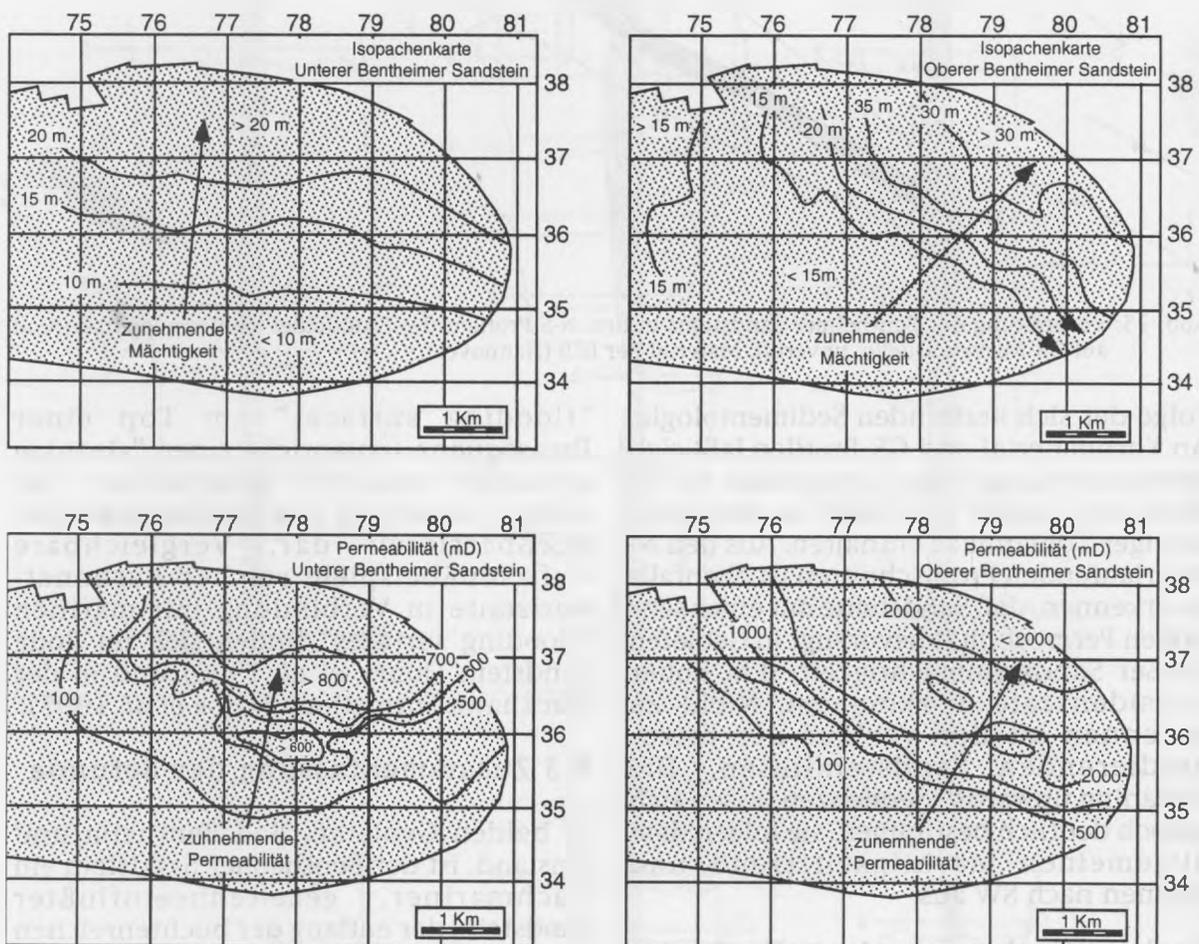


Abb. 26: Zusammenhang zwischen Mächtigkeitszunahme und Zunahme der Permeabilität im Unteren und Oberen Bentheimer Sandstein des Erdölfeldes Rühlermoor. Quelle: unveröff. Material der BEB (Hannover).

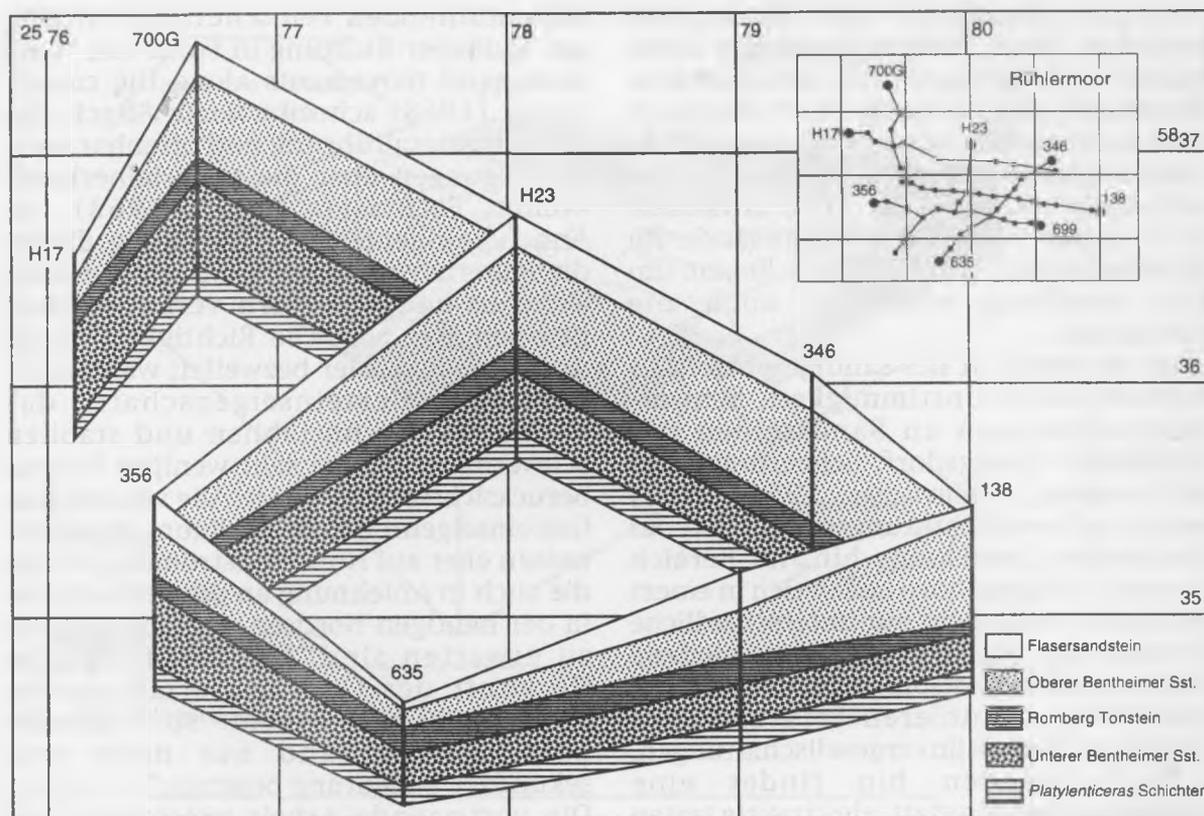


Abb. 27: Räumliche Verteilung des Sandsteinmächtigkeiten im Erdölfeld Rühlermoor basierend auf GR-Kurven (unveröff. Material der BEB, Hannover).

10. Diskussion und Zusammenfassung

Die strukturelle Entwicklung des nw-deutschen Beckens (SCHOTT *et al.* 1967; BETZ *et al.* 1987) und die Bildung von Horst und Grabenstrukturen hatten bedeutenden Einfluß auf die unterschiedliche Subsidenz und Sedimentakkumulation der oberjurassischen und unterkretazischen Ablagerungen. Lokal unterschiedliche Subsidenz spielte auch eine entscheidende Rolle bei der Ablagerung des Bentheimer Sandsteins. Drei Beobachtungspunkte unterstützen diese These: 1. Das rasche Ausdünnen des Bentheimer Sandsteins in östlicher Richtung zwischen den Lokalitäten Antenne West und Suddendorf Nord ist nicht durch Erosion der unterlagernden *Platylenticeras* Schichten bedingt, sondern tritt stets in direkter Nachbarschaft von NNW-SSE streichenden Störungen auf, die durch Geländeaufnahmen bekannt sind (WOLBURG 1978; HINZE 1988), 2. eine Isopachenkarte zeigt, daß die Mächtigkeitsverteilung des Bentheimer Sandsteins dem generellen NW-SE Trend größerer struktureller Lineamente folgt und 3.

Paläoströmungsmessungen weisen die gleiche Richtung auf wie die Störungen, die das Arbeitsgebiet durchlaufen.

Die Interpretation, der Bentheimer Sandstein sei eine "valley fill" Ablagerung hat hinreichende Konsequenzen auf die paläogeographische Rekonstruktion des nw-deutschen Beckens. Frühere paläogeographische Rekonstruktionen (KEMPER 1967; WITTENHAGEN 1980; KORTMANN 1983; BORSCHINSKY & KULKE 1992) sahen den Bentheimer Sandstein als einen N-S orientierten küstennahen Barrieresand, dessen Position durch die Verteilung der Paläolandmassen bestimmt wurde (Abb. 28). Kempers Modell ist zwar in einigen Punkten schlüssig, läßt aber auch eine Reihe von Fragen offen. Die aus der Isopachenkarte ersichtliche Nord-süderstreckung der Achse des Sandsteinkörpers mit der größten Mächtigkeit im Bereich Schloß Bentheim spricht ebenso für die Barrieresand-Theorie wie Strömungs- und Wellenrippeln, ein Hinweis auf marines Flachwasser. Auch die Korngrößenverteilung mit Maximalwerten im Zentrum des Barrieresandes (Funkenstiege, Franzosenschlucht) und land- bzw. meer-

wärtiger Abnahme der Korngröße bestärken diese Theorie. Ungeklärt bleibt jedoch die Frage nach dem küstennäheren Hinterland, das wattartig mit "tidal flats" oder lagunenartig ausgeprägt sein müßte. Dünensandkomplexe, die durch Auswehungen während der Ebbe entstehen und typisch sind für Barrieresande im Gezeitenbereich wurden in der Region um Bad Bentheim ebenfalls noch nie beobachtet.

Über die Herkunft des sandigen Materials herrscht noch Unstimmigkeit. Schwermineralanalysen an Sandsteinen der Erdölfelder Georgsdorf, Scheerhorn und Rühlermoor (FUCHTBAUER, 1955; 1963) weisen auf zwei Schüttungsrichtungen des Bentheimer Sandsteins hin. Im Bereich Georgsdorf-Scheerhorn lassen sich in einem vertikalen Profil nicht nur unterschiedliche Korngrößen, sondern auch verschiedene Schwerminerale feststellen. Im unteren Teil des Profils dominieren Feinsande mit Zirkon und Turmalinvergesellschaftungen. Zum Hangenden hin findet eine Kornvergrößerung statt, gleichzeitig treten Staurolith, Epidot und Disthen auf. Eine Anreicherung dieser instabilen Schwerminerale in gröberen Profilabschnitten kann ausgeschlossen werden, da Staurolith und Epidot im Bentheimer Sandstein stets eine kleinere Korngröße aufweisen als

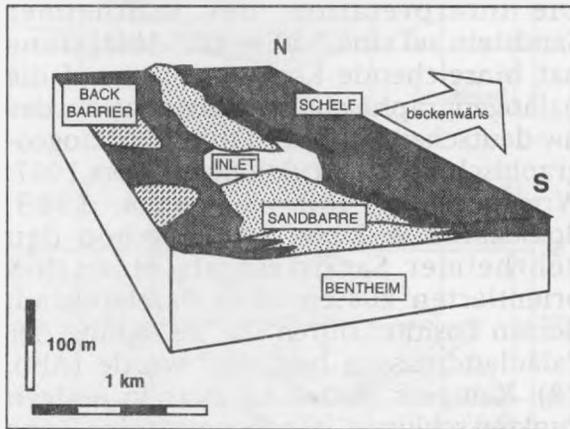


Abb. 28: Ablagerungsmodell nach KEMPER (1968).

Zirkon. Für die Kornvergrößerung nimmt FUCHTBAUER (1955, 1963) daher eine Zufuhränderung an: Die durch Staurolith, Epidot und Disthen charakterisierte feldspatreichere Grobfraction wurde aus etwa westlicher Richtung, als sogenannte "short sand fans near the coast", geschüttet. Der Transport der feldspatärmeren,

zirkonführenden Feinschüttung erfolgte aus südlicher Richtung in Form von "long scale sand movements along the coast". KEMPER (1968) schreibt dazu: "Nach der Schwermineralführung und offenbar nach Überlegungen über die Materialherkunft kommt FUCHTBAUER (1955, 1963) zur Annahme einer Süd-Nordströmung, die für die Materialverteilung im Raum zwischen Ochtrup und Nordhorn verantwortlich gewesen sein soll. Die Richtigkeit dieser Annahme muß hier bezweifelt werden, da nur eine Gesteinseigenschaft, das Verhältnis der instabilen und stabilen Schwerminerale, bei sehr wenigen Proben berücksichtigt worden ist. Alle vektoriellen Gesteinseigenschaften im Raum Bentheim weisen eher auf Nord-Südströmungen hin, die auch in Anlehnung an die Verhältnisse in der heutigen Nordsee wohl am ehesten zu erwarten sind. Die ursprüngliche Herkunft des Quarzmaterials dürfte außerdem bei einem so intensiv umgelagerten Sand nur noch eine sekundäre Bedeutung besitzen."

Die vorliegende Arbeit präsentiert ein neues, stärker dynamisch geprägtes Modell, das vor allem auf den sequenzstratigraphischen Untersuchungen des Bentheimer Sandsteins basiert (Abb. 29a, b). In diesem Modell fungiert die Ostholländische Triasplattform als wichtigster Lieferant sandigen Materials in das Becken. Während relativer Meeresspiegeltiefstandsphasen schnitten sich von Nordwesten nach Südosten Flußsysteme tief in das Becken ein. Gleichzeitig formten sich lokal NW-SE orientierte kleinere Sedimentbecken, die durch tektonische Lineamente begrenzt wurden. Im Laufe der valanginzeitlichen Transgression wurden zunächst die tiefen Täler mit ästuarinen Sedimenten gefüllt. Ein solches Tal mit einer Breite von mehreren Kilometern bestand auch in der Umgebung von Bentheim. Es wurde allmählich mit großräumigen inter- bis subtidalen Sandbänken, die später Einheit Bentheim 1 bilden sollten, aufgefüllt. Im Verlauf des relativen Meeresspiegelanstiegs wurden alle Täler überflutet. Es kam zur Bildung mariner Überflutungsflächen ("transgressive" und "maximum flooding surfaces"), der Eintrag siliziklastischen Materials in das Becken war damit aber noch nicht beendet. Im Gegenteil, es kam zur Ablagerung gezeitenbeeinflusster retrogradierender Sandpakete, die heute als

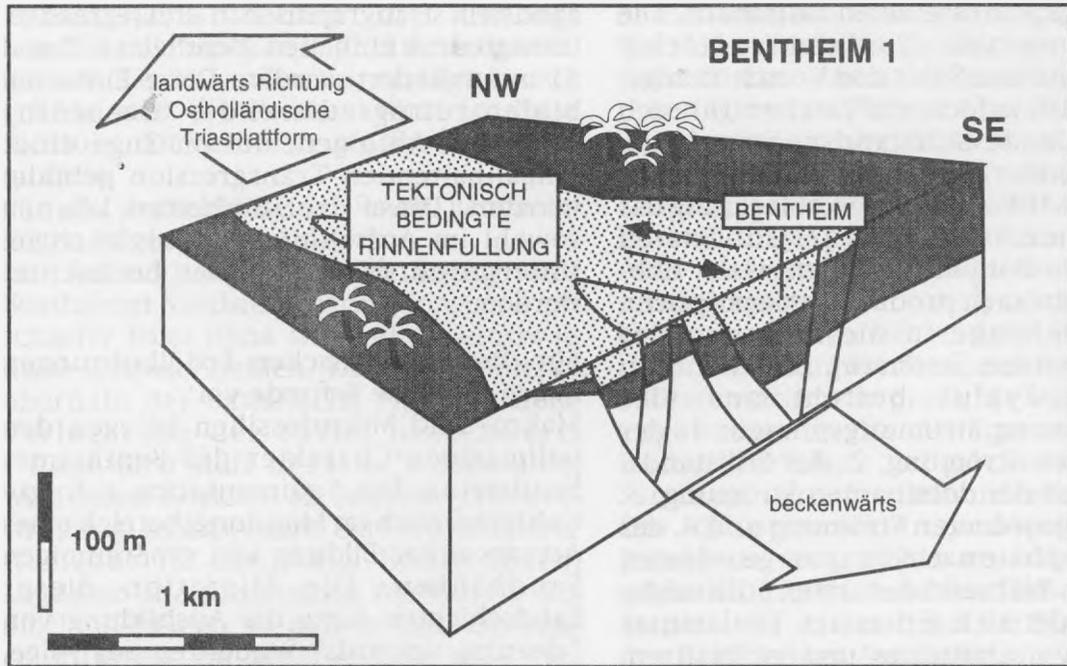


Abb. 29a: Ablagerungsmodell für Einheit Bentheim 1 nach WOHAM *et al.* (1997).

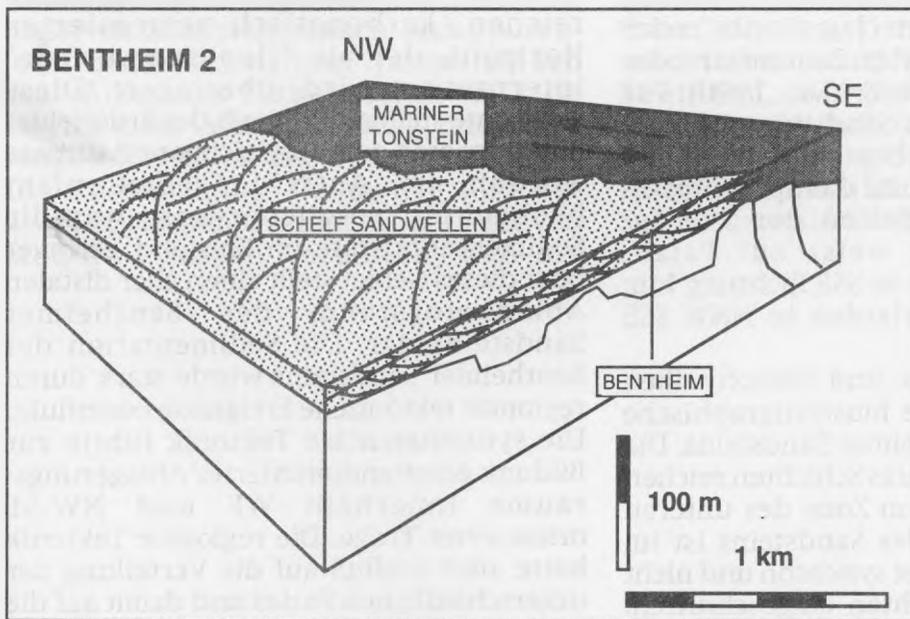


Abb. 29b: Ablagerungsmodell für Einheit Bentheim 2 nach WOHAM *et al.* (1997).

“genetische Sequenzen” vorliegen. Mit zunehmender Wassertiefe wurde ein tidaler Schelfsandsteinkörper in Form von großen Sandwellen (Einheit Bentheim 2), wahrscheinlich im Mündungsbereich eines Deltas, abgelagert. Im Westen ist die Basis dieser Einheit erosiv, nach Osten findet eine zunehmende Vertonung statt. Die drei “genetischen Sequenzen” Bentheim 1, 2 und 3 wurden sukzessive in tieferem

Wasser abgelagert, wobei die Stärke der tidalen Strömungen allmählich nachließ. Zusammenfassend kann gesagt werden: Der Bentheimer Sandstein ist eine sanddominierte Ablagerung, die sehr stark von tidalen Strömungen beeinflusst wurde. Im gesamten Sandstein ist Schrägschichtung zu beobachten, lokal sind großräumige Schrägschichtungsblätter ausgebildet, so daß es scheint, die

Strömungsprozesse seien dominant. Die Ausbildung von Tonlaminae ("clay drapes") auf den Sohl- und Vorschüttungsblättern ist jedoch ein Zeichen für sich wiederholende Stillstandsphasen. „Clay drapes“ (oder „mud drapes“) sind der eindeutige Hinweis auf eine Ablagerung des Bentheimer Sandsteins im subtidalen Milieu. Die Dominanz von entweder Ebb- oder Flutströmen produziert Megarippeln, deren Leehänge in die Richtung der dominierenden Strömung einfallen. Ein Ebbe-Flut-Zyklus besteht aus vier verschiedenen Strömungsphasen: 1. der dominanten Strömung, 2. der Stillstandsphase nach der dominanten Strömung, 3. der untergeordneten Strömung und 4. der Stillstandsphase nach der untergeordneten Strömung. Während der ersten Stillstandsphase bildet sich ein erstes Tonlaminae über den Vorschüttungs- und Sohlblättern. Ein zweites Tonlaminae wird während der Stillstandsphase nach dem untergeordneten Strom abgelagert. Der gesamte Ablagerungsprozeß führt zur Bildung sogenannter „couplet clay drapes“ oder einzelner „clay drapes“ im Zentimeter- oder Dezimeterabstand (NIO & YANG, 1990). Für eine Ablagerung des Sandsteins im sehr flachen Wasser sprechen außerdem seine sehr gute Sortierung und das Spurenfossilpektrum. Das Einfallen der Schrägschichtungsblätter weist auf Paläostromungsrichtungen in SSE Richtung hin; Rinnenfüllungen verlaufen in NNW-SSE Richtung.

Die Funde von Makro- und Mikrofossilien erlauben eine genaue biostratigraphische Einstufung des Bentheimer Sandsteins. Die liegenden *Platylenticeras* Schichten reichen bis in die *P. involutum* Zone des unteren Valangin, die Basis des Sandsteins ist im gesamten Arbeitsgebiet synchron und nicht erosiv in diese Schichten eingeschnitten. Das Vorkommen von *P. pavlowi* und *B. pumilio* belegt ein oberes Untervalangin-Alter für den Unteren und Oberen Bentheimer Sandstein im Aufschlußgebiet. Im Bereich der emsländischen Erdölfelder reicht der Flasersandstein (Bentheim 3) noch bis in das unterste Obervalangin, was durch das gemeinsame Auftreten der Foraminiferen *A. cellensis* und *H. inconstans erectum* belegt wird.

Auf der Identifikation mariner Überflutungsflächen ("maximum flooding surfaces") basierend kann der Bentheimer

Sandstein stratigraphisch in drei regressive-transgressive Einheiten (Bentheim 1, 2 und 3) untergliedert werden. Diese Einheiten bilden retrogradierende, "deepening upwards"-Abfolgen, die im Zuge einer langanhaltenden Transgression gebildet wurden. Diese drei Einheiten können sowohl im Aufschlußgebiet als auch im Untergrund des Emslandes beobachtet werden.

Für die emsländischen Erdölbohrungen liegen folgende Befunde vor:

Makro- und Mikrofossilien belegen den vollmarinen Charakter des Bentheimer Sandsteins. Die Sedimentation erfolgte wahrscheinlich im Mündungsbereich eines Ästuars unter Bildung von großräumigen Sandbänken. Die Migration dieser Sandschichten hatte die Ausbildung von "cleaning upwards"-Sequenzen zur Folge, die aus Flasersandstein im unteren und massivem Sandstein im oberen Teil der Abfolge bestehen. Jede "cleaning upwards"-Sequenz ist von einem fossilreichen, karbonatisch zementierten Horizont, der als "flooding surface" interpretiert wird, überlagert. Diese Horizonte stellen innerhalb der Erdölfelder Fließbarrieren dar. Vergleichbare Horizonte wurden im Aufschlußgebiet nicht beobachtet, möglicherweise war die Sedimentationsrate im Emsland geringer oder dieses Gebiet stellt einen eher distalen Ablagerungsraum des Bentheimer Sandsteins dar. Die Sedimentation des Bentheimer Sandsteins wurde stark durch regionale tektonische Ereignisse beeinflusst. Die synsedimentäre Tektonik führte zur Bildung gezeitendominierter Ablagerungsräume innerhalb WE und NW-SE orientierter Tröge. Die regionale Tektonik hatte auch Einfluß auf die Verteilung der unterschiedlichen Fazies und damit auf die Reservoireigenschaften des Sandsteins, besonders die Permeabilität, in lateraler Richtung. In Profilen parallel der Einfallrichtung bestehen Unterer und Oberer Sandstein aus einer Vielzahl retrogradierender Sandsteinlinsen, die durch karbonatisch zementierte Horizonte voneinander getrennt werden. In Profilen parallel der Streichrichtung zeigen Unterer und Oberer Sandstein eine deutliche Abhängigkeit zwischen zunehmender Mächtigkeit und Permeabilität. In NE Richtung - in Richtung der verstärkten

Subsidenz - werden die GR-Logs zunehmend "blockförmig" in ihrer Gestalt, d.h. die Sande werden reiner. Gleichzeitig erhöht sich die Permeabilität in diese Richtung mit Verbesserung der Sandsteinqualität.'

Für die Aufschlüsse im Raum Bentheim liegen folgende Befunde vor:

Im Aufschlußgebiet überlagert der Bentheimer Sandstein marine Tonsteine mit scharfer Basis ohne sich jedoch erosiv in diese einzuschneiden. Da die Sedimente oberhalb der Basisfläche eine deutliche Verlagerung der Fazies beckenwärts ("basinward shift in facies") darstellen, wird dieser Horizont als Sequenzgrenze (1. Ordnung) interpretiert. Ein vergleichbarer Horizont ist auch aus Bohrlöchern, Logdaten und seismischen Profilen für das Emsland belegt, so daß es sich um eine (zumindest im Westen des Beckens) weitaushaltende Sequenzgrenze handelt.

Das gemeinsame Vorkommen von großräumigen Banktypen, Rinnen, Auskolkungen, Rippeln, Tonlaminae, massiven Sandsteinbänken und Spurenfossilien des flachmarinen Wassers läßt den Schluß zu, daß Einheit Bentheim 1 im Bereich einer Ästuarmündung eines stark sandbeladenen Flusses abgelagert wurde. Die linsenförmige Geometrie und der deutlich gezeitenbeeinflusste Charakter von Einheit 1 lassen vermuten, daß die

Sedimentation dabei innerhalb eines "incised valley" erfolgte. Dagegen sprechen jedoch die vollständige Abfolge der unterlagernden *Platylenticeras* Schichten und das Fehlen physikalischer Beweise für das Einschneiden des Bentheimer Sandsteins in diese marinen Tonsteine. Die linsenförmige Gestalt des Sandsteinkörpers wird vielmehr durch unterschiedliche syndepositionale Subsidenz der Horst- und Grabenstrukturen während der Ablagerung erklärt. Für Einheit Bentheim 2 wird eine Sedimentation in größerer Wassertiefe angenommen. Die Ablagerung dieser Einheit erfolgte möglicherweise als Sandbank vor einer Deltamündung.

Die differenzierte syndepositionale Subsidenz verursachte im Ablagerungsgebiet eine bestimmte Beckenbodentopographie, die nachhaltend die Entwicklung des Bentheimer Sandsteins beeinflusste, zum einen in der allgemeinen Orientierung des Ablagerungssystems und zum anderen in der Verteilung der Fazies. So können das Auskeilen der Einheit Bentheim 1 nach Osten, die Lage der größten Sandsteinmächtigkeit im Bereich des Schlosses Bentheim, die Korngrößenabnahme westlich und östlich dieses Depocenters und die Vertonung der Einheit Bentheim 2 nach Osten durch die lokal anders geartete Subsidenz erklärt werden.

11. Literaturverzeichnis

- AKSU, A.E. (1985): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR cores 102 and 103: preliminary results.- In: JACKSON, H. R. E. A. (Ed.): Initial geological report on CESAR, the Canadian Expedition to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, S. 115-124; Ottawa .
- ANDERSON, F.W. (1985): Ostracod faunas in the Purbeck and Wealden of England.- *J. of Micropal.*, 4 (2): 1-68; London.
- BARTENSTEIN, H. (1952): Taxonomische Revision und Nomenklatur zu F.E. Hecht „Standardgliederung der NW-deutschen Unterkreide nach Foraminiferen“ (1938).- *Senckenbergiana*, 3 3: 173-183; Frankfurt/Main.
- BARTENSTEIN, H. (1959): Feinstratigraphisch wichtige Ostracoden aus dem nordwestdeutschen Valendis.- *Paläont. Z.*, 3 3(4): 224-242; Stuttgart.
- BARTENSTEIN, H. (1962): Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW-Deutschlands und der Schweiz.- *Senck. leth.*, 4 3 (2): 135-149; Frankfurt/Main.
- BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F. (1962): Marine Unterkreide (Boreal und Tethys). - In: Leitfossilien der Mikropaläontologie, S. 410-413; Berlin (Gebr. Borntraeger).
- BARTENSTEIN, H. & BRAND, E. (1951): Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des norddeutschen Valendis.- *Abh. senck. naturforsch. Ges.*, 4 8 5: 239-336; Frankfurt/Main.
- BASSIOUNI, M.A. (1974): *Paranocythere* n.g. (Ostracoda) aus dem Zeitraum Oberjura bis Unterkreide (Kimmeridgium bis Albium) von Westeuropa.- *Geol. Jb.*, A17: 3-111; Hannover.
- BASSIOUNI, M.A. (1978): *Pseudobythocythere wolfarti* n.sp. (Ostracoda, Crustacea), ein Leitfossil aus dem jüngeren Unter-Alb des Niedersächsischen Beckens.- *Geol. Jb.*, A45: 255-267; Hannover.
- BENTZ, A. (1927): Orogene und epirogene Bewegungen im Mesozoicum des westfälisch-holländischen Grenzgebietes.- *Sitzber. Preuss. Geol. Landesanstalt*, Heft 2: 93-106; Berlin.
- BENTZ, A. (1929): Fossile Röhrenbauten im Unterneocom des Isterberges bei Bentheim.- *Jb. preuß.-geol. L.A.*, 1928 (49): 1173-1183; Berlin.
- BENTZ, A. (1950): Zur Geschichte der Emsland-Ölfelder.- *Z. dt. Geol. Ges.*, 102 (1): 1-7; Stuttgart.
- BERNSTEIN, B.B. & MEADOR, J.P. (1979): Temporal persistence of biological patch structure in an abyssal benthic community.- *Mar. Biol.*, 5 1: 179-183; Amsterdam.
- BETZ, D., FUHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin.- *Tectonophysics*, 13 7: 127-170; Amsterdam.
- BOCKSHAMMER, H. & KURZEN, F. (1934): Asphaltit Bentheim als hochwertiger Anstrich.- *Teer Bitumen*, 3 2: 258-261;
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland: Erdölprovinzen, Felder, Förderung, Vorräte, Lagerstättentechnik, 313 S.; Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag).
- BOIGK, H., DIETZ, C., GRAHLE, H.-A., HOFFMANN, K., HOLLSTEIN, W., KUHNE, F., RICHTER, W., SCHNEEKLOTH, H. & WAGER, R. (1960): Zur Geologie des Emslandes.- *Geol. Jb., Beih.*, 3 7: 419; Hannover.
- BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. (1976): Recent Foraminifera, 515 S.; Buenos Aires.
- BORSCHINSKY, R. VON & KULKE, H. (1992): Faziesmodell einer Öllagerstätte unter Einbeziehung dreidimensionaler Modellierungen: Beispiel Bentheimer Sandstein, Feld Georgsdorf (Nordostteil).- *Erdöl Erdgas Kohle*, 108 (11): 442-447; Hamburg.
- BOTTJER, D.J. & DROSER, M.L. (1991): Ichnofabric and basin analysis.- *Palaios*, 6: 199-205.
- BRADEL, E., HINZE, C. & LOOK, E.-R. (1988): Geologische Übersichtskarte von Niedersachsen, Serie 1.500.000; Hannover.
- BULOT, L.G. (compiler) (1996): The Valanginian stage.- In: RAWSON, P.F., DHONDT, A.V., HANCOCK, J.M. & KENNEDY, W.J. (eds): Proc. „Second Int. Symp. on Cretaceous stage boundaries“.- *Bulletin de l'Institut royal de Belgique, suppl.*, Vol. 6 6: 11-19; Brüssel.
- CLARKE, B. (1983): Die *Cytheracea* (Ostracoda) im Schreieckreide-Richtprofil von Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Coniac bis Maastricht; Norddeutschland).- *Mitteil. Geol.*

- Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 54: 65-168; Hamburg.
- CLOSS, H. (1951): Die geophysikalische Erschließung des Emslandes.- Erdöl und Kohle, 4: 250-259; Hamburg.
- CREDNER, H. (1862): Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Bentheim und über das Vorkommen des Asphaltens daselbst.- Jber. naturhist. Ges. Hannover, 11: 31-42; Hannover.
- DONZE, P. & LE HÉGARAT, G. (1972): Le Berriasien, étage charnière entre le Jurassique et le Crétacé, ses équivalents continentaux en Europe du Nord.- In: 24th International Geological Congress, Vol. section 7, S. 513-523.
- DOUGLAS, R. (1979): Benthic Foraminiferal Ecology and Paleoecology: A review of concepts and methods.- SEPM Short Course, 6: 21-53; Houston.
- DOUGLAS, R. & WOODRUFF, F. (1981): Deep sea benthic foraminifera.- In: EMILIANI, C. (Ed.): The Oceanic Lithosphere, 7, The Sea: 1233-1327; New York.
- EICHENBERG, W. (1933a, b): Die Erforschung der Mikroorganismen, insbesondere der Foraminiferen der norddeutschen Erdölfelder. Teil I. Die Foraminiferen. 1.+2. Folge.- Jb. nieders. geol. Ver., 25: 1-32, 167-200; Hannover.
- EICHENBERG, W. (1935a): Die Erforschung der Mikroorganismen, insbesondere der Foraminiferen der norddeutschen Ölfelder. Teil I, Folge 4.- Jb. nieders. geol. Ver., 27: 1-40; Hannover.
- EICHENBERG, W. (1935b): Mikrofaunen-Tafeln zur Bestimmung von Unterkreide-Horizonten in Bohrkernen norddeutscher Ölfelder.- Öl und Kohle, 11: 388-412; Berlin.
- ELSTNER, F. & MUTTERLOSE, J. (1996): The Lower Cretaceous (Berriasian and Valanginian) in NW Germany.- Cretaceous Research, 17: 119-133; London.
- ENGLER, C. & STRIPPELMANN, L. (1883): Der Bentheimer Asphaltit unter Hinweisung auf analoge Vorkommen in Italien in geologisch-bergmännischer und technischer Beziehung.- Dinglers Polytech. J., 250: 216-227.
- FREY, R.W., PEMBERTON, S.G. S. & SAUNDERS, T.D.A. (1990): Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship.- J. Paleont., 64: 115-158; Tulsa.
- FUCHTBAUER, H. (1955): Zur Petrographie des Bentheimer Sandsteines im Emsland.- Erdöl und Kohle, 8: 616-617; Hamburg.
- FUCHTBAUER, H. (1963): Palaeogeography and reservoir properties of the Lower Cretaceous „Bentheim Sandstone“.- Excursion Guide Book I, 6th World Petroleum Congress, Frankfurt/Main, S. 42-43; Hannover.
- GALLOWAY, W.E. (1989a): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units.- AAPG Bull., 73: 125-142; Tulsa.
- GIBSON, T.G. (1989): Planktonic benthonic foraminiferal ratios: modern patterns and Tertiary applicability.- Mar. Micropal., 15: 29-52; Amsterdam.
- GÖTTNER, J.-J. (1980): Der Einfluß unterschiedlicher Umweltfaktoren auf Größenwachstum und Schalenbau bei Ostrakoden.- Berl. Geowiss. Abh., A27: 71-117; Berlin.
- GRÜNDEL, J. (1966): Taxonomische, biostratigraphische und variationsstatistische Untersuchungen an den Ostracoden der Unterkreide in Deutschland.- Freib. Forsch. H., C200; Leipzig.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea level since the Triassic.- Science, 235: 1156-1167; New York.
- HARBORT, E. (1907): Ein geologisches Profil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterber Sattels.- V. Koenen Festschrift: 471-515; Stuttgart.
- HARTMANN, G. (1963): Zur Morphologie und Ökologie rezenter Ostrakoden bei der Unterscheidung mariner und nichtmariner Sedimente.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10: 67-80.
- HECHT, F.E. (1938): Standardgliederung der NW-deutschen Unterkreide nach Foraminiferen.- Abh. senck. naturforsch. Ges., 443: 42; Frankfurt/Main.
- HERRIG, E. (1966): Ostracoden aus der Weißen Schreibkreide (Unter-Maastricht) der Insel Rügen.- Paläont. Abh., A2 (4): 693-1024; Berlin.
- HINZE, C. (1988): Erläuterungen zu Blatt Nr.

- 3608 Bad Bentheim.- Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000, 120 S.; Hannover.
- HOFKER, J.S. (1972): Primitive Agglutinated Foraminifera, 95 S.; Leiden (Brill).
- HOFLING, R.F. (1988): An Agglutinated Foraminifera Association from a Santonian Hippuritid Patchreef-Lagoon (Austria).- *Abh. Geol. B.-A.*, **41**: 133-141; Wien.
- JOSEPH, P., HU, L.Y., DUBRULE, O., CLAUDE, D., CRUMEYROLLE, P., LESUEUR, J.L. & SOUDET, H.J. (1993): The Roda deltaic complex (Spain): from sedimentology to reservoir stochastic modelling.- In: ESCHARD, R. & DOLIGEZ, B. (eds): *Subsurface Reservoir Characterisation from Outcrop Observations*, 97-109; Paris.
- KEMPER, E. (1961a): Mikrofauna und Faziesfossilien im unteren Mittelvalendis NW-Deutschlands.- *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, **2**: 87-94; Stuttgart.
- KEMPER, E. (1961b): Die Ammonitengattung *Platylenticeras* (= *Garnieria*).- *Geol. Jb. Beih.*, **47**: 195; Hannover.
- KEMPER, E. (1968): Einige Bemerkungen über die Sedimentationsverhältnisse und die fossilen Lebensspuren des Bentheimer Sandsteins (Valanginium).- *Geol. Jb.*, **86**: 49-106; Hannover.
- KEMPER, E. (1971b): Zur Abgrenzung und Verbreitung des Valanginiums („Valendis“).- *Newsl. Stratigr.*, **1** (4): 45-58; Leiden.
- KEMPER, E. (1973a): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland.- *Geol. Jb.*, **A9**: 47-67; Hannover.
- KEMPER, E. (1973b): The Valanginian and Hauterivian stages in northwest Germany.- In: CASEY, R. & RAWSON, P.F. (eds): *The Boreal Lower Cretaceous*, S. 327-344; Liverpool (Seel House Press).
- KEMPER, E. (1973c): The Aptian and Albian stages in northwest Germany.- In: CASEY, R. & RAWSON, P.F. (eds): *The Boreal Lower Cretaceous*, S. 345-360; Liverpool (Seel House Press).
- KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide.- *Das Bentheimer Land* **64**, 206 S. (Heimatverein der Grafschaft Bentheim e.V.).
- KEMPER, E. (1978): Einige biostratigraphisch bedeutsame Arten der Ammoniten-Gattung *Dichotomites* (NW-Deutschland, Obervalangin).- *Geol. Jb.*, **A65**: 183-253; Hannover.
- KEMPER, E. (1982): Die Ostrakoden des Apt und frühen Alb des Niedersächsischen Beckens.- *Geol. Jb.*, **A65**: 413-439; Hannover.
- KEMPER, E. (1987b): Die Bedeutung der Foraminiferen und Ostracoden für die Klima-Analyse der Kreide.- *Geol. Jb.*, **A96**: 365-399; Hannover.
- KEMPER, E. (1992): Die tiefe Unterkreide im Vechte-Dinkel-Gebiet, 95 S.; Losser (Stichting Het Startingmonument de Losser).
- KEMPER, E., RAWSON, P.F. & THIEULOY, J.-P. (1981): Ammonites of tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe.- *Palaeontology*, **24** (2): 251-311; London.
- KINNE, O. (1964): The effects of temperature and salinity on marine and brackish water animals, 2. Salinity and temperature salinity combinations.- *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **2**: 281-339.
- KOCH, F.C.L. (1851): Ueber einige neue Versteinerungen und die *Perna mulleti* DESH. aus dem Hilston von Elliger Brink und Holtensen im Braunschweigschen.- *Palaeontographica*, **1**: 169-173; Cassel.
- KOENEN, A. VON (1902): Die Ammoniten des norddeutschen Neocom, 451 S.; Berlin.
- KOENEN, A. VON (1904): Über die Unterkreide Helgolands und ihre Ammonitiden.- *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.*, N.F. **3** (2): 63 S.; Berlin.
- KOENEN, A. VON (1908): Bemerkungen zur Gliederung der unteren Kreide.- *Centralblatt Min. Geol. Pal.*, **1908**: 289-293; Stuttgart.
- KORTMANN, H. (1983): Sedimentologische Untersuchungen über den Bentheimer Sandstein (Valangin) der Umgebung von Bad Bentheim, 132 S.; unveröff. Diplomarbeit Univ. Köln.
- LEES, A. & BULLER, A.T. (1972): Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted.- *Mar. Geol.*, **13**: 67-73; Amsterdam.
- LIEBAU, A. (1980): Fossilvergesellschaftungen Nr. 109: Paläobathymetrie und

- Ökofaktoren: Flachmeerzonierungen.- N. Jb. Geol. Pal., Abh., 160: 173-216; Stuttgart.
- LINDENBERG, H.G. & AURAS, A. (1984): Distribution of arenaceous foraminifera in depth profiles of the Southern Ocean.- Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol., 48: 61-106; Amsterdam.
- LOMMERZHEIM, A. (1991): Mikropaläontologische Indikatoren für Paläoklima und Paläobathymetrie in der borealen Oberkreide: Bohrung Metelen 1001 (Münsterland, NW-Deutschland, Obersanton bis Obercampan).- Facies, 24: 183-254; Erlangen.
- LOTGERS, H. (1951): Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland.- Z. dt. geol. Ges., 102: 8-42; Hannover.
- LOWDEN, B. (1993): A methodology for the quantification of outcrop permeability heterogeneties through probe permeametry.- Dissertation Univ. London.
- LUTERBACHER, H.P. (1984): Paläobathymetrie.- In: LUTERBACHER, H.P. (Ed.) Paläont. Kursbücher, 2, 225 S.; München.
- MACKENSEN, A. (1987): Benthische Foraminiferen aus dem Island-Schottland Rücken: Umwelt-Anzeiger an der Grenze zweier ozeanischer Rücken.- Paläont. Z., 61 (3-4): 149-179; Stuttgart.
- MEYN, H. & VESPERMANN, J. (1994): Taxonomische Revision von Foraminiferen der Unterkreide SE-Niedersachsens nach ROEMER (1839, 1841, 1842), KOCH (1851) und REUSS (1863).- Senck. leth., 74 (1/2): 49-272; Frankfurt/Main.
- MICHAEL, E. (1974): Zur Palökologie und Faunenführung des norddeutschen Kreidemeeres.- Geol. Jb., A19: 1-68; Hannover.
- MICHAEL, E. (1979): Mediterrane Fauneneinflüsse in den borealen Unterkreide-Becken Europas, besonders Nordwestdeutschlands.- In: WIEDMANN, J. (Ed.): Aspekte der Kreide Europas, S. 305-322; Stuttgart (Schweizerbart).
- MICHAEL, E. & PAPE, H.G. (1971): Eine bemerkenswerte Bio- und Lithofazies an der Basis des Unterhauterivium Nordwestdeutschlands.- Mitt. Geol. Inst. Hann., 10: 43-108; Hannover.
- MOORKENS, T.L. (1976): Palökologische Bedeutung einiger Vergesellschaftungen von sandschaligen Foraminiferen aus dem Alttertiär und ihre Bedeutung zu Muttergesteinen.- Erdöl-Kohle, Erdgas, Petrochem., 75/76 (76): 77-95; Leinfelden.
- MOORKENS, T.L. (1984): Paleoecological factors influencing the areal distribution of foraminiferal assemblages dominated by agglutinants.- In: OERTLI, H.J. (Ed.): Benthos '83, 2nd Int. symp. Benth. Foram., S. 427 ff.; Pau.
- MUTTERLOSE, J. (1988a): Belemniten aus dem Ober-Valangin bis Unter-Hauterive von NW-Deutschland (Kanalprofil Pollhagen).- Berl. Geowiss. Abh., A94: 73-87; Berlin.
- MUTTERLOSE, J. (1988b): Das kalkige Nannoplankton des nw-deutschen Valangin und seine paläozeographische Bedeutung.- Berl. Geowiss. Abh., A94: 175-209; Berlin.
- MUTTERLOSE, J. (1990): A belemnite scale for the Lower Cretaceous.- Cretaceous Research, 11: 1-15; London.
- MUTTERLOSE, J. (1992a): Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils.- Cretaceous Research, 13: 293-307; London.
- MUTTERLOSE, J. (1992b): Migration and evolution patterns of floras and faunas in marine Early Cretaceous sediments of NW Europe.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 94: 261-282; Amsterdam.
- MUTTERLOSE, J. (in Vorb.): Die Stufengliederung der deutschen Kreide. Berrias bis Apt.
- MUTTERLOSE, J., KAPLAN, U. & HISS, M. (1995): Die Kreide im nördlichen Münsterland und im Westteil des Niedersächsischen Beckens.- Bochumer Geol. Geotech. Arb., 45: 72 S.; Bochum.
- NEALE, J.W. (1964): Some factors influencing the distribution of recent British Ostracoda.- Publ. staz. zool. Napoli, suppl. 33: 247-307; Neapel.
- NIEDZIOLKA, K. (1988): Die Mikrofauna im Valangin-Hauterive-Grenzbereich des zentralen niedersächsischen Beckens (Pollhagen, Wiedensahl II).- Berl. Geowiss. Abh., A94: 89-173; Berlin.
- NIO, S.-W. & YANG, C.-S. (1990): Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review.- In: Smith, D.G., Reinson, G.E.,

- Zaitlin, B.A. & Rahmani, R.A. (eds): Clastic tidal sedimentology.- Canadian Soc. of Petrol. Geol., Memoir 16: 3-28.
- OERTLI, H.J. (1966): Die Gattung *Protocythere* (Ostracoda) und verwandte Formen im Valanginium des zentralen schweizer Jura.- Ecl. Geol. Helv., 59 (1): 87-127; Basel.
- PARNELL, J., RUFFELL, A.H., MONSON, B. & MUTTERLOSE, J. (1996): Petrography and origin of deposits at the Bentheim bitumen mine, north western Germany.- Mineral. Deposita, 3 1: 104-112;
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P. & TESSON, M. (1992): Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance.- AAPG Bull., 76 (11): 1687-1709; Tulsa.
- QUENSEL, P. (1988): Die Ammonitenfauna im Valangin-Hauterive-Grenzbereich vom Mittellandkanal bei Pollhagen.- Berl. Geowiss. Abh., A 94: 15-71; Berlin.
- RAINER, T.F. (1926): Die Asphaltitgänge von Bentheim und ihre wirtschaftliche Bedeutung.- Petroleum Zeitsk., 2 2: 677-678;
- RAWSON, P.F. (1983): The Valanginian to Aptian stages - current definitions and outstanding problems.- Zitteliana, 10: 493-500; München.
- RAWSON, P.F. (1995): The „Boreal“ Cretaceous (Pre-Aptian) ammonite sequences of NW Europe and their correlation with the western Mediterranean faunas.- Mem. Descr. Carta Geol. d`It., LI: 121-130; Rom.
- Remane, J. (1963): Biologische Kriterien zur Unterscheidung von Süß- und Salzwassersedimenten.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10: 9-34.
- REUSS, A.E. (1863): Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault.- Sitz.ber. math.-nat. Cl. k. Akad. Wiss., 46 (1. Abt.); Wien.
- ROEMER, F.A. (1839): Die Versteinerungen des Norddeutschen Oolithen-Gebirges. Ein Nachtrag, 59 S.; Hannover (Hahn).
- ROEMER, F.A. (1841): Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreide-Gebirges, 145 S.; Hannover (Hahn).
- ROEMER, F.A. (1842): Neue Kreide-Foraminiferen.- N. Jb. Min., Geogn., Geol. Petrefakten-Kunde, 1842: 272-273; Stuttgart.
- ROLL, A. (1972): Bramberge Field.- AAPG, Mem., Spec. Publ., 16 (10); Tulsa.
- SCHOTT, W.E.A. (1967/1969): Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropa; Hannover.
- SCHWARZKOPF, J. (1991): Palökologie der Ostrakoden-Faunendes Sasntons und Campans der Bohrung Metelen 1001 (NW-Deutschland).- Facies, 24: 159-182; Erlangen.
- SCHWARZKOPF, J. (1995): Paläobathymetrische Analyse der Bohrung Rühlermoor 324, Emsland.- Unveröff. Studie der BEB; Hannover.
- SEITZ, O. (1950): Über die Gliederung des Ober- und Mittelvalendis in NW-Deutschland.- Z. dt. geol. Ges., 101: 137-1145; Hannover.
- SLITER, W.V. & BAKER, R.A. (1972): Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers.- J. Foram. Res., 2 (4): 167-183; Washington.
- STEHLI, F.G. (1966): Some applications of foraminiferal ecology.- Proc. 2nd West African Micropal. Coll, Ibadan, 1965: 223-240; Leiden.
- STOLLEY, E. (1908a): Die Gliederung der norddeutschen unteren Kreide, I. Allgemeines und Unter-Neocom, II. Mittel-Neocom (Hauterivien), III. Ober-Neocom (Barrémien).- Centralblatt Min. Geol. Pal., 1908: 107-124, 140-151, 162-175; Stuttgart.
- STOLLEY, E. (1908b): Zur Kenntnis der unteren Kreide Norddeutschlands.- Centralblatt Min. Geol. Pal., 1908 B: 174-191; Stuttgart.
- STOLLEY, E. (1925): Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden der norddeutschen unteren Kreide, 2. Die *Oxytheuthidae* des norddeutschen Neocom.- Geol. Pal. Abh., N.F. 14: 177-212; Jena.
- TAYLOR, K.G., GAWTHORPE, R.L. & VAN WAGONER, J.C. (1995): Stratigraphic control on laterally persistent cementation, Book Cliffs, Utah.- J. of Geol. Soc., 152: 225-228; London.
- TRIEBEL, E. (1938a): *Protocythere* und *Exophthalmocythere*, zwei neue Ostracoden-Gattungen aus der deutschen Kreide.- Senckenbergiana, 20 (1/2): 179-200; Frankfurt/Main.
- TRIEBEL, E. (1938b): Die Ostracoden der

- deutschen Kreide. 2. Die *Cytheridea*-Arten der Unteren Kreide.- *Senckenbergiana*, 20 (6): 471-501; Frankfurt/Main.
- TRIEBEL, E. (1940): Die Ostracoden der deutschen Kreide. 3. *Cytherideinae* und *Cytherinae* aus der Unteren Kreide.- *Senckenbergiana*, 22: 160-227; Frankfurt/Main.
- VAN MARLE, L.J. (1988): Bathymetric distribution of benthic foraminifera on the Australian-Irian Jaya continental margin, Eastern Indonesia.- *Mar. Micropal.*, 13: 97-152; Amsterdam.
- VAN MARLE, L.J., VAN HINTE, J. E. & NEDERBRAGT, A.J. (1987): Plankton percentage of the foraminiferal fauna in seafloor samples from the Australian-Irian Jaya continental margin, Eastern Indonesia.- *Mar. Geol.*, 77: 151-156; Amsterdam.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies.- *Tulsa (AAPG)*, 55 S.
- VILKS, G. (1977): Trends in the marine environment of the Canadian Arctic Archipelago during Holocene.- In: DUNBAR, M.J. (Ed.): *Polar Oceans*, S. 643-653; Calgary .
- VOGEL, K.-P. (1959): Zwergwuchs bei Polyptychiten (Ammonoidea).- *Geol. Jb.* 76: 469-540; Hannover.
- Voigt, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete.- *Z. dt. Geol. Ges.*, 114: 378-418; Berlin.
- WITTENHAGEN, S. (1980): Sedimentologisch-petrographische Untersuchung des Bentheimer Sandsteines im Erdölfeld Bramberge/Emsland.- *Clausthaler Geowiss. Diss.*, H. 5, 132 S.; Claustahl-Zellerfeld.
- WOLBURG, J. (1978): Eine geologische Karte des Bentheimer Sattels.- *Geol. Jb.*, A45: 269-278; Hannover.
- WOHNHAM, J.P. & STADTLER, A. (in Vorb.): Reservoir characterisation studies of the Bentheim Sandstone: a synthesis of outcrop and subsurface data.
- WONHAM, J.P., JOHNSON, H.D., MUTTERLOSE, J., STADTLER, A. & RUFFELL, A. (1997): Characterization of a shallow marine sandstone reservoir in a syn-rift setting: the Bentheim Sandstone Formation (Valanginian) of the Ruhlermoor Field, Lower Saxony Basin, NW Germany.- In: SHANLEY, K.W. & PERKINS, B.F. (eds): *Shallow Marine and Nonmarine Reservoirs: Sequence Stratigraphy, Reservoir Architecture and Production Characteristics*. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 18th Annual Research Conference: 427-448.
- WRIGHT, R.G. (1977): Planktonic-benthonic ratio in foraminifera as paleobathymetric tool.- *Ann. Amer. Assoc. Pet. and Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Conv.*: 65, Abstarct; Washington.
- YANG, C.-S. & NIO, S.-D. (1989): An ebb-tidal delta depositional model - a comparison between the modern Eastern Scheldt tidal basin (southwest Netherlands) and the Lower Eocene Roda Sandstone in the southern Pyrenees (Spain).- *Sed. Geol.*, 64: 175-196.
- ZAITLIN, B.A., DALRYMPLE, R.W., BOYD, R., LECKIE, D. & MACEachern, J. (1995): The Stratigraphic Organization of Incised Valley Systems: Implications to Hydrocarbon Exploration and Production with examples from the Western Canada Sedimentary Basin, 195 S.; Calgary (Can. Soc. of Petrol. Geol.).
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*.- London (Shell Int. Petr. Mij. Geol. Soc.), 239 S.

12. Anhang

A. 1 Lithologische Profile im Maßstab 1:100

- Abb. A.1: Cölljan
- Abb. A.2: Romberg
- Abb. A.3: Bahnhof Süd
- Abb. A.4: Funkenstiege
- Abb. A.5: Bahnhofstrasse
- Abb. A.6: Jugendherberge
- Abb. A.7: Freilichtbühne
- Abb. A.8: Franzosenschlucht
- Abb. A.9: Waldsteinbruch
- Abb. A.10: Antenne West
- Abb. A.11: Antenne Ost
- Abb. A.12: Runder Bült
- Abb. A.13: Suddendorf II (Nord)
- Abb. A.14: Suddendorf I (Süd)
- Abb. A.15: Isterberg
- Abb. A.16: Rühlermoor 210
- Abb. A.17: Rühlermoor 324
- Abb. A.18: Rühlermoor 602
- Abb. A.19: Rühlermoor 694
- Abb. A.20: Wettrup 6

Legende

	Tonstein		Holz
	siltiger Sandstein		Pflanzenrest
	gebankter Sandstein		Schill
	massiger Sandstein		Bioturbation
	Wellenrippel		Konkretionen
	Strömungsrippel		Thalassinoides
	Schrägschichtung		Ophiomorpha
	trogförmige Schrägschichtung		Rhizocorallium
	Rinne		Planolites
			Skolithos

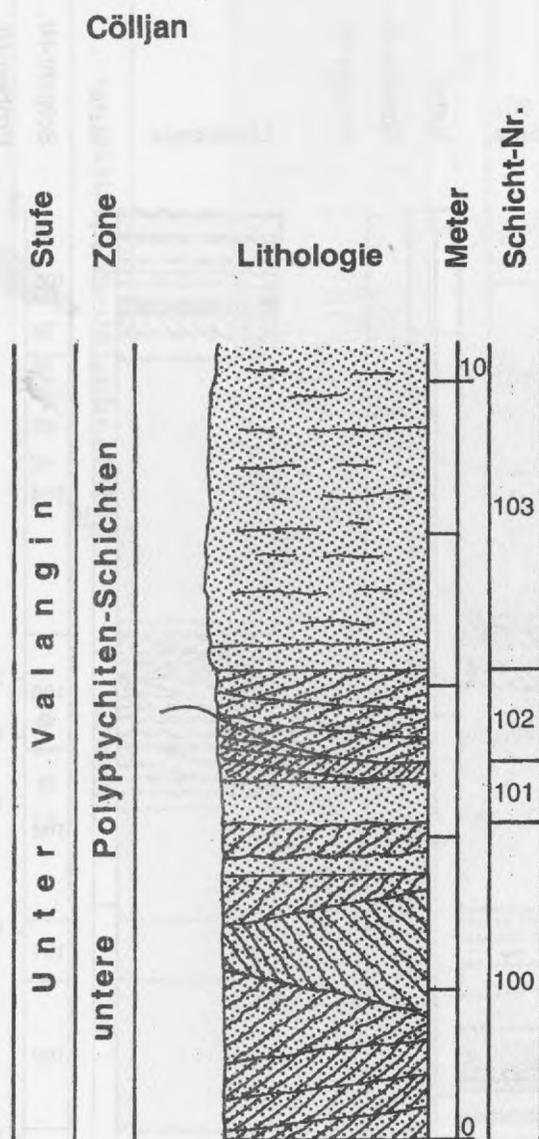


Abb.A.1: Lithologisches Profil Cölljan. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Romberg

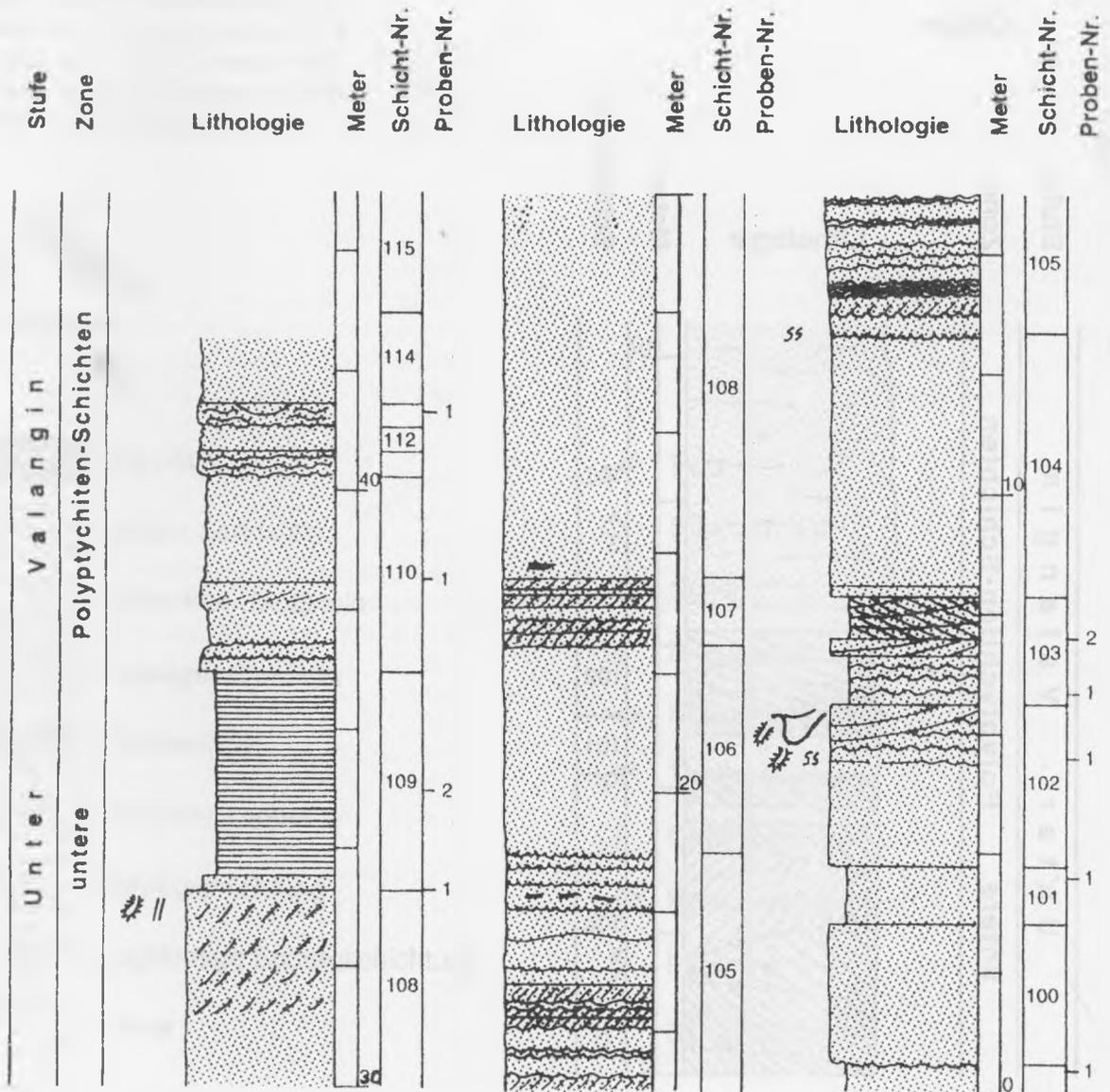


Abb.A.2: Lithologisches Profil Romberg. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

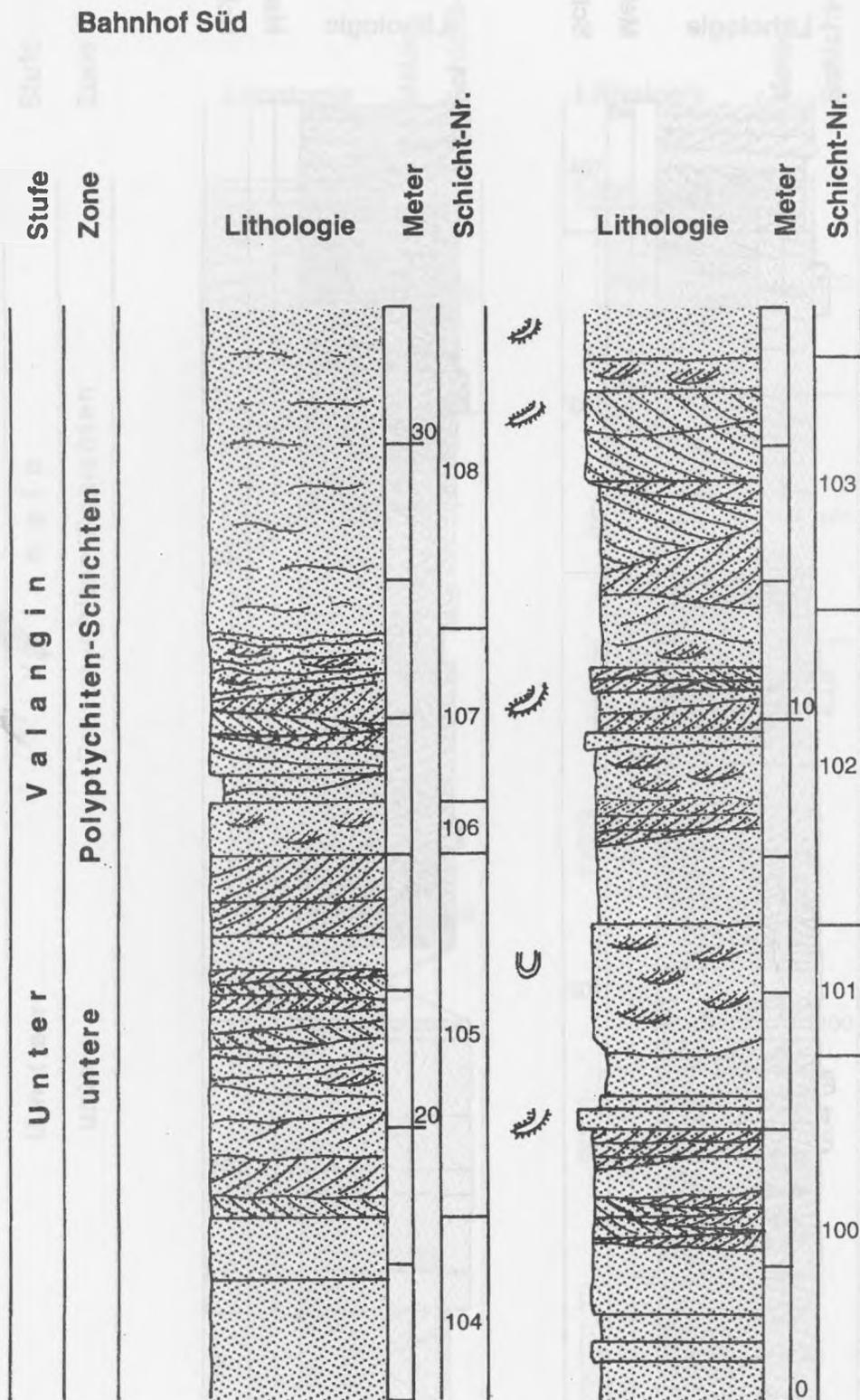


Abb.A.3: Lithologisches Profil Bahnhof Süd. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Funkenstiege

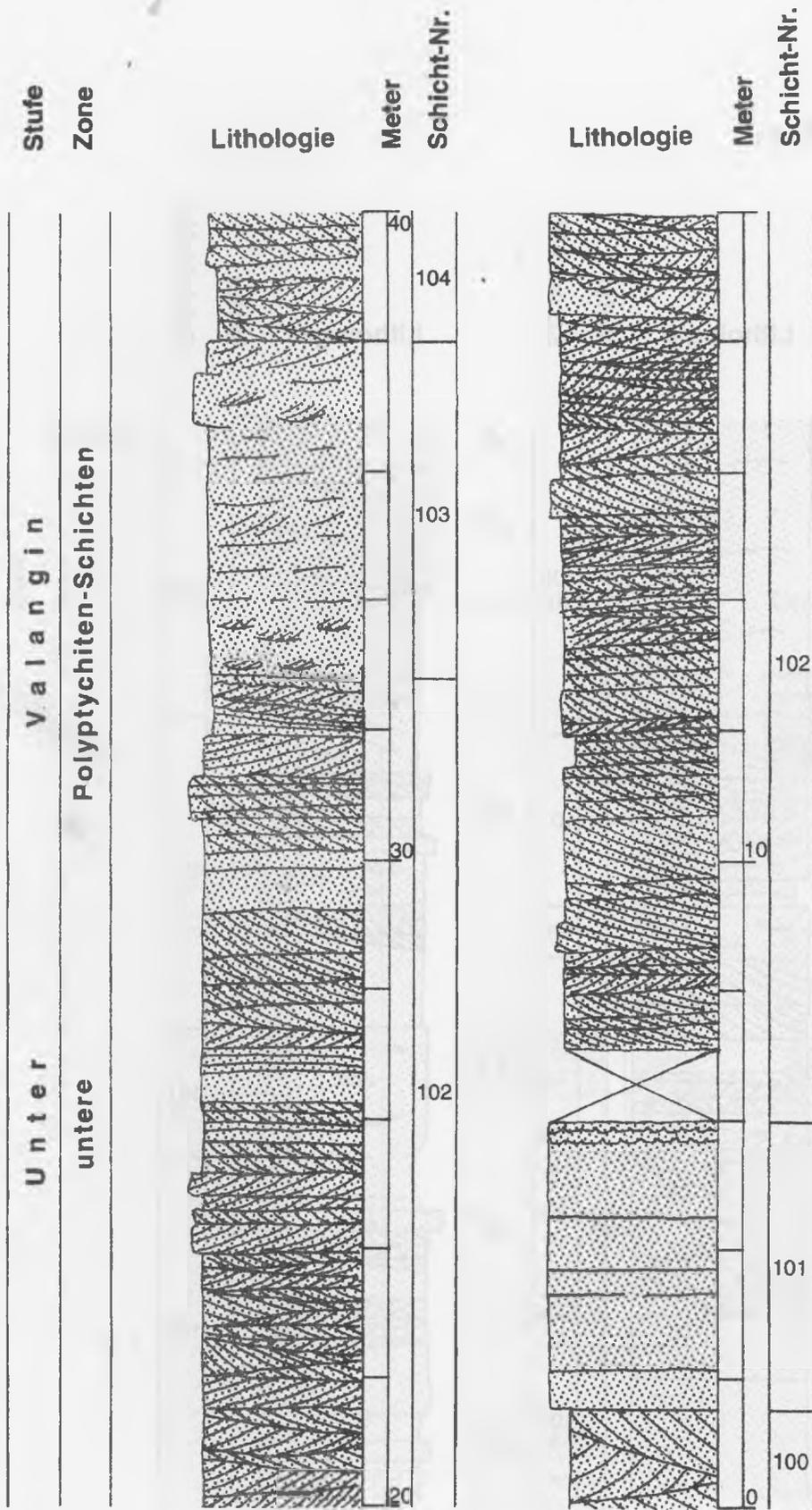


Abb.A.4: Lithologisches Profil Funkenstiege. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Bahnhofstraße

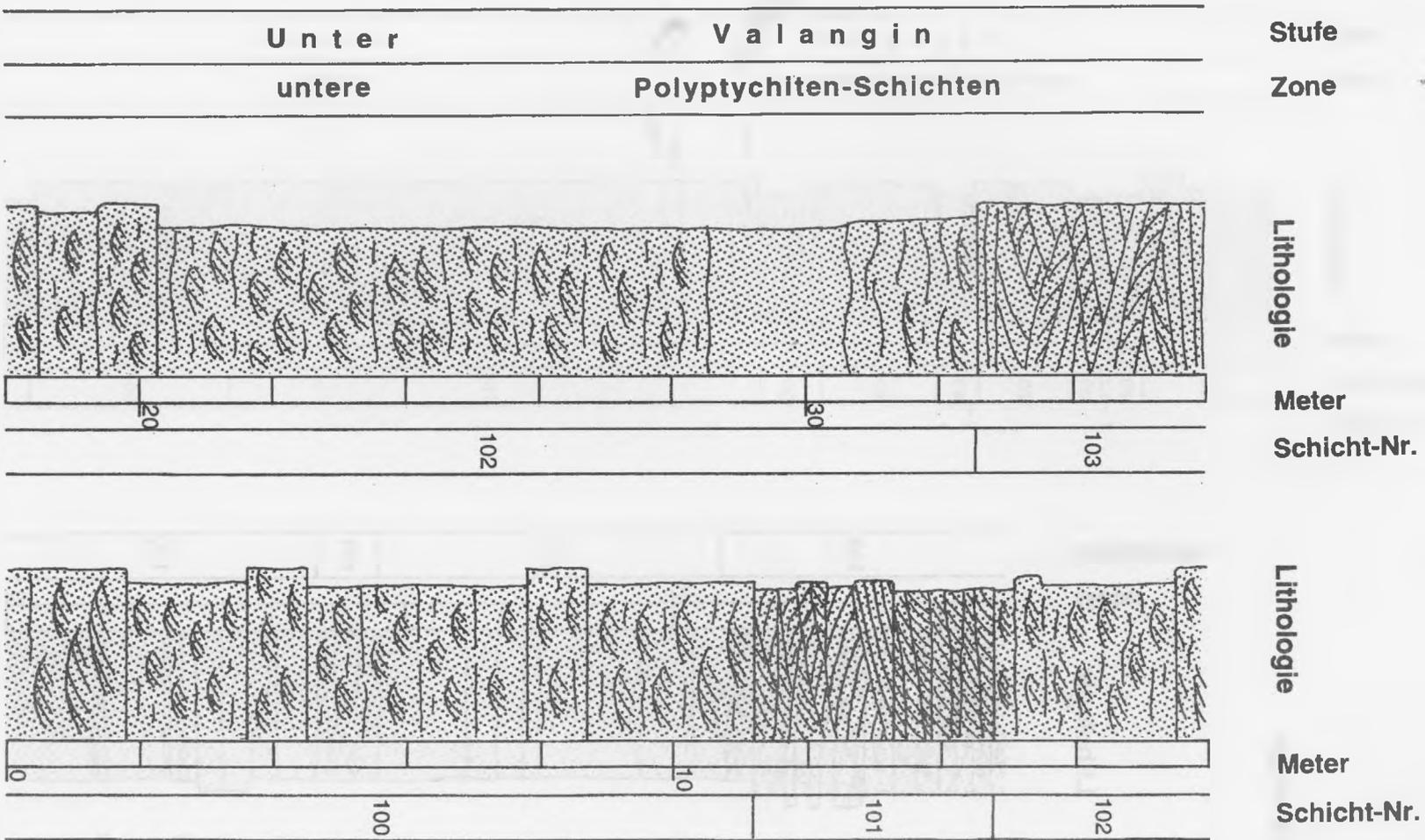
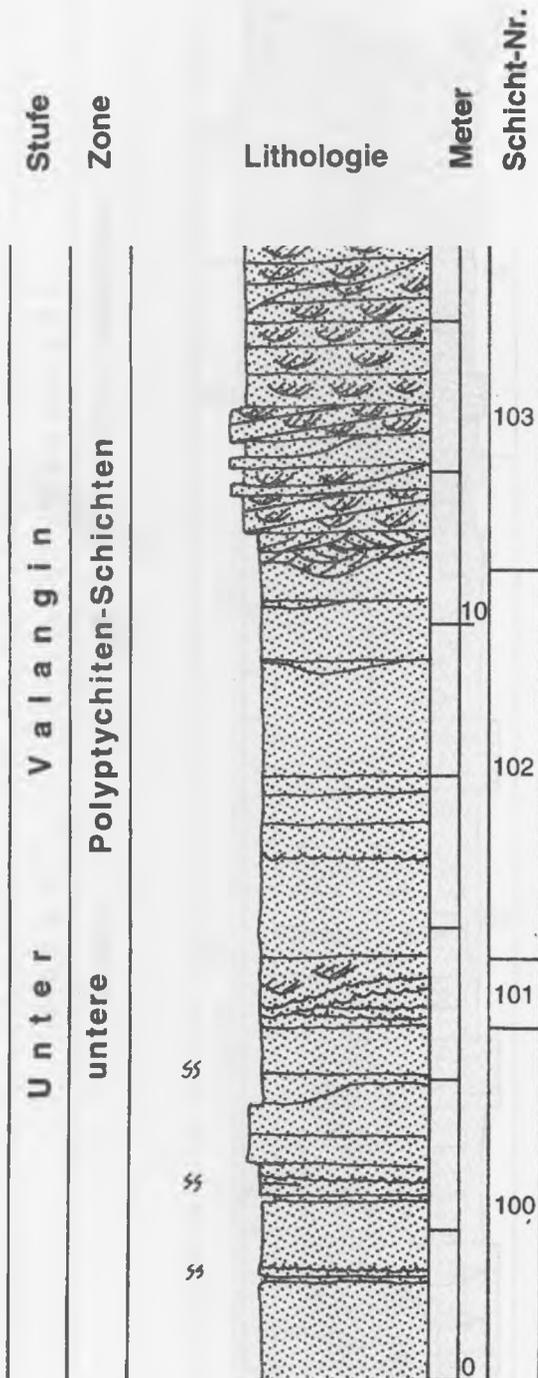


Abb. A.5: Lithologisches Profil Bahnhofstraße. Nach WONDHAM *et al.* (in Vorb.).

Jugendherberge

Abb.A.6: Lithologisches Profil Jugendherberge. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Freilichtbühne

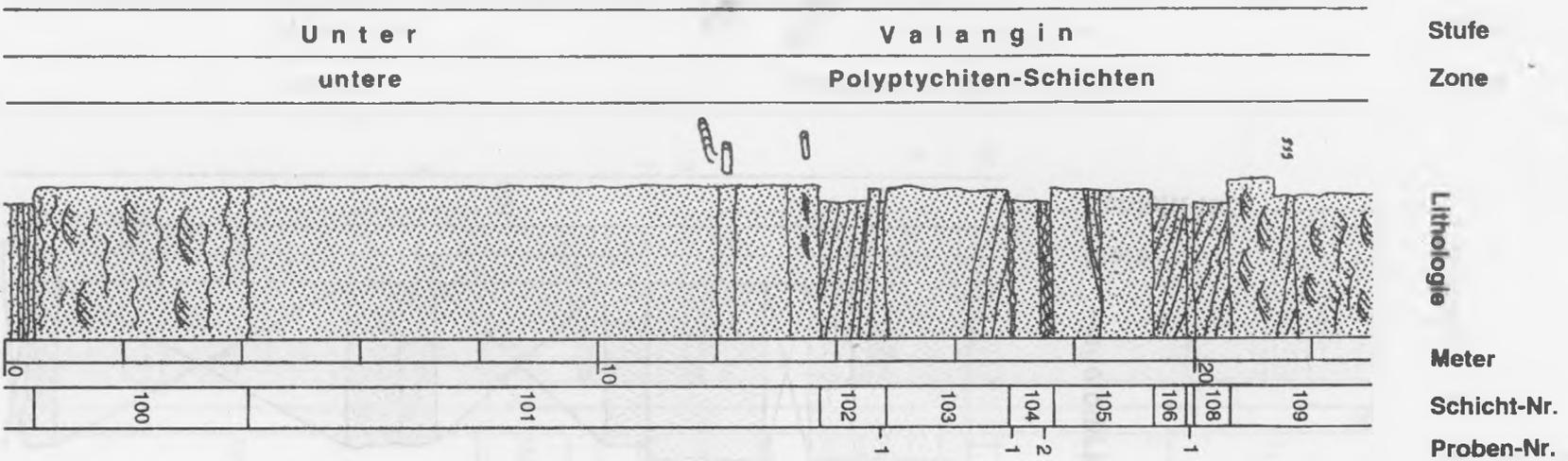


Abb. A.7: Lithologisches Profil Freilichtbühne. Nach WOHNAM *et al.* (in Vorb.).

Franzosenschlucht

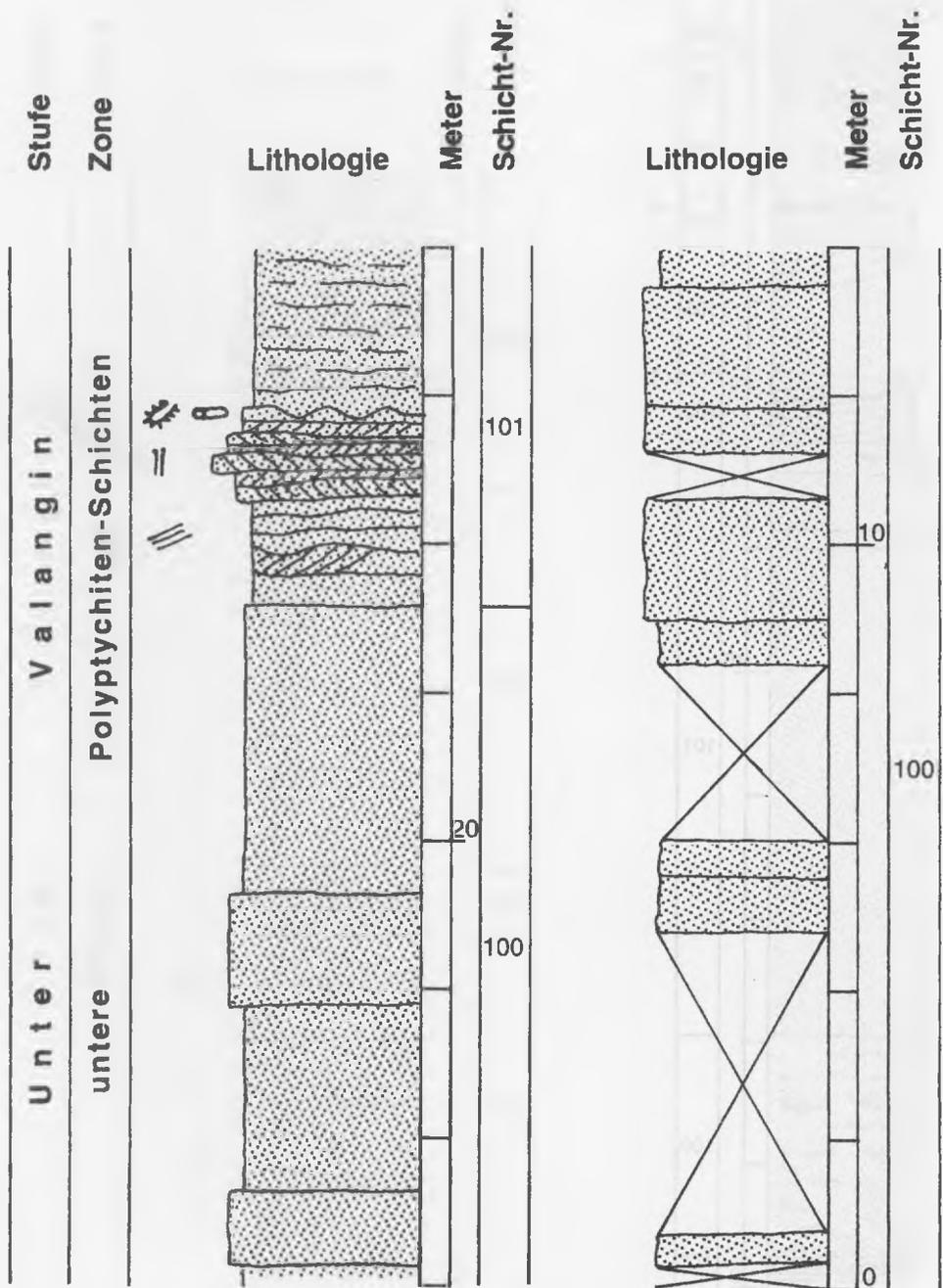
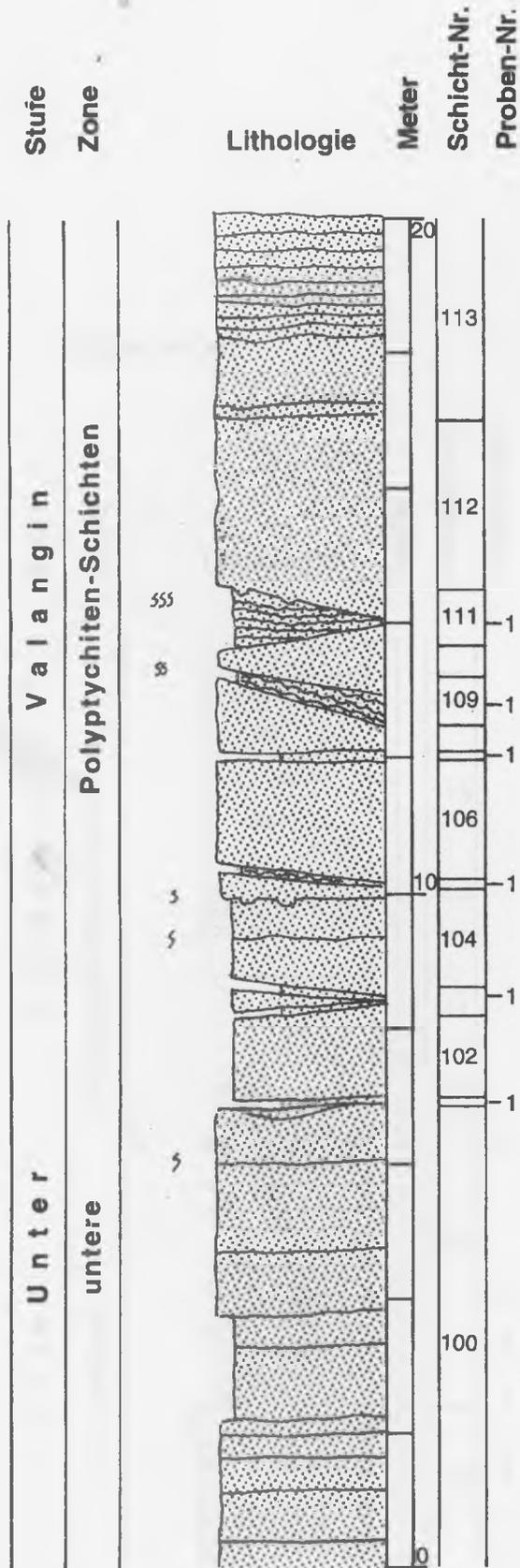
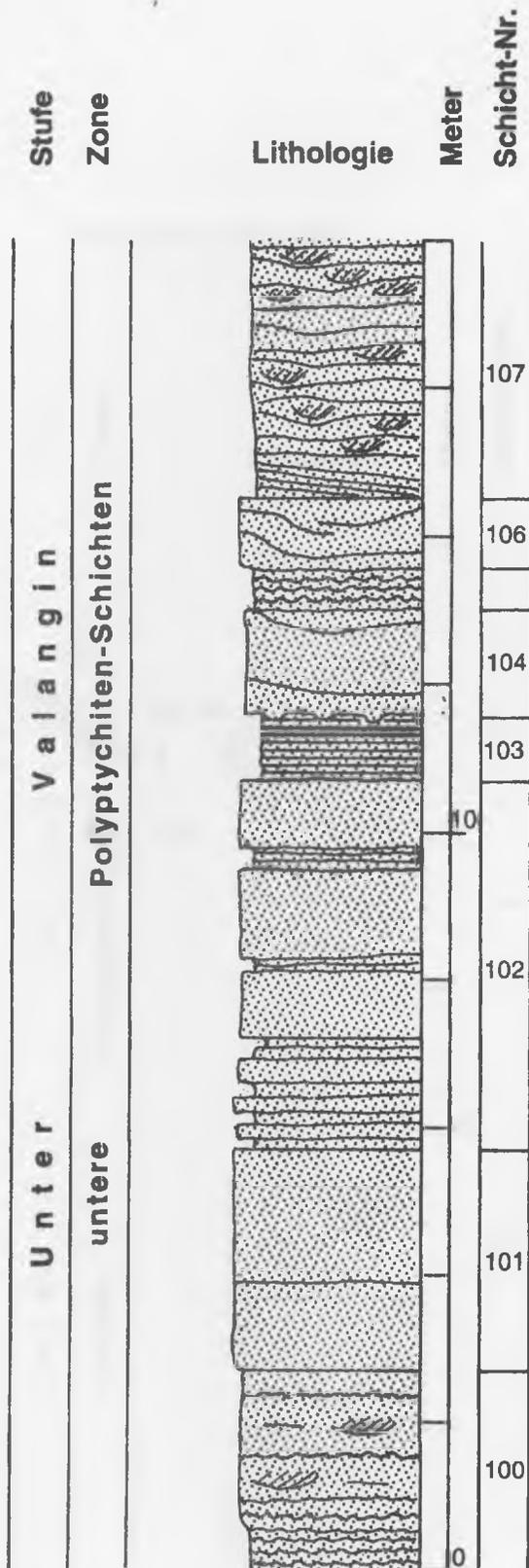


Abb.A.8: Lithologisches Profil Franzosenschlucht. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

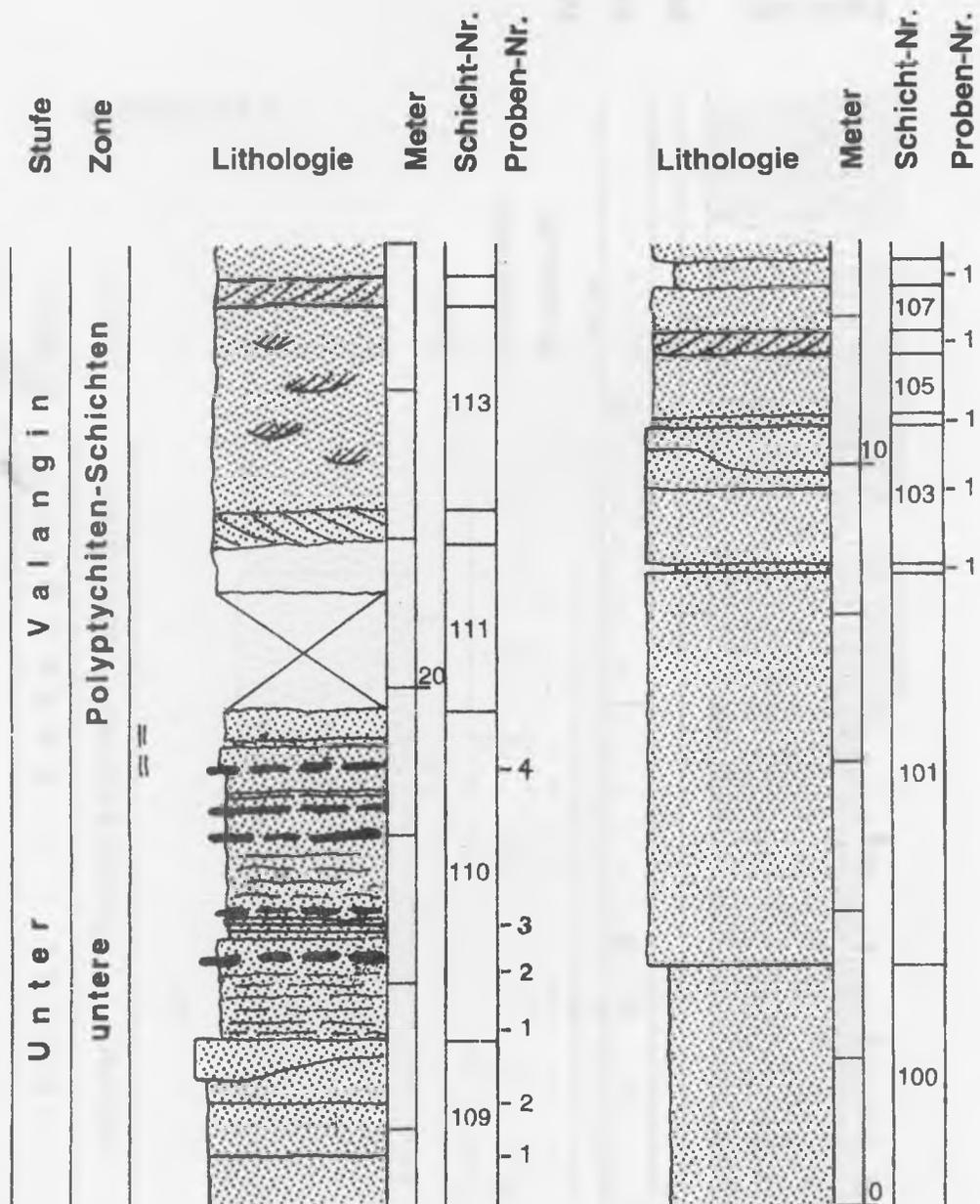
Waldsteinbruch

Abb.A.9: Lithologisches Profil Waldsteinbruch. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Antenne West

Abb.A.10: Lithologisches Profil Antenne West. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Antenne Ost

Abb.A.11: Lithologisches Profil Antenne Ost. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Runder Bült

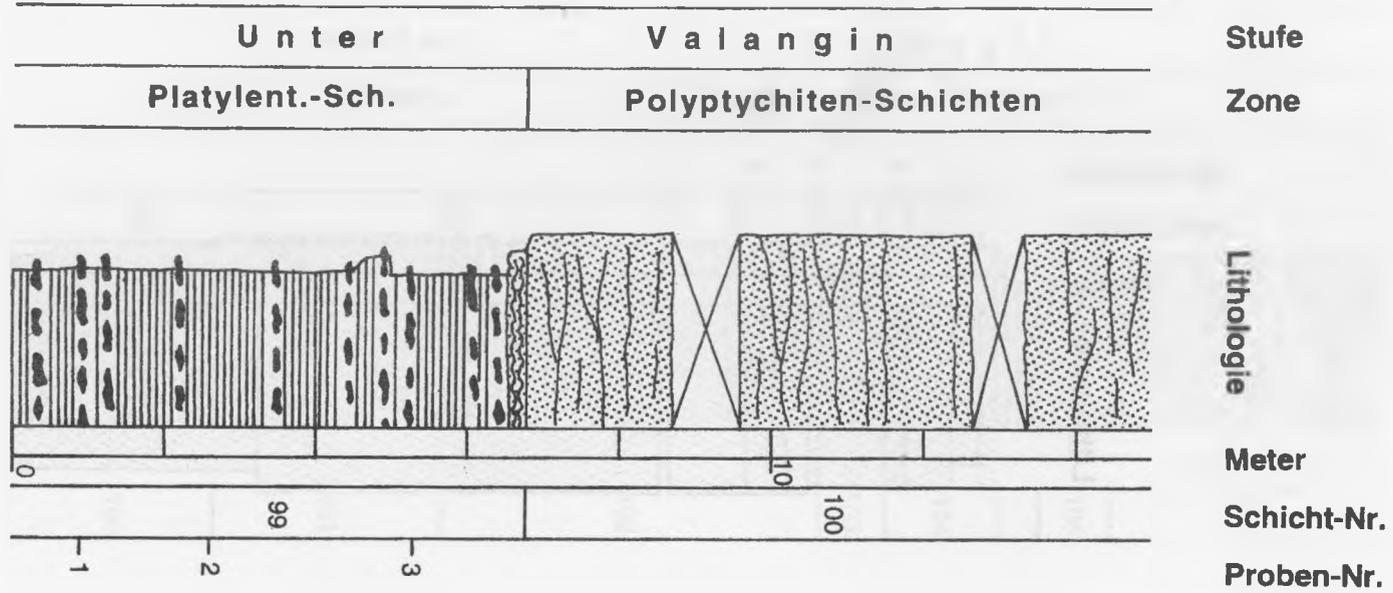


Abb.A.12: Lithologisches Profil Runder Bült. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

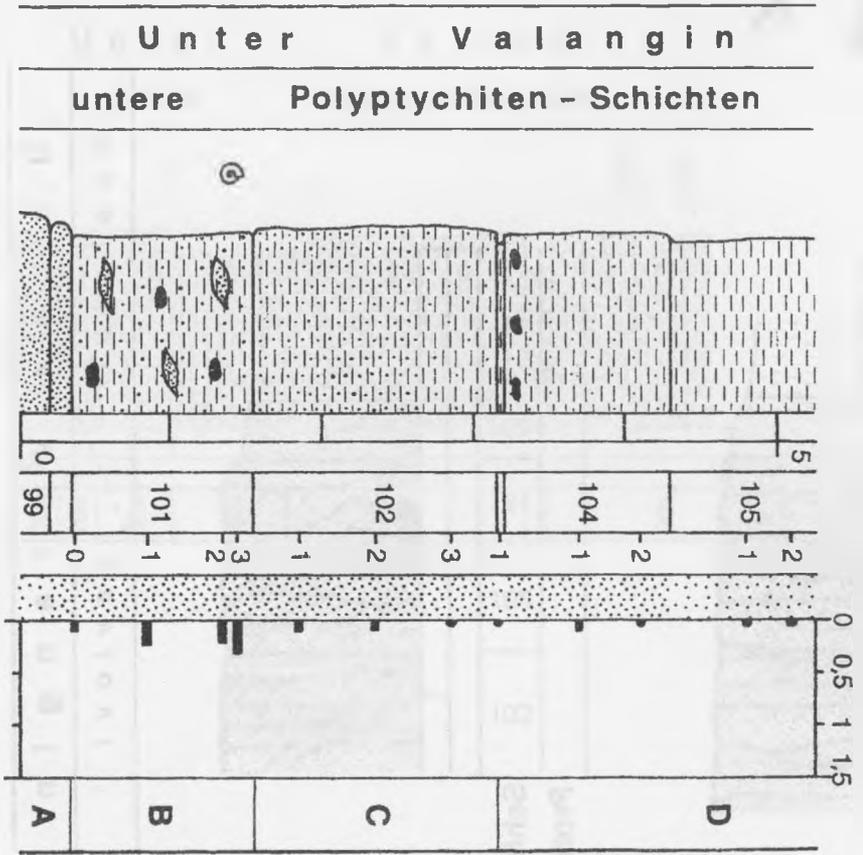


Abb. A.13: Lithologisches Profil Suddendorf II (Nord). Nach MUTTERLOSE *et al.* (1995).

Stufe

Zone

Lithologie

Meter

Schicht-Nr.

Proben-Nr.

Farbe

CaCO₃%

Lith. Einh.

Suddendorf II



Suddendorf I
Schürfe

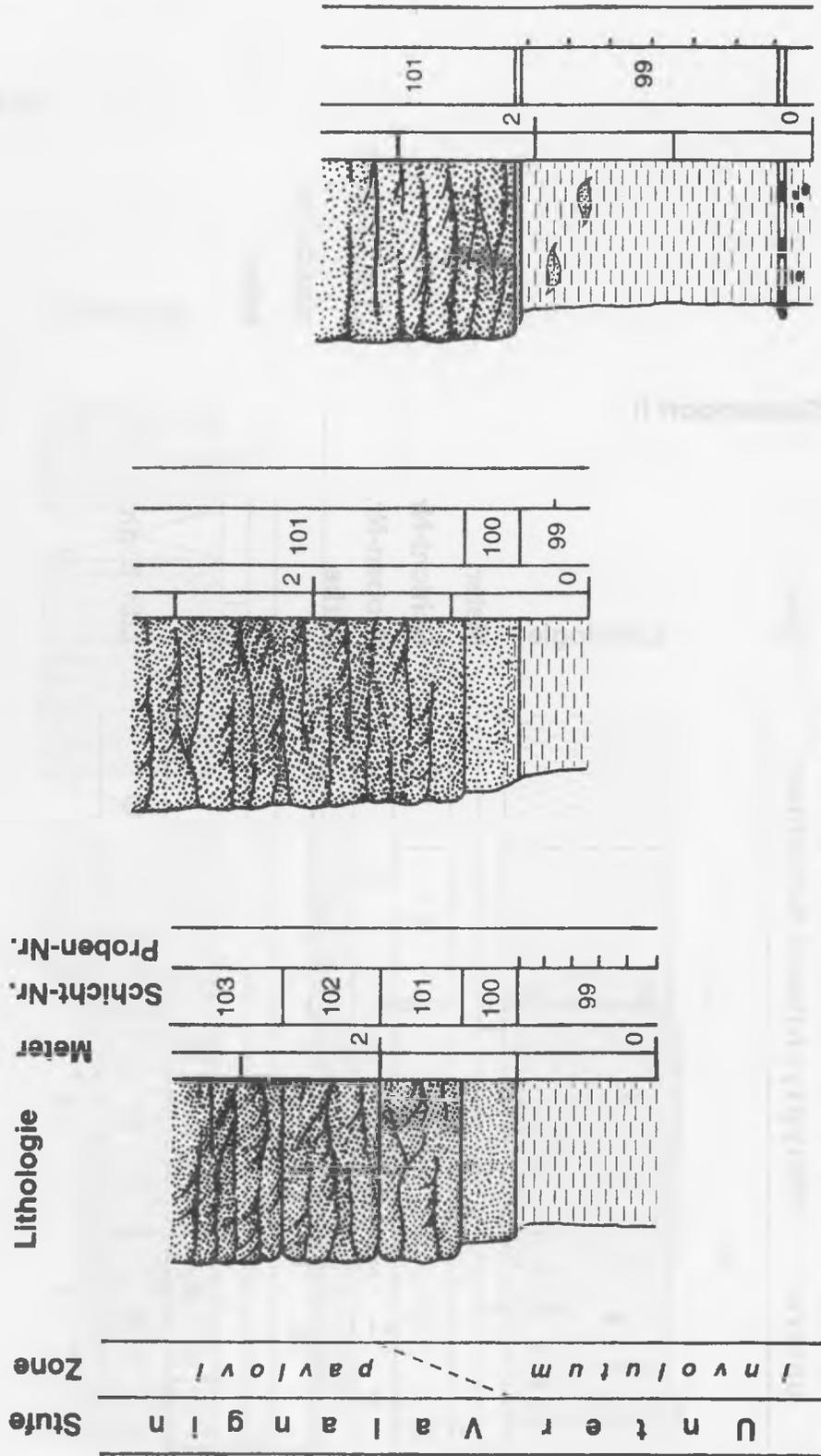


Abb.A.14: Lithologisches Profil Suddendorf I (Süd). Nach MUTTERLOSE *et al.* (1995).

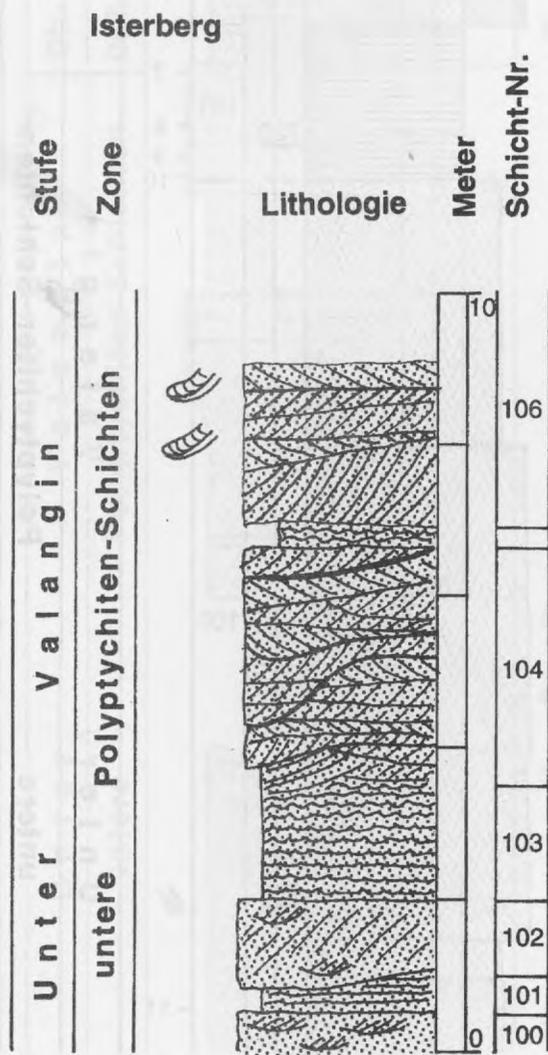


Abb.A.15: Lithologisches Profil Isterberg. Nach WOHAM *et al.* (in Vorb.).

Rühlermoor 210

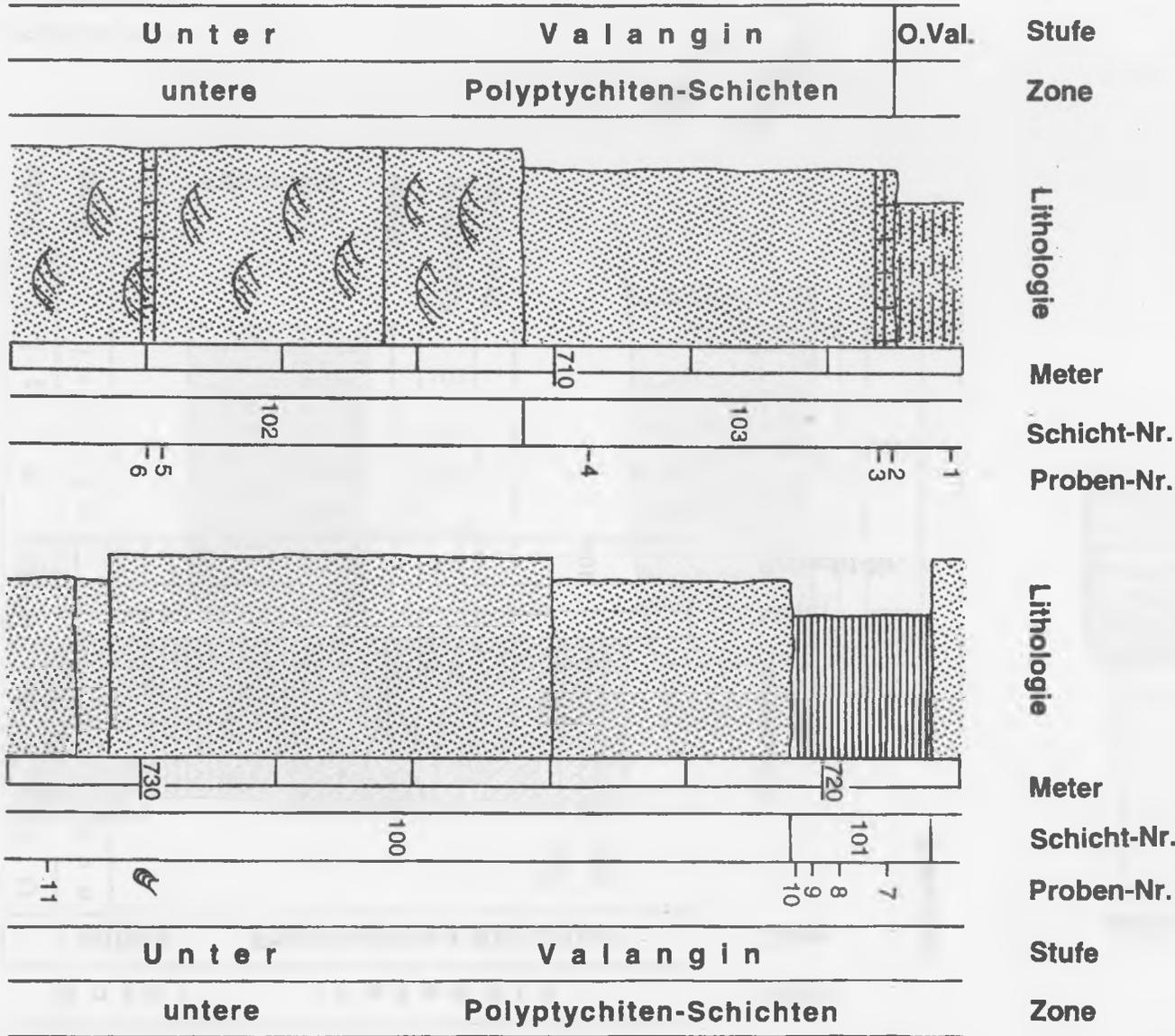


Abb. A.16: Lithologisches Profil Rühlermoor 210.

Wettrup 6

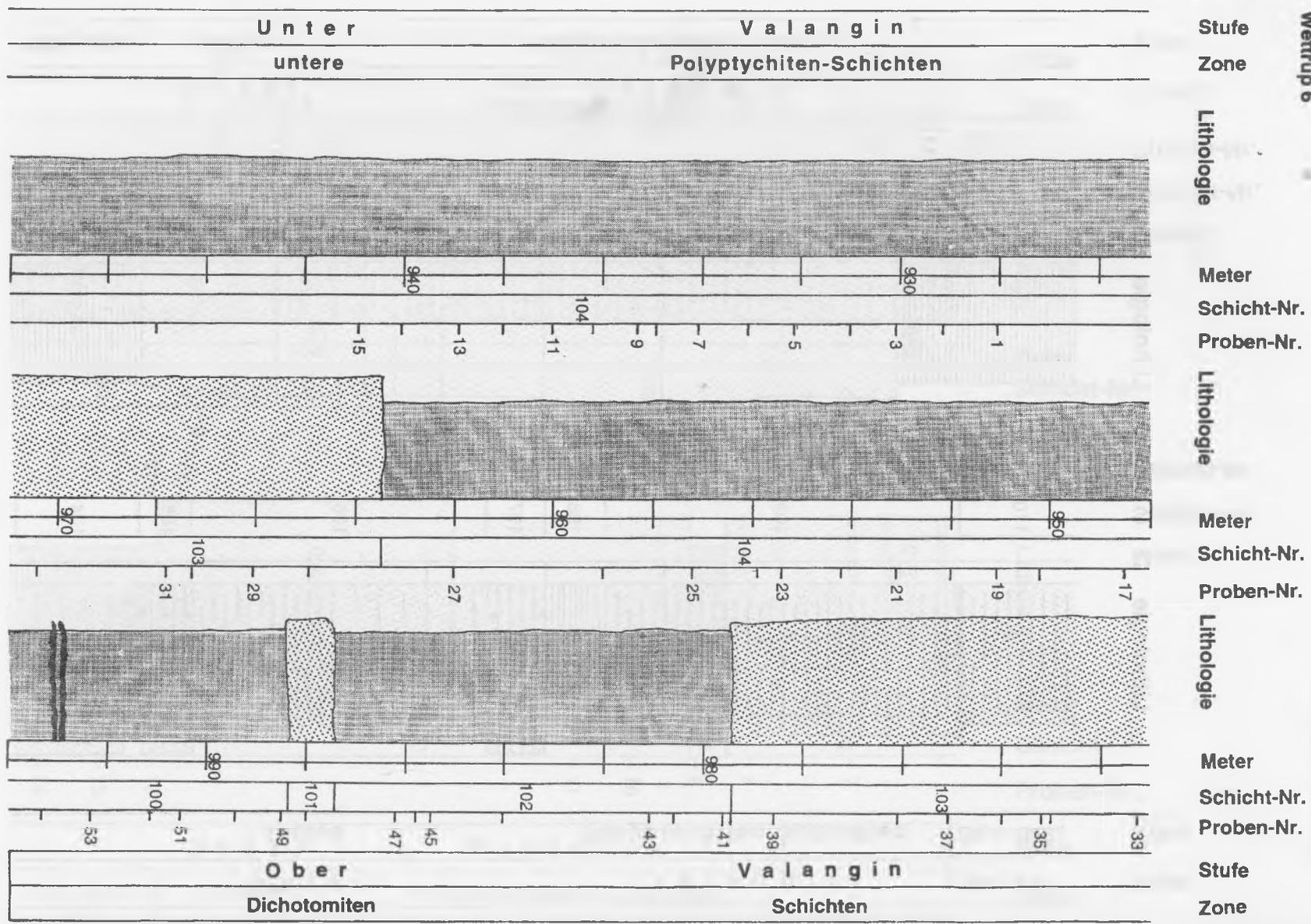


Abb. A. 20: Lithologisches Profil Wettrup 6.

A. 2 Taxonomischer Index

Agglutinierende Foraminiferen (in alphabetischer Reihenfolge nach Gattungen)

- Ammobaculites agglutinans* (D'ORBIGNY 1846)
Ammobaculites irregulariformis BARTENSTEIN & BRAND 1951
Ammobaculites sp.
Ammodiscus gaultinus BERTHELIN 1880
Ammodiscus sp.
Ammodiscus tenuissimus (GUMBEL 1862)
Ammomargulina infrajurensis (TERQUEM) 1870
Ammovertella cellensis BARTENSTEIN & BRAND 1951
Bathysiphon sp.
Belourussiella textilarioides (REUSS 1863)
Glomospira gordialis (JONES & PARKER 1860)
Gaudryina hannoverana BARTENSTEIN & BRAND 1951
Haplophragmium inconstans erectum BARTENSTEIN & BRAND 1951
Haplophragmium inconstans gracile BARTENSTEIN & BRAND 1951
Haplophragmium inconstans inconstans BARTENSTEIN & BRAND 1951
Haplophragmium subaequale MJATLIUK 1939
Haplophragmoides concavus (CHAPMAN 1892)
Haplophragmoides cushmani LOEBLICH & TAPPAN 1946
Psammosphaera fusca SCHULZE 1875
Reophax minutissima BARTENSTEIN & BRAND 1951
Reophax scorpiurus MONTFORT 1808
Reophax sp.
Rhabdammina sp.
Verneulinoides neocomiensis (MJATLIUK 1839)
Webbinella sp.

Kalkschalige Foraminiferen (in alphabetischer Reihenfolge)

- Astacolus bronni* (ROEMER 1841)
Astacolus calliopsis (REUSS 1863)
Bullopore laevis (SOLLAS 1877)
Bullopore sp.
Citharina cristellarioides (REUSS 1863)
Citharina discors discors (KOCH 1851)
Citharina harpa (ROEMER 1841)
Citharina krobothi MEYN & VESPERMANN 1994
Citharina striatula (ROEMER 1842)
Dentalina sp.
Dentalina debilis (BERTHELIN 1880) = *Laevidentalina debilis* (LOEBLICH & TAPPAN 1986)
Dentalina soluta REUSS 1851 = *Laevidentalina soluta* (LOEBLICH & TAPPAN 1986)
Dentalina varians TERQUEM 1866 = *Laevidentalina varians* (LOEBLICH & TAPPAN 1986)
Frondicularia hastata ROEMER 1842
Frondicularia rehbургensis BARTENSTEIN & BRAND 1951
Globulina prisca REUSS 1863
Laevidentalina linearis (ROEMER 1841)
Laevidentalina sp.
Lagena aplicata neocomiensis BARTENSTEIN & BRAND 1951
Lagena laevis (MONTAGU 1803)
Lagena sp.
Lenticulina cultrata (MONTFORT 1808)
Lenticulina dunkeri (REUSS 1863)
Lenticulina muensteri (ROEMER 1839)
Lenticulina saxocretacea BARTENSTEIN 1954
Lenticulina saxonica saxonica BARTENSTEIN & BRAND 1951
Lenticulina subangulata (REUSS 1863)

Marginulina pyramidalis (KOCH 1851)
Marginulinopsis gracilissima (REUSS 1863)
Marginulinopsis jonesi (REUSS 1863)
Marginulinopsis oldenburgensis BARTENSTEIN & BRAND 1951
Marginulinopsis striatocostata (REUSS 1863)
Nodosaria obscura REUSS 1845-46
Patellina subcretacea CUSHMAN & ALEXANDER 1930
Planularia crepidularis ROEMER 1842
Pseudoglandulina tenuis (BORNEMANN 1854)
Pseudonodosaria humilis (ROEMER 1841)
Psilocitharella kochi (ROEMER 1841)
Pyramidulina paucicosta (ROEMER 1841)
Pyramidulina sceptrum (REUSS 1863)
Pyrulina gutta D'ORBIGNY 1826
Spiroloculina duestensis BARTENSTEIN & BRAND 1951
Tristix insignis (REUSS 1863)
Vaginulinopsis cf. reticulosa (DAM 1946)

Ostrakodenarten (in alphabetischer Reihenfolge)

Apocythere sp. (503)
Bythocythere sp.
Cythereis sp.
Cytherella cf. staringi VAN VEEN 1932
Cytheridea (Haplocythere) sp. 517 BARTENSTEIN & BRAND 1951
Dolocytheridea hilseana (ROEMER 1840)
Dolocytheridea sp.
Dolocytheridea (D.) wolburgi BARTENSTEIN & BRAND 1959
Orthonotacythere sp.
Paracypris acuta (CORNUEL 1848)
Paracypris sp.
Paranotacythere globosa globosa BASSIOUNI 1964
Paranotacythere sp.
Parexophthalmocythere mamillata TRIEBEL 1938
Polycope sp. (535)
Protocythere hannoverana BARTENSTEIN & BRAND 1959
Protocythere pseudopropia BARTENSTEIN & BRAND 1951
Protocythere sp.
Schuleridea praethoerenensis BARTENSTEIN & BRAND 1959
Schuleridea sp.

Ichnofossilien (in alphabetischer Reihenfolge)

Cavernaecola bärtingi BENTZ 1929
Chodrites v. STERNBECK 1833
Diplocraterion TORELL 1870
Gyrochorte HEER 1865
Laevicyclus QUENSTEDT 1879
Lobichnius KEMPER 1968
Neonereites SEILACHER 1960
Ophiomorpha LUNDGREN 1891
Planolites NICHOLSON 1873
Pseudogordia entspricht *Gordia* EMMONS 1844
Rhizocorallium ZENKER 1836
Sphaerococcites v. STERNBERG
Thalassinoides EHRENBERG 1944

Makrofossilien (in alphabetischer Reihenfolge)

Bodylevskites pumilio (VOGEL 1959)

Platylenticeras involutum KEMPER 1961

Polyptychites pavlowi VON KOENEN 1902

A. 3 Angaben zur rezenten Bathymetrie, dem bevorzugten bathymetrischen Lebensraum, dem bevorzugten Temperaturbereich sowie die Lebensweise der im Text aufgeführten Foraminiferen. Daten aus Lommerzheim (1991):

Verwendete Abkürzungen:

f, m, tS = flaches, mittleres tieferes Sublitoral

f, m, tB = flaches, mittleres, tieferes Bathyal

bevorzugter Temperaturbereich:

W = Warmwasserpräferent

K = Kaltwasserpräferent

G = bevorzugt gemäßigte Warmwassertemperaturen

E = eurytherm, keine Temperaturpräferenz

Lebensweise:

ENDOB = endobenthonisch

EPIB = epibenthonisch

? = keine Daten bekannt

Bathysiphon SARS 1872: 250-4391 m, mB-tB, K, ENDOB

Rhabdammina SARS 1869: 32-6000 m, B, K, ENDOB/EPIB

Psammospaera SCHULZE 1875: 6-5600 m, S, K, EPIB

Ammodiscus REUSS 1862: ?, S-B, K, EPIB

Glomospira RHEZAK 1885 (z.T. Übergänge zu *Ammovertellina* SULEYMANOV):

10-3562 m, B, K, EPIB

Reophax DE MONTFORT 1808: 12-4758 m, S-B, E, ENDOB

Haplophragmoides CUSHMAN 1910: 32-1235 m, S-B, E, EPIB (?)

Ammobaculites CUSHMAN 1910: 12-5033 m, S, G, EPIB

Verneuillina D'ORBIGNY 1839: ?, tS-fB, K, ?

Spiroplectinata CUSHMAN 1927: ?, tS, E, ?

Textularia DEFRANCE 1824: 1-1135 m, S, W-G, EPIB

Spiroloculina D'ORBIGNY 1826: 14-769 m, fS-mS, W-G, EPIB

Nodosaria LAMARCK 1812: 11-4026 m, S, W-G, EPIB

Dentalina RISSO 1826 : 12-2516 m, S, W-G, EPIB

Fronicularia DEFRANCE 1826: 69-1061 m, S, W-G, EPIB

Astacolus DE MONTFORT 1808: 69-850 m, S, E, EPIB

Lenticulina LAMARCK 1804: 23-3385 m, tS, E, EPIB

Marginulina D'ORBIGNY 1826: 10-3752 m, S, E, EPIB

Saracenaria DEFRANCE 1824: 23-2608 m, S, E, EPIB

Vaginulinopsis SILVESTRI 1904: ?, tS, E, EPIB

Citharina D'ORBIGNY 1839: ?, S, E, EPIB

Lagena WALKER & JONES 1798: 1-5014 m, S, E, EPIB

Globulina D'ORBIGNY 1839: 1-3358 m, fS, W-G, EPIB

Pyrulina D'ORBIGNY 1839: 335-4209, tS-fB, E, ?

Bullopora QUENSTEDT 1856: ?, S, W-G, EPIB

Ramulina JONES 1875: 384-823 m, tS-fB, K-G, EPIB

Bolivina D'ORBIGNY 1839: 1-2983 m, tS-fB, G, ?

A. 4 Zähllisten

- A.4.1 Rühlermoor 210
- A.4.2 Rühlermoor 324
- A.4.3 Rühlermoor 602
- A.4.4 Rühlermoor 694
- A.4.5 Wettrup 6

Tab. 4.1: Zahlreiche Röhlermoor 210

A 4.1 Röhlermoor 210		Sandschaler Arten		Kalkschaler Arten		Ostrakoden Arten		Summe	
Probennummer									
FM 210-1	<i>Ammobaculites agglutinans</i>							51	51
FM 210-2	<i>Ammobaculites</i> sp.							48	36
FM 210-3	<i>Ammodiscus gautlinus</i>							0	0
FM 210-4	<i>Ammoverella cellensis</i>							0	0
FM 210-5	<i>Belorusieela textiliarioides</i>							0	0
FM 210-6	<i>Glomospira gordialis</i>	100	249	4040				124	0
FM 210-7	<i>Glomospira gordialis</i>			997				0	0
FM 210-8	<i>Haplophragmoides Inconstans gracile</i>	81		199				0	0
FM 210-9	<i>Haplophragmoides Inconstans gracile</i>			243				0	0
FM 210-10	<i>Psammosphaera fusca</i>			765				0	0
FM 210-11	<i>Psammosphaera fusca</i>			1020				0	0
	<i>Reophax scorpiurus</i>			198				0	0
	<i>Reophax</i> sp.			112	224			51	51
	<i>Reophax</i> sp.			51				0	0
	<i>Vermeuilinoidea neocomiensis</i>							0	0
	<i>Bullopore laevis</i>			81				0	0
	<i>Citharina discors discors</i>							0	0
	<i>Dentalina communis</i>							56	56
	<i>Dentalina varians</i>							0	0
	<i>Epistomina caracolla caracolla</i>			27				0	0
	<i>Lagena</i> sp.			51				0	0
	<i>Lenticulina cultrata</i>			60				0	0
	<i>Lenticulina munsteri</i>			360				0	0
	<i>Lenticulina munsteri</i>			760				56	56
	<i>Marginulina pyramidalis</i>			124				0	0
	<i>Marginulina pyramidalis</i>			548	149	249		0	0
	<i>Marginulinopsis jonesi</i>			81				0	0
	<i>Marginulinopsis jonesi</i>			51	102			0	0
	<i>Nodosaria obscura</i>			300				0	0
	<i>Nodosaria obscura</i>			240				0	0
	<i>Pseudonodosaria humilis</i>			60				0	0
	<i>Dolocytheridea gr. hilseana</i>			54				0	0
	<i>Dolocytheridea</i> sp.			27				0	0
	<i>Dolocytheridea wolburgi</i>			102				0	0
	<i>Orthonatocythere</i> sp.			153				0	0
	<i>Orthonatocythere</i> sp.			100				0	0
	<i>Parexophthalmocythere mamillata</i>			50				0	0
	<i>Protocythere hannoverana</i>			50				0	0
	<i>Schulendea praethoerensis</i>			27				0	0
	<i>Schulendea</i> sp.			249				0	0
	<i>Schulendea</i> sp.			6730	5584	946	200	0	0
	Individuen Insg.			837	621	162	54	0	0
	Sandschaler Insg.			2145	1533	357	255	0	0
	Kalkschaler Insg.			7320	4380	1980	960	0	0
	Ostrakoden Insg.			1381	1381	0	0	0	0

Tab. 4.3: Zählliste Rühlermoos 602.

A 4.3 Rühlermoos 602		Sandschaler-Arten										Kalkschaler-Arten											
Probennummer		<i>Ammobaculites agglutinans</i>	<i>Ammobaculites</i> sp.	<i>Ammodiscus gaultinus</i>	<i>Ammoverrella cellensis</i>	<i>Belorusiella textilarioides</i>	<i>Glomospira gordialis</i>	<i>Haplophragmium inconstans erectum</i>	<i>Haplophragmoides concavus</i>	<i>Psammospaera fusca</i>	<i>Reophax scorpiurus</i>	<i>Reophax</i> sp.	<i>Astacolus calliopsis</i>	<i>Citharina cristellarioides</i>	<i>Citharina discors discors</i>	<i>Dentalina communis</i>	<i>Dentalina</i> sp.	<i>Lenticulina cultrata</i>	<i>Lenticulina münsteri</i>	<i>Lenticulina saxocretacea</i>	<i>Lenticulina subangulata</i>	<i>Marginulina pyramidalis</i>	<i>Marginulinopsis gracilissima</i>
RM 602-1								47			94								47				
RM 602-2					48						582								35				
RM 602-3						35																	
RM 602-4											182												
RM 602-5					141	47					611								141				
RM 602-6			128		512		64	64	64		320	384							192			128	
RM 602-7																							
RM 602-8		484			85		1738						28						969	399			
RM 602-9					1485		189	108			54								162				
RM 602-10					141												47						
RM 602-11		61			793		61														61		
RM 602-12			90		1260		315				225			135									
RM 602-13																							
RM 602-14																							

Tab. 4.3: Zählliste Rührleermoor 602.

A 4.3 Rührleermoor 602		Kalkschaler-Arten							Ostrakoden-Arten							Summe						
Probennummer	<i>Marginulinopsis jonesi</i>	<i>Marginulinopsis oldenburgensis</i>	<i>Pseudoglandulina tenuis</i>	<i>Pseudonodosaria humulis</i>	<i>Psilocitharella kochi</i>	<i>Pyrulina gutta</i>	<i>Spiroloculina duestensis</i>	<i>Vaginulinopsis cf. reticulosa</i>	<i>Dolocytheridea sp.</i>	<i>Dolocytheridea wolburgi</i>	<i>Orthonotacythere sp.</i>	<i>Parexophthalmocythere mamillata</i>	<i>Paracypris sp.</i>	<i>Polycope sp.</i>	<i>Protocythere pseudopropia</i>	<i>Protocythere sp.</i>	<i>Schuleridea praethoerenensis</i>	<i>Schuleridea sp.</i>	Individuen Insg.	Sandschaler Insg.	Kalkschaler Insg.	Ostrakoden Insg.
RM 602-1								47						47		94		376	141	94	141	
RM 602-2																48		678	630	0	48	
RM 602-3														105		70		315	35	105	175	
RM 602-4					45													227	182	45	0	
RM 602-5								47		94								1128	799	235	94	
RM 602-6		64					64											1984	1536	448	0	
RM 602-7																		0	0	0	0	
RM 602-8	114		28						28	114		28				114		4356	2421	1623	312	
RM 602-9	54															243	243	2376	1917	216	243	
RM 602-10	94			94		47	47			94							141	799	141	423	235	
RM 602-11																		1525	1403	122	0	
RM 602-12	180						90		90									3240	2295	765	180	
RM 602-13									245			70				35	420		770	0	0	770
RM 602-14									465						93	46			604	0	0	604

Tab. 4.4: Zahlreiche Rühlermoore 694.

A 4.4 Rühlermoore 694		Sandschaler-Arten										Kalkschaler-Arten														
Probennummer		<i>Ammobaculites agglutinans</i>	<i>Ammobaculites irregulariformis</i>	<i>Ammobaculites</i> sp.	<i>Ammodiscus gaultinus</i>	<i>Ammovertella cellensis</i>	<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Glomospira gordialis</i>	<i>Haplophragmium inconstans gracile</i>	<i>Haplophragmium inconstans erectum</i>	<i>Haplophragmoides concavus</i>	<i>Haplophragmoides cushmani</i>	<i>Psammosphaera fusca</i>	<i>Reophax scorpiurus</i>	<i>Reophax</i> sp.	<i>Verneuilinoides neocomiensis</i>	<i>Astacolus bronni</i>	<i>Astacolus calliopsis</i>	<i>Ctiharina krobothi</i>	<i>Dentalina communis</i>	<i>Dentalina</i> sp.	<i>Epistomina caracolla caracolla</i>	<i>Frondicularia hastata hastata</i>	<i>Globulina prisca</i>	<i>Lenticulina münsteri</i>	<i>Marginulina pyramidalis</i>
RM 694-1																										
RM 694-2				110					55	220				110	110										110	
RM 694-3														118	354										118	
RM 694-4														492						82					82	
RM 694-5			53			106		159						106											106	
RM 694-6																									186	
RM 694-7			62															62						42		252
RM 694-8											42			1008		294			84						252	126
RM 694-9			57								171					57			114						57	
RM 694-10																										
RM 694-11																										
RM 694-12																										
RM 694-13		3445			195	2925		1117				195				1430	130	195		65	65			65	1365	
RM 694-14																										
RM 694-15																										
RM 694-16				61																	55					
RM 694-17						110					55															
RM 694-18								55							89										89	55

Tab. 4.4: Zählliste Rührmoor 694.

A 4.4 Rührmoor 694		Kalkschaler-Arten					Ostrakoden-Arten										Summe						
Probennummer		<i>Marginulinopsis jonesi</i>	<i>Nodosaria obscura</i>	<i>Pseudonodosaria humilis</i>	<i>Pyramidulina sceptrum</i>	<i>Spiroloculina duestensis</i>	<i>Bythocythere</i> sp.	<i>Cythereis</i> sp.	<i>Cytherella</i> cf. <i>staringi</i>	<i>Dolocytheridea</i> gr. <i>hilseana</i>	<i>Dolocytheridea</i> sp.	<i>Othonotacythere</i> sp.	<i>Paracypris</i> sp.	<i>Paranotacythere globosa globosa</i>	<i>Protocythere hannoverana</i>	<i>Protocythere pseudopropia</i>	<i>Protocythere</i> sp.	<i>Schuleridea praethoerenensis</i>	<i>Schuleridea</i> sp.	Individuen Insg.	Sandschaler Insg.	Kalkschaler Insg.	Ostrakoden Insg.
RM 694-1																				0	0	0	0
RM 694-2	55														55					935	605	165	165
RM 694-3					118											118				826	472	236	118
RM 694-4										82										902	574	164	164
RM 694-5	53																			636	424	159	53
RM 694-6																				0	0	0	0
RM 694-7					62															496	62	372	62
RM 694-8	42						42							42						2181	1509	546	126
RM 694-9							57										57			627	342	171	114
RM 694-10																				0	0	0	0
RM 694-11																				0	0	0	0
RM 694-12																				0	0	0	0
RM 694-13	195		65	65		390														0	0	0	0
RM 694-14								325	260											455	9307	2600	1300
RM 694-15																				0	0	0	0
RM 694-16																				122	61	0	61
RM 694-17										55						55				495	220	165	110
RM 694-18																				178	89	89	0

A 4.5 Wehrup 6		Sandschaler - Arten													
Probennummer	<i>Ammobaculites agglutinans</i>	<i>Ammobaculites eocretaceus</i>	<i>Ammobaculites irregulariformis</i>	<i>Ammobaculites</i> sp.	<i>Ammodiscus gaultinus</i>	<i>Ammodiscus tenuissimus</i>	<i>Ammomarginulina infrajurensis</i>	<i>Ammovertella cellensis</i>	<i>Belorusiella textilaroides</i>	<i>Gaudryinella hannoverana</i>	<i>Glomospira gordialis</i>	<i>Haplophragmium inconstans erectum</i>	<i>Haplophragmium inconstans gracile</i>	<i>Haplophragmium inconstans inconstans</i>	<i>Haplophragmium subaequale</i>
WE6-1	522				87			1044				348			
WE6-2				480				1600				373			
WE6-3								96			384	1824		864	96
WE6-4				424		53		636							265
WE6-5		150	350				200	100				200	550	800	500
WE6-6	188		125	375								200	750	187	750
WE6-7				1116				372				465			1302
WE6-8			202	1417								135			202
WE6-9				1573				71				357	143		429
WE6-10															
WE6-11															
WE6-12															
WE6-13															
WE6-14															
WE6-15								190							83
WE6-16								190							127
WE6-17															165
WE6-18															
WE6-19	696		2436			232		464		812	464	348	116		
WE6-20				471				2826							
WE6-21		107	214					107							
WE6-22		71	214								214				
WE6-23			635					508			254				768
WE6-24			64												1312
WE6-25			125												652
WE6-26								163							70
WE6-27			70								539				
WE6-28			154					2464							
WE6-29					539										
WE6-30								1309							
WE6-31								332							
WE6-32								354							
WE6-33								262							
WE6-34								826							
WE6-35								1064							
WE6-36															
WE6-37								264							
WE6-38			51												
WE6-39								196							
WE6-40			48								48				48
WE6-41			274					68				48			68
WE6-42			240					240						120	
WE6-43			167					167							
WE6-44			2672					584							83
WE6-45			417					417							
WE6-46			322												80
WE6-47			2244												1496
WE6-48			272												982
WE6-49			858												357
WE6-50			179												805
WE6-51								513							
WE6-52								187							
WE6-53								63							
WE6-54			129					516							

Tab. 4.5: Zählliste Wehrup 6.

A 4.5 Wetrupp 6		Sandschaier - Arten										Kalkschaier - Arten						
Probennummer		<i>Haplophragmoides cushmani</i>	<i>Haplophragmoides concavus</i>	<i>Psammosphaera fusca</i>	<i>Reophax minutissima</i>	<i>Reophax scorpiurus</i>	<i>Reophax</i> sp.	<i>Verneullinoides neocomiensis</i>	<i>Webbinella</i> sp.	<i>Astacolus calliopsis</i>	<i>Citharina discors discors</i>	<i>Citharina harpa</i>	<i>Citharina krobothi</i>	<i>Citharina striatula</i>	<i>Dentalina communis</i>	<i>Dentalina debilis</i>		
WEG-1				1914		1479	1044											
WEG-2				587		1227	1760											
WEG-3			2592			12096	1632							96				
WEG-4							106					53						
WEG-5	50	50				100	700		150									
WEG-6				750		437												
WEG-7				1581		1581	651											
WEG-8				1215		1485												
WEG-9	143			1144														
WEG-10																		
WEG-11																		
WEG-12																		
WEG-13																		
WEG-14																		
WEG-15				918		584												
WEG-16				254		317												
WEG-17							165											
WEG-18																		
WEG-19	812			4176		4988		5568		116								
WEG-20	78			225		1177	549	1099		78								
WEG-21	53	53		160		214	321											
WEG-22	286			357		71	214	143				71						
WEG-23	127			828		1905	4572	63										
WEG-24	64			640		1024	192							64				
WEG-25	62				750	812	750								62			
WEG-26						407	978	489										
WEG-27	350			910		350	210											
WEG-28	847			1001		1001												
WEG-29																		
WEG-30																		
WEG-31																		
WEG-32						105												
WEG-33																		
WEG-34																		
WEG-35		143				429												
WEG-36																		
WEG-37							132											
WEG-38						102	663	49										
WEG-39							588											
WEG-40				242			436											
WEG-41				68			137											
WEG-42				120			360											
WEG-43				835		501	584											
WEG-44	167			1002	501	835												
WEG-45							1586											
WEG-46				161			1368											
WEG-47				1156		1564	136	68										
WEG-48				163		436												
WEG-49				357		214												
WEG-50				537		447	179											
WEG-51			57	741		1026												
WEG-52				62		187	500											
WEG-53				378			63											
WEG-54	64			1677		258	258			64								

Tab. 4.5: Zählliste Wetrupp 6.

A 4.5 Weiltrup 6		Kalkschaler - Arten													
Probennummer	<i>Dentalina linearis</i>	<i>Dentalina</i> sp.	<i>Dentalina varians</i>	<i>Epistomina caracolla caracolla</i>	<i>Fronicularia hastata</i>	<i>Fronicularia rehbургensis</i>	<i>Globulina prisca</i>	<i>Lagena aplicata neocomiana</i>	<i>Lagena laevis</i>	<i>Lagena</i> sp.	<i>Lenticulina cultrata</i>	<i>Lenticulina dunkeri</i>	<i>Lenticulina münsteri</i>	<i>Lenticulina saxocretacea</i>	<i>Lenticulina saxonica saxonixa</i>
WE6-1															
WE6-2															
WE6-3															
WE6-4													350	106	
WE6-5													312		
WE6-6													372	93	
WE6-7			93										2227		
WE6-8					67								286		
WE6-9															
WE6-10															
WE6-11															
WE6-12															
WE6-13															
WE6-14															
WE6-15													250		167
WE6-16													127		
WE6-17															
WE6-18															
WE6-19									232					696	
WE6-20															
WE6-21														286	
WE6-22									71					889	508
WE6-23														81	125
WE6-24		127							317					81	210
WE6-25														625	125
WE6-26														81	210
WE6-27														308	140
WE6-28									154						
WE6-29															
WE6-30															
WE6-31															
WE6-32															
WE6-33														83	
WE6-34															
WE6-35															
WE6-36															
WE6-37															
WE6-38															
WE6-39														49	
WE6-40															
WE6-41														68	
WE6-42															
WE6-43															
WE6-44														83	
WE6-45															250
WE6-46															83
WE6-47														272	
WE6-48															
WE6-49															
WE6-50														171	
WE6-51														62	
WE6-52															
WE6-53															
WE6-54														709	64
															129

Tab. 4.5: Zählliste Weiltrup 6.

A 4.5 Wertup 6		Kalkschaler - Arten												
Probennummer	<i>Lenticulina subangulata</i>	<i>Marginulina pyramidalis</i>	<i>Marginulopsis gracilissima</i>	<i>Marginulopsis jonesi</i>	<i>Marginulopsis oldenburgensis</i>	<i>Nodosaria obscura</i>	<i>Patellina subcretacea</i>	<i>Planularia crepidularis</i>	<i>Pseudoglandulina tenuis</i>	<i>Pseudonodosaria humilis</i>	<i>Pyramidulina sceptrum</i>	<i>Saracenaria</i> sp.	<i>Tristix insignis</i>	<i>Vaginulinopsis cf. reticulosa</i>
WE6-1														
WE6-2														
WE6-3														
WE6-4														
WE6-5	150													
WE6-6														
WE6-7						93								
WE6-8														
WE6-9	71													
WE6-10														
WE6-11														
WE6-12														
WE6-13														
WE6-14														
WE6-15														
WE6-16														
WE6-17														
WE6-18														
WE6-19		116	116	232								116		116
WE6-20								157						
WE6-21														
WE6-22				71		71			71					
WE6-23					63	63				63	63			254
WE6-24		192												
WE6-25						125						125		
WE6-26	81													
WE6-27		140												
WE6-28		231		154										154
WE6-29														
WE6-30														
WE6-31														
WE6-32														
WE6-33														
WE6-34														
WE6-35														
WE6-36														
WE6-37														
WE6-38						51								
WE6-39														
WE6-40												48		
WE6-41														
WE6-42														
WE6-43														
WE6-44		83												
WE6-45														
WE6-46														
WE6-47														
WE6-48								68						
WE6-49														
WE6-50														
WE6-51														
WE6-52														
WE6-53							252							63
WE6-54														64

Tab. 4.5: Zählliste Wertup 6.

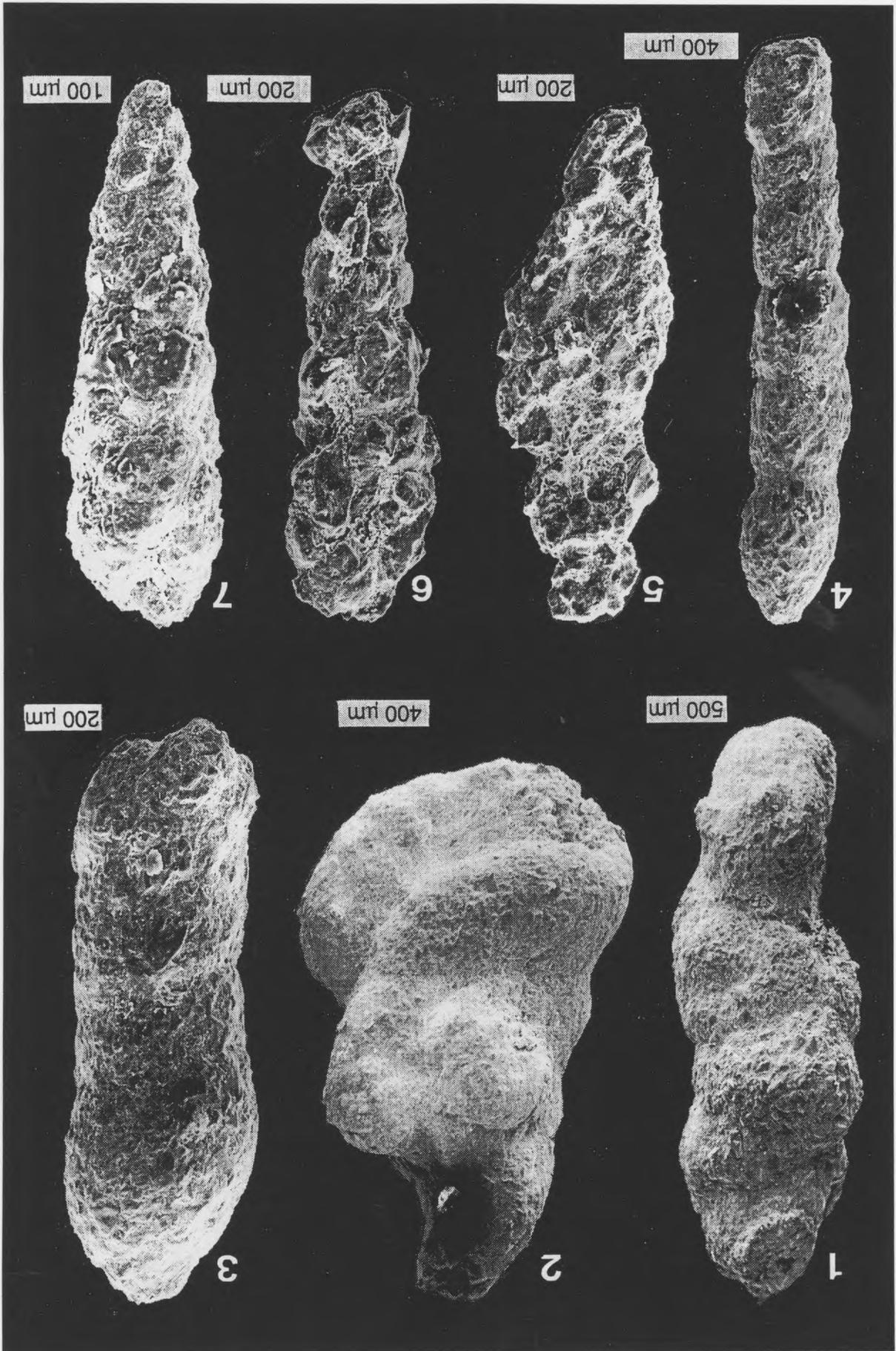
A 4.5 Weittrup 6		Ostrakoden - Arten							Summe				
Probennummer	Ostrakoden (unbestimmt)	<i>Apocythere</i> sp.	<i>Dolocytheridea</i> sp.	<i>Dolocytheridea</i> gr. <i>hilseana</i>	<i>Dolocytheridea wolburgi</i>	<i>Protocythere</i> sp.	<i>Protocythere hannoverana</i>	<i>Schuleridea praethoerenensis</i>	<i>Paracypris sinuata</i>	Individuen insg.	Sandschaler insg.	Kalkschaler insg.	Ostrakoden insg.
WEG-1	174									6612	6436	0	174
WEG-2	533									6560	6027	0	533
WEG-3										19680	19584	96	0
WEG-4	106									1749	1484	159	106
WEG-5										4400	3900	500	0
WEG-6										3874	3562	312	0
WEG-7										8148	7066	651	429
WEG-8										7760	4656	2294	810
WEG-9	858		675							5075	3860	357	858
WEG-10										0	0	0	0
WEG-11										0	0	0	0
WEG-12										0	0	0	0
WEG-13										0	0	0	0
WEG-14										0	0	0	0
WEG-15					83					2609	1775	751	83
WEG-16										1015	888	127	0
WEG-17										330	330	0	0
WEG-18										0	0	0	0
WEG-19	232									23316	21112	1972	232
WEG-20	785									7445	6425	235	785
WEG-21										1282	1229	53	0
WEG-22	214									2496	1570	712	214
WEG-23										11682	8892	2473	317
WEG-24										3520	2752	256	512
WEG-25		62		320						5310	3811	1062	437
WEG-26					250					3094	2689	243	162
WEG-27										2800	1960	630	210
WEG-28										7700	6545	1001	154
WEG-29										1309	1309	0	0
WEG-30										332	332	0	0
WEG-31										354	354	0	0
WEG-32										367	367	0	0
WEG-33										909	826	83	0
WEG-34										1064	1064	0	0
WEG-35										572	572	0	0
WEG-36										0	0	0	0
WEG-37										396	396	0	0
WEG-38										918	816	51	51
WEG-39										882	833	49	0
WEG-40										918	822	96	0
WEG-41										956	615	204	137
WEG-42										1200	1080	60	60
WEG-43										2421	2254	0	167
WEG-44										7177	5844	499	834
WEG-45										2503	2420	83	0
WEG-46										1931	1931	0	0
WEG-47										7072	6664	408	0
WEG-48										2180	1853	0	327
WEG-49										1857	1786	0	71
WEG-50										2326	2147	179	0
WEG-51										4218	3876	171	171
WEG-52										1685	1561	62	62
WEG-53										1323	1008	315	0
WEG-54										4189	2902	1030	257

Tab. 4.5: Zählliste Weittrup 6.

Tafel 1

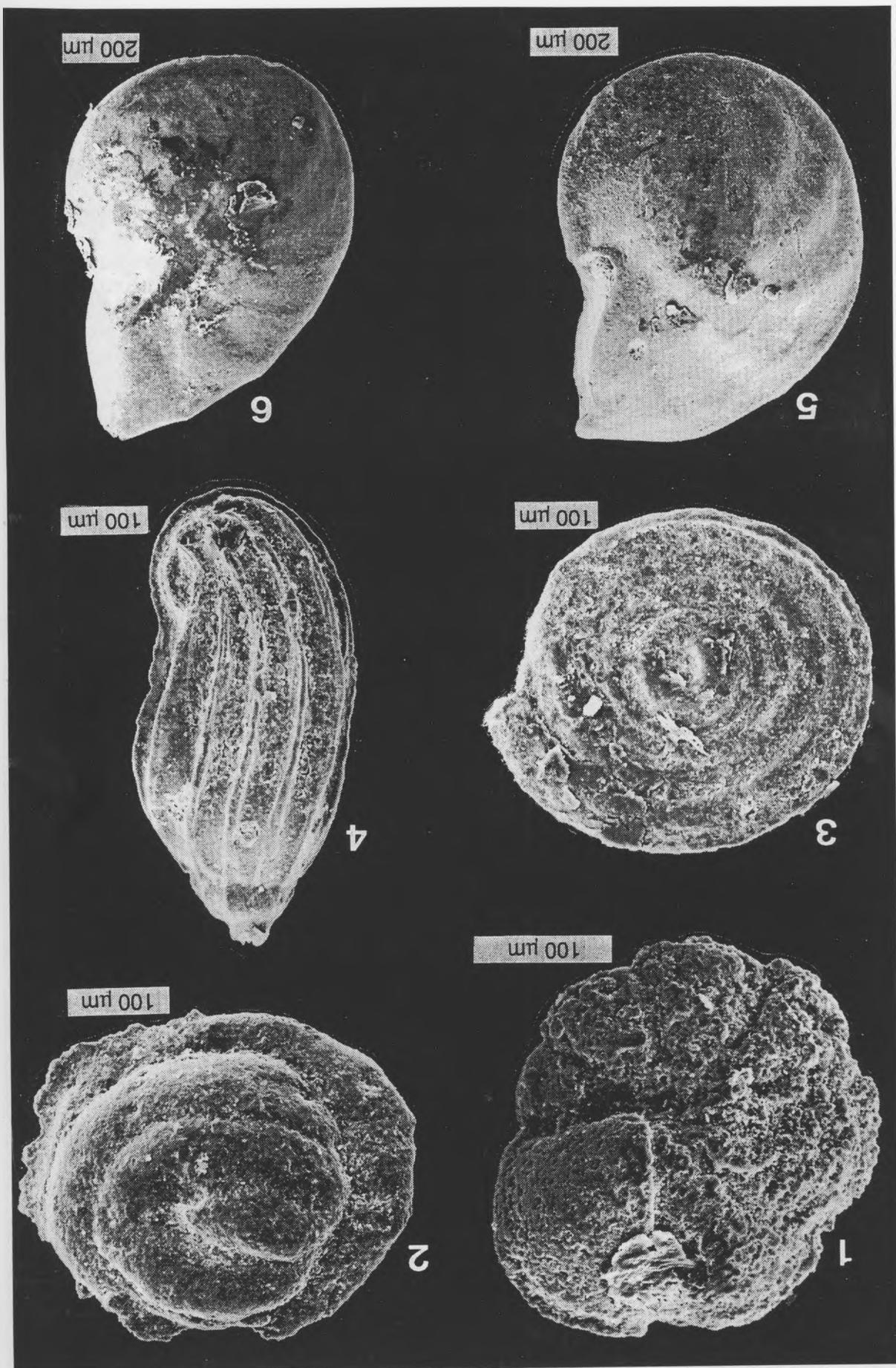
Für alle Tafeln gilt: Die Länge des Kästchens entspricht dem darin stehenden Maßstab.

- Fig. 1: *Ammovertella cellensis* BARTENSTEIN & BRAND 1951
Gestreckte Form, Leitfossil des untersten Obervalangin.
Bohrung Rühlermoor 324, Probe RM 324-4.
- Fig. 2: *Ammovertella cellensis* BARTENSTEIN & BRAND 1951
Knäuelige Form, Leitfossil für das oberste Untervalangin.
Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-53.
- Fig. 3: *Haplophragmium inconstans erectum* BARTENSTEIN & BRAND 1951
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-24.
- Fig. 4: *Haplophragmium inconstans gracile* BARTENSTEIN & BRAND 1951
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-5.
- Fig. 5: *Reophax scorpiurus* MONTFORT 1808
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-8.
- Fig. 6: *Ammobaculites irregulariformis* BARTENSTEIN & BRAND 1951
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-5.
- Fig. 7: *Verneuilioides neocomiensis* (MJATLIUK 1839)
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-20.



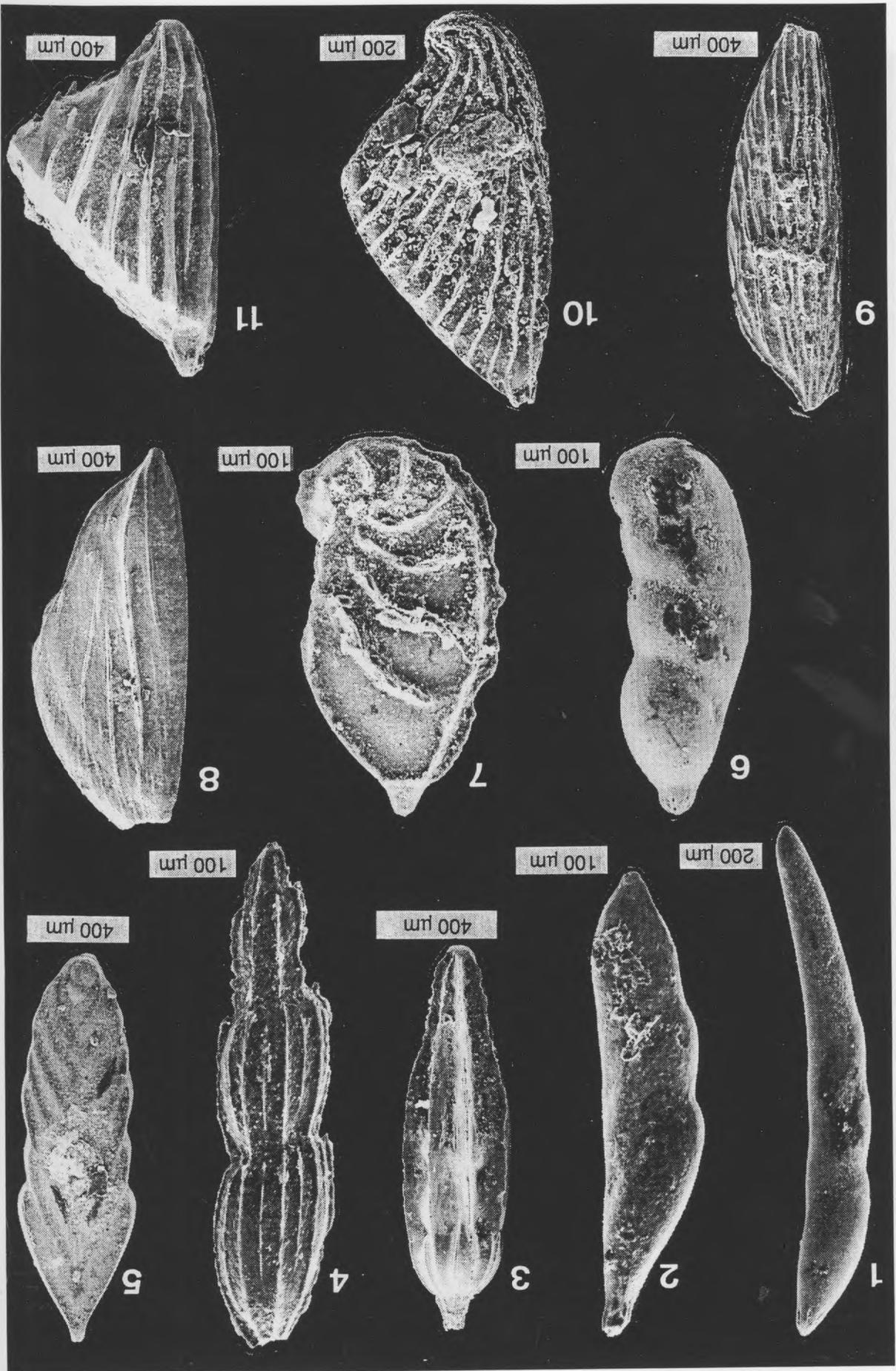
Tafel 2

- Fig. 1: *Haplophragmoides cushmani* LOEBLICH & TAPPAN 1946
Oberes Untervalangin. Bohrung Wettrup 6. Probe WE 6-28.
- Fig. 2: *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER 1860)
Oberes Untervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-28.
- Fig. 3: *Ammodiscus tenuissimus* (GUMBEL 1862)
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-4.
- Fig. 4: *Marginulinopsis jonesi* (ROEMER 1863)
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-19.
- Fig. 5: *Lenticulina muensteri* (ROEMER 1839)
Oberes Untervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-28.
- Fig. 6: *Lenticulina dunkeri* (REUSS 1863)
Unterstes Obervalangin, Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-23.



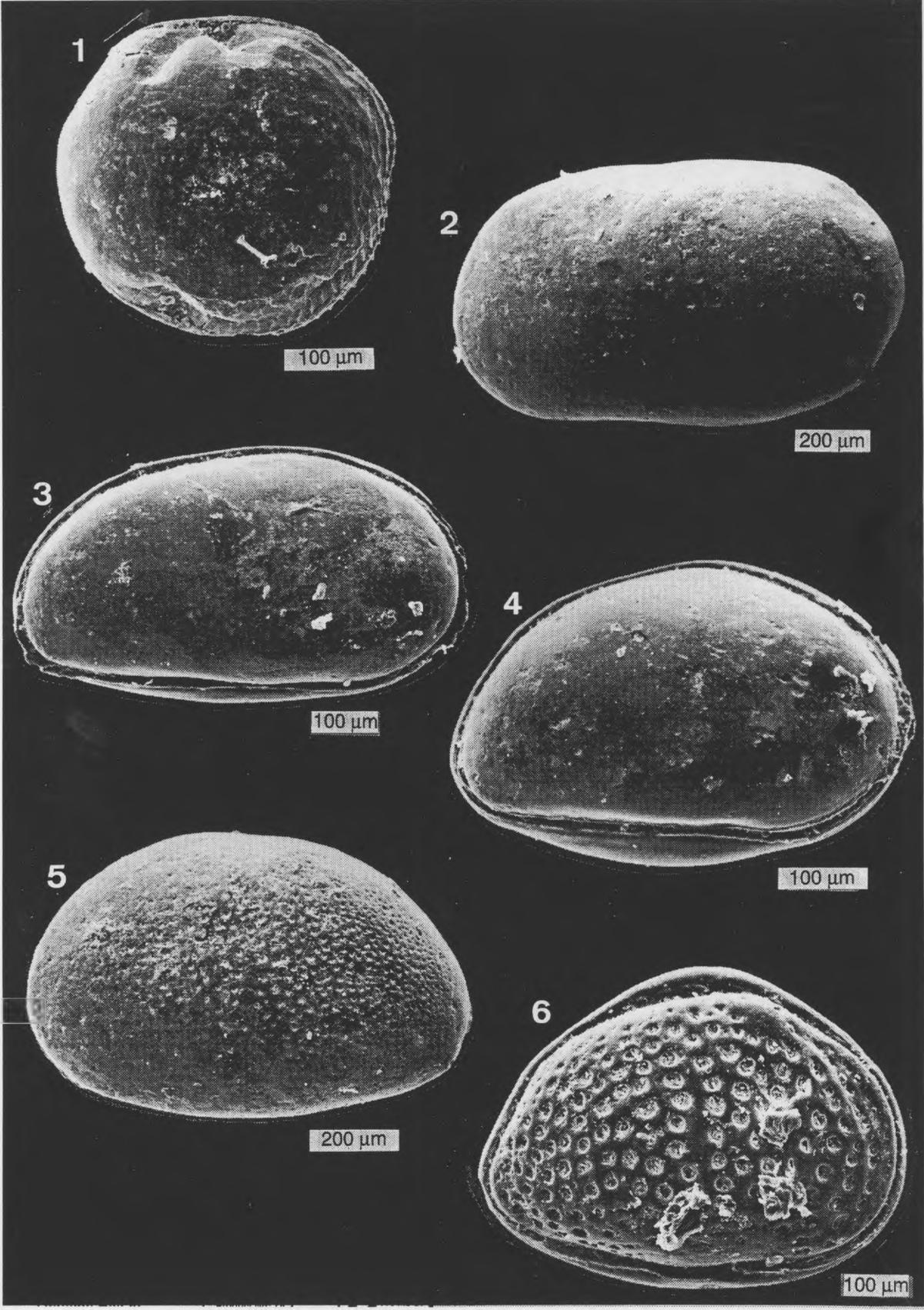
Tafel 3

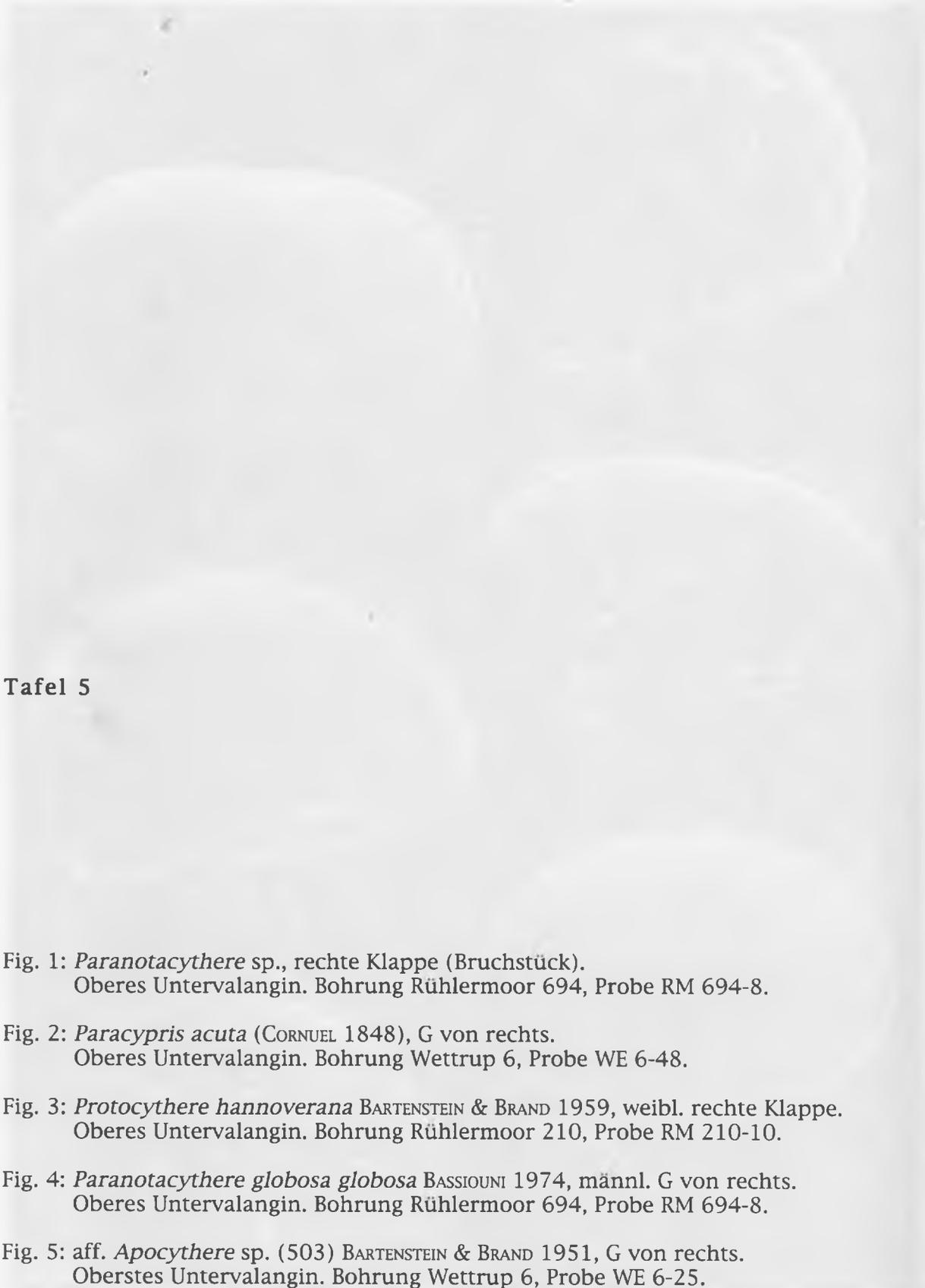
- Fig. 1: *Dentalina communis* D'ORBIGNY 1826
Unterstes Obervalangin. Bohrung Röhlermoor 324, Probe RM 324-4.
- Fig. 2: *Dentalina varians* TERQUEM 1866
Oberes Untervalangin. Bohrung Röhlermoor 210, Probe RM 210-10.
- Fig. 3: *Marginulina pyramidalis* (KOCH 1851)
Oberes Untervalangin. Bohrung Röhlermoor 210, Probe RM 210-7.
- Fig. 4: *Pyramidulina sceptrum* (REUSS 1863)
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-24.
- Fig. 5: *Frondicularia rehburgensis* BARTENSTEIN & BRAND 1951
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-19.
- Fig. 6: *Astacolus linearis* (REUSS 1863)
Oberes Untervalangin. Bohrung Röhlermoor 694, Probe RM 694-13.
- Fig. 7: *Planularia crepidularis* (ROEMER 1842)
Unterstes Obervalangin. Bohrung Röhlermoor 324, Probe RM 324-3.
- Fig. 8: *Citharina discors discors* (KOCH 1851)
Unterstes Obervalangin. Bohrung Röhlermoor 324, Probe RM 324-2.
- Fig. 9: *Citharina krobothi* MEYN & VESPERMANN 1994
Oberes Untervalangin. Bohrung Röhlermoor 694, Probe RM 694-7.
Die Form ist auf dem Kopf stehend abgebildet.
- Fig. 10: *Citharina striatula* (ROEMER 1842)
Oberstes Untervalangin. Bohrung Röhlermoor 324, Probe RM 324-5.
- Fig. 11: *Citharina harpa* (ROEMER 1841)
Unterstes Obervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-4.



Tafel 4

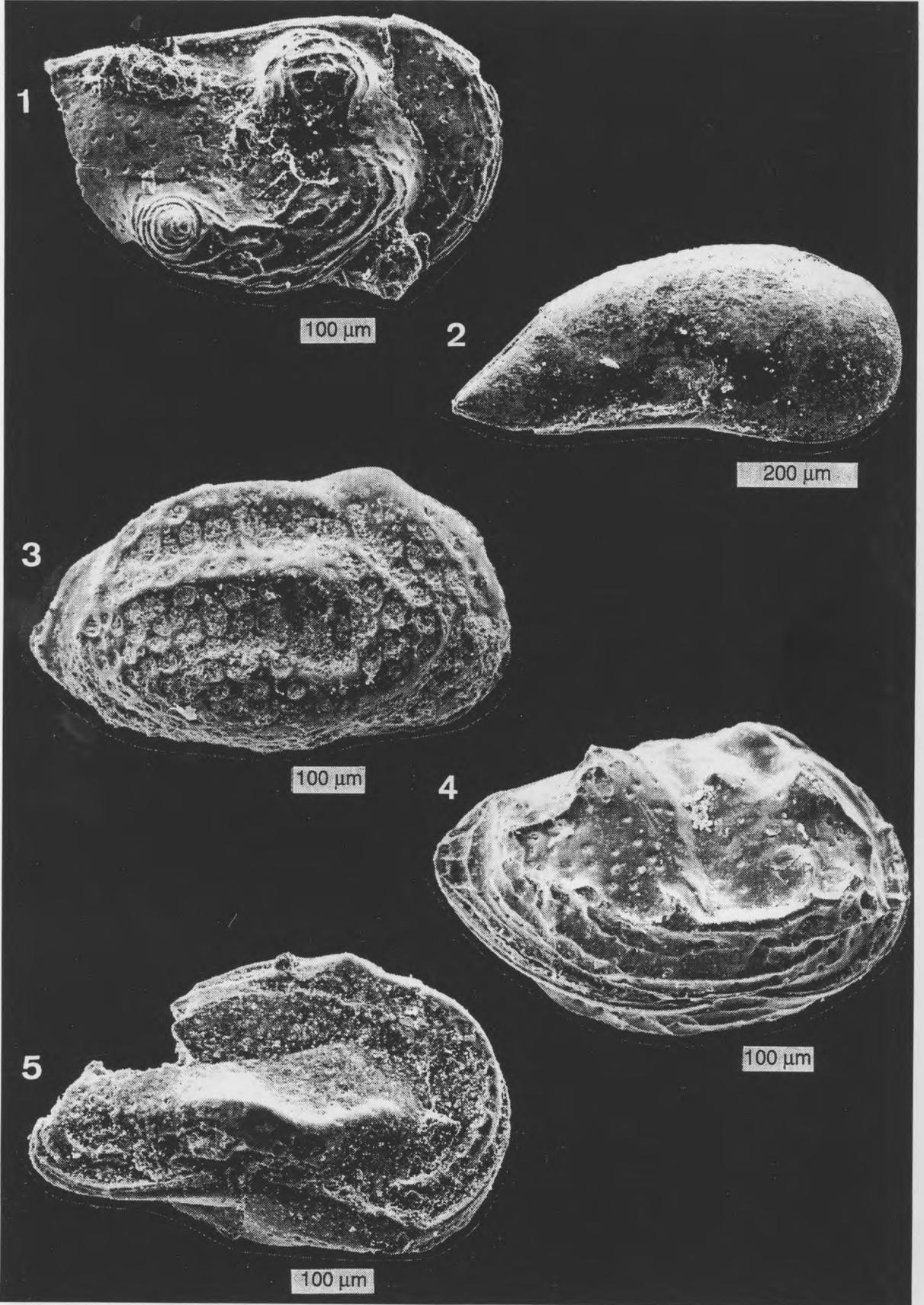
- Fig. 1: *Polycope* sp. (535) BARTENSTEIN & BRAND 1951
Oberes Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 602, Probe RM 602-8.
- Fig. 2: *Dolocytheridea wolburgi* BARTENSTEIN & BRAND 1959, linke Klappe.
Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 210, Probe RM 210-9.
- Fig. 3: *Dolocytheridea hilseana* (ROEMER 1840), männl. Gehäuse von rechts.
Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 210, Probe 210-9.
- Fig. 4: *Dolocytheridea hilseana* (ROEMER 1840), weibl. Gehäuse von rechts.
Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 210, Probe 210-9.
- Fig. 5: *Dolocytheridea hilseana* (ROEMER 1840), weibl. Gehäuse von links.
Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 210, Probe 210-9.
- Fig. 6: *Schuleridea praethoerenensis* BARTENSTEIN & BRAND 1951, G von rechts.
Unterstes Oberervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-25.





Tafel 5

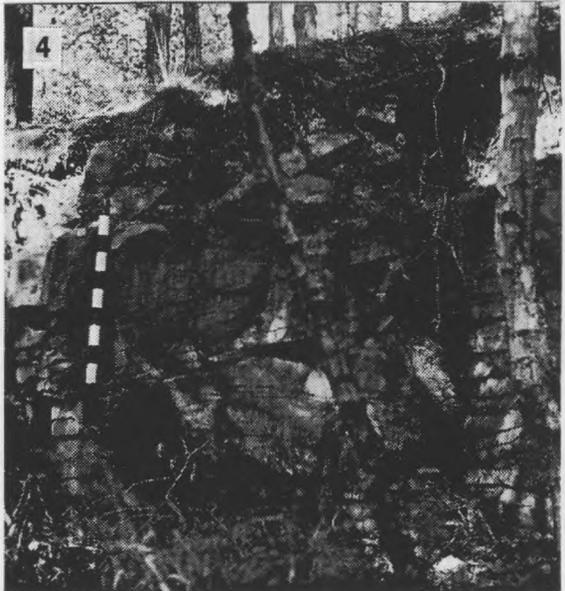
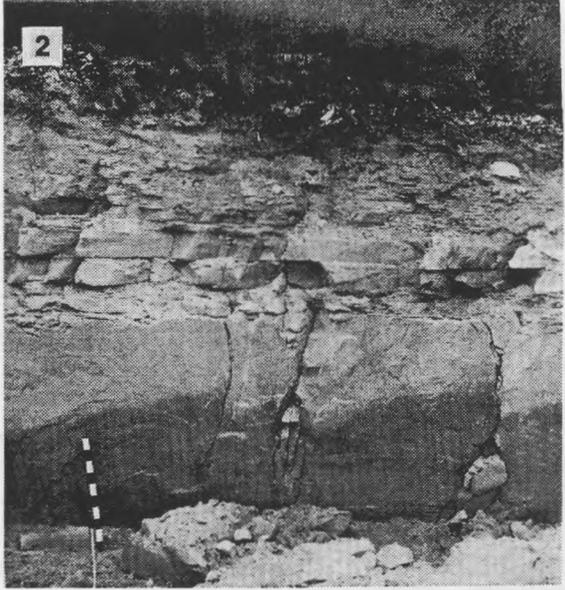
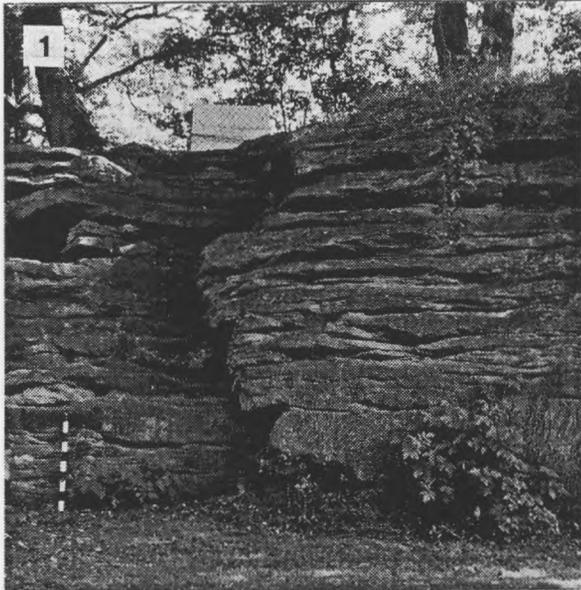
- Fig. 1: *Paranotacythere* sp., rechte Klappe (Bruchstück).
Oberes Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 694, Probe RM 694-8.
- Fig. 2: *Paracypris acuta* (CORNUEL 1848), G von rechts.
Oberes Untervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-48.
- Fig. 3: *Protocythere hannoverana* BARTENSTEIN & BRAND 1959, weibl. rechte Klappe.
Oberes Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 210, Probe RM 210-10.
- Fig. 4: *Paranotacythere globosa globosa* BASSIOUNI 1974, männl. G von rechts.
Oberes Untervalangin. Bohrung Rühlermoor 694, Probe RM 694-8.
- Fig. 5: aff. *Apocythere* sp. (503) BARTENSTEIN & BRAND 1951, G von rechts.
Oberstes Untervalangin. Bohrung Wettrup 6, Probe WE 6-25.





Tafel 6

- Fig. 1: Aufschluß Colljan, TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 75 000, h: 58 96 370.
Unter Bentheimer Sandstein (höheres Untervalangin), Hauptsandstein der Einheit Bentheim 2.
- Fig. 2: Aufschluß Romberg, TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 75 450, h: 58 97 100.
Unter Bentheimer Sandstein (höheres Untervalangin), Basisbank der Einheit Bentheim 1 und Heterolithische Folge der Einheit Bentheim 2.
- Fig. 3: Freilichtbühne, TK 25 Schüttoorf, Nr. 3609, re: 25 80 400, h: 57 97 230.
Unter Bentheimer Sandstein (höheres Untervalangin), Einheit Bentheim 1: großräumig schräggeschichtete Sandsteinbänke, lateral rasch auskeilend mit tonig-sandigen Zwischenmitteln.
- Fig. 4: Aufschluß Antenne West, TK 25 Schüttoorf, Nr. 3609, re: 25 81 470, h: 57 97 230.
Unter Bentheimer Sandstein (höheres Untervalangin), Einheit Bentheim 2: Hauptsandstein, hier in Form dünnabkiger, lateral rasch auskeilender Sandsteinbänke.
- Fig. 5: Aufschluß Isterberg, TK 25 Bad Bentheim, Nr. 3608, re: 25 78 700, h: 57 97 000.
Unterer Bentheimer Sandstein (höheres Untervalangin), Basisbank der Einheit Bentheim 1: rinnenförmig eingeschnittene Sandsteinbank.



- Heft 1 WEISSBACH, G.: Die Veränderlichkeiten des Restscherwiderstandes von Gesteinstrennflächen. - 184 S., 61 Abb., Bochum, April 1979
- Heft 2 DÜRKOOP, A., LEIMBACH, F. & WILDE, S.: Bibliographie der geologischen Literatur des Iran bis 1978. - 179 S., Bochum, Dezember 1979
- Heft 3 SPANG, R.M.: Die Planung sicherer und wirtschaftlicher Böschungen im Fels. - 190 S., 40 Abb., Bochum, Februar 1980
- Heft 4 SCHILLER, H.-J.: Röntgenographische Texturuntersuchungen an feinkörnigen Sedimenten unterschiedlicher Kompaktion. - 108 S., 35 Abb., 5 Tab., Bochum, September 1980
- Heft 5 RAHN, W.: Zum Einfluß der Gesteinsanisotropie und des bruchbedingten nichtlinearen Materialverhaltens auf die Ergebnisse von Spannungsmessungen im Bohrloch. - 209 S., 35 Abb., 12 Tab., Bochum, August 1981
- Heft 6 JANKOWSKI, B.: Die Geschichte der Sedimentation im Nördlinger Ries und Randecker Maar. - 315 S., 61 Abb., 13 Tab., Bochum, September 1981
- Heft 7 RAUTENSTRAUCH, R.W.: Mechanisches Verhalten geklüfteter Systeme mit rauhen Trennflächen - eine geomechanische Modellstudie für den biaxialen Spannungsfall. - 208 S., 49 Abb., 7 Tab., Bochum, Juni 1981
- Heft 8 RICHTER, D.K., GREMINGER, W. & PESCHLA, H.: Zur Schichtenfolge, Petrographie und Diagenese des Neogens im Nordteil des Isthmus von Korinth (Griechenland). - S. 1-52, 14 Abb., 3 Taf., Bochum, Dezember 1982
- NEUSER, R.D., SIMON, M. & RICHTER, D.K.: Die "neogenen" und quartären Großzyklen im Bereich des Kanals von Korinth (Griechenland). - S. 53-145, 17 Abb., 11 Taf., Bochum, Dezember 1982
- Heft 9 MERTES, H.: Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. - 415 S., 104 Abb., 42 Tab., Bochum, Februar 1983
- Heft 10 HOZMAN, P.: Das unterschiedliche Härteverhalten biogener und anorganischer Calcitkristalle. - 100 S., 23 Abb., 7 Taf., 8 Tab., Bochum, Juli 1983
- Heft 11 SANIO, H.-P.: Nettovortriebsprognose für Einsätze von Vollschnittmaschinen in anisotropen Gesteinen. - 147 S., 38 Abb., 28 Tab., Bochum, November 1983
- Heft 12 MAERZ, U.: Das Zerkleinerungsverhalten feinklastischer Kohlenebengesteine des Ruhrkarbons in Wasser. - 124 S., 47 Abb., 25 Tab., 5 Taf., Bochum, April 1984
- Heft 13 HÖWING, K.D.: Das Kriechverhalten gefüllter Gesteinstrennflächen und dessen Auswirkung auf die Langzeitstabilität von Felsböschungen. - 163 S., 66 Abb., 15 Tab., Bochum, April 1984
- Heft 14 BRAUCKMANN, F.J.: Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. - 195 S., 54 Abb., 45 Tab., Bochum, Mai 1984
- Heft 15 RICHTER, D.K.: Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Calcite. - 310 S., 64 Abb., 12 Tab., 5 Taf., Bochum, Juli 1984
- Heft 16 DUDA, A.: Die petrologische Bedeutung der "Grünkern"-Pyroxene und andere Einsprenglingsphasen in den Foiditen und Basaniten der Westeifel. - 170 S., 66 Abb., 20 Tab., Bochum, Juli 1984
- Heft 17 VIERECK, L.: Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden. Ost-Eifel. - 337 S., 108 Abb., 38 Tab., Bochum, Oktober 1984
- Heft 18 LITKE, R.: Aufbau und Entstehung von Flözen der Dorstener, Horster und Essener Schichten des Ruhrkarbons am Beispiel der Bohrung Wulfener Heide 1. - 280 S., 84 Abb., 88 Tab., 35 Photos, Bochum, Mai 1985
- Heft 19 BAHRIG, B.: Sedimentation und Diagenese im Laacher Seebecken (Osteifel). - 231 S., 69 Abb., 13 Tab., 8 Taf., Bochum, Juli 1985
- Heft 20 MÖLLER, H.: Petrographie und Fazies des Plattendolomits (Leine-Karbonat, Ca₃) im hessischen Zechstein-Becken. - 255 S., 92 Abb., 13 Tab., 14 Taf., Bochum, September 1985
- Heft 21 BAHRIG, B., MENSINK, H. & MERGELSBERG, W.: Das Steinheimer Becken (Süddeutschland) - Erläuterungen zu einer geologischen Karte 1:10 000. - 31 S., 5 Abb., 1 Karte, Bochum, Februar 1986
- Heft 22 VISSER, H.: Lösungsbrekzien und Zyklen in der Carniolas Formation (Wende Trias/Jura) der westlichen Iberischen Ketten, Spanien. - 141 S., 24 Abb., 5 Tab., Bochum, Mai 1986
- Heft 23 KÜRMAN, H.: Zum Bruch-, Härte- und Temperverhalten natürlicher Mg-Calcite: Stacheln, Coronarplatten und Zähne von Echiniden. - 64 S., 9 Abb., 5 Tab., 1 Taf., Bochum, Dezember 1986
- Heft 24 STOLL-STEFFAN, M.-L.: Sedimentpetrographische Untersuchungen der Lias alpha- und Rhatsandsteine im westlichen Deutschen Alpenvorland. - 188 S., 92 Abb., 2 Tab., 27 Taf., 4 Profile, Bochum, Januar 1987
- Heft 25 ANAGNOSTOU, C.: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Mittleren und Oberen Dogger Süddeutschlands. - 291 S., 61 Abb., 11 Tab., 6 Taf., Bochum, April 1987
- Heft 26 EICHENTOPF, H.: Die Verformung von Sedimenten unterschiedlichen Lithifizierungsgrades im östlichen Rheinischen Schiefergebirge vor und während der Faltung. - 234 S., 109 Abb., 14 Tab., Bochum, Mai 1987
- Heft 27 WÄCHTER, J.: Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentärtektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - 239 S., 51 Abb., 12 Taf., Bochum, Dezember 1987
- Heft 28 SCHEIDT, G.: Ausbildung und Verteilung des dispersen organischen Materials im Ruhrkarbon. - 210 S., 38 Abb., 15 Tab., 5 Taf., Bochum, Febr. 1988
- Heft 29 RICHTER, D.K. (Hrsg.): 3. Teffen deutschsprachiger Sedimentologen 23. - 26. Mai in Bochum. - 253 S., Bochum, Mai 1988
- Heft 30 MENSINK, H. & MERTMANN, D.: Die Geologie der Juragebiete um Olvega (Sierra del Madero, del Moncayo und de Toranzo). - 99 S., 49 Abb., 1 Tab., 4 Taf., 1 Geol. Karte, Bochum, Juli 1988
- Heft 31 WILDE, S.: Das Bathonium und Callovium der nordwestiberischen Ketten (Jura, Spanien). - 217 S., 50 Abb., 7 Tab., 7 Taf., Bochum, September 1988

Heft 32 NEUSER, R.D.: Zementstratigraphie und Kathodolumineszenz des Korallenoolith (Malm) im Südniedersächsischen Bergland. - 172 S., 40 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Bochum, Oktober 1988

Heft 33 EWENDT, G.: Erfassung der Gesteinsabrasivität und Prognose des Werkzeugverschleißes beim maschinellen Tunnelvortrieb mit Diskenmeißeln. - 88 S., 27 Abb., 16 Tab., Bochum, Oktober 1989

Heft 34 SUNKEL, G.: Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsauerland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. - 250 S., 96 Abb., 17 Tab., 11 Taf., Bochum, Mai 1990

Heft 35 STINDER, T.: Mikropalaontologie und Biostratigraphie des Unteren Malm (Korallenoolith) im Wesergebirge (Norddeutschland). - 319 S., 8 Abb., 5 Tab., 5 Taf., 11 Profile, Bochum, Mai 1991

Heft 36 OTTO, F.: Das mechanische Verhalten multipler Gesteinsscherflächen. - 113 S., 38 Abb., Bochum, Juli 1991

Heft 37 NÖTH, S.: Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensitiver Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord- und Mitteldeutschlands. - 169 S., 46 Abb., 14 Tab., 3 Taf., Bochum, Oktober 1991

Heft 38 BRUCKSCHEN, P.: Zementstratigraphie im Trochitenkalk (Oberer Muschelkalk) des Nordwestdeutschen Berglands. - 241 S., 60 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Bochum, Juni 1992

Heft 39 RICHTER, D.K., DRAGASTAN, O. & GIELISCH, H.: Microfacies, diagenesis, and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous lagoonal Acrocorinth-Limestone (Parnassus Zone, NE Peloponnese, Greece.- S. 1-70, 15 Abb., 5 Taf., Bochum, Dezember 1992

GEOLOGISCHES INSTITUT der Ruhruniversität Bochum: Examensarbeiten (1967-1992).- S. 71-149, Bochum, Dezember 1992

Heft 40 HENRICHS, C.: Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete.- 206 S., 69 Abb., Bochum, April 1993

Heft 41 KURMANN, H.: Zur Hochdiagenese und Anchi-metamorphose in Permotrias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. - 328 S., 50 Abb., 15 Tab., 5 Taf., Bochum, Dezember 1993

Heft 42 SCHILLINGS, R. W.: Rezente Beachrockbildung des marinemeteorischen Mischbereichs in Strandgrundwässern Griechenlands. - 133 S., 48 Abb., 7 Tab., 5 Taf., Bochum, August 1994

Heft 43 GIELISCH, H.: Mikrofazies und Biostratigraphie des Jura-Kreide-Übergangs der Parnass-Kiona-Zone zwischen Mittelgriechenland und Argolis. - 223 S., 41 Abb., 7 Tab., 13 Taf., Bochum, Dezember 1994

Heft 44 SCHREYER, W., RUMMEL, F. & STÖCKHERT, B.: High-Pressure Metamorphism in Nature and Experiment. Abstract volume: International Colloquium. - 279 S., Bochum, Oktober 1995

Heft 45 MUTTERLOSE, J., KAPLAN, U. & HISS, M.: Die Kreide im nördlichen Münsterland und im Westteil des Niedersächsischen Beckens. - 72 S., 50 Abb., Bochum, Oktober 1995

Heft 46 MUTTERLOSE, J., WIPPICH, M. G. E. & GEISEN, M.: Cretaceous Depositional Environments of NW-Germany. - 134 S., 96 Abb., Bochum, Mai 1997

Heft 47 WACHMANN, M.: Die strukturelle Entwicklung hochdruck-metamorpher Gesteine bei Agios Theodori SW Kreta. - 168 S., 50 Abb., Bochum, November 1997

Heft 48 MUTTERLOSE, J., BORNEMANN, A., RAUER, S., SPAETH, C. & C. J. WOOD: Key Localities of the Northwest European Cretaceous. - 231 S., 169 Abb., Bochum, Juli 1998