



BOCHUMER

GEOLOGISCHE UND GEOTECHNISCHE

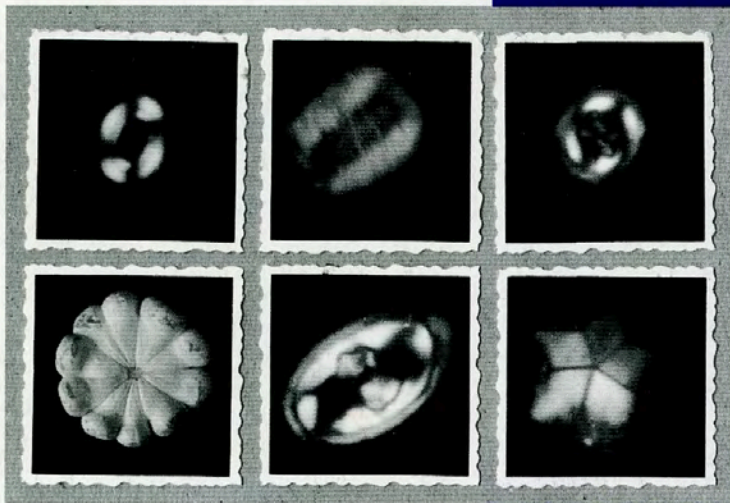
ARBEITEN

HEFT 50 (1998)

GREGOR BISCHOFF

**DER FLOREN- UND
FAUNENSCHNITT
AN DER GRENZE
BARRÊME/APT IN
NW EUROPA**

**PALÄONTOLOGISCHE UND
STATISTISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN KALKIGEM NANNOPLANKTON**



**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

Autor:

Dr. Gregor Bischoff
Herrenhäuser Kirchweg 12
D - 30167 Hannover



RUHR-UNIVERSITÄT BOCHUM

BOCHUMER

GEOLOGISCHE UND GEOTECHNISCHE

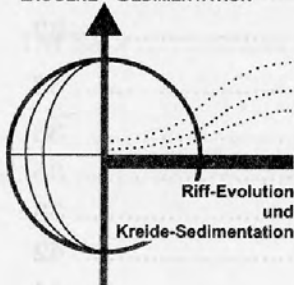
ARBEITEN

HEFT 50 (1998)

GREGOR BISCHOFF

**DER FLOREN- UND
FAUNENSCHNITT
AN DER GRENZE
BARRÈME/APT IN
NW EUROPA**

DFG-Schwerpunkt
BIOGENE SEDIMENTATION



**PALÄONTOLOGISCHE UND
STATISTISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN KALKIGEM NANNOPLANKTON**

Bochumer geol. u. geotechn. Arb.	50	89 S.	47 Abb.	2 Taf.	Bochum	1998
----------------------------------	----	-------	---------	--------	--------	------

INHALTSVERZEICHNIS

KURZFASSUNG	4
1. EINLEITUNG	5
1.1 Problemstellung	5
1.2 Probenaufbereitung	6
1.2.1 Nannoplanktonpräparate	6
1.2.2 Statistische Auswertung	6
1.2.3 Karbonatbestimmungen	6
1.2.4 Dank	6
2. LAGE UND STRATIGRAPHIE DER PROFILE	7
2.1 Paläogeographischer Rahmen	7
2.2 Bearbeitete Aufschlüsse	10
2.2.1 Profil BP 15/30-3	12
2.2.2 Profil BGS 81/40	14
2.2.3 Profil Shepherd's Chine, Isle of Wight	16
2.2.4 Profil Perna Bed, Isle of Wight	18
2.2.5 Profil Chale Bay, Isle of Wight	20
2.2.6 Profil Atherfield Point, Isle of Wight	22
2.2.7 Profil Helgoland	24
2.2.8 Profil Rethmar	25
2.2.9 Profil Hoheneggelsen KB 50	25
2.3 Gliederungsverfahren	28
3. KALKIGES NANNOPLANKTON	28
3.1 Ökologie des kalkigen Nannoplanktons	28
3.1.1 Temperatur	29
3.1.2 Salinität	29
3.1.3 Nährstoffe	29
3.1.4 Licht	30
3.1.5 Produktivität	30
3.2 Erhaltung und Diversität	31
3.2.1 Anlösung und Überwachung	31
3.2.2 Diversität	31
3.2.3 Diversitätsmaße	32
4. ANALYSE DER MIKROFLORA	33
4.1 Verteilung des kalkigen Nannoplanktons	33
4.1.1 Profil BP 15/30-3 (Abb. 19-21)	35
4.1.2 Profil BGS 81/40 (Abb. 22-24)	38
4.1.3 Profil Isle of Wight (Abb. 25-27)	42
4.1.4 Profil Helgoland (Abb. 28-30)	44
4.1.5 Profil Rethmar (Abb. 31-33)	47
4.1.6 Profil Hoheneggelsen KB 50 (Abb. 34-36)	52

4.2	Vergleich der Nannoplanktonfloren	56
4.2.1	<i>Watznaueria</i> spp.	56
4.2.2	<i>Biscutum</i> spp./ <i>Zygodiscus</i> spp.	56
4.2.3	<i>Rhagodiscus</i> spp.	57
4.2.4	<i>Cretarhabdus</i> spp.	57
4.2.5	<i>Nannoconus</i> spp./ <i>Braarudosphaera</i> spp.	57
4.3	Deutung der Florenvergesellschaftungen	57
5.	BIOSTRATIGRAPHIE	59
5.1	Zonengliederung	60
5.1.1	<i>Ch.litterarius</i> -Zone	60
5.1.2	<i>F.oblonga</i> -Zone	62
5.1.3	<i>E.floralis</i> / <i>E.apertior</i> -Zone	64
5.2	Korrelation mit der absoluten und magneto-stratigraphischen Zeitskala	65
6.	PALÄOOZEANOGRAPHIE	67
6.1	Hydrographie	67
6.2	Meeresspiegel	67
6.3	Schwarzschiefer	68
6.4	Überregionaler Vergleich der Schwarzschiefer	68
6.4.1	Niedersächsisches Becken, NW-Deutschland	69
6.4.2	Vocontischer Trog, SE-Frankreich	69
6.4.3	Umbrisch-Markisches Becken, Mittel-Italien	69
6.4.4	Atlantik/Pazifik	69
6.5	Fischschiefer	69
6.5.1	Berechnungen zur Dauer der Fischschiefer-Sedimentation	70
7.	ABLAGERUNGSMODELLE	71
7.1	Modell für das Boreal-Meer (Barrême und Apt)	72
7.1.1	Barrême	72
7.1.2	Apt	73
8.	ZUSAMMENFASSUNG	74
9.	LITERATURVERZEICHNIS	76
	TAXONOMISCHER INDEX	84
	TAFEL 1	86
	TAFEL 2	88

KURZFASSUNG

Der im Grenzbereich Barrême/Apt weltweit zu registrierende Floren- und Faunenschnitt im marinen Milieu wird auf großräumige paläo-ozeanographische und paläogeographische Veränderungen zurückgeführt. Die im Boreal und in der Tethys im tieferen Apt zu beobachtende Homogenisierung der marinen Floren und Faunen ist vermutlich auf einen Meeresspiegelanstieg zurückzuführen, der das Aussterben zahlreicher endemischer (borealer) Taxa und das Entstehen bzw. die Ausbreitung kosmopolitischer (tethyalen) Taxa begünstigte.

Aus insgesamt neun Kernbohrungen und Tagesaufschlüssen NW-Europas wurde die Verteilung des kalkigen Nannoplanktons an der Barrême-Apt-Grenze qualitativ und quantitativ erfaßt. Im Vordergrund stand die Untersuchung und Deutung der Zusammensetzung der Nannoplanktonflore infolge der im Unter-Apt beginnenden paläo-ozeanographischen und paläogeographischen Veränderung. Die Ergebnisse dieser Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Aus der Abfolge und Verteilung bestimmter Nannoplanktontaxa wurde eine hochauflösende Zonierung mit insgesamt 15 Ereignissen für den Zeitabschnitt Barrême/Apt für das Boreal abgeleitet, die sowohl stratigraphisch als auch ökologisch wichtige Taxa miteinander kombiniert und eine gute Korrelation der Profile NW-Deutschlands (Helgoland, Rethmar, Hoheneggelsen) mit den Profilen des Nordseeraumes (BP 15/30-3, BGS 81/40) ermöglicht.
- Die Nannoplanktonvergesellschaftungen des Barrême werden durch endemische Gattungen gekennzeichnet, die des Apt durch das Auftreten von kosmopolitischen

Gattungen. Die ersten kosmopolitischen Gattungen treten bereits deutlich unterhalb des „Fischschiefers“ auf (*Ch.litterarius*, *R.irregularis*, *F.oblonga*, *B.hockwoldensis*, *R.angustus*). Weitere kosmopolitische Gattungen treten erstmals oberhalb des „Fischschiefers“ auf (*E.apertior*, *E.floralis*).

- Aus der Verteilung der ökologisch wichtigen Arten können für den Barrême-Apt-Grenzbereich die folgenden vier Zyklen unterschieden werden, die als Einwanderungsphasen tethyalen Nannoplanktonflore in das Boreal interpretiert werden:
 1. höheres Ober-Barrême (im mittleren Teil der *Ch.litterarius*-Zone),
 2. tieferes Unter-Apt (Grenzbereich der *Ch.litterarius*-/*F.oblonga*-Zone),
 3. tiefes Unter-Apt (im mittleren und oberen Teil der *F.oblonga*-Zone),
 4. mittleres Unter-Apt (im unteren Teil der *E.floralis*/*E.apertior*-Zone).
- Der biologische Wechsel von der boreal zur tethyal bzw. kosmopolitisch geprägten Nannoplanktonflora vollzieht sich eindeutig vor dem sedimentologischen Wechsel schon deutlich unterhalb des Fischschiefers. Ein scharfer „biologischer“ Schnitt ist nicht vorhanden.
- Die zeitliche Korrelation des Fischschiefers mit dem OAE 1a ist möglich. Sowohl der Fischschiefer und das Livello Selli, das mit dem OAE 1a korreliert wird, treten stratigraphisch in exakt derselben Position auf. Eine fazielle Parallelisierung dieser Ereignisse läßt sich jedoch nicht hinreichend belegen. Vermutlich spielten bei der Ablagerung der Blättertone und des Fischschiefers regionale Steuerungsfaktoren eine größere Rolle als globale Prozesse.

1 EINLEITUNG

1.1 Problemstellung

Das nw-deutsche Becken bietet, aufgrund seiner geographischen Position zwischen dem tethyalen und borealen Meer und einer nahezu lückenlosen Abfolge der marinen Unterkreidesedimente (Valangin - Alb) sehr gute Voraussetzungen zum Studium der paläogeographischen, paläobiogeographischen und paläoozeanographischen Entwicklung der gesamten nw-europäischen Unterkreide.

Die Unterkreide des südlicheren Borealmeeres (etwa heutige Nordsee) ist durch die starke tektonische Gliederung des Untergrundes nur unvollständig abgelagert oder erodiert worden. Profile aus diesem Raum weisen daher häufig kondensierte Horizonte auf, die eine detailliertere paläogeographische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes erschweren. Diese Profile lassen sich in ihren nicht kondensierten Abschnitten biostratigraphisch gut datieren.

Der im Grenzbereich Barrême/Apt weltweit zu registrierende Floren- und Faunenschnitt im marinen Milieu wird auf großräumige paläoozeanographische und paläogeographische Veränderungen zurückgeführt (s. Abb. 1). Die im Boreal und in der Tethys im tieferen Apt zu beobachtende Homogenisierung der marinen Floren- und Faunen ist vermutlich auf einen Meeresspiegelanstieg zurückzuführen, der das Aussterben zahlreicher endemischer (borealer) Taxa und das Entstehen bzw. die Ausbreitung kosmopolitischer (tethyalen) Taxa begünstigte (ERBA & MUTTERLOSE 1992; MUTTERLOSE 1992a,b; MUTTERLOSE & ERBA 1993).

Als möglicher Auslöser der tiefgreifenden paläoozeanographischen Veränderungen wird ein plötzlicher Anstieg der seafloor-spreading-rate im tieferen Apt angesehen (ERBA & LARSON 1991; LARSON 1991a,b; ERBA 1994). Diese Phase verstärkter Produktion ozeanischer Kruste könnte durch extrem hohe CO₂-Produktion (Vulkanismus) eine Temperaturerhöhung und ein Überangebot an Nährstoffen hervorgerufen haben, die das Ökosystem der Ozeane so stark beeinflusst haben, daß ein weltweiter Floren- und Faunenschnitt verursacht wurde (superplume Modell von LARSON 1991a,b; LARSON & OLSON 1991). Gestützt wird diese These durch den in der höheren Unter-Kreide zu beobachtenden Wandel von einem kühl-gemäßigten zu einem warmtemperierten Klima (LARSON 1991a,b; LARSON & OLSON 1991).

Das Zeitintervall Ober-Barrême bis Santon ist weltweit durch zahlreiche Vorkommen von

Schwarzschiefern gekennzeichnet, deren Genese kontrovers diskutiert wird. Von besonderem Interesse ist die Frage, ob diese Schwarzschiefer auf regionale oder globale Ereignisse zurückzuführen sind.

In mehreren internationalen Projekten wird diese Problematik interdisziplinär untersucht. In den Projekten APTICORE und ALBICORE werden Sedimente des Apt und Alb in Mittelitalien untersucht, die den Beginn des Klimumschwunges bzw. dessen Höhepunkt markieren. Im Rahmen des Deep Sea Drilling Project (DSDP) und dem Ocean Drilling Project (ODP) wurden detaillierte Untersuchungen an Schwarzschiefern des Atlantik und Pazifik durchgeführt.

Für das höhere Unter-Barrême und das tiefere Unter-Apt sind im nw-deutschen Raum feinelaminierte Sedimente (Blättertone, Fischschiefer) charakteristisch, die in einem strömungsarmen, stagnierenden Milieu abgelagert wurden. Es wird vermutet, daß der Fischschiefer (mittleres Unter-Apt) das Produkt eines weltweit zu beobachtenden Schwarzschieferereignisses („oceanic anoxic event 1a“) ist, und damit auch für eine überregionale Korrelation bedeutsam ist.

Die vorliegende Arbeit ist in das DFG Schwerpunktprogramm „Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation“ eingebunden, und soll mit ihren Ergebnissen auch einen Beitrag zur Verbesserung der zeitlichen und ökologischen Charakterisierung der Sedimente des Barrême und Apt im nw-europäischen Raum leisten. Die Ziele dieser Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Erfassung und Dokumentation des Floren- und Faunenschnitts durch eine qualitative und quantitative Untersuchung des kalkigen Nannoplanktons.
- Erarbeitung einer hochauflösenden biostratigraphischen Gliederung für den Barrême-Apt-Grenzbereich anhand des kalkigen Nannoplanktons. Erst durch eine genaue zeitliche Einstufung der Sedimente ist es möglich Sedimentationsraten zu bestimmen, überregionale Korrelationen durchzuführen, oder die berechnete Dauer zyklischer Sedimentationsmuster zu überprüfen (z.B. Milankovitch-Zyklen).
- Klärung des Zusammenhanges zwischen dem Floren- und Faunenschnitt an der Wende Barrême-Apt und den paläoozeanographischen Veränderungen dieses Zeitabschnittes.

- Die Synthese der biostratigraphischen Untersuchungen soll die Korrelation von vorliegenden Boreal- und Tethysgliederungen ermöglichen.
- Versuch die biostratigraphische Position und Dauer des Fischschiefers (mittleres Unter-Apt) genauer zu bestimmen.
- Bewertung regionaler und globaler Steuerungsprozesse, die die Ablagerung des Fischschiefers begünstigt haben könnten. Klärung der Frage, ob die Schwarzschiefer Mittel-Italiens (Livello Selli), SE-Frankreichs (Niveau Goguel) und des N-Atlantiks (OAE 1a) zeitliche und fazielle Äquivalente des nw-deutschen Fischschiefers sind.

Durch die Einbindung dieser Arbeit in das DFG Schwerpunktprogramm sind auch die Ergebnisse anderer Arbeitsgruppen bei der Bearbeitung und Diskussion dieser Fragen mit herangezogen worden. Im einzelnen waren folgende Arbeitsgruppen daran beteiligt:

Mikropaläontologie:

H. Keupp (Freie Universität Berlin),
K.-H. Kirsch (Universität München),
J. Mutterlose (Universität Bochum)

Anorg. Geochemie:

H.-J. Brumsack (Universität Oldenburg),
E. Dehn (Universität Oldenburg)

Org. Geochemie:

L. Jendrzewski (Forschungszentrum Jülich GmbH),
R. Littke (Forschungszentrum Jülich GmbH).

Tonmineralogie:

A. Heydemann (Universität Göttingen).

1.2 Probenaufbereitung

Das Probenmaterial stammt aus Tagesaufschlüssen und Kernbohrungen aus NW-Deutschland und dem Nordseeraum, die stratigraphisch den Grenzbereich vom Ober-Barème zum Unter-Apt erschließen (s. Kap. 2.2). Es wurden insgesamt 388 Proben aus neun Profilen aufbereitet und ausgewertet.

1.2.1 Nannoplanktonpräparate

Für die Untersuchung des kalkigen Nannoplanktons wurden einfache Schmierpräparate hergestellt. Dies ist eine in der Praxis bewährte Methode, die zum einen schnell ist und zum anderen die Beobachtung aller im Sediment enthaltenen Nannofossilien gewährleistet. Auf die Anwendung von Separationsverfahren (HAY 1965; REINHARDT 1972; CEPEK 1981) wurde verzichtet, da nicht bekannt ist zu welchen Verzerrungen durch methodische Fehler bei der Probenaufbereitung diese Verfahren führen. So können z.B. kleinwüchsige Arten, die von einigen Autoren (z.B. ROTH 1986; ROTH &

KRUMBACH 1986) als wichtige Indikatoren für ein hohes Nährstoffangebot und kalte Auftriebswässer angesehen werden, bei diesen Aufbereitungsverfahren verloren gehen oder künstlich angereichert werden.

Insgesamt liegen 388 Nannoplanktonpräparate vor, die alle qualitativ ausgewertet wurden. Für eine quantitative Analyse der Nannoplanktonflora waren insgesamt 172 Präparate geeignet (44%).

Die Proben wurden mit einem Polarisationslichtmikroskop LETZ 11pol bei 1000- und 1250-facher Vergrößerung unter gekreuzten Nicols ausgewertet. Es wurden in jeder Probe mindestens 300 bestimmbare Individuen, d.h. auch eindeutig identifizierbare Bruchstücke ausgezählt. Für das Auszählen von 300 Individuen wurden im Durchschnitt pro Präparat 12 Mikroskop-Gesichtsfelder benötigt. Zur Erfassung des Artenspektrums wurden weitere 300 Mikroskop-Gesichtsfelder auf zusätzliche im Präparat vorkommende Arten durchsucht. Insgesamt wurden durch dieses zeitaufwendige Verfahren ca. 1-2% der Fläche eines Präparates untersucht. Photographien ausgewählter Nannoplanktontaxa wurden mit einem Polarisationslichtmikroskop OLYMPUS BH 2 angefertigt.

1.2.2 Statistische Auswertung

Die statistische Auswertung der Proben (Regressionsgeradenanalyse, Pearson-Korrelationsmatrizen) erfolgte mit Hilfe der Tabellenkalkulationsprogramme MICROSOFT EXCEL 4.0, DELTAGRAPH 3.0 und KALEIDAGRAPH 3.0 und des Statistikprogrammes SYSTAT 5.2 auf einem Personal Computer (Apple Macintosh).

1.2.3 Karbonatbestimmungen

Die Karbonatbestimmungen wurden an der Ruhr-Universität Bochum mit Hilfe der Atomabsorptionsspektroskopie (modifiziertes Verfahren der Fa. VARIAN, Meßprogramm Nr.8) durchgeführt.

1.2.4 Dank

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. J. Mutterlose (Bochum), der mich in den Mikrokosmos des kalkigen Nannoplanktons einarbeitete, die Betreuung meiner Arbeit mit stetem Interesse verfolgte, mit zahlreichen Diskussionen und Ratschlägen zur Seite stand und eigentlich nicht unwesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat (...ihm gebührt die Krone, ihm schulden wir Dank...).

Dr. A. H. Ruffell (Belfast) sei gedankt für die erholsame Exkursion zur Isle of Wight und sei-

nen Ausführungen zur Geologie dieser Insel, sowie für die Überlassung der Proben des Profils Atherfield Point.

Prof. Dr. Ch. Spaeth (Hamburg) sei für die Übernahme des Koreferates und für den Tauchgang ins erfrischende Nass vor Helgoland mit seinem Mittaucher und anschließender Probennahme gedankt.

Den Herren Dr. R. W. Knox (British Geological Survey) und Dr. M. A. Partington (British Petroleum-Glasgow) gebührt mein Dank für das Probenmaterial der beiden Kernbohrungen BGS 81/40 bzw. BP 15/30-3.

Das Probenmaterial der Kernbohrung Hoheneggelsen KB 50 wurde freundlicherweise von den Herren O. Lopau und Dipl. Ing. S. Leila zur Verfügung gestellt.

Bei Frau Dipl.-Geol. S. Bäumer bedanke ich mich für die Hilfe bei der Aufnahme der Profile auf der Isle of Wight. Die Karbonatbestimmungen wurden an der Ruhr-Universität Bochum von cand. geol. N. Geisler und cand. geol. J. O. Herrle durchgeführt. Ebenso wie jenen, sei cand. geol. M. Geisen für die zahlreichen Stunden und Tage des gemeinsamen Bildschirmstarrs und seine Hilfe bei der Drucklegung der Arbeit.

Dem Institut für Geologie der Universität Hannover schulde ich aufrichtig Dank für das zur

Verfügung gestellte Forschungsmikroskop nebst Arbeitssitzplatz und für die Benutzung der Einrichtungen des Institutes.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) bin ich für die Förderung im Rahmen des DFG Schwerpunktprogrammes „Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation“ (Projekte Sp 121/5-1,2 und Sp 121/6-1) dankbar.

Und schließlich sind noch andere Personen, manche von ihnen vielleicht auch unwissentlich, am Zustandekommen des Elaborates beteiligt gewesen. Sie haben Mut gesprochen, getröstet, gehofft, eingekauft, gekocht, oder gar erheiterndes und ablenkendes getan und mich trotz der oft grantigen, unwirschen oder launigen Untertöne meiner Antworten ohne zu murren ertragen und auf Besserung gewartet. Es sind dies in loser Folge:

	benita		
		peter	
			angelika
anja			
	max		
		kerstin	
			kai
susanne			
		norbert	(nicht wirklich SM , grins SM)

2. LAGE UND STRATIGRAPHIE DER PROFILE

2.1 Paläogeographischer Rahmen

Geologie und Paläogeographie des nw-europäischen Raumes sind von zahlreichen Autoren eingehend beschrieben worden. Die kurze Darstellung dieser Entwicklungsgeschichte hier beruht auf den Arbeiten von SCHOTT, et al. (1969); MICHAEL (1974, 1979); ZIEGLER (1975, 1990); KEMPER & ZIMMERLE (1978); KEMPER (1978, 1987); RAWSON, et al. (1978); RAWSON & RILEY (1982); MUTTERLOSE (1984, 1991); RUFFELL & BATTEN (1990); RUFFELL (1991) und MUTTERLOSE & WIEDENROTH (1995).

Das nw-deutsche Becken bietet, aufgrund seiner geographischen Position zwischen dem tethyalen und borealen Meer und einer nahezu lückenlosen Abfolge der marinen Unterkreidesedimente (Valangin-Alb) sehr gute Voraussetzung zum Studium der paläogeographischen, paläobiogeographischen und paläo-

ozeanographischen Entwicklung der gesamten nw-europäischen Unter-Kreide.

Während der Unter-Kreide wurde das etwa 300km lange und 100km breite Niedersächsische Becken von Festlandsmassen begrenzt. Den Rahmen für dieses vermutlich relativ flache Becken bildeten im Süden das Rheinische und Böhmisches Festland, im Westen das London-Brabanter Festland und im Norden der Pompeckj'sche Block (s. Abb. 1). Über den Viking-Graben im Norden bestand eine während der gesamten Unter-Kreide wirksame Meeresverbindung zwischen dem Borealmeer und dem südlich gelegenen Niedersächsischen Becken.

Die Sedimente der Unter-Kreide des südlichen Borealmeeres (etwa heutige Nordsee) sind aufgrund der starken tektonischen Gliederung

des Untergrundes nur unvollständig abgelagert oder auch zum Teil erodiert worden. Profile aus diesem Raum weisen daher häufig kondensierte Horizonte auf, die eine detaillierte paläogeographische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes erschweren.

Während der Unter-Kreide ermöglichten kleinere, zeitweise aber unterbrochene Meeresstraßen eine Verbindung zwischen dem Borealmeer und der Tethys. Im **Berrias** wurden in weiten Teilen des Niedersächsischen Beckens Tonsteine unter brackisch-lakustrischen Sedimentationsbedingungen abgelagert (Wealden-Fazies). Über die Karpathenstraße im Osten drangen erstmals während einer Transgression im **Unter-Valangin** mediterrane Floren und Faunen in die südlichen borealen Meeresbecken (MICHAEL 1979; MUTTERLOSE 1992b).

Im Verlauf einer im **Unter-Barrême** einsetzenden Regression wurde die einzige direkte Meeresverbindung zwischen dem Boreal und der Tethys, die Karpathenstraße in Süd-Polen, unterbrochen. Während dieser regressiven Phase, die bis zum **Unter-Apt** andauerte, stellten sich in Zentral- und Südpolen brackisch-lakustrische Sedimentationsbedingungen ein. Das Niedersächsische Becken entwickelte sich im **Barrême** zu einem Randmeer mit vermutlich stark eingeschränkter Wasserzirkulation. Diese einschneidende paläogeographische Trennung läßt sich insbesondere durch die deutlichen Veränderungen in der Floren und Faunenzusammensetzung und einen Wechsel des Sedimentationsmusters belegen. Es werden vor allem Veränderungen in der Zusammensetzung der Benthosfauna beobachtet, die auf den Verlust der Flachwasserbiotope und eine Zunahme der Wassertiefe infolge von Regressions- und Absenkungserscheinungen zurückzuführen sind (MICHAEL 1979). Die Anzahl der Taxa verschiedener Benthosgruppen (Pelecypoden, Foraminiferen, Ostrakoden, Brachiopoden) geht im Unter-Barrême schlagartig zurück. Bei den nektonischen Organismengruppen (Ammoniten, Belemniten) ist dieser Rückgang nur in geringem Ausmaß zu verzeichnen. Daneben entwickelten sich im Barrême bei den Belemniten und dem kalkigen Nannoplankton zahlreiche endemische Taxa.

Mit der weitgehenden Isolation des südlichen Borealmeeres ist auch ein Wechsel im Sedimentationsgeschehen zu beobachten. Vom höheren **Unter-Barrême** bis zum **Unter-Apt** kam es im Niedersächsischen Becken mehrmals zur Ablagerung feinlaminiertes

Sedimente, die als Blättertone bezeichnet werden. Die Blättertone werden aus helleren, karbonatreichen Laminae, in denen verschiedene Nannoplanktontaxa monospezifisch angereichert sein können, und dunklen Laminae, die reich an organischem Material sind, aufgebaut. Anzahl und Mächtigkeit der Blättertonhorizonte nehmen in Richtung des Beckenzentrums zu. Paläontologische und geochemische Daten belegen, daß die Blättertone unter sauerstoffarmen bis anoxischen Bedingungen abgelagert wurden (KEMPER & ZIMMERLE 1978; RACHOLD 1994; LITKE & RULLKÖTTER 1995; JENDRZEJEWSKI 1995). Die eingeschränkte Wasserzirkulation könnte insbesondere im Beckenzentrum phasenweise zur Ausbildung einer stabilen Wasserschichtung und zu sauerstoffarmen bis anoxischen Bedingungen am Meeresboden geführt haben (MUTTERLOSE & HARDING 1987a,b). Saisonale Phytoplanktonblüten haben dann möglicherweise zur Anreicherung des kalkigen Nannoplanktons in den hellen Laminae geführt (CEPEK & KEMPER 1981; MUTTERLOSE & HARDING 1987a,b; MUTTERLOSE 1991).

Die paläogeographische Situation des Niedersächsischen Beckens während des Barrême ist, zumindestens näherungsweise, mit dem heutigen Bild der Ostsee vergleichbar. Neben dem stark eingeschränkten Wasseraustausch zwischen der Ost- und Nordsee über das Skagerrak, sind auch die Größe (~420.000km²) und vermutlich auch die Tiefe der Ostsee (Ø~60m, max. 460m) mit der Situation des Niedersächsischen Beckens vergleichbar. Eine Gezeitenwirkung ist in der Ostsee kaum vorhanden, so daß die Durchmischung der Wassermassen nur durch Stürme erreicht wird. Infolge des nach Osten abnehmenden Salzgehaltes sind die östlichsten und nördlichsten Teilbecken der Ostsee (Finnischer und Bottnischer Meerbusen) nahezu ausgesüßt.

Die **Barrême-Apt-Grenze** ist durch einen markanten, weltweit zu beobachtenden paläogeographischen und paläoozeanographischen Wechsel gekennzeichnet, der sich aus paläontologischer Sicht besonders gut belegen läßt. Dieser Wechsel ist auf eine im Unter-Apt einsetzende Transgression zurückzuführen, die das im Barrême weitgehend abgeschnittene Binnenmeer wieder mit dem offenen Ozean verband (s. Abb. 1). Zahlreiche Taxa unterschiedlicher Organismengruppen, die für das Barrême typisch waren, starben an der Barrême-Apt-Grenze aus, oder wurden durch kosmopolitische und neu entstehende Formen ersetzt (MUTTERLOSE 1992b). Bei den plankto-

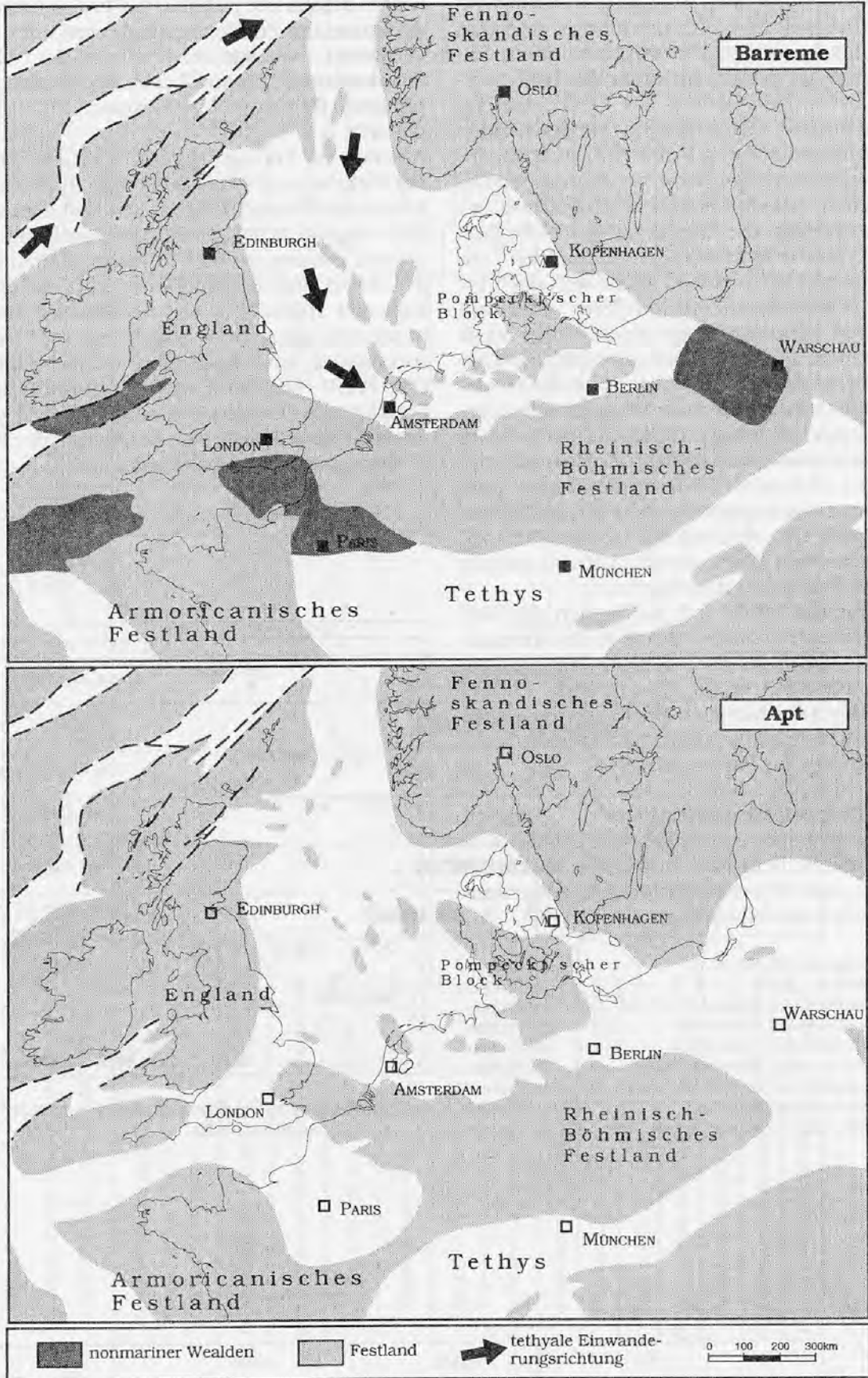


Abb. 1: Paläogeographie des nw-europäischen Barremie und Apt (n. SCHOTT, et al. 1969; ZIEGLER 1990; MUTTERLOSE 1992b).

nischen Organismen (kalkiges Nannoplankton, Calcisphären, Foraminiferen) und den nektonischen Organismen (Ammoniten, Belemniten) ist dieser markante Wechsel deutlich vor der Ablagerung des Fischschiefers, einem mit den Blättertonen zu vergleichenden Laminit des mittleren Unter-Apt, zu beobachten. Dagegen vollzogen die benthonischen Organismen diesen Wechsel erst oberhalb des Fischschiefers. Die für das nw-deutsche Barrême typische Wechselfolge von dunklen Tonsteinen und Blättertonen setzte sich noch bis in die *D. deshayesi*-Zone (mittleres Unter-Apt) fort. Den Abschluß dieser Wechselfolge bildet der feinelaminierte Fischschiefer der *D. deshayesi*-Zone, der wie die Blättertone des Barrême unter sauerstoffarmen bis anoxischen Bedingungen zur Ablagerung kam. Oberhalb des Fischschiefers markiert die Ablagerung der hellen und bunten *Hedbergella*-Mergel auch in sedimentologischer Hinsicht den paläoozeanographischen Wechsel von einem relativ abgeschlossenen Binnenmeer zu einem stärker pelagisch beeinflussten Randmeer.

Im **Ober-Apt** öffnet sich im Westen des Niedersächsischen Beckens der Proto-Ärmelkanal und verbindet den borealen Meeresraum mit dem Nord-Atlantik. Eine erneute, direkte Anbindung des borealen Meeres an die Tethys ergibt sich vermutlich erst im **Unter-Alb** durch die Öffnung der Pariser-Straße.

2.2 Bearbeitete Aufschlüsse

Die im folgenden aufgeführten Profile, aus denen das kalkige Nannoplankton bearbeitet wurde, sind lithostratigraphisch aufgenommen und beprobt worden:

1) Kernbohrung BP 15/30-3	45 Proben
2) Kernbohrung BGS 81/40	56 Proben
3) Tagesaufschluss Shepherd's Chine	14 Proben
4) Tagesaufschluss Perna Bed	27 Proben
5) Tagesaufschluss Chale Bay	23 Proben
6) Tagesaufschluss Atherfield Point	24 Proben
7) Tagesaufschluss Helgoland	12 Proben
8) Tagesaufschluss Rethmar	103 Proben
9) Kernbohrung Hoheneggelsen KB 50	82 Proben

Sofern detaillierte publizierte Beschreibungen der einzelnen Profile vorlagen, wird auf diese verwiesen. Die Lage der Profile ist der Abb. 2 zu entnehmen. Einen Überblick zur stratigraphischen Reichweite der einzelnen Profile gibt die Abb. 3.

Aus den zur Verfügung gestellten Core-Chips der Bohrkerne BP 15/30-3 und BGS 81/40 konnte auf Grund der geringen Probenmenge keine eigene lithologische Beschreibung abgeleitet werden, so daß in diesen Fällen nur auf die in sedimentologischer und paläontologischer Hinsicht wenig detaillierten Kernbeschreibungen, Bohr-Log-Daten und Literaturangaben zurückgegriffen werden konnte. Das Profil Helgoland wurde während eines Tauchgangs Unterwasser aufgenommen und weist daher lediglich eine Schätzung der Profil- bzw. Schichtmächtigkeiten auf.



Abb. 2: Geographische Übersichtskarte und Lage der untersuchten Profile.

Stufe	APT		BAREME		Stufe	BAREME		APT																															
	OBER	UNTER	OBER	UNTER		OBER	UNTER	OBER	UNTER																														
Ammonitenzonen MUTTERLOSE (1990)	<i>Hypacanthophiles jacobi</i> <i>Ancyloceras nolani</i>	<i>Parahoplites nutfeldensis</i> <i>Epicheloniceras tschernichev</i> <i>Tropaeum drewi</i>	<i>Neohibolites wollemanni</i> <i>Neohibolites inflexus</i> <i>Neohibolites clava</i>	<i>Neohibolites ewaldi</i> nicht benannt <i>Oxyteuthis depressa</i> <i>Oxyteuthis germanica</i> <i>Oxyteuthis brunsvicensis</i> <i>Aulacoteuthis</i> spp. <i>Praeoxyteuthis pugio</i>	1	BP 15/30-3	EGS 81/40	Isle of Wight	Helgoland	Rethmar	Hohenegge- sen KB50	Lithofazielle Gliederung (NW Deutschland) MUTTERLOSE (1991)	Lithofazielle Gliederung (S England) RUFFELL (1991)	Lithofazielle Gliederung (Nordsee) BISEWSKI (1990)	Lithofazielle Gliederung (S England) RUFFELL (1991)	Lithofazielle Gliederung (NW Deutschland) MUTTERLOSE (1991)	Stufe	BAREME	BAREME	APT																			
																					1	2	3	4	5	6	Clansayes	Gargas	Bedoule	Ancyloceras Schichten	Blätterton - Ton Wechselfolge	Hauptblätterton	Chondrites Schichten						
Solaf. (pars)		Kopervik Sandstone (pars)		Valhall Formation (pars)		Unit III (pars)		Unit IV		Unit V		Lower Greensand Group (pars)		Wealden Beds (pars)		Wealden Marls (pars)		Wealden Shales		Atherfield Clay		Ferruginous Sands		Sandrock (pars)		Clansayes		Gargas		Bedoule		Ancyloceras Schichten		Blätterton - Ton Wechselfolge		Hauptblätterton		Chondrites Schichten	

Abb. 3: Übersicht zur stratigraphischen Reichweite der bearbeiteten Profile. Ammoniten- und Belemniten-Zonen nach MUTTERLOSE (1990). Lithofazielle Gliederung Nordsee: BISEWSKI (1990), S-England: RUFFELL & WIGNALL (1990), NW-Deutschland: MUTTERLOSE (1991).

2.2.1 Profil BP 15/30-3

Lage (s. Abb. 2): 58°02.90' N, 0°53.50' E. Kernbohrung 15/30-3 der BP-Glasgow (Bosun Field, offshore, ca. 210km NE Aberdeen). Das Material dieser Bohrung (Core-Chips) wurde mir 1992 von Dr. M. A. Partington (BP-Glasgow) zur Verfügung gestellt.

Paläogeographische Lage (s. Abb. 4): Forth Approaches Embayment (N Nordseebecken)

Probenanzahl: 45

Lithostratigraphie (s. Abb. 5): Die 1980 von der BP-Glasgow abgeteufte Kernbohrung erfaßt die vorwiegend tonig ausgebildeten Sedimente vom Valangin bis zum Mittel-Alb. Das vorliegende Probenmaterial stammt aus fünf Kernabschnitten, die zeitlich anhand von Palynomorphen in das Ober-Barrême (Upper-Valhall-Fm.) und das Unter-Apt („Warm“-Claystone und Kopervik-Fm.) eingestuft wurden. Die Kernabschnitte 1-4 erschließen die Kopervik-Formation, der Abschnitt 5 umfaßt den „Warm“-Claystone und Teile der

Upper-Valhall-Formation. Das vorliegende Profil läßt sich in drei lithologische Abschnitte einteilen (vom Liegenden ins Hangende, vgl. Abb. 5):

- 1) Upper-Valhall-Formation (>5m): dunkle Tonsteine mit grauen und hellbraunen, tonigen und mergeligen Kalksteinlagen.
- 2) „Warm“ Claystone (9.14m): mittel- bis dunkelgraue, z.T. karbonatreiche Tonsteine mit dünnen Pyritlagen und karbonatischen Klüften.
- 3) Kopervik Formation (>60m): hellgraue, feinkörnige harte Sandsteine mit eingeschalteten mittel- bis dunkelgrauen, z.T. braunroten, siltigen Tonsteinen.

Bemerkungen: Die Probendichte ist in den beiden oberen Abschnitten deutlich höher als im unteren Teil des Profils (vgl. Abb. 5). Nach palynologischen Befunden (BP „REPORT“, 1988) liegt die Barrême-Apt-Grenze zwischen den Proben 44 und 45 des 5. Kernabschnittes (s. Abb. 5).

Literatur: BP „REPORT“ (1988); BISEWSKI (1990)

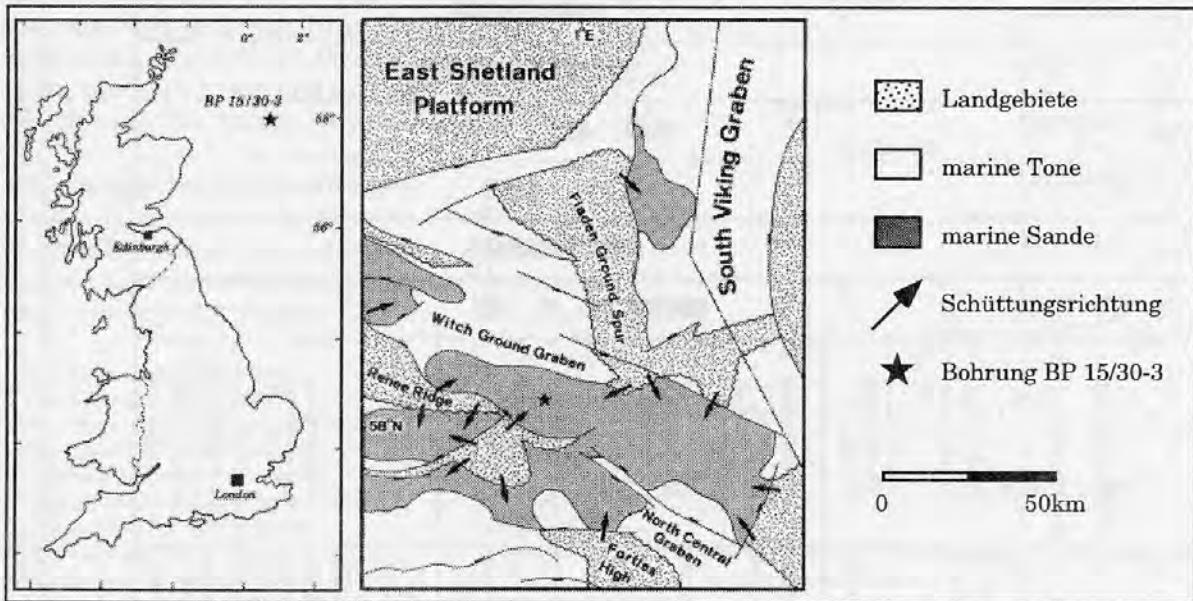


Abb. 4: Lage und Paläogeographie des Profils BP 15/30-3 (n.BISEWSKI 1990).

Kernbohrung BP 15/30-3

Bosun Field
 210km NE offshore Aberdeen
 (58°02.90'N, 0°53.50'E)

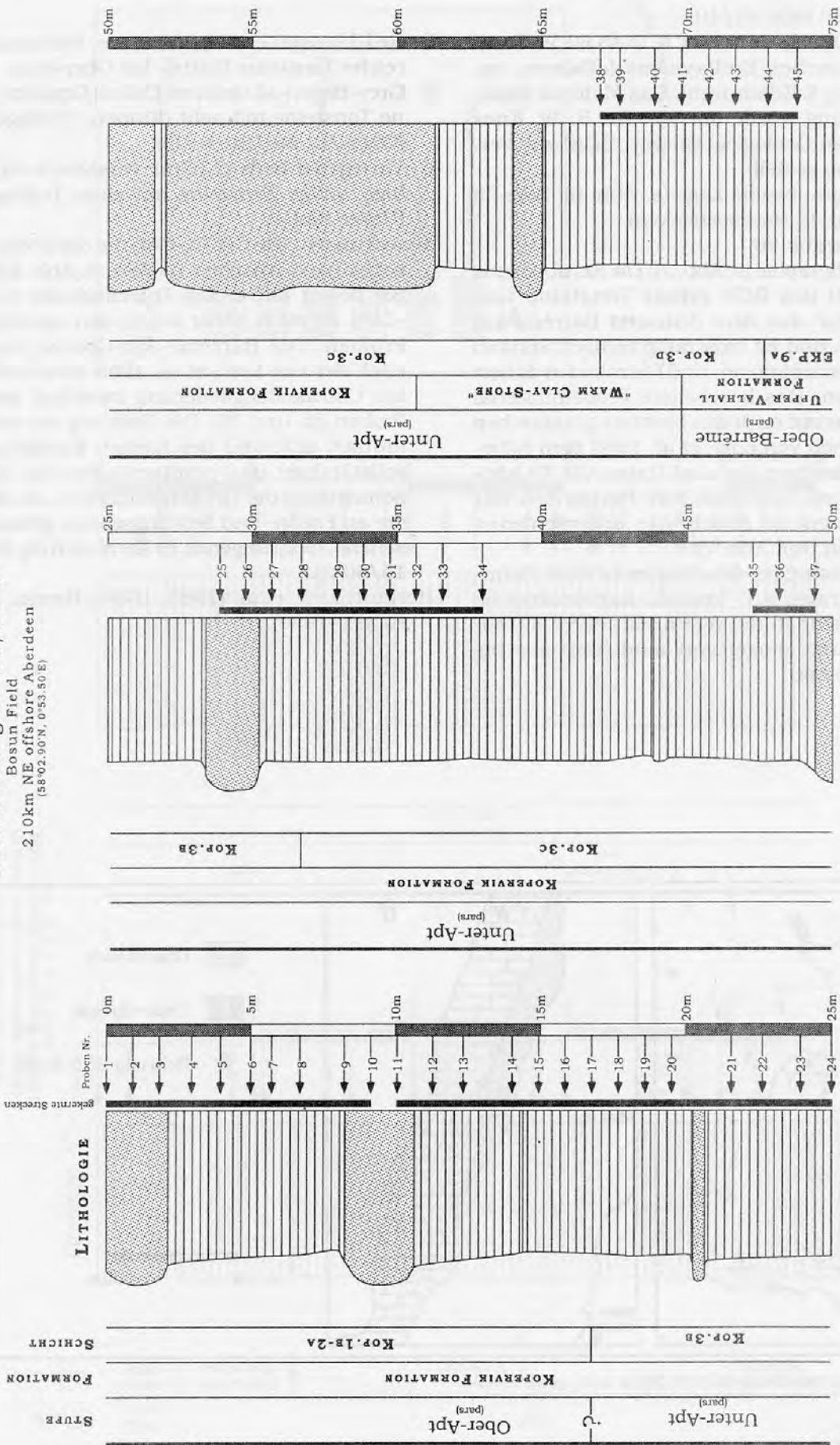


Abb. 5: Lithostratigraphie der Kernbohrung BP 15/30-3 (Stratigraphic Summary Log). Schwarze Balken neben der Maßstabsleiste geben die Position der gekernteten Abschnitte der Bohrung an (Legende s. Abb. 7).

2.2.2 Profil BGS 81/40

Lage (s. Abb. 2): 56°08.03' N, 0°43.60' W. Forth Approaches Embayment (offshore, ca. 150km E Edinburgh). Das Material dieser Bohrung wurde mir von Dr. R. W. Knox (British Geological Survey, BGS) zur Verfügung gestellt.

Paläogeographische Lage (s. Abb. 6): Sole Pit Trough (S Nordseebecken)

Probenanzahl: 56

Lithostratigraphie (s. Abb. 7): Die Kernbohrung 81/40 des BGS erfaßt Tonsteine und „chalks“ aus dem Zeitraum Barrême bis Turon und ist biostratigraphisch anhand von Foraminiferen und Ostrakoden datiert worden. Das bearbeitete Probenmaterial entstammt nach den biostratigraphischen Angaben von LOTT, et al. 1985 dem höheren Barrême, Apt und Unter-Alb. Es können vom Liegenden zum Hangenden vier lithologische Abschnitte unterschieden werden (vgl. Abb. 7):

1) Greenish-Grey-Mudstones (>30m): Grünlich-graue, z.T. braune, karbonatreiche Tonsteine in die vereinzelt hellere Karbonatbänke eingelagert sind (Barrême bis Mittel-Apt).

2) Red-Mudstones (11.2m): Rote, karbonatreiche Tonsteine (Mittel- bis Ober-Apt).

3) Grey-Brown-Mudstones (3.6m): Graubraune Tonsteine mit acht dünnen, Tufflagen (Ober-Apt bis Unter-Alb).

4) Variegated Beds (2.65m): verschiedenfarbige, siltige Tonsteine mit einer Tufflage (Unter-Alb).

Bemerkungen: Die CaCO_3 -Gehalte der Proben schwanken zwischen 10-78% (s. Abb. 23). Sie liegen mit einem Durchschnitt von ~30% deutlich höher als in den anderen Profilen. Die Barrême-Apt-Grenze liegt nach der von LOTT, et al. 1985 verwendeten Ostrakodengliederung zwischen den Proben 35 und 36. Die Bohrung ist vermutlich aufgrund des flachen Einfallens vollständiger und repräsentativer für die Schichtfolge der Beckensedimente, als die der an Fallen- und Störungszonen gebundenen Ölbohrungen (z.B. Kernbohrung BP 15/30-3).

Literatur: LOTT, et al. (1985, 1986); RUFFELL & BATTEN (1990)

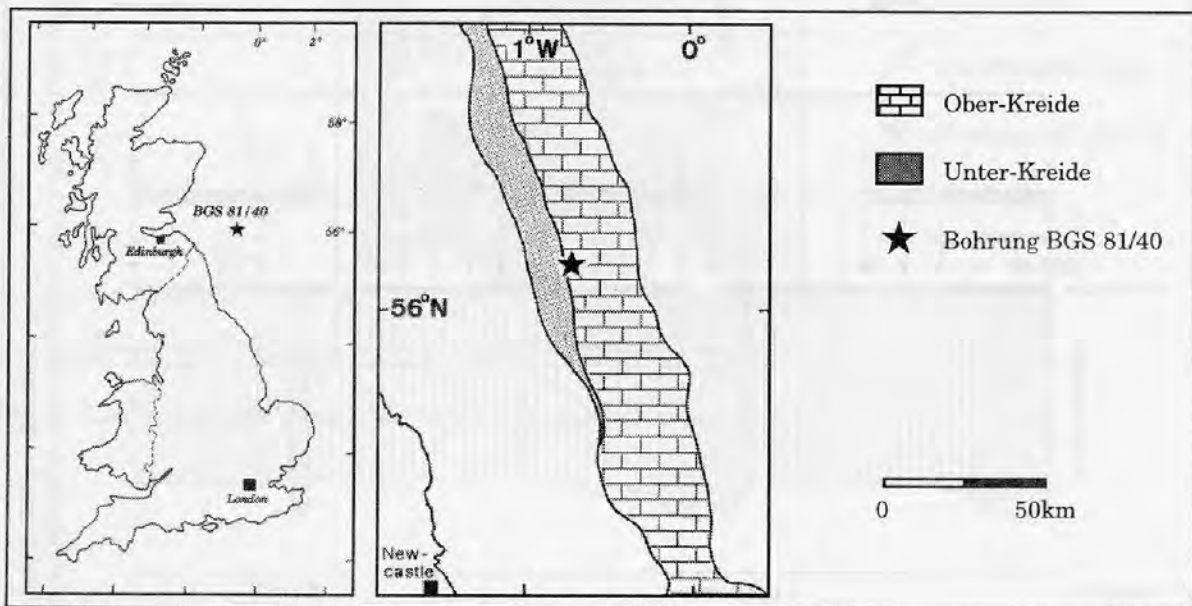
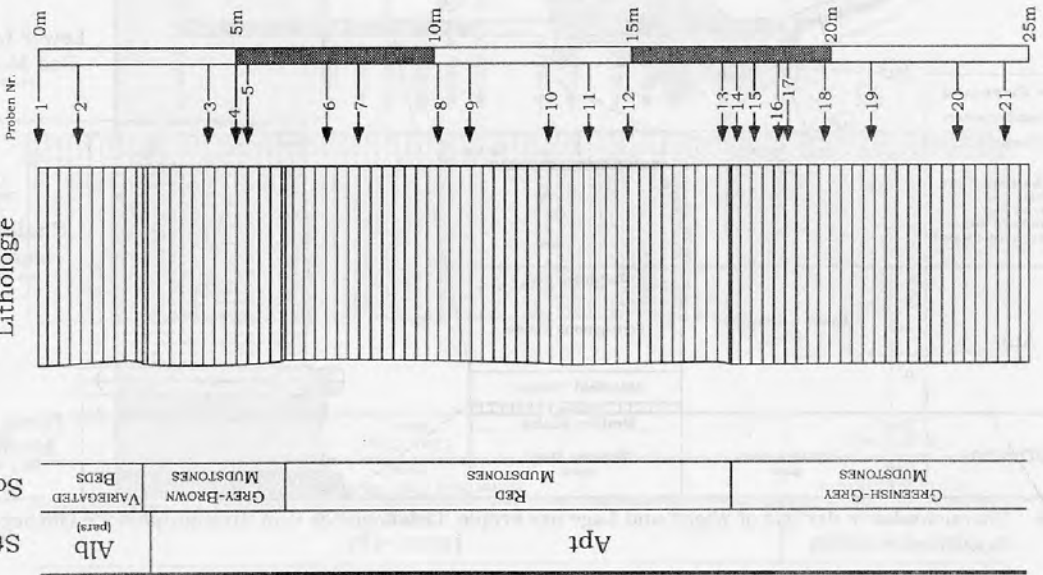


Abb. 6: Lage des Profils BGS 81/40 (n.LOTT, et al. 1985).

Kernbohrung BGS
 Fourth Approaches Embayment
 150km E offshore Edinburgh
 (56°08.03' N, 0°43.60' W)

Stufe
 Alb (pars)
 Schicht
 VARGATED BEDS

Lithologie



Alb (pars)	GREENISH-GRAY MUDSTONES
Red MUDSTONES	
GRAY-BROWN MUDSTONES	
VARGATED BEDS	

Apt	GREENISH-GRAY MUDSTONES
Barème (pars)	

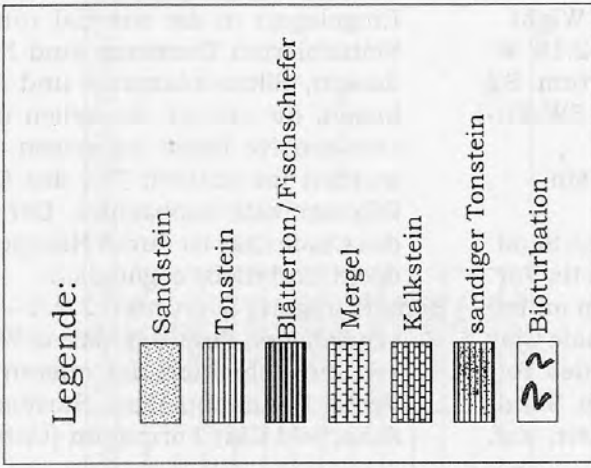
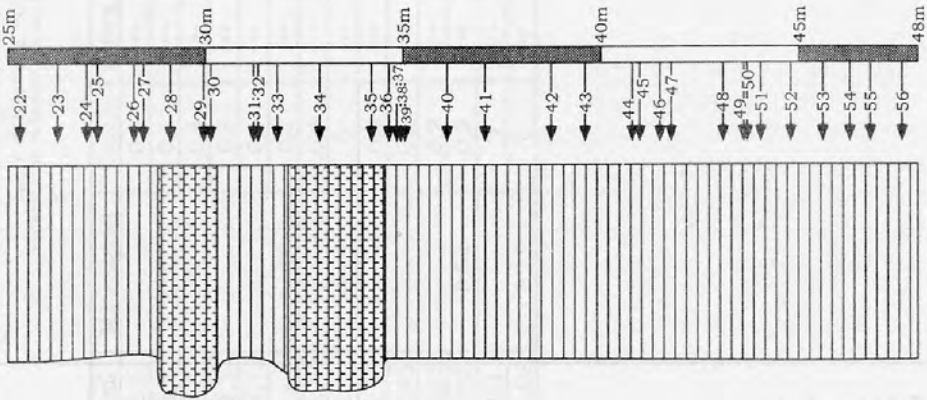


Abb. 7: Lithostratigraphie der Kernbohrung BGS 81/40 (n. Lorr, et al. 1985).

2.2.3 Profil Shepherd's Chine, Isle of Wight
 Lage (SC in Abb. 8): 50°37.00' N, 1°22.15' W.
 (National Grid Reference System SZ 446798). Tagesaufschluß an der SW-Küste der Insel.

Paläogeographische Lage: Wessex Basin
 Probenanzahl: 14

Lithologie (s. Abb. 9): Über einem groben Sandstein (Barneshigh Sandstone, Vectis Formation, Ober-Barrême) sind ca. 2m mittelgraue laminierte Tonsteine des Chale Clay aufgeschlossen. Im oberen Teil des rotbraun verwitternden Barneshigh Sandstone treten Tonlinsen und -flasern auf.

Eingelagert in die zumeist nur schwach bioturbirten Tonsteine sind helle Sandflaser, Siltsteinlaminae und Sandsteinlinsen, die seitlich auskeilen und häufig eine erosive Basis aufweisen. Vereinzelt wurden im unteren Teil des Chale Clay Pflanzenreste beobachtet. Der obere Teil des Chale Clay ist durch Hangschutt überdeckt und nicht zugänglich.

Bemerkungen: Die unter 2.2.3 - 2.2.6 beschriebenen Profile der Isle of Wight erfassen die Schichten der oberen Wealden-Vectis-Formation (Ober-Barrême) und der Atherfield Clay Formation (Unter-Apt).

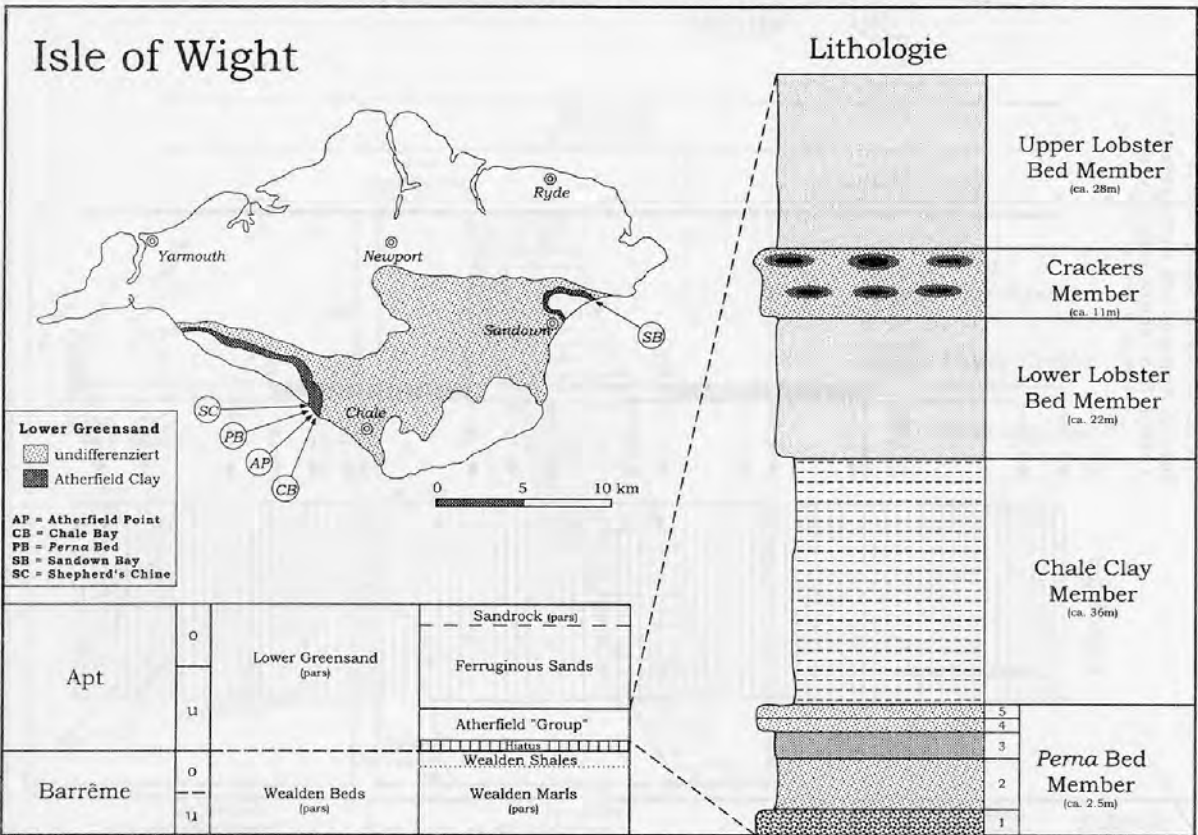


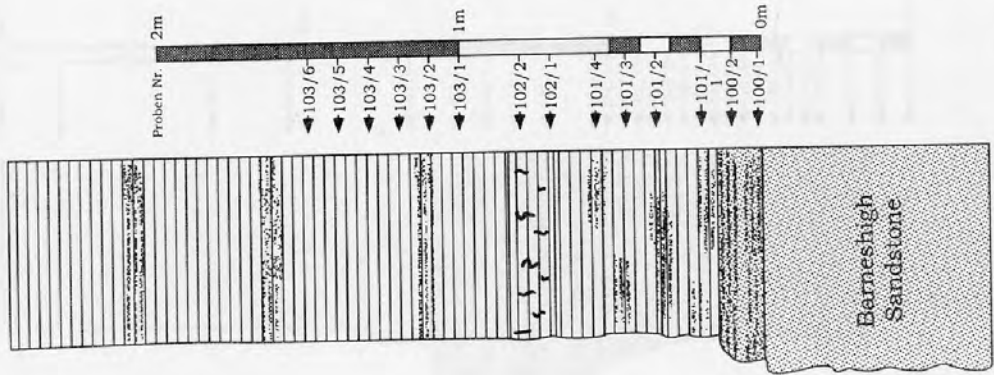
Abb. 8: Übersichtskarte der Isle of Wight und Lage der Profile. Lithologische und Stratigraphische Gliederung nach RAWSON, et al. 1978).

ISLE OF WIGHT
(September 1994)

Profil Shepherd's Chine
near Atherfield Point
(National Grid Reference System SZ 446798)

Stufe	Unter-Apt (pars)		
Formation	Atherfield Clay Formation (pars)		
Schicht	Chale Clay (pars)		
		Vectis Formation (pars)	
		Weald Clay (pars)	

Lithologie



Proben-Nr.	[m]	Mächtigkeit	CaCO ₃	Quarz	Nannopl.	Erhaltung	lithologische Einheit
103/6	1,5		0,6	***	#	fossilfrei	Chale Clay
103/5	1,4		0,4	***	#	fossilfrei	
103/4	1,3		0,4	***	#	fossilfrei	
103/3	1,2		0,3	***	#	fossilfrei	
103/2	1,1		0,4	***	#	fossilfrei	
103/1	1	>1.00	0,5	***	#	fossilfrei	
102/2	0,8		0,4	***	#	fossilfrei	
102/1	0,7	0,15	0	***	#	fossilfrei	
101/4	0,55		0,6	***	#	s.schlecht	
101/3	0,45		0,1	***	#	fossilfrei	
101/2	0,35		0,2	***	#	fossilfrei	
101/1	0,2	0,54	0,2	***	#	fossilfrei	
100/2	0,1		0	***	#	fossilfrei	
100/1	0,02	0,15	0	**	##	s.schlecht	

Abb. 9: Lithostratigraphie des Tagesaufschlusses Shepherd's Chine, Isle of Wight. Rechts: Probenliste (Quarzgehalt qualitativ im Mikroskopbild bestimmt: ** 20-30%, *** >30%, umkristallisiertes, kalkiges Nannoplankton: # sehr selten, ## selten) (Legende s. Abb. 7).

2.2.4 Profil *Perna* Bed, Isle of Wight

Lage (PB in Abb. 8): 50°36.30' N, 1°21.30' W. (National Grid Reference System SZ 452791). Tagesaufschluß an der SW-Küste der Insel.

Paläogeographische Lage: Wessex Basin

Probenanzahl: 27

Lithologie (s. Abb. 10): Die Abfolge beginnt mit ca. 1m dunkelgrauen, laminierten Tonen des Wealden Clay (Vectis Formation, Ober-Barrême), in deren obersten Teil kleine, helle Sandfasern eingelagert sind. Das darüberlagernde *Perna* Bed (ca. 1.5m) kann in fünf lithologische Einheiten unterteilt werden:

Bed 1(0.18m): Graubrauner, schlecht sortierter Grob- und Mittelsand mit Schalen- und Knochenfragmenten. Es wurden Bioturbationen beobachtet, die zum Teil noch in die unterlagernden Tone der Vectis-Formation reichen. Der Kontakt zum unterlagernden Ton des Wealden Clay ist erosiv und durch einen ca. 2-5cm mächtigen Aufarbeitungshorizont gekennzeichnet. Der Kontakt zum Liegenden ist auch morphologisch deutlich im Profil als Stufe zu erkennen.

Bed 2(0.70m): Mittelgraue bis graue, feinelaminierte, bioturbate Tonsteine mit hohem Silt- und Sandanteil und vereinzelt auftretenden Feinsiltlinsen. Im oberen Teil ist eine Zunahme des Silt- und Sandanteils und eine Grünfärbung zu beobachten, die auf einen erhöhten Gehalt an Glaukonit zurückzuführen ist.

Bed 3(0.23m): Graubrauner, schlecht sortierter schluffiger Sand. Auffallende Merkmale sind der eisenkarbonatischer Zement,

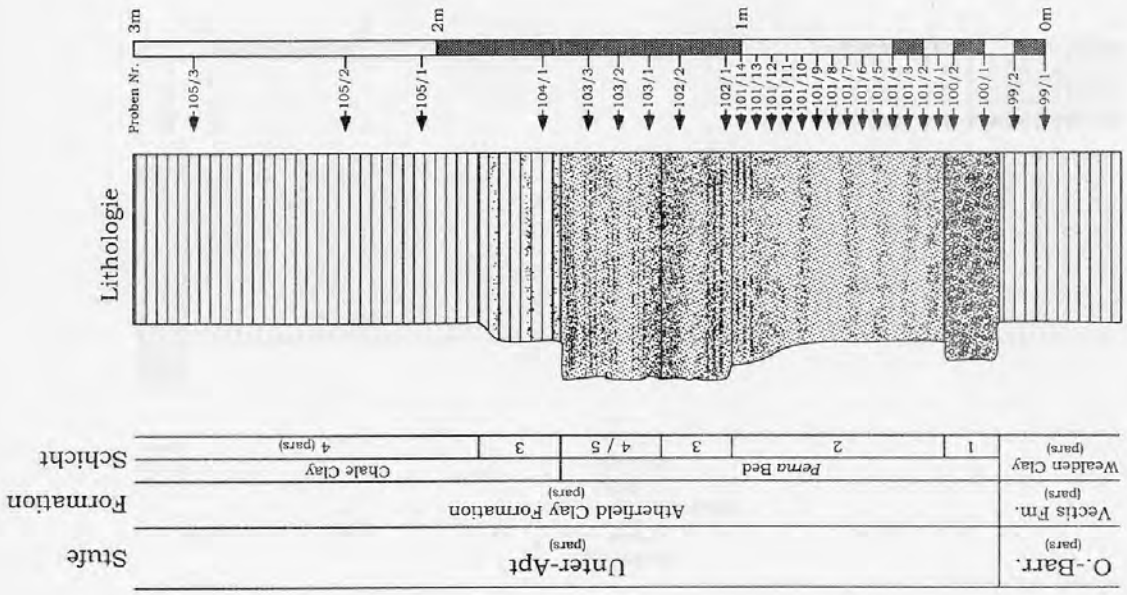
eine deutliche Bioturbation (*Thalassanoides*) und ein hoher Anteil an Schalenbruchstücken (~20%) und Glaukonit (~5%) in der Matrix. Vereinzelt sind Lagen mit eingeregelteten Schalenbruchstücken zu beobachten. Das ursprüngliche Sedimentgefüge ist durch Bioturbation weitgehend zerstört worden.

Bed 4(0.33m): Brauner bis olivgrüner, schlecht sortierter Sandstein mit Schrägschichtung. In der sehr fossilreichen Lage treten Austern, Korallen, Muscheln, Serpeln, Pflanzenreste und umgelagerte Faunenelemente (Wealden Haizähne) auf. Weitere Merkmale sind ein karbonatischer Zement und Glaukonitanreicherungen.

Bed 5(1.23m): Olivgrüner, schlecht sortierter Sandstein mit bräunlicher Verwitterungsfarbe. Das Sediment zeigt wie Bed 3 eine deutliche Bioturbation durch *Thalassanoides*. Im oberen Teil rötlich verwitternd und mit steigendem Tonanteil. Am Top sind Aufarbeitungsphänomene zu beobachten (brauner, siltiger Ton des Chale Clay Member in Scolithus- und *Thalassanoides*-Bauten). Der Kontakt zum überlagernden Chale Clay ist lithologisch scharf und ist morphologisch als Stufe im Profil erkennbar.

Bemerkungen: Die sandige Abfolge des *Perna* Bed wird von rötlichen und grauen, leicht siltigen Tonen des Chale Clay überlagert. Der obere Teil des Chale Clay ist durch Hangrutschungen unzugänglich. Aus dem *Perna* Bed 1 der Sandown Bay (SB in Abb. 8) stellte Dr. J. Radley (Sandown) zwei weitere Proben zu Vergleichszwecken zur Verfügung.

ISLE OF WIGHT
 (September 1994)
 Profil *Perna* Bed
 Atherfield Point
 (National Grid Reference System SZ 452791)



Proben-Nr.	[m]	Mächtigkeit	CaCO ₃	Quarz	Nannopl.	Erhaltung	lithologische Einheit
105/3	2,8		0,6	•	###	fossilfrei	Chale Clay 4 (pars)
105/2	2,3		0,3	•	#	s.schlecht	
105/1	2,05	>1.00	0,5	••	###	s.schlecht	
104/1	1,65	0,27	0,7	•	#	s.schlecht	Chale Clay 3
103/3	1,5		16,9	•••		fossilfrei	Perna Bed 5
103/2	1,4		18,5	•••	#	s.schlecht	
103/1	1,3	0,33	10,9	•••	#	fossilfrei	Perna Bed 4
102/2	1,2		26,6	••		fossilfrei	Perna Bed 3
102/1	1,05	0,23	11,9	•••	#	fossilfrei	
101/14	1		2,1	•••		fossilfrei	Perna Bed 2
101/13	0,95		1,6	•••	#	fossilfrei	
101/12	0,9		0,8	•••		fossilfrei	
101/11	0,85		1,2	•••	#	s.schlecht	Perna Bed 2
101/10	0,8		0,7	•••	##	s.schlecht	
101/9	0,75		0,9	•••		fossilfrei	Perna Bed 2
101/8	0,7		1,1	•••	#	fossilfrei	
101/7	0,65		1	•••		fossilfrei	Perna Bed 2
101/6	0,6		0,8	••	##	s.schlecht	
101/5	0,55		0,7	•••	#	fossilfrei	Perna Bed 2
101/4	0,5		0,7	•••		fossilfrei	
101/3	0,45		1	•••		fossilfrei	Perna Bed 2
101/2	0,4		1,4	•••	##	s.schlecht	
101/1	0,35	0,7	1,2	••	#	fossilfrei	Perna Bed 2
100/2	0,3		2,1	•••	#	fossilfrei	
100/1	0,2	0,18	0,5	•••		s.schlecht	Perna Bed 1
99/2	0,1		0,6	•	#	s.schlecht	Wealden Clay (pars)
99/1	0	0,15	0,4	•	#	fossilfrei	

Abb. 10: Lithostratigraphie des Tagesaufschlusses *Perna* Bed, Isle of Wight (Legende s. Abb. 7). Rechts: Probenliste (Erläuterungen s. Abb. 9).

2.2.5 Profil Chale Bay, Isle of Wight
 Lage (CB in Abb. 8): 50°36.15' N, 1°20.40' W.
 (National Grid Reference System SZ 464785). Tagesaufschluß an der SW-Küste der Insel.

Paläogeographische Lage: Wessex Basin
 Probenanzahl: 23

Lithologie (s. Abb. 12): Das *Perna* Bed ist nicht aufgeschlossen. Es wurde ein 6.20m mächtiges Profil des oberen Teils des Chale Clay unterhalb des Lower Lobster Bed aufgenommen (s. Abb. 11). Die Wechselfolge von braun bis blaugrauen, siltigen Tonen enthalten Phosphat- und Karbonatkonkretionen. Es sind insgesamt nur noch wenig Sedimentstrukturen überliefert (zumeist im blaugrauen Ton). An der Basis der blaugrauen Tone sind dünne Schillhorizonte vorhanden. Eine härtere Bank aus siltigem Ton am Top des Chale Clay markiert den Kontakt zum Lower Lobster Bed. Die Sedimente des Lower Lob-

ster Bed weisen höhere Anteile von Silt und sandigem Material auf, das in Sturmlagen konzentriert ist. Diese arenitischen Lagen nehmen zum Top hin zu.

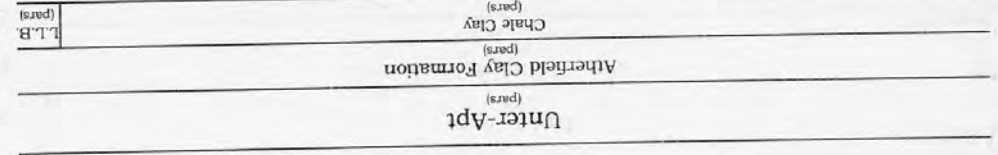
	Casey 1961		Simpson 1985	diese Arbeit	
	Zone	Subzone	Formation	Member	
Unter-Apt (para)			Feruginous Sands	nicht benannt	
	<i>Deshayesites forbesi</i>	<i>Deshayesites callidiscus</i>	Atherfield Clay	Upper Lobster Beds	
		<i>Deshayesites kiliani</i>		Crackers	
		<i>Deshayesites fittoni</i>		Lower Lobster Beds	
	<i>Prodesh. fasciostatus (para)</i>	<i>Prodeshayesites obsoletus</i>		Chale Clay	Chale Clay
				6	6
				3	3
			<i>Perna</i> Beds	<i>Perna</i> Beds	
			2	2	
			1	1	

Abb. 11: Stratigraphie der Atherfield Clay Formation (n. CASEY 1961; SIMPSON 1985; RUFFELL & WACH 1991).

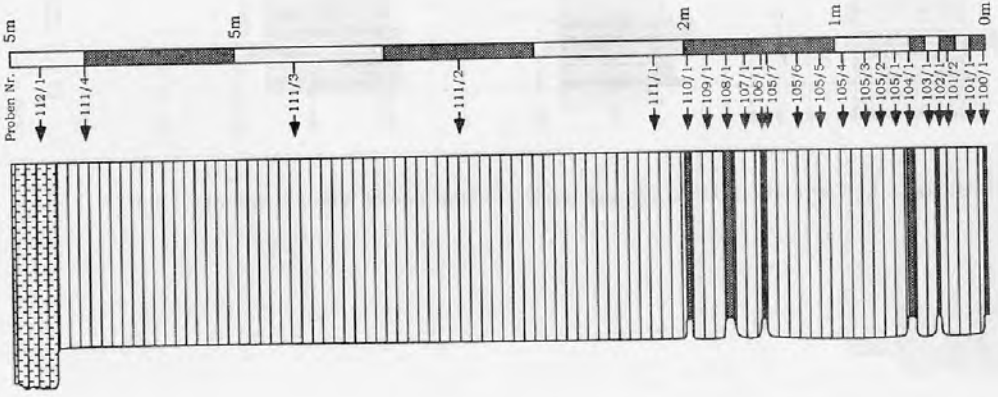
ISLE OF WIGHT
(September 1994)

Profil Chale Bay
Chale Bay
(National Grid Reference System SZ 464785)

Stufe
Formation
Schicht



Lithologie



Proben-Nr.	[m]	Mächtigkeit	CaCO ₃	Quarz	Nannopl.	Erhaltung	lithologische Einheit
112/1	6.3	>0.30	24.7	•••	#	fossilfrei	Lower Lobster Beds
111/4	6		8.3	•	#	s.schlecht	
111/3	4.6		4	•••	#	fossilfrei	
111/2	3.5		4.3	•••	#	fossilfrei	
111/1	2.2	4.2	2	•	#	s.schlecht	
110/1	1.98	0.03	5.4	•••	#	fossilfrei	
109/1	1.85	0.23	6.8	•••	#	fossilfrei	
108/1	1.72	0.05	1.8	••	#	s.schlecht	
107/1	1.6	0.19	0.4	•••	#	fossilfrei	
106/1	1.49	0.02	2.3	•••	#	fossilfrei	
105/7	1.45		3.3	•	#	s.schlecht	
105/6	1.25		3.9	••	#	s.schlecht	
105/5	1.1		2.1	•••	#	fossilfrei	
105/4	0.95		4.3	•••	#	fossilfrei	
105/3	0.8		1.7	•••	#	fossilfrei	
105/2	0.7		3.8	•••	#	fossilfrei	
105/1	0.6	0.95	4.5	•••	#	fossilfrei	
104/1	0.51	0.04	1.2	••	#	s.schlecht	
103/1	0.38	0.15	1.9	•••	#	fossilfrei	
102/1	0.31	0.02	0.5	•••	#	fossilfrei	
101/2	0.25		0.9	•••	#	fossilfrei	
101/1	0.1	0.3	3.1	•••	#	fossilfrei	
100/1	0.01	0.02	3.4	•••	#	fossilfrei	

Chale Clay

Abb. 12: Lithostratigraphie des Tagesaufschlusses Chale Bay, Isle of Wight (Legende s. Abb. 7). Rechts: Probenliste (Erläuterungen s. Abb. 9).

2.2.6 Profil Atherfield Point, Isle of Wight
 Lage (AP in Abb. 8): 50°36.32' N, 1°21.47' W.
 (NationalGrid Reference System SZ 452791). Profil Atherfield Point Tagesaufschluß an der SW-Küste der Isle of Wight. Dr. A. Ruffell (Belfast) stellte das gesamte Probenmaterial seines 1989 aufgenommen und beprobten Profils zur Verfügung. Paläogeographische Lage: Wessex Basin
 Probenanzahl: 24
 Lithostratigraphie (s. Abb. 14): Das ca. 12m mächtige Profil erschließt die Schichtfolge

vom untersten *Perna* Bed bis in den mittleren Teil des Chale Clay. Das gesamte Probenmaterial stammt aus der gleichförmigen, tonigen Apt-Schichtfolge des Chale Clay. Die Karbonatwerte schwanken im unteren Teil des Profils zwischen 1-32%, im oberen dagegen nur zwischen 2-4%. Der Quarzgehalt nimmt kontinuierlich von ca. 30% in den *Perna* Beds auf <10% im Chale Clay ab.

Literatur: RUFFELL & WACH (1991)

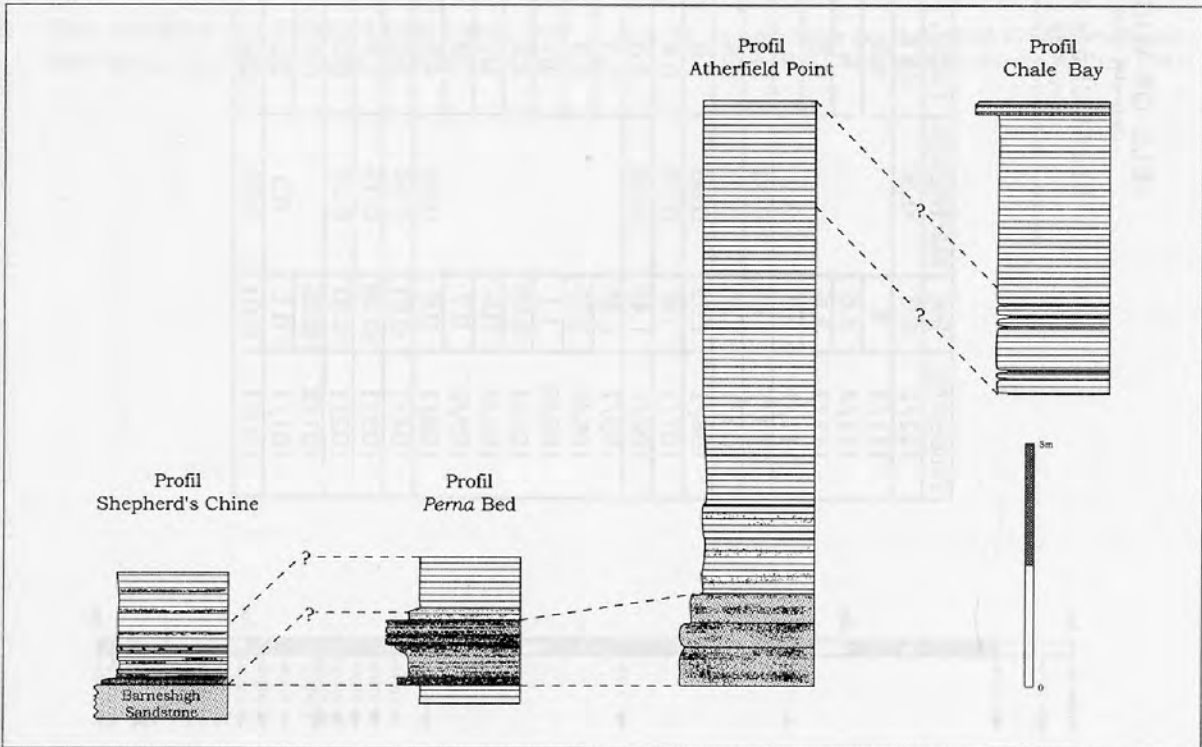
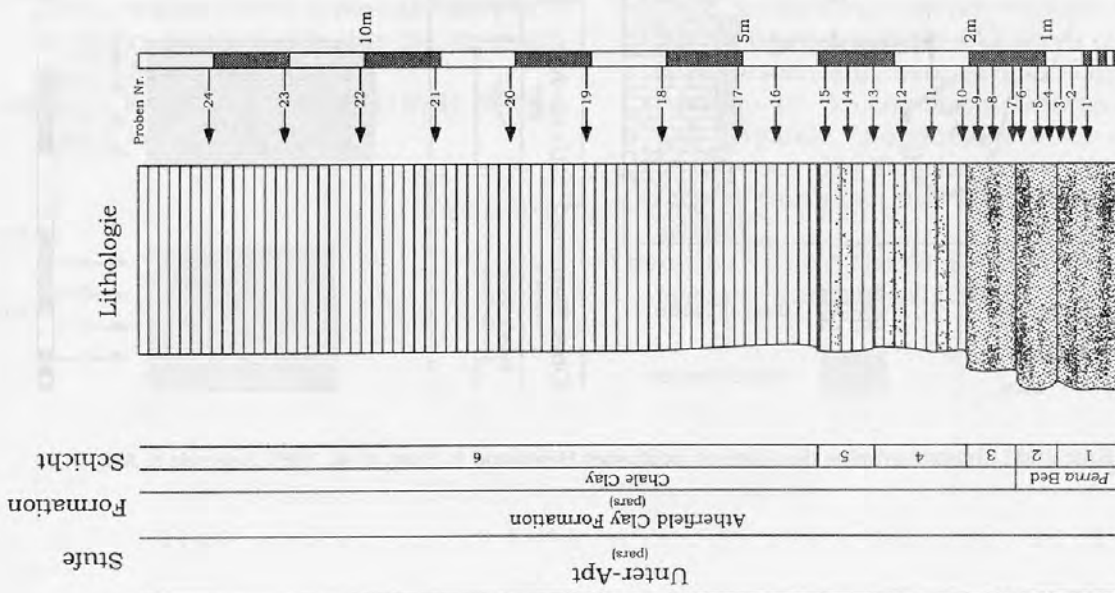


Abb. 13: Lithologische Korrelation der untersuchten Profile der Isle of Wight (Legende s. Abb. 7).

ISLE OF WIGHT
(August 1989)
Profil Atherfield Point
Atherfield Point
(National Grid Reference System: SZ 453791)



Proben-Nr.	[m]	Mächtigkeit	CaCO ₃	Quarz	Nannopl. #	Erhaltung	lithologische Einheit	
24	12,06		4			fossilfrei	Chale Clay 6	
23	11,06		3,6			s.schlecht		
22	10,06		4		#	s.schlecht		
21	9,06		3,8			fossilfrei		
20	8,06		3,3	•	#	fossilfrei		
19	7,06		3,4			s.schlecht		
18	6,06		2,3			s.schlecht		
17	5,06		3	•		s.schlecht		
16	4,56	>10,00	3,2			fossilfrei		
15	3,91		4	•	#	s.schlecht		Chale Clay 5
14	3,61		4			s.schlecht		
13	3,27	0,8	32,4	•		fossilfrei		
12	2,8		0,8	•		s.schlecht		Chale Clay 4
11	2,5		4,3	•		fossilfrei		
10	2,09	1,22	21,1	••		fossilfrei		
9	1,89		3,2	••	#	schlecht		Chale Clay 3
8	1,69		3,5	•••		fossilfrei		
7	1,43	0,65	21,7	••		schlecht		
6	1,32		24,8	••	#	schlecht	Perna Bed 2	
5	1,1		21,3	•••		schlecht		
4	0,95	0,54	20,7	•••	#	schlecht		
3	0,8		4,5	•••	#	schlecht	Perna Bed 1	
2	0,65		4	•••	#	schlecht		
1	0,45	0,85	4	•••		mäßig		

Abb. 14: Lithostratigraphie des Tagesaufschlusses Atherfield Point, Isle of Wight (Legende s. Abb. 7). Rechts: Probenliste (Erläuterungen s. Abb. 9).

2.2.7 Profil Helgoland

Lage (s. Abb. 2): TK 50 St. Peter-Ording (Nr. L 1716), re: 34 29 000, h: 56 00 550.

Probenmaterial vom Nordseegrund vor Helgoland (ca. 500m N der Düneninsel). Das Profil wurde von Dr. Ch. Spaeth (Hamburg) im August 1993 aufgenommen.

Paläogeographische Lage: am Nordrand des Pompeckj'schen Blocks

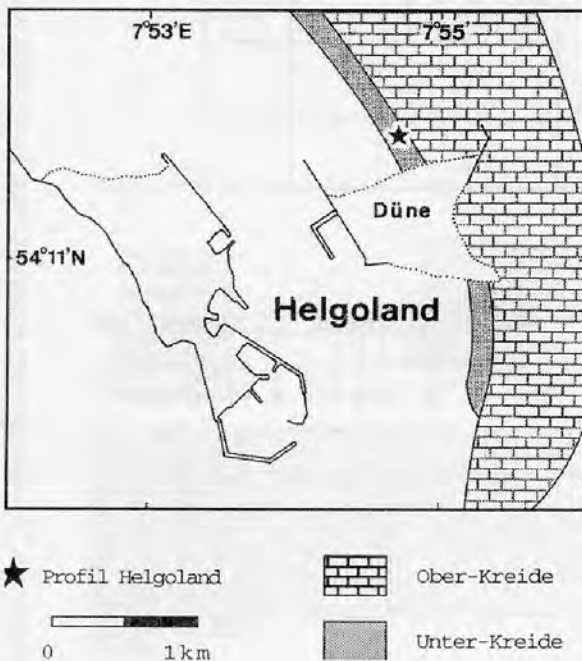
Probenanzahl: 12

Lithostratigraphie (s. Abb. 15): Die beprobte Schichtfolge besteht aus Tonen und Mergeltonen des oberen Barrême, dem „Töck“ (=Fischschiefer, mittleres Unter-Apt), Tonmergeln im Liegenden der Mergel der gelben ewaldi-Kreide (hohes Unter-Apt) sowie den gelben und roten Mergeln der ewaldi-Kreide (tieferes Mittel-Apt). Das ca. 3.5-4m mächtige Profil konnte infolge schlechter Aufschlußverhältnisse nicht lückenlos beprobt werden. Direkt ober- und unterhalb des „Töck“ konnten keine Proben ent-

nommen werden. Die Karbonatgehalte steigen von 5-12% im Profilabschnitt unterhalb des „Töck“ sprunghaft auf Werte zwischen 50-78% im und oberhalb des „Töck“ an.

Bemerkungen: Die Gesamtmächtigkeit der Unter-Kreide liegt im Gebiet unter der Düne von Helgoland nicht über 30m (BEST, et al. 1989). Das Barrême-Profil bricht bereits im tieferen Ober-Barrême ab (s. Abb. 15). Darüberlagernde Schichten (noch unterhalb des Fischschiefers) gehören vermutlich dem Unter-Apt an. Eine weitere Schichtlücke umfaßt obere Teile des mittleren Apt sowie das gesamte Ober-Apt. Die Proben 11 und 12 entstammen nicht dem Profil Helgoland, sondern wurden durch Dr. Ch. Spaeth aus Sammlungsbeständen ergänzt.

Literatur: SCHMIDT-THOMÉ (1982); BEST, et al. (1989)



Profil Helgoland

(August 1993)
TK 50 St. Peter-Ording (Nr. L1716)
(re 3429000 ho 5600550)

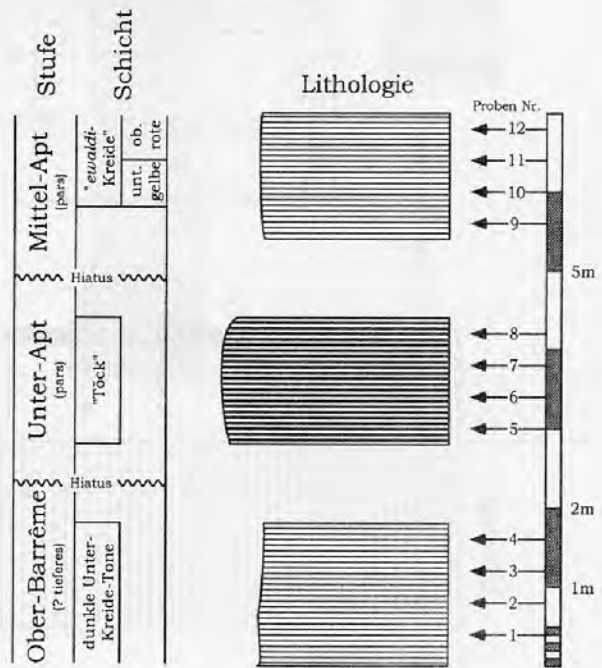


Abb. 15: Lage und Lithostratigraphie des Tagesaufschlusses Helgoland (n.BEST, et al. 1989, Legende s. Abb. 7)

2.2.8 Profil Rethmar

Lage (s. Abb. 2): TK 25 Hämelerwald (Nr. 3627), re: 35 68 710, h: 57 97 600. (ca. 15km SE Hannover).

Das Profil Rethmar, das im Zuge der Verbreiterung des Mittellandkanals zugänglich war, wurde 1991 von der Arbeitsgruppe Mutterlose aufgenommen und beprobt.

Paläogeographische Lage: E Teil des Niedersächsischen Beckens, Entfernung zur Küste etwa 25km.

Probenanzahl: 103

Lithostratigraphie (s. Abb. 16): Von dem insgesamt ca. 200m mächtigen Barrême/Apt-Profil, wurde ein etwa 65m mächtiges Teilprofil beprobt, daß die Barrême-Apt-Grenze erschließt. Die Schichtfolge setzt sich aus vier lithologischen Einheiten zusammen (vom Liegenden zum Hangenden):

- 1) Wechsellagerung von hell- und mittelgrauen Tonsteinen mit vereinzelt auftretenden kalzitischen Konkretionslagen (Ober-Barrême) Mächtigkeit: 6.3m.
- 2) Dunkle Tonsteine mit Gips und Pyrit und nahezu regelmäßig auftretenden Konkretionslagen (Ober-Barrême/tiefes Unter-Apt) Mächtigkeit: 49.7m.
- 3) Feinlaminierte, bitumenreiche Fischschiefer (mittleres Unter-Apt) Mächtigkeit: 2.65m.
- 4) Dunkle, z.T. fast schwarze Tonsteine mit vereinzelt auftretenden kalzitischen Konkretionslagen (Unter-Apt) Mächtigkeit: 4.9m.

Bemerkungen: Der Karbonatgehalt unterliegt in weiten Teilen des Profils Schwankungen von 0-20%, im obersten Abschnitt (139-146m) werden Spitzenwerte bis zu 77% erreicht. Direkt unterhalb des Fischschiefers befindet sich eine ca. 3m mächtige Aufschlußlücke.

Literatur: KEUPP & MUTTERLOSE (1994); MUTTERLOSE & WIEDENROTH (1995)

2.2.9 Profil Hoheneggelsen KB 50

Lage (s. Abb. 2): TK 25 Lesse (Nr. 3827), re: 35 81 200, h: 57 85 175. (ca. 35 km SE Hannover).

Die vollständigen Bohrkerne dieser Anfang 1991 abgeteufte Bohrungen (KB 40 & KB 50) wurden freundlicherweise von den Herren O. Lopau und Dipl. Ing. S. Leila zur Verfügung gestellt.

Paläogeographische Lage: E Teil des Niedersächsischen Beckens.

Probenanzahl: 82

Lithostratigraphie (s. Abb. 17): Die Kernbohrung KB 50 erfaßt den Grenzbereich Barrême-Apt in einem Umfang von 28.5m. Es lassen sich vom Liegenden zum Hangenden drei lithologische Einheiten unterscheiden.

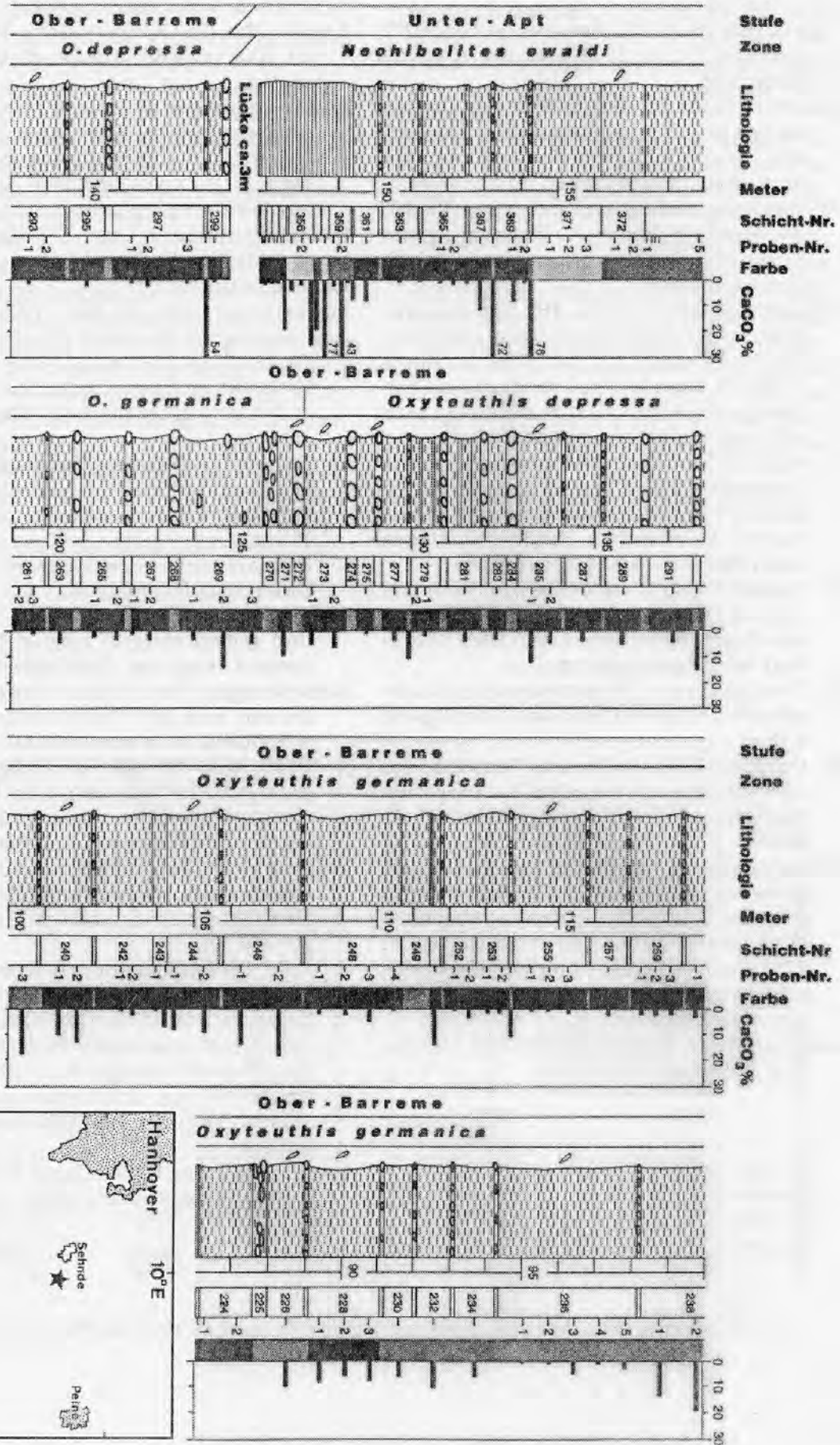
- 1) Dunkle Tonsteine mit Einschaltungen von feinlaminierten Blättertonhorizonten (Ober-Barrême - unteres Unter-Apt). Mächtigkeit: 21.7m.
- 2) Feinlaminierte Fischschiefer (mittleres Unter-Apt). Mächtigkeit: 1.8m.
- 3) Wechsellagerung von hellem Ton, roten und gelben Mergeln (oberes Unter-Apt - unteres Ober-Apt). Mächtigkeit: 5m.

Bemerkungen: Die dunklen Tonsteine im Liegenden und der Fischschiefer zeichnen sich durch stark schwankende Karbonatwerte aus. Der Karbonatgehalt liegt im untersten Abschnitt zwischen 0-8% in den dunklen Tonsteinen bzw. 9-25% in den Blättertonhorizonten. Im Fischschiefer steigen die Karbonatwerte auf 30-50% und sinken dann in den Tonen und Mergeln oberhalb des Fischschiefers auf Werte um 20-40% ab.

Teile des Probenmaterials wurden von H. Keupp (Berlin) auf Calcisphaeren und von K.H. Kirsch (München) auf Dinoflagellaten untersucht. Geochemische Untersuchungen (Organik, Anorganik) wurden an vielen Proben des Bohrkernes in Bochum, Jülich, Göttingen und Oldenburg durchgeführt.

Literatur: RACHOLD (1994); KEUPP & MUTTERLOSE (1994); JENDRZEJEWSKI (1995)

Abb. 16: Lage und Lithostratigraphie des Tagesaufschlusses des Retzmar (in: MUTTERLOSE & WIEDENROTH 1995).



Hoh. KB 50

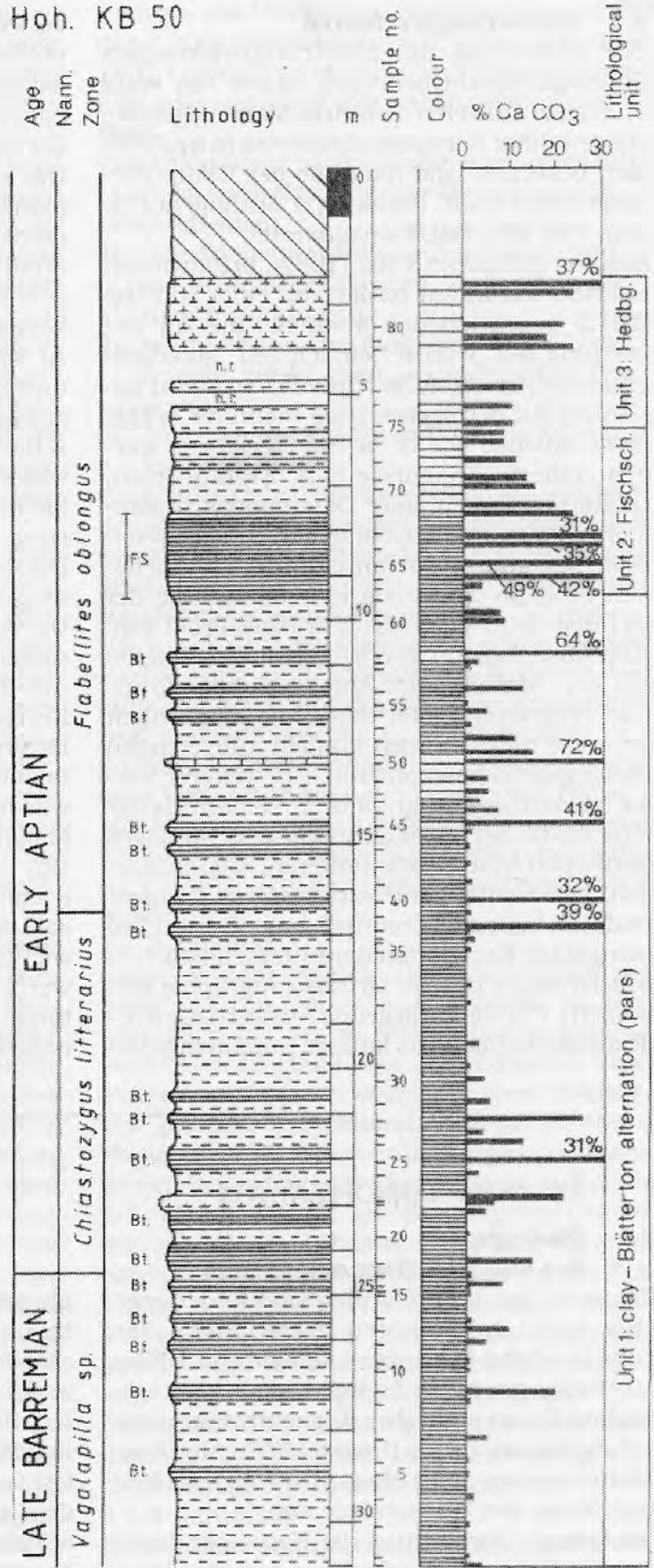
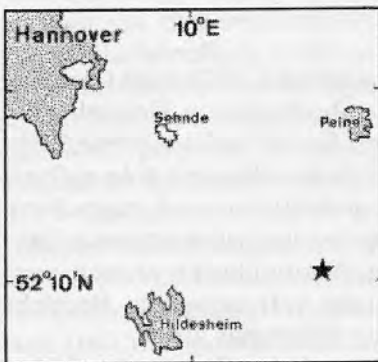


Abb. 17: Lage und Lithostratigraphie der Kernbohrung Hoheneggelsen KB50 (n. KEUPP & MUTTERLOSE 1994).

2.3 Gliederungsverfahren

Zur Erstellung der biostratigraphischen Nannoplankton-Gliederung wurde das erste und letzte Auftreten, sowie die Maximalgehalte ausgewählter Nannoplanktonarten in fünf Profilen bestimmt und mit Hilfe des Computerprogramms RASC (Ranking & Scaling) auf einem IBM 486/66DX ausgewertet.

Das von AGTERBERG & NEL (1982a,b) entwickelte RASC-Verfahren basiert auf einer von HAY (1972) beschriebenen Methode, die zur Ermittlung der „wahrscheinlichsten“ stratigraphischen Artenabfolge (Optimal-Sequenz) basierend auf der Auswertung mehrerer Profile dient. Ebenso wie beim Hay-Verfahren werden codierte Ereignisse (z.B. Erstauftreten, Letztaufreten) zu einer Datenmatrix zusammengestellt und anschließend ausgewertet. Das Programm führt anhand der eingegebenen Probenteufen auch eine Skalierung der Optimal-Sequenz durch. Für jedes Profil wird zum Abschluß ein Vergleich der berechneten mit der beobachteten Abfolge durchgeführt. Das Programm bietet damit die Möglichkeit auch die nicht in allen Profilen auftretenden Ereignisse zu positionieren. Ein weiterer Vorteil ist, daß biostratigraphische Leitformen unterschiedlicher Fossilgruppen (z.B. kalkiges Nannoplankton, Foraminiferen, Cephalopoden) gleichzeitig verarbeitet werden können. Dadurch ließe sich eventuell auch die zum Teil mangelnde Korrelation der unterschiedlichen Gliederungen mit der Orthostratigraphie verbessern. Für die vorliegende Auswertung wurde ausschließlich das kalkige Nannoplankton

verwendet. Bestehende Datensätze können problemlos mit neuen Ereignissen oder Profilen ergänzt und erweitert werden. Die Genauigkeit dieses Verfahrens steigt mit der Anzahl der beobachteten Profile.

Das erste und letzte Auftreten jeder Nannoplanktonart wurde für diese Auswertung numerisch codiert. Zusätzlich wurden für jedes Profil von ausgewählten Nannoplanktongruppen, dem Karbonatgehalt und der Anzahl der beobachteten Taxa (=Diversität (S)) jeweils bis zu vier prozentuale Maximalwerte bestimmt und numerisch codiert. Die Lage der lithologischen Unter- und Obergrenze des Fischschiefers in den drei nw-deutschen Profilen wurde als Markerhorizont verwendet und erhielt für die Auswertung ebenfalls eine Codierung.

Die Anzahl der Maximalwerte der Nannoplanktongruppen, die für die Interpretation der Umweltbedingungen herangezogen werden sollten, wurde pro Gruppe auf vier beschränkt, um die Datenmenge zu begrenzen und die Korrelation der Horizonte zu vereinfachen. Lagen zwei oder mehr Maxima in benachbarten oder dicht aufeinander folgenden Proben wurde nur der größte Wert dieser Gruppe als Maximum bewertet.

Um die Interpretation der Ergebnisse zu erleichtern wurde mit einem reduzierten Datensatz gearbeitet, der nur acht biostratigraphisch wichtige Nannoplanktonarten, die Maximalwerte der ökologisch wichtigen Nannoplanktongruppen, der Diversität (S) und des Karbonatgehaltes enthält.

3. KALKIGES NANNOPLANKTON

3.1 Ökologie des kalkigen Nannoplanktons

Rezente Coccolithophoriden sind in den meisten marinen Habitaten der euphotischen Zone (0-200m) in Konzentrationen von 10^9 bis 10^{12} Zellen pro m^3 zu finden. Lediglich im arktischen Raum sinkt ihre Konzentration unter 10^9 Zellen pro m^3 ab (HONJO 1976). Als Oberflächenwasser sieht HONJO (1976) den obersten Meter der Wassersäule an.

Die laterale Verbreitung der Nannoplanktonflore ist eng an die Strömung großer Wassermassen gebunden und ist dem Verbreitungsmuster planktonischer Foraminiferen sehr ähnlich (OKADA & HONJO 1973, 1975). Die vertikale Verbreitung ist stark von der geogra-

phischen Breite abhängig. Während Coccolithophoriden im subarktischen Bereich des zentral-pazifischen Raum fast ausschließlich in den obersten 50m der Wassersäule auftreten, finden sie in gemäßigten und tropischen Bereichen ihren optimalen Lebensraum in Tiefen von 50-100m. Nannoplanktonflore aus dem tropischen und subtropischen Bereich weisen die höchste Diversität auf.

Ausgeprägte jahreszeitliche Klimawechsel fehlen in äquatorialen Breiten und im zentral-pazifischen Raum und führen dort zu geringeren saisonalen Variationen in der Zusammensetzung der Nannoplanktonflora als in

höheren Breiten. Daher ist, sowohl für rezente als auch fossile Nannoplanktonarten eine deutlich bipolare Verteilung zu beobachten (McINTYRE, et al. 1970; McINTYRE & McINTYRE 1971; MUTTERLOSE 1989b).

Der überwiegende Teil der Cocosphären wird vom Zooplankton (hauptsächlich Copepoden) als Nahrung aufgenommen, die unverdaulichen Bestandteile werden als Kotpille (fecal pellet) ausgeschieden. Diese Kotpillen haben für die Überlieferung des kalkigen Nannoplanktons eine überragende Bedeutung in dreierlei Hinsicht: 1. erhöht sich die Sinkgeschwindigkeit der Coccolithen erheblich (Faktor 1000), 2. verringert sich damit auch die mögliche Verdriftung und 3. schützt die organische Umhüllung der Kotpillen die umschlossenen Kalkpartikel wirksam vor Lösung.

In einer Kotpille sind bis zu 0.1 Millionen Coccolithen ($\approx 1 \mu\text{g CaCO}_3$) enthalten (HONJO 1976). Die organische Umhüllung zerfällt bei Temperaturen von 25°C schon nach wenigen Minuten, bei 18°C erst nach wenigen Tagen. Nach Berechnungen von HONJO (1976) erreichen über 90% der in der euphotischen Zone produzierten Coccolithen den Meeresboden. Cocosphären werden im allgemeinen während der Nahrungsaufnahme und -umsetzung durch das Zooplankton nicht angelöst und zerfallen nicht in ihre Bestandteile (Coccolithen).

Gemessen an ihrer Bedeutung für die Primärproduktion und ihrer Häufigkeit in den Ozeanen, ist verhältnismäßig wenig über die Ökophysiologie der Coccolithophoriden bekannt. Viele der Untersuchungen, die sich biologischen Aspekten von rezenten Coccolithophoriden widmen, wurden an küstennah lebenden Formen oder an Coccolithenkulturen im Labor durchgeführt und sind sicher nicht ohne weiteres auf offenmarin lebende Formen übertragbar. In den rezenten Ozeanen wird die Nannoplanktonflora in den meisten Habitaten im wesentlichen von weniger als zehn Arten dominiert. Im Folgenden werden die für Coccolithophoriden wichtigsten ökologischen Parameter kurz beschrieben.

3.1.1 Temperatur

Laboruntersuchungen von WATABE & WILBUR (1966) an rezenten Coccolithenkulturen der Art *Emiliana huxleyi* ergaben, daß Zellwachstum und Karbonatproduktion in einem weiten Temperaturbereich möglich sind (7-27°C). Das Wachstumsoptimum liegt zwischen 18 und 24°C. Die Größe der Coccolithen dieser Art ist eindeutig temperaturabhängig. Oberhalb von 18°C nimmt die Größe der Coccoli-

then ab, das Verhältnis Länge zu Breite bleibt dabei aber nahezu konstant. Unter und über 18°C kommt es vermehrt zu Bildung abnormer oder unvollständig kalzifizierter Coccolithen.

Innerhalb der heutigen Weltmeere lassen sich ozeanographisch drei große Wasserschichten unterscheiden:

- 1) Oberflächennahe Wassermassen (0-200m) mit saisonal gesteuerten, großen Temperaturschwankungen,
- 2) permanente Thermokline, eine Wasserschicht mit langsam veränderlicher Temperatur,
- 3) Tiefenwasserschicht mit nahezu konstanter Temperatur.

Coccolithen leben fast ausschließlich oberhalb der permanenten Thermokline, sind damit den saisonalen Temperaturschwankungen ausgesetzt und spiegeln diese durch signifikante Häufigkeitsschwankungen wider. Die eindeutige Korrelation der Wassertemperatur mit der Verbreitung und absoluten Häufigkeit bestimmter Arten ist für paläobiogeographische und paläoklimatische Untersuchungen von großem Nutzen. Anhand temperaturgesteuerter Verbreitungsmuster bestimmter Nannoplanktonarten können sowohl für den rezenten als auch für den fossilen Bereich verschiedene Florenzonen der Ozeane unterschieden werden.

3.1.2 Salinität

Laborversuche zeigten, daß Coccolithen bei Salzgehalten von 4‰ bis 50‰, in Extremfällen bei bis zu 90‰ überlebensfähig sind (PAASCHE 1968). Zur Reproduktion sind einige rezente Arten zwar an engere Toleranzen gebunden (*Emiliana huxleyi*: 16-45‰, MJAALAND 1956), die aber im Vergleich mit anderen Organismengruppen noch außergewöhnlich groß sind. Die Eignung von Coccolithophoriden als Paläosalinitätsanzeiger für den offenen Ozean bleibt daher umstritten. Für Meere in denen die Wasserzirkulation eingeschränkt ist (Neben- und Epikontinentalmeere), sind die Schwankungen des Salzgehaltes vermutlich größer, so daß dort eher ökologische Extrembedingungen erreicht werden, die die Häufigkeit und Verbreitung von Coccolithophoriden beeinflussen.

3.1.3 Nährstoffe

Durch Absorption der Lichtenergie und deren Umwandlung in chemische Energie vermögen autotrophe Pflanzen (Primärproduzenten) aus Kohlendioxid (CO_2) und Wasser (H_2O) einfache organische Moleküle zu synthetisieren (Photosynthese). Für die Biosynthese komplexer

organischer Stoffe werden vor allem die Elemente Stickstoff (N), Phosphor (P) und Schwefel (S) benötigt, die die Primärproduzenten dem Meerwasser entziehen.

Für die photosynthetischen Reaktionen wird anorganischer Kohlenstoff benötigt. Es ist nicht sicher, ob ein direkter Zusammenhang zwischen dem zur Photosynthese aufgenommenen und dem zur Karbonatbildung benötigten Kohlenstoff besteht. Würde der „photosynthetische“ Kohlenstoff aus derselben Quelle wie das CO_3^{2-} stammen, das zur Karbonatbildung gebraucht wird, wäre der CO_2 -Stoffwechsel (Photosynthese) die treibende Kraft für die Bildung der Coccolithen.

Auch organische Substanzen scheinen bei einigen rezenten Taxa (z.B. *Cricosphaera* sp.) stimulierend auf das Wachstum zu wirken (PAASCHE 1968). Das Wachstum von *Emiliania huxleyi* ist dagegen offensichtlich nur wenig durch organische Substanzen zu beeinflussen (PINTNER & PROVASOLI 1963).

3.1.4 Licht

Licht spielt eine entscheidende Rolle beim Aufbau der zumeist autotrophen Coccolithophoriden. Nahezu alle rezenten Arten stellen ihr Zellwachstum bei Dunkelheit ein. Der genaue Einfluß der lichtabhängigen Reaktionen auf die Karbonatbildung von Coccolithophoriden ist bislang noch nicht geklärt.

3.1.5 Produktivität

Die Primärproduktion wird im wesentlichen durch die Menge der im Wasser gelösten pflanzlichen Nährstoffe (stickstoff-, phosphor- und schwefelhaltige Verbindungen) gesteuert, die für die Biosynthese organischer Materie benötigt werden. Temperatur und Salinität des Oberflächenwassers sowie Wassertiefe, Wasserbewegung oder Umlagerungsphänomene haben dagegen vermutlich eine geringere Bedeutung für das Verbreitungsmuster des kaligen Nannoplanktons.

Die Produktivität von rezenten Coccolithen in der euphotischen Zone schwankt je nach Saison, Nährstoffangebot und den hydrographischen Parametern (HONJO 1976). Abnehmende Produktivität führt zu ausgewogeneren Produktions- und Konsumptionszyklen in den Biozönosen und zu einer besseren Umsetzung, d.h. Ausnutzung (Verbrauch) der Primärproduktion (VINOGRADOV, et al. 1994).

Die Verbreitung und Variation der Primärproduzenten beeinflusst die Dynamik des organischen Stoffkreislaufes (Nahrungskette), den Austausch zwischen CO_2 und O_2 und die Zirkulation anderer im Meerwasser gelöster Stoffe wesentlich (GUO 1991).

Die Regionen mit der stärksten Entfaltung der marinen Vegetation befinden sich fast ausnahmslos in der Nähe von Küsten, d.h. in den neritischen Bereichen über dem Schelf und insbesondere in den Mündungsgebieten großer Flüsse (TARDENT 1993). Dort sind die Wachstumsbedingungen für die marine Flora durch den hohen Nährstoffzufluß vom Land besonders günstig. Im Vergleich zu den neritischen Gebieten weisen die zentral-ozeanischen Gebiete nur eine sehr geringe Primärproduktion auf. Ebenso günstig wirkt sich die vertikale Umschichtung der Wassermassen auf die Produktivität des Oberflächenwassers aus. Durch bakterielle Zersetzung organischer Materie in den Sedimenten werden dem Wasser große Mengen von Nährstoffen in gelöster Form zurückgegeben, die durch Trübe-strömungen oder thermohaline Konvektion (upwelling) an die Oberfläche transportiert werden.

Die jahreszeitlichen Schwankungen der Primärproduktion sind auf Veränderungen der Faktoren Licht und Nährstoffangebot des Wassers zurückzuführen (TARDENT 1993). In gemäßigten Breiten befindet sich die Phytoplanktonproduktivität im Winter bei niedrigen Temperaturen und geringer Sonneneinstrahlung auf einem Tiefstand. Die Nährstoffkonzentration im Oberflächenwasser steigt in dieser Phase aufgrund der Umwälzung der Wassermassen durch Winterstürme und des erhöhten Sediment- und Nährstoffeintrages durch Flüsse bei gleichzeitig geringer Konsumption dieser Nährstoffe an. Die zunehmende Erwärmung des Oberflächenwassers im Frühling hat eine sprunghafte Vermehrung des Phytoplanktons (Frühlingsblüte) zur Folge. Der stetige Verbrauch der im Winter angereicherten Nährstoffe führt dann im Sommer wiederum zur Abnahme der Produktivität. In vielen Regionen kommt es im Herbst zu einer zweiten, meist schwächeren Phytoplanktonblüte.

Offensichtlich wird jedoch nicht jedes Produktionssignal im Sediment überliefert. OKADA (1989) kalkulierte den rezenten Coccolitheneintrag im Pazifik vor Japan mit Hilfe von Sedimentfallen. Die Coccolithen-Frühlingsblüte ließ sich eindeutig im Sediment nachweisen, die Herbstblüte dagegen nicht. Auch für das Mittelmeer ergaben sich ähnliche Verteilungsmuster. So reflektiert dort die Coccolithenverteilung der rezenten Sommerpopulation die starken hydrographischen Unterschiede zwischen östlichem und westlichem Mittelmeer. Diese hydrographischen

Unterschiede scheinen im Winter nicht so groß zu sein, da in beiden Teilen dann *E. huxleyi* dominiert (KNAPPERTSBUSCH 1989).

Um die marine Paläoproduktivität zu berechnen wurden mehrere, empirische Formeln entwickelt (MÜLLER & SUESS 1979; BRALOWER & THIERSTEIN 1984, 1987; STEIN 1986, 1991). Sie setzen jedoch unter anderem die Kenntnis der Sedimentationsrate, den Anteil des Coccolithen-Karbonates am Gesamtkarbonat sowie Dichte- und Porositätsangaben voraus. Viele dieser Parameter können nur abgeschätzt oder aus Gesamtproben lediglich grob bestimmt werden. Der wissenschaftliche Wert der auf diese Weise errechneten Paläoproduktivität ist nach ROTH (1983) gering.

Welchen Einfluß das Picoplankton ($\leq 2\mu\text{m}$), das in erheblichem Maße an der planktonischen Biomasse beteiligt, aber vermutlich nicht in identifizierbarer Struktur im Sediment überlieferungsfähig ist, auf den Trophierungsgrad des Wassers hat, ist noch nicht hinreichend geklärt (SEMINA & MIKAEJAN 1994).

3.2 Erhaltung und Diversität

Die Sedimente des Ozeanbodens enthalten im Idealfall die in der Wassersäule, im engeren Sinn sogar nur die aus der euphotischen Zone (<200m) stammende Nannoplanktonflora (McINTYRE, et al. 1970; ADELSECK 1978). Coccolithenvergesellschaftungen reflektieren die paläoozeanographischen Bedingungen des Oberflächenwassers, sowohl in der Artenzusammensetzung als auch in relativer und absoluter Häufigkeit der Arten (GARD 1989). Eine Veränderung der primären Florenzusammensetzung wird vor allem durch Lösung, Zerfall und Diagenese der Coccolithophoriden am Meeresboden und weniger durch Umlagerung (Resuspension, Resedimentation) verursacht.

Für die Beurteilung der Erhaltung einer Nannoplanktonflora werden im allgemeinen zwei Maße verwendet:

- 1) Anlösung und Überwachung von Coccolithen (etching, overgrowth),
- 2) Diversität der Nannoplanktonflora.

3.2.1 Anlösung und Überwachung

Lösung und Diagenese des kalkigen Nannoplanktons findet hauptsächlich an der Sediment-Wasser-Grenzfläche statt. Entscheidend für die Stärke der Lösung sind die Zusammensetzung des Sedimentes, Resuspensions- und Resedimentationsprozesse sowie die „Aggressivität“ des Grenzhorizontes (Bodenwassersättigung, Oxidation von organischem Kohlenstoff). Bei geringen Sedimentationsraten sind

Coccolithen am Ozeanboden länger biologischen und chemischen Zersetzungsprozessen ausgesetzt.

Das Auftreten niedriger CaCO_3 -Werte in Verbindung mit einer schlechten Coccolithenerhaltung spricht nach FARRELL, et al. (1993) für verstärkte Lösung. Geringe CaCO_3 -Werte und gute Coccolithenerhaltung sprechen dagegen für einen verstärkten terrigenen Eintrag (Verdünnung) oder höheren Eintrag von biogenem Opal (FARRELL, et al. 1993).

Zahlreiche Autoren haben die Lösungsempfindlichkeit für rezente und fossile Coccolithophoriden bestimmt (McINTYRE & McINTYRE 1971; ADELSECK, et al. 1973; BERGER 1973; SCHNEIDERMAN 1973; ROTH & BERGER 1975; THIERSTEIN 1976; HENRIKSSON & MALMGREN 1993). Empfindlich sind zumeist die feingliedrigeren Formen, deren Auflösung zwangsläufig zur Anreicherung der robusteren Formen im Sediment führt. Diese selektive Auflösung kann zu starken Verzerrungen der primären Nannoplanktonflora und falschen ökologischen Interpretationen führen.

Der Grad der Anlösung und Überwachung von Coccolithen wird nach halbquantitativen Verfahren bestimmt. Die von ROTH & THIERSTEIN (1972) und ROTH (1973, 1978a) erarbeitete Bewertungsskala wird häufig benutzt, setzt jedoch Kenntnisse zur Lösungsempfindlichkeit bestimmter Nannoplanktonarten voraus. Aus Gründen der Einfachheit werden häufig auch qualitative Bewertungen vorgenommen, die drei bis fünf Erhaltungsstufen aufweisen. Die in der vorliegenden Arbeit benutzten fünf Erhaltungsstufen (sehr gut, gut, mäßig, schlecht, sehr schlecht) stellen eine qualitative Bewertung der Erhaltung nach subjektiven Kriterien dar.

Werden Lösungs- und Überwachungsphänomene innerhalb einer Probe beobachtet, kann dies ein Hinweis auf sekundäre Überwachung sein. Dabei wachsen zumeist größere, lösungsresistentere Formen zu Lasten kleinerer, lösungsempfindlicher Coccolithen. Infolgedessen kann sich die im Sediment überlieferte, primäre Diversität einer Nannoplanktonflora erheblich verändern.

3.2.2 Diversität

Als Diversität werden sowohl die Anzahl der beobachteten Taxa (Arten oder Gattungen) in einer Probe als auch die Veränderungen in der Häufigkeit ihres Auftretens in mehreren Proben bezeichnet. Veränderungen der Nannoplanktonflora durch Lösung oder diagenetische Rekristallisation können empfindliche Veränderungen der Diversität hervorru-

fen. Veränderungen der Diversität allein aber geben keinen Aufschluß darüber, ob signifikante Veränderungen ökologischer Parameter oder Lösungs- und Diageneseprozesse als Ursache anzunehmen sind. Je mehr Florenelemente gelöst werden, desto schwieriger ist es Rückschlüsse auf ökologische Bedingungen des Lebensraumes abzuleiten.

Experimentelle Untersuchungen von ADELSECK & BERGER (1975) und ADELSECK (1978) zeigten, daß die prozentuale Zusammensetzung tropischer Faunen/Floren sich sogar bei bis zu 80% Lösungsverlusten von CaCO_3 nur geringfügig verändert. Erst bei Lösungsverlusten von 80-96% CaCO_3 wurden beträchtliche Veränderungen in der Zusammensetzung beobachtet. Demgegenüber stellten HENRIKSSON & MALMGREN (1993) fest, daß bis zu 40% der Schwankungen in der Zusammensetzung der Nannoplanktonflora in ihren Proben durch Lösungsprozesse verursacht wurden.

3.2.3 Diversitätsmaße

Die Ähnlichkeit der Populationen verschiedener Proben läßt sich durch einen Vergleich der Diversität des Floren- oder Fauneninhaltes bestimmen. Die Anzahl der beobachteten Arten ist abhängig von der gewählten Probengröße (= Anzahl der Individuen). Es gibt keinen linearen Zusammenhang zwischen Artenanzahl und Individuenanzahl in einer Probe. Beim Auszählen einer Probe werden bei steigender Individuenanzahl immer weniger neue Arten beobachtet, da die Artenanzahl sehr viel kleiner als die Individuenanzahl ist. Für die Größe einer Stichprobe haben sich aus empirischen Untersuchungen in der Paläontologie 300 Individuen als sinnvolles Maß erwiesen. Die Zählung größerer Individuenmengen ist nur mit unverhältnismäßig hohem Zeitaufwand durchzuführen, und hat keine signifikanten Veränderungen der Ergebnisse zur Folge.

Bei gleicher Artenanzahl in zwei Proben kann die Verteilung der Individuen sehr unterschiedlich sein. Die Berechnung der einfachen Diversität (S) (S=simple Diversity) ermöglicht keine Unterscheidung dieser Proben. SHI (1993) vergleicht 39 verschiedene Koeffizienten, die zur Berechnung der Diversität benutzt werden und listet ihre Vor- und Nachteile auf. Der „Jaccard Koeffizient“ wird den Anforderungen an ein Diversitätsmaß für binäre Daten (z.B. eine Art X ist vorhanden oder fehlt in einer Probe) am besten gerecht. Der Jaccard-Index berücksichtigt sowohl die gemeinsamen Arten zweier Proben als auch die Arten, die nur in jeweils einer Probe auftreten.

Der einfach und schnell für eine große Probenanzahl zu berechnende Jaccard-Index wird aus jeweils zwei aufeinanderfolgenden Proben bestimmt. Die Variablen b, c bezeichnen die Anzahl der jeweils ausschließlich in einer der beiden Proben auftretenden Arten (Diversität $(S)_{P_i} = a + b$, Diversität $(S)_{P_j} = a + c$).

$$\text{Diversität (J)} = \frac{a}{a + b + c}$$

- a: gemeinsame Arten der Proben P_i, P_j
- b: Arten der Probe P_i
- c: Arten der Probe P_j

Zusätzlich wurde der Shannon-Index für die Nannoplanktonvergesellschaftungen ermittelt. Dieser komplizierter zu berechnende Index gibt die durchschnittliche Diversität pro Individuum an und wird auch als Heterogenität H bezeichnet.

$$H = - \sum_{i=1}^S (p_i \cdot \ln p_i)$$

- S: Diversität (S)
- p_i : Proportion der Art i an der Gesamtindividuenzahl der Probe.

Aus dem Shannon-Index wurde die Gleichverteilung E (Equitability) der gezählten Individuen auf die Arten berechnet, um Dominanzen einzelner Arten zu bestimmen. Zwei Proben können die gleiche Diversität (S) und gleichzeitig eine sehr unterschiedliche Verteilung der gezählten Individuen auf die beobachteten Taxa aufweisen, die möglicherweise auf ökologische Steuerungsfaktoren zurückzuführen ist. Die Gleichverteilung E beschreibt die Verteilung der ausgezählten Individuen auf die beobachteten Arten in einer Probe und kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen (0 = größte Ungleichverteilung, 1 = größte Gleichverteilung).

$$E = \frac{e^H}{S}$$

- H: Heterogenität
- S: Diversität (S)

Diversität und Gleichverteilung werden häufig als ökologische und evolutionäre Parameter benutzt (BOLLMANN, et al. 1993). Ökologisch instabilere Systeme sollen demnach durch einen geringen Artenreichtum charakterisiert sein. Ebenso soll die Dominanz weniger Arten (geringe Gleichverteilung) ungünstige ökologische Bedingungen widerspiegeln (und umgekehrt).

4. ANALYSE DER MIKROFLORA

4.1 Verteilung des kalkigen Nannoplanktons

Zur Dokumentation der Verteilung des kalkigen Nannoplanktons werden in dieser Arbeit zwei verschiedene Darstellungsweisen verwendet. Zum einen wird die Nannoplanktonverteilung der beobachteten Taxa für jedes Profil detailliert in Reichweitentabellen dargestellt (s. Abb. 19, 22, 25, 28, 31 und 34). Aus den Reichweitentabellen kann das erste (EA) und letzte (LA) Auftreten der Nannoplanktonarten, die absolute Anzahl der gezählten Individuen (grau unterlegte Zellen mit Zahlenwert) und das Spektrum der statistisch nicht erfaßten Taxa (grau unterlegte Zellen ohne Zahlenwert) entnommen werden. Da erstes und letztes Auftreten der Arten in den Profilen nicht mit den biostratigraphischen Verbreitungsgrenzen der Arten (First occurrence, FO und Last occurrence, LO) übereinstimmen müssen, werden hier die Begriffe EA und LA verwandt. Im rechten Teil der Reichweitentabellen sind verschiedene Summenangaben (Individuen, Arten, ausgewertete Felder), die Berechnung der

Diversität und Gleichverteilung, der Karbonatgehalt, sowie die Erhaltung der Proben aufgeführt.

Die zweite Darstellungsform der Nannoplanktonverteilung zeigt für die untersuchten Profile die Verteilung ausgewählter Nannoplanktongruppen (s. Abb. 20, 23, 26, 29, 32 und 35). Nach Literaturangaben (ROTH & BOWDLER 1981; ROTH 1983; ROTH & KRUMBACH 1986; ERBA, et al. 1989b, 1992; MUTTERLOSE 1989b, 1991; ERBA & LARSON 1991) wurden einige ökologisch wichtige Nannoplanktonarten ausgewählt. Da anzunehmen ist, daß morphologisch einander sehr ähnliche Arten auch ähnliche palökologische Verhältnisse charakterisieren, wurden diese Arten für die statistische Auswertung in Gruppen zusammengefaßt. Diese Vorgehensweise ließ sich bei mäßig erhaltenen oder sehr kleinwüchsigen Nannoplanktonflore von vornherein auf Grund der begrenzten lichtmikroskopischen Auflösung nicht umgehen. Es wurden folgende Gruppen gebildet:

Nr.	Gruppen	1 BP 15/30-3	2 BGS 81/40	3 Isle of Wight	4 Helgoland	5 Rethmar	6 Ho KB 50	% Mittel- werte
1	% <i>Watznaueria</i> spp.	39.5	21.3	37.2	36.0	31.2	34.7	33.3
2	% <i>Biscutum</i> spp.	26.1	26.5	2.9	14.4	23.7	11.6	17.6
3	% <i>Zygodiscus</i> spp.	0.8	10.5	14.9	20.2	17.9	20.5	14.1
2+3	% <i>Biscutum</i> spp./ <i>Zygodiscus</i> spp.	27.0	37.0	17.8	34.6	41.6	32.0	31.7
4	% <i>Rhagodiscus</i> spp.	21.7	13.3	12.3	10.1	9.0	11.2	13.0
5	% <i>Cretarhabdus</i> spp.	4.0	3.1	8.1	4.6	6.6	5.6	5.3
6	% <i>Vekshinella</i> spp.	0.3	4.3	15.5	1.5	2.9	2.7	4.5
7	% Braarudosphaeraceae	*	4.9	*	0.8	0.5	3.8	2.5
8	% <i>Discorhabdus</i> spp.	*	1.0	*	1.9	1.4	3.9	2.1
9	% <i>Nannocorus</i> spp.	0.2	5.8	*	*	0.1	0.1	1.5
10	% <i>Lithraphidites</i> spp.	*	1.0	*	2.1	1.0	1.0	1.3
11	% <i>Rotelapillus</i> spp.	*	1.0	*	0.8	0.3	0.7	0.7
12	% <i>Zeurhabdotus embergeri</i>	*	0.6	*	0.4	*	*	0.5
13	% <i>Sollasites horticus</i>	*	0.6	*	0.5	*	*	0.5
Proben		25	50	1	10	47	39	172
Arten		28	56	16	42	25	32	33
Diversität (S)		37	49	24	40	39	38	38
Individuen		8015	16761	309	3417	15077	12531	9352
ausgewertete Felder		139	205	60	58	816	1032	385
Individuen pro Feld		57.7	81.7	5.2	59.4	18.5	12.1	39.1
CaCO ₃ (%)		30.3	36.8	8.5	46.8	9.2	12.5	24.0
Gruppen 1 - 4 (%)		88.2	71.5	67.3	80.7	81.8	77.9	77.9
Gruppen über 1%		91.4	92.6	90.9	90.9	93.7	95.1	92.4
Gruppen 1 - 13 (%)		92.7	93.8	90.9	93.2	94.5	95.8	92.7

Abb. 18: Durchschnittliche prozentuale Gehalte ausgewählter Nannoplanktongruppen in den Proben der untersuchten Profilen (*=vorhanden).

Werten um 0.5. Größere Schwankungen dieser Werte treten vor allem in Verbindung mit schlechter Erhaltung der Proben auf und haben daher vermutlich keine ökologische, sondern eine diagenetische Ursache. Der ansonsten eher gleichförmige Verlauf der Kurven für die Diversität (J) und die Gleichverteilung deutet an, daß mögliche klimatische Veränderungen nicht zwangsläufig auch mit signifikanten Schwankungen der Diversität (J) und Gleichverteilung verbunden sein müssen.

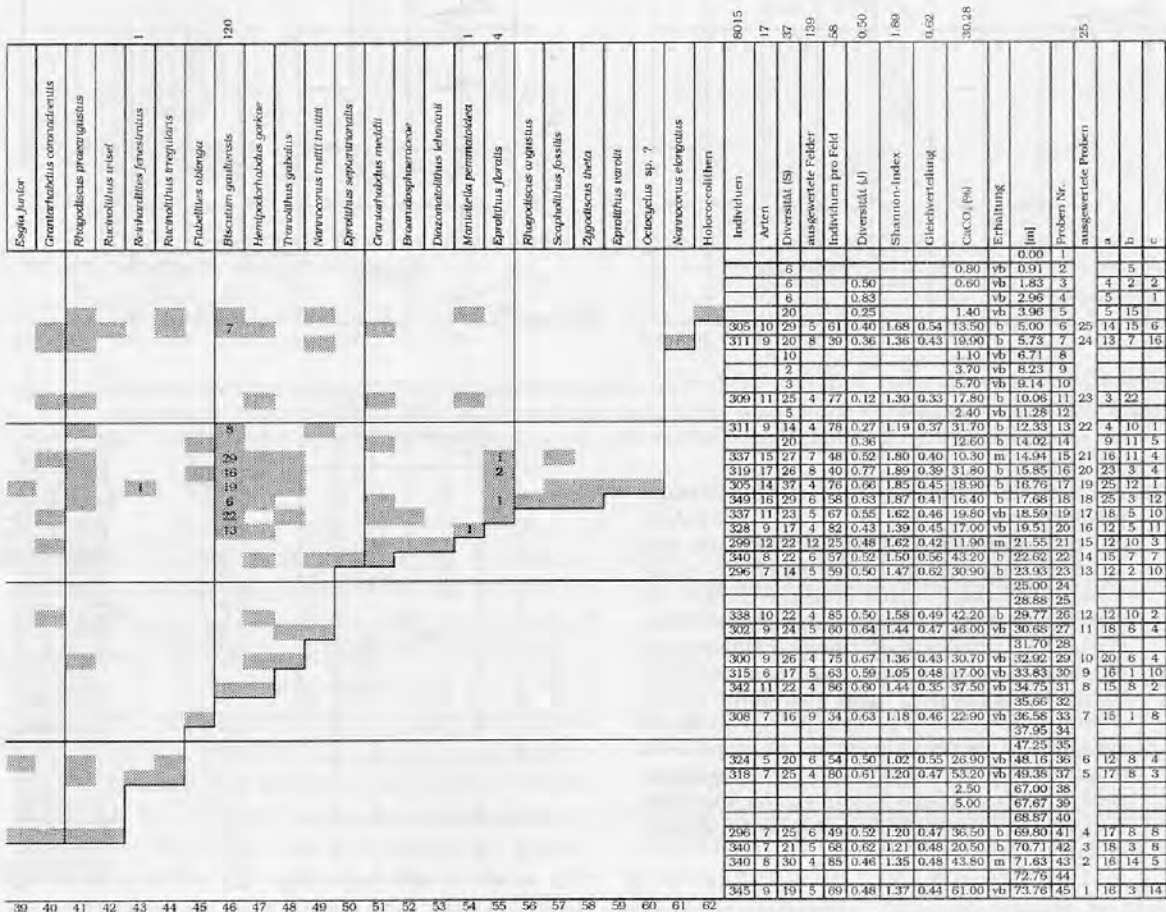
4.1.1 Profil BP 15/30-3 (Abb. 19-21)

Es liegen 45 Kern- und Sidewall-Core-Proben vor. Alle Proben wurden qualitativ ausgewertet, 25 dieser Proben waren für eine quantitative Auswertung geeignet. Der Erhaltungszustand der Nannoplanktonflora ist mäßig bis

schlecht. Es wurden 62 Arten gezählt, von denen 28 in der quantitativen Analyse erfaßt wurden (s. Abb. 19). Aus dem unteren Teil des Profils (45-75m) liegen nur 11 Proben vor, von denen sechs kalkiges Nannoplankton enthielten (s. Abb. 19). Aus dem Profilbereich zwischen 50m und 65m liegen keine Proben vor (vgl. Abb. 5). Im oberen Teil des Profils liegt der durchschnittliche Probenabstand unter 2m (vgl. Abb. 5, 19).

DIVERSITÄT: Die höchste Diversität (S) wurde in Probe 17 (16.76m) mit 37 Arten, die niedrigste in Probe 9 (8.23m) mit 2 Arten beobachtet (s. Abb. 20).

NANNOFLORA: Das Artenspektrum wird in weiten Teilen des Profils von den Arten *W.barnesae*, *R.asper* und *B.constans* beherrscht (s. Abb. 20). *W.barnesae* dominiert vor allem im



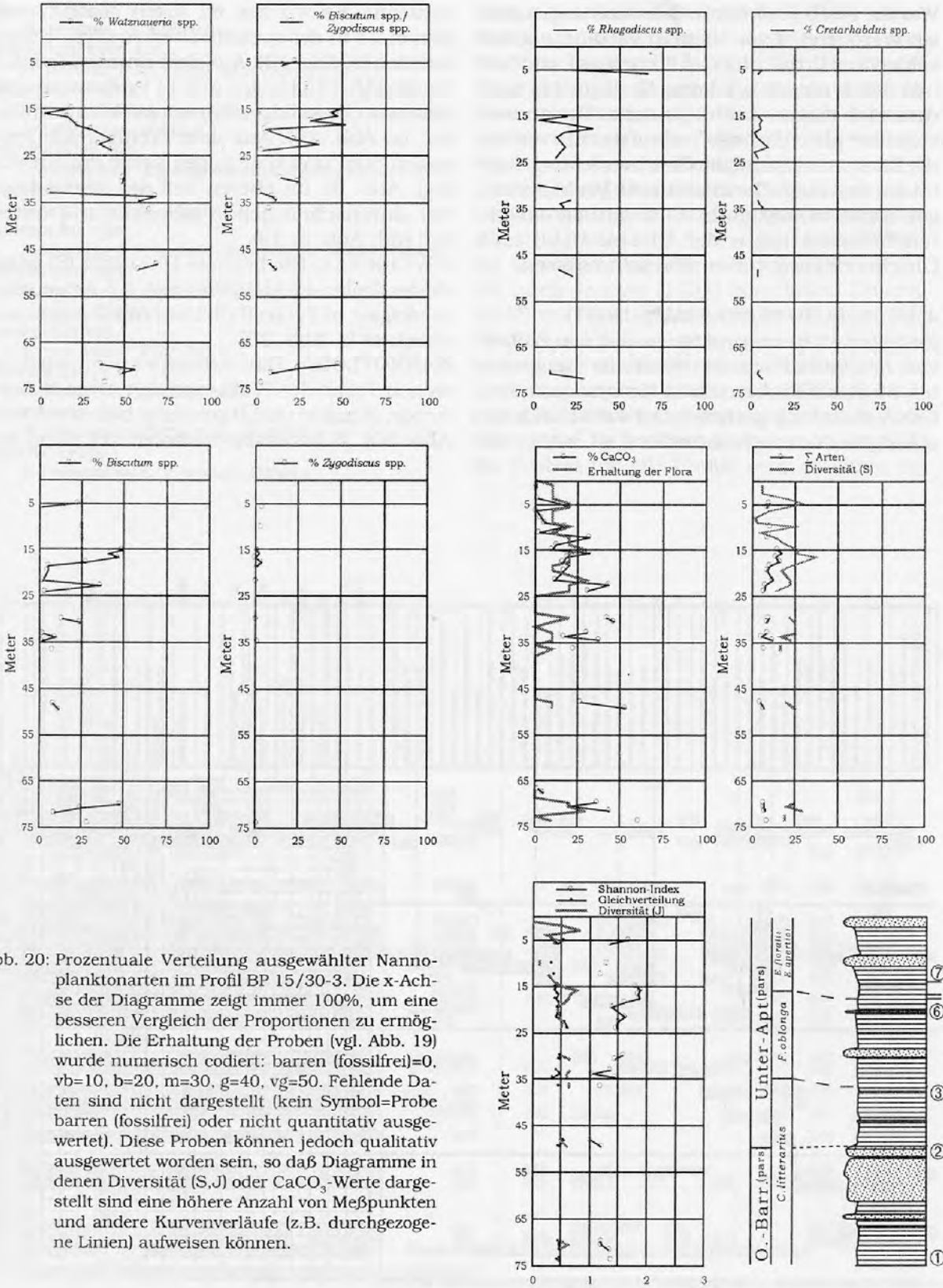


Abb. 20: Prozentuale Verteilung ausgewählter Nannoplanktonarten im Profil BP 15/30-3. Die x-Achse der Diagramme zeigt immer 100%, um eine besseren Vergleich der Proportionen zu ermöglichen. Die Erhaltung der Proben (vgl. Abb. 19) wurde numerisch codiert: barren (fossilfrei)=0, vb=10, b=20, m=30, g=40, vg=50. Fehlende Daten sind nicht dargestellt (kein Symbol=Probe barren (fossilfrei) oder nicht quantitativ ausgewertet). Diese Proben können jedoch qualitativ ausgewertet worden sein, so daß Diagramme in denen Diversität (S,J) oder $CaCO_3$ -Werte dargestellt sind eine höhere Anzahl von Meßpunkten und andere Kurvenverläufe (z.B. durchgezogene Linien) aufweisen können.

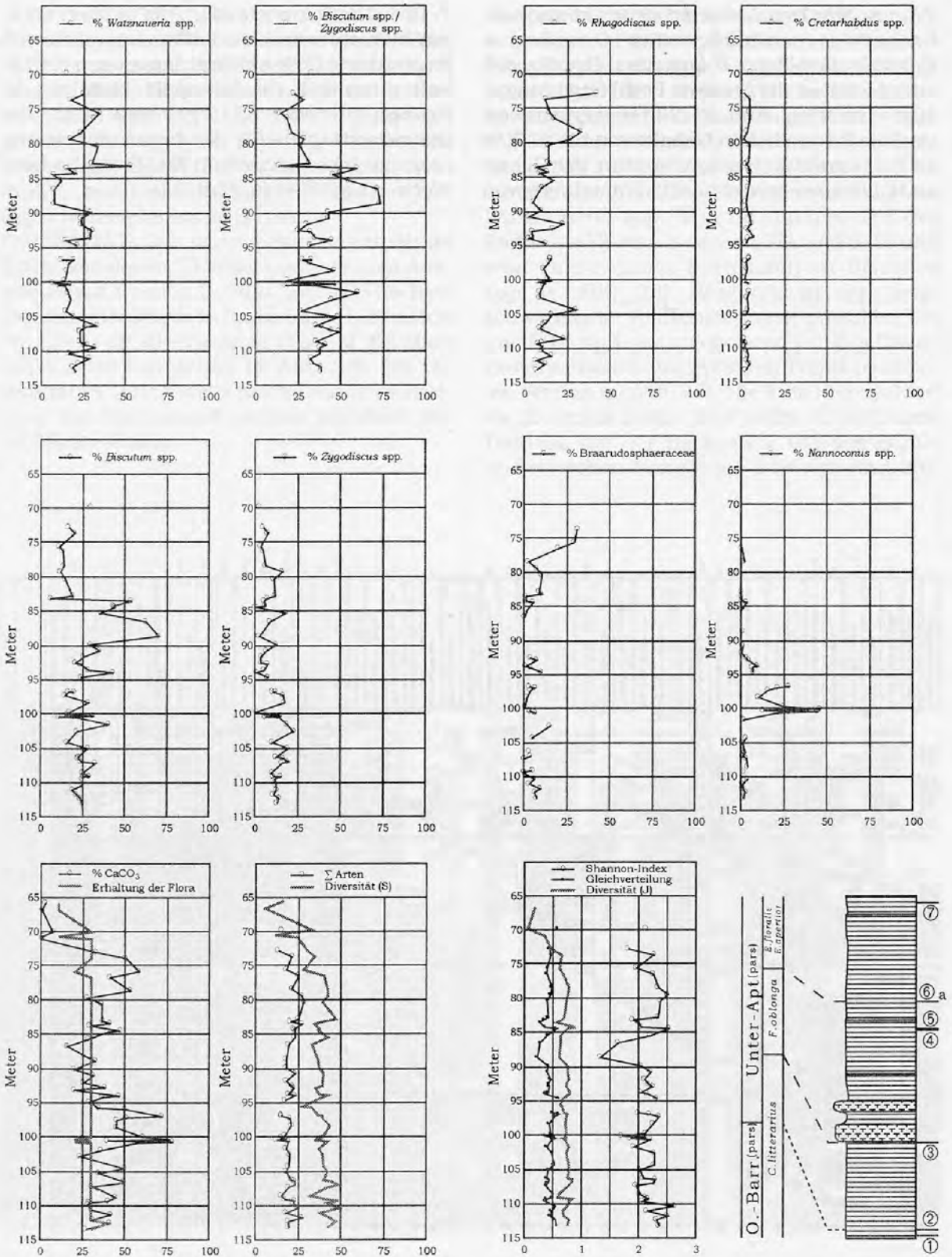


Abb. 23: Prozentuale Verteilung ausgewählter Nannoplanktonarten im Profil BGS 81/40. Die x-Achse der Diagramme zeigt immer 100%, um eine besseren Vergleich der Proportionen zu ermöglichen. Die Erhaltung der Proben (vgl. Abb. 22) wurde numerisch codiert: barren (fossilfrei)=0, vb=10, b=20, m=30, g=40, vg=50. Fehlende Daten sind nicht dargestellt (kein Symbol=Probe barren oder nicht quantitativ ausgewertet). Diese Proben können jedoch qualitativ ausgewertet worden sein, so daß Diagramme in denen Diversität (S,J) oder CaCO_3 -Werte dargestellt sind eine höhere Anzahl von Meßpunkten und andere Kurvenverläufe (z.B. durchgezogene Linien) aufweisen können.

4.1.3 Profil Isle of Wight (Abb. 25-27)

Die vier beprobten Tagesaufschlüsse der Isle of Wight (vgl. Kap. 2.2.3 - 2.2.6) erwiesen sich für eine detaillierte qualitative und quantitative Auswertung der Nannoplanktonflora als ungeeignet. Lediglich in den Proben des Profils Atherfield Point (s. Kap. 2.2.6) konnte eine arten- und individuenarme Flora bestimmt werden. Die folgende Darstellung beruht daher ausschließlich aus den 24 Proben des Profils Atherfield Point, die alle qualitativ ausge-

wertet wurden. Es konnte eine einzige Probe quantitativ ausgewertet werden. Der Erhaltungszustand des kalkigen Nannoplanktons ist in allen 24 Proben äußerst schlecht.

DIVERSITÄT: Die Flora ist arten- und individuenarm. Das Artenspektrum umfaßt insgesamt nur 30 Arten (s. Abb. 25). Die höchste Diversität (S) wurde in Probe 1 mit 24 Arten, die niedrigste in den Proben 9 und 19 mit je einer Art beobachtet (vgl. Abb. 26).

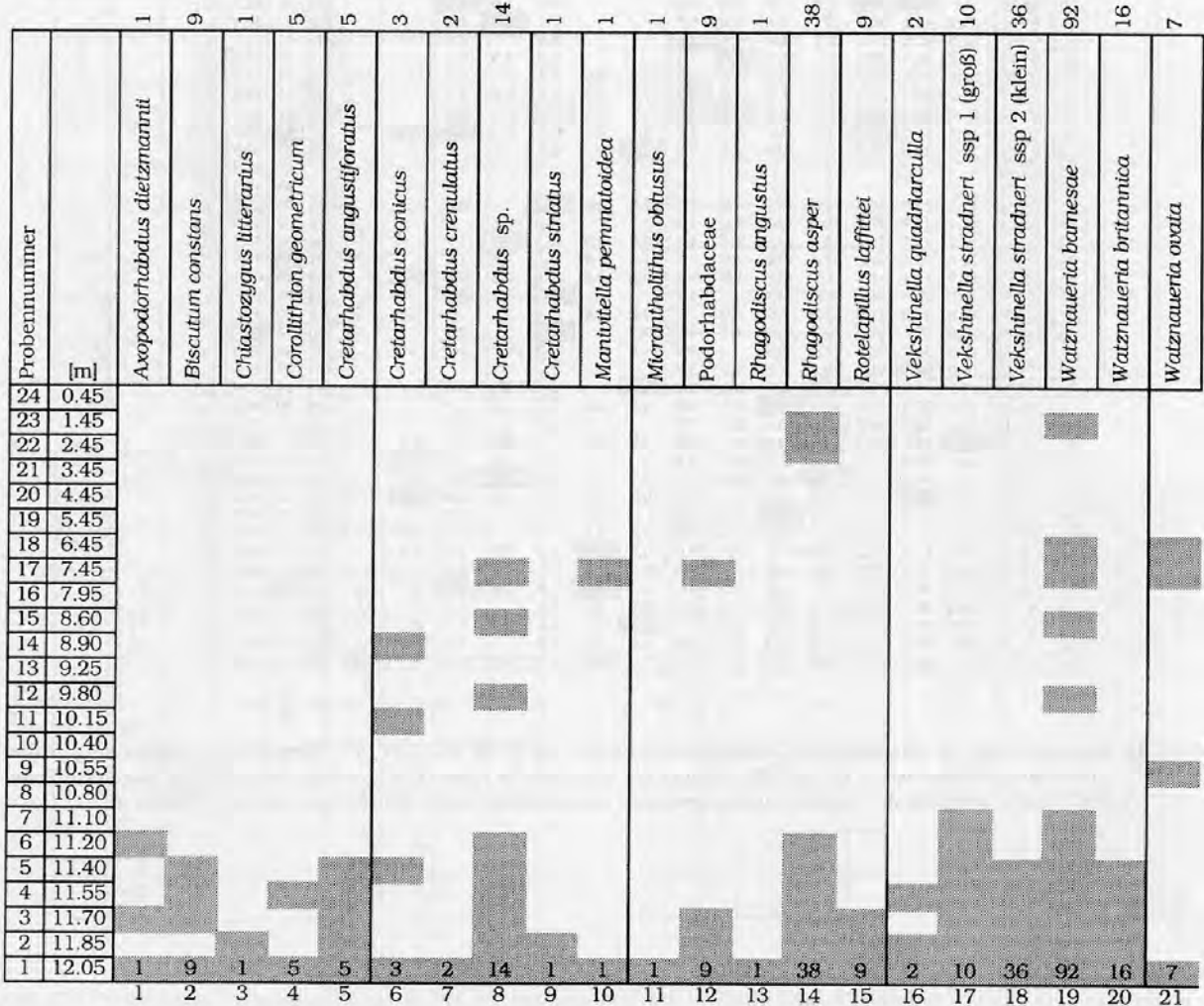


Abb. 25: Nannoplanktonverteilung im Profil Atherfield Point (Isle of Wight) geordnet nach dem Erstauftreten der Arten. Am oberen Rand der Tabelle (1. Zeile) sind dargestellt:

- für alle Arten: die Summe der jeweiligen Spalte.
- für Σ Arten, Diversität (S), Shannon-Index und Gleichverteilung: die Maximalwerte der Spalten.
- für Individuen pro Feld, Diversität (J) und CaCO_3 : das arithmetische Mittel der Spalte.

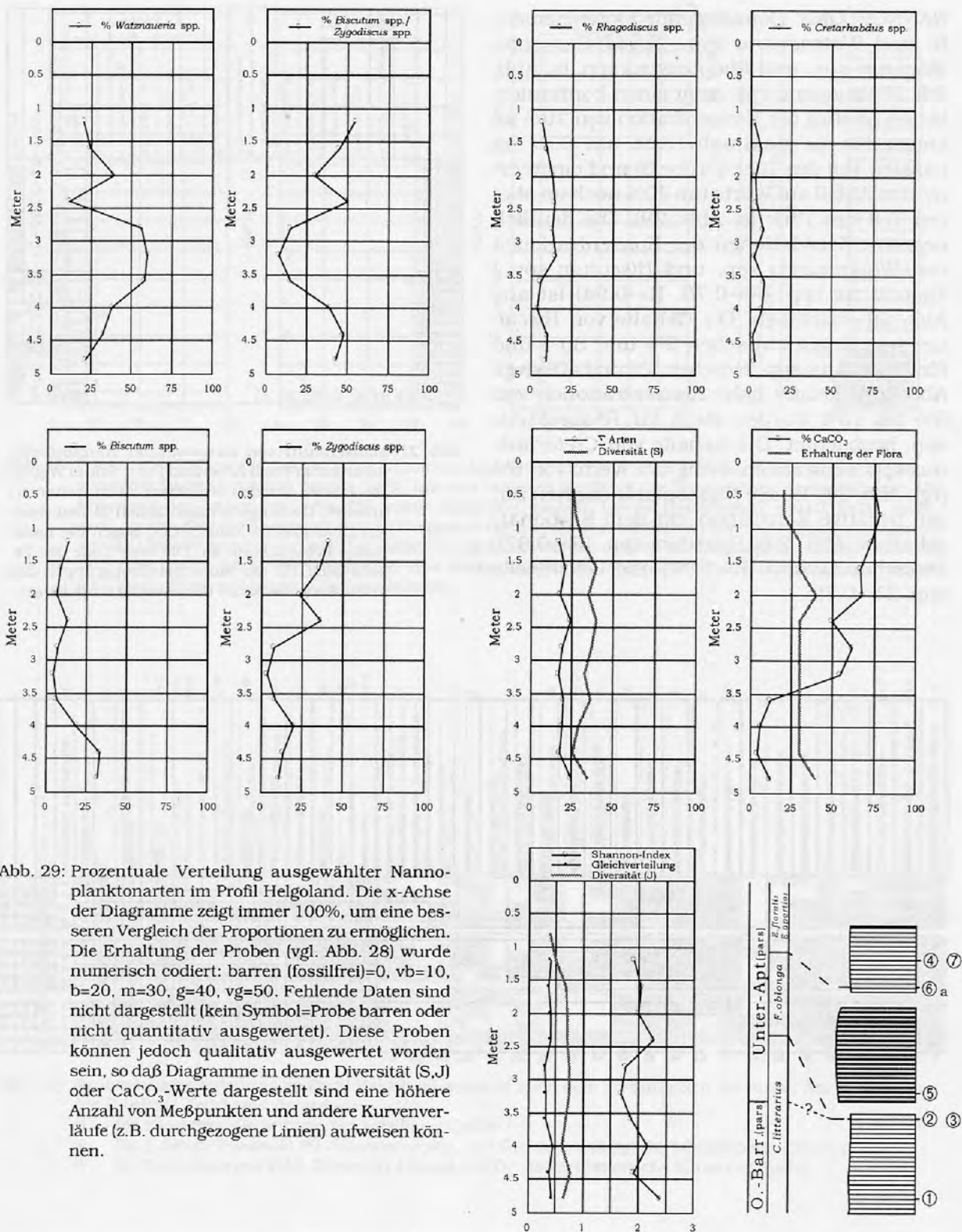


Abb. 29: Prozentuale Verteilung ausgewählter Nannoplanktonarten im Profil Helgoland. Die x-Achse der Diagramme zeigt immer 100%, um einen besseren Vergleich der Proportionen zu ermöglichen. Die Erhaltung der Proben (vgl. Abb. 28) wurde numerisch codiert: barren (fossilfrei)=0, vb=10, b=20, m=30, g=40, vg=50. Fehlende Daten sind nicht dargestellt (kein Symbol=Probe barren oder nicht quantitativ ausgewertet). Diese Proben können jedoch qualitativ ausgewertet werden sein, so daß Diagramme in denen Diversität (S, J) oder CaCO₃-Werte dargestellt sind eine höhere Anzahl von Meßpunkten und andere Kurvenverläufe (z.B. durchgezogene Linien) aufweisen können.

Probennummer	[m]	36.0	34.6	14.4	20.2	10.1	4.6	1.5	0.7	1.9		2.1	0.8	0.3	0.5	Individuen	Diversität (S)	CaCO ₃ (%)	Erhaltung
		% <i>Watznaueria</i> spp.	% <i>Biscutum</i> spp./ <i>Zygodiscus</i> spp.	% <i>Biscutum</i> spp.	% <i>Zygodiscus</i> spp.	% <i>Rhagodiscus</i> spp.	% <i>Cretarhabdus</i> spp.	% <i>Veksteinella</i> spp.	% <i>Braarudosphaeraceae</i>	% <i>Discorhabdus rotatorius</i>	% <i>Nannocorus</i> spp.	% <i>Lithraphidites</i> spp.	% <i>Rotellapillus</i> spp.	% <i>Zenaghabdotes</i> spp.	% <i>Sollasites horticus</i>				
12	0.40															26	75.3	b	
11	0.80															27	78.2	b	
10	1.20	20.3	54.1	13.4	40.7	6.4	2.0	0.9		0.9		3.5	0.6			344	31	73.2	m
9	1.60	24.0	44.6	9.0	35.6	9.6	6.6	0.3		1.8		1.5	0.6			334	40	66.7	m
8	2.00	39.2	30.1	6.6	23.5	13.2	3.1	0.3		0.3		3.4	0.6			319	35	67.6	g
7	2.40	11.6	49.5	13.2	36.3	14.1	3.5	1.6		2.9		8.0		0.6	1.0	311	40	49.6	m
6	2.80	55.7	15.2	7.2	8.0	13.0	7.8			0.6		1.7	1.4			361	37	61.5	m
5	3.20	59.8	8.1	4.4	3.7	15.2	2.7	0.3		2.0		2.4	0.7			296	33	54.5	m
4	3.60	57.9	15.0	6.5	8.5	5.9	8.8	2.0		2.5		0.8	0.3			354	36	12.2	m
3	4.00	37.9	39.1	18.9	20.2	4.1	7.3	2.5		2.5			1.3	2.8		317	29	6.1	m
2	4.40	32.4	47.4	33.5	13.8	10.0	1.5	2.1		2.4			0.6		0.3	340	26	4.6	m
1	4.80	21.3	42.9	31.7	11.1	9.5	3.2	4.5	7.5	3.4			1.6		3.6	441	35	12.1	g

Abb. 30: Massenaufreten ausgewählter Nannoplanktonarten im Profil Helgoland. Eingerahmte Zellen zeigen die maximalen Prozentwerte an, die für die weitere statistische Auswertung verwendet wurden. Die erste Zeile der Tabelle zeigt für die Nannoplanktongruppen das arithmetrische Mittel der jeweiligen Spalte an.

4.1.5 Profil Rethmar (Abb. 31-33)

Es wurden 103 Proben qualitativ und davon 47 quantitativ ausgewertet. Das Material ist nur mäßig gut erhalten. Es konnten insgesamt 62 Arten beobachtet werden (s. Abb. 31). Davon wurden 25 in der quantitativen Analyse erfaßt (s. Abb. 31).

DIVERSITÄT: Die höchste Diversität (S) wurde in Probe 246.2 (101.45m) mit 37 Arten, die niedrigste in Probe 275.1 (122.85m) mit 5 Arten beobachtet (vgl. Abb. 32). Ein Zusammenhang zwischen Diversität (S) und Karbonatgehalt ist nicht eindeutig zu erkennen. Die Diversität (J) ist mit der Erhaltung der Nannoplanktonflora positiv korreliert (R=+0.61).

NANNOFLORA: Die beherrschenden Florenelemente sind *Watznaueria* spp., *Biscutum* spp., *Zygodiscus* spp., *Rhagodiscus* spp. und *Cretarhabdus* spp. (s. Abb. 32). Die stark schwankenden Konzentrationen dieser Taxa sind aus dem unruhigen Verlauf der Kurven in Abb. 32 ersichtlich. *Watznaueria* spp. erreicht mit einem Wert von fast 70% ein deutliches Maximum in der Probe 263/1. Im unteren Teil des Profils (45-70m) liegen die Gehalte von *Watznaueria* spp. zwischen 8% und 40%, steigen im mittleren Teil des Profils (25-45m) auf Werte von 25% bis 70% und fallen

im oberen Teil des Profils (0-25m) auf Werte zwischen 25-45% zurück (vgl. Abb. 32). Eine ausgeprägte Korrelation besteht zwischen *Watznaueria* spp. und *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. (R=-0.73). Die Werte von *Zygodiscus* spp. gehen vom Liegenden zum Hangenden kontinuierlich von 25% auf 15% zurück (s. Abb. 32). Einen stärkeren Rückgang der Konzentration von 30% auf 2% zum Hangenden zeigt *Rhagodiscus* spp. (vgl. Abb. 32). Dagegen steigt der Gehalt von *Cretarhabdus* spp. in den Proben zum Hangenden kontinuierlich von 2% auf 20% an. Die Diversität (S) korreliert negativ mit den Individuenzahlen für *Watznaueria* spp. und positiv mit denen für *Biscutum* spp. und *Zygodiscus* spp. (vgl. Abb. 32).

EA, LA, MA: Das Erstauftreten neuer kosmopolitischer Arten (*Ch.litterarius*, *C.mexicana*, *E.floralis*, *R.angustus*, *F.oblonga*) ist über die gesamte Profillänge von ca. 62m verteilt (vgl. Abb. 32). Die Gehalte für *Watznaueria* spp. erreichen im mittleren Teil des Profils Werte bis 70%. Auffällig sind die über weite Strecken des Profils hohen Werte (Ø43%) für *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp., die nur einmal unterhalb des Fischschiefers auf Werte um 20% und im obersten Teil des Profils auf einen Wert um 10% abfallen (s. Abb. 33).

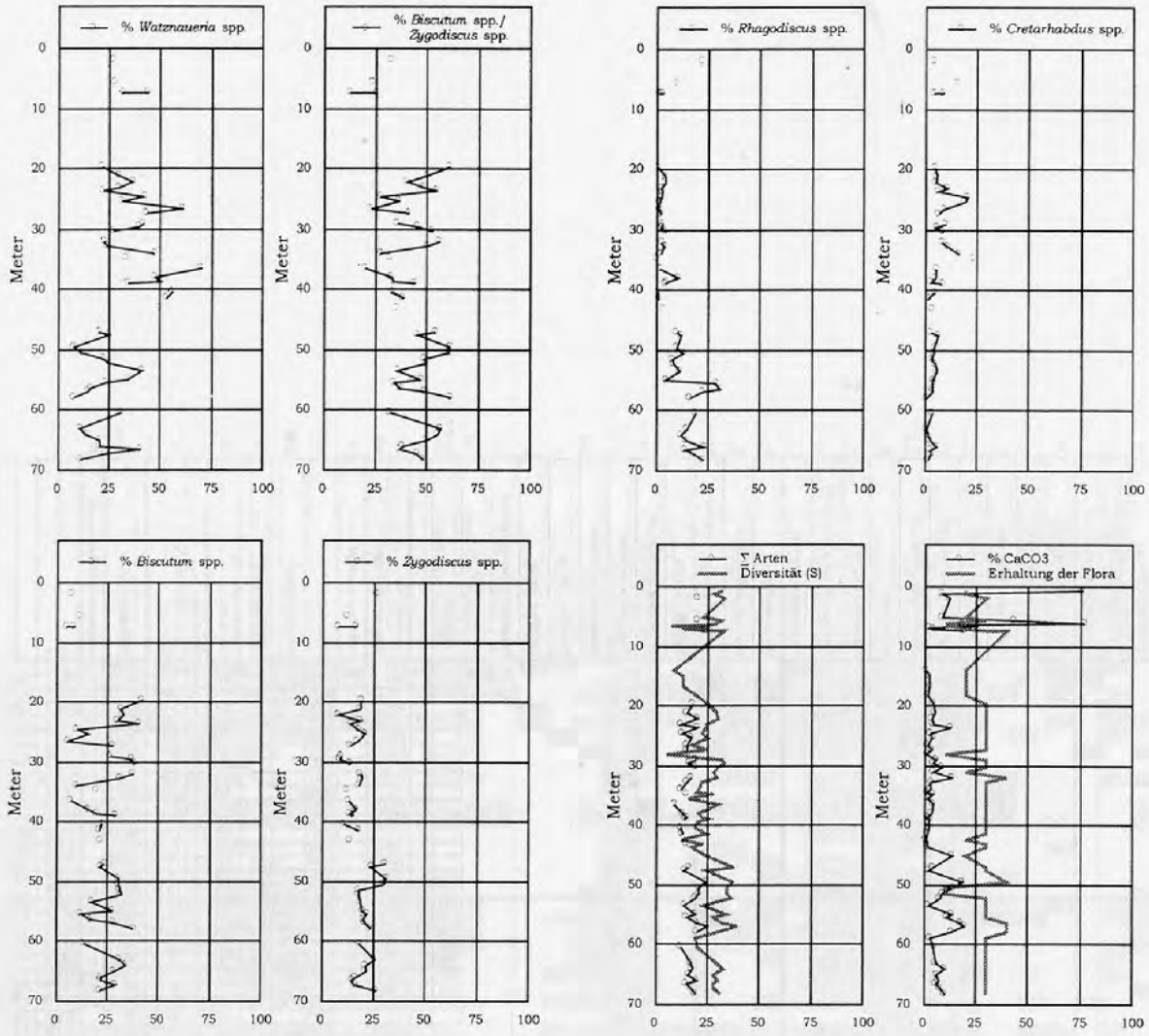
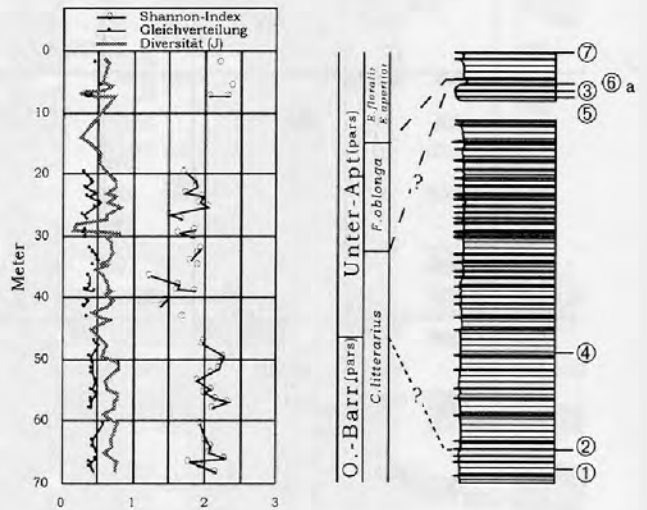


Abb. 32: Prozentuale Verteilung ausgewählter Nannoplanktonarten im Profil Rethmar. Die x-Achse der Diagramme zeigt immer 100%, um einen besseren Vergleich der Proportionen zu ermöglichen. Die Erhaltung der Proben (vgl. Abb. 31) wurde numerisch codiert: barren (fossilfrei)=0, vb=10, b=20, m=30, g=40, vg=50. Fehlende Daten sind nicht dargestellt (kein Symbol=Probe oder nicht quantitativ ausgewertet). Diese Proben können jedoch qualitativ ausgewertet werden sein, so daß Diagramme in denen Diversität (S,J) oder CaCO₃-Werte dargestellt sind eine höhere Anzahl von Meßpunkten und andere Kurvenverläufe (z.B. durchgezogene Linien) aufweisen können.



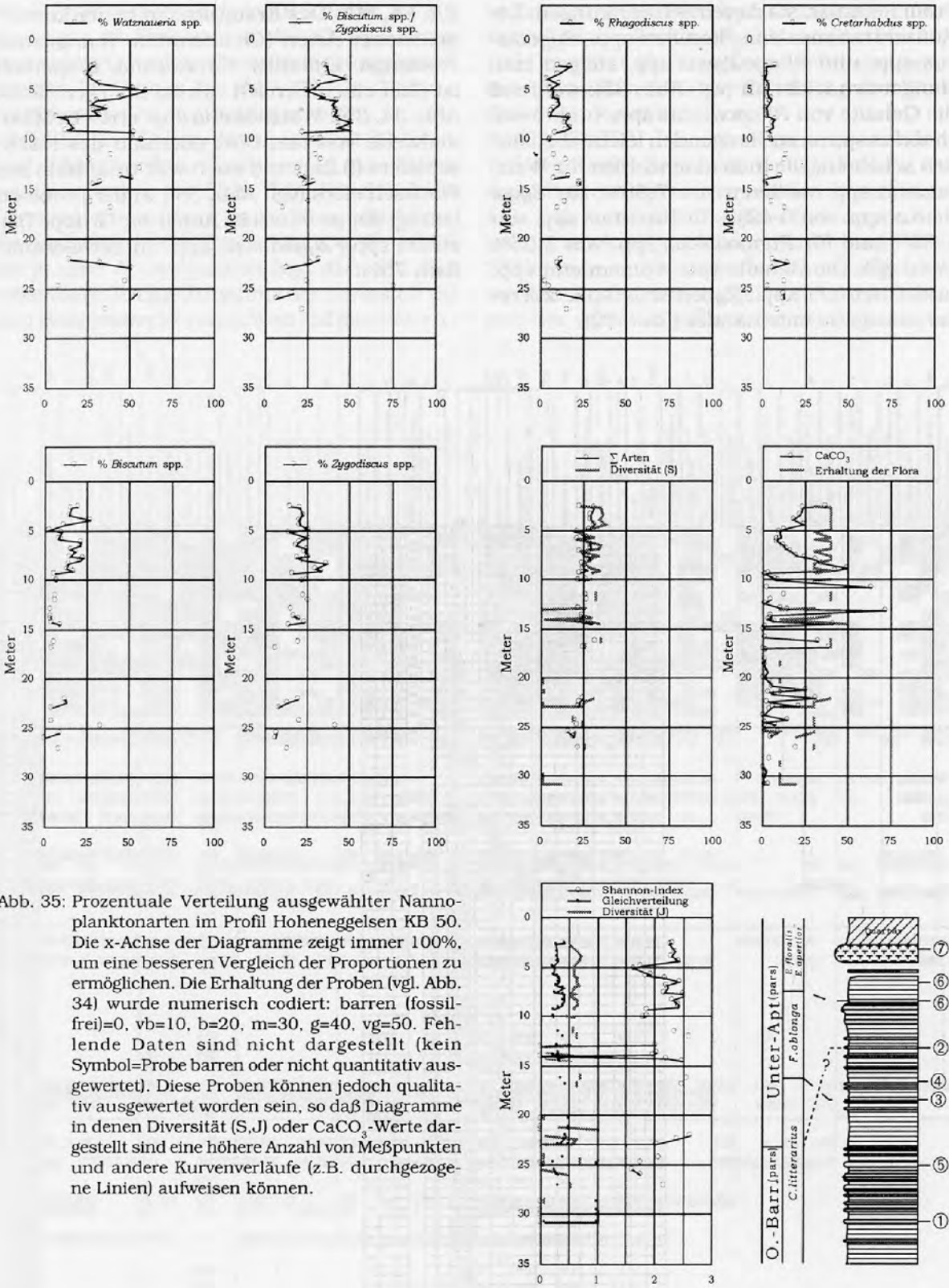


Abb. 35: Prozentuale Verteilung ausgewählter Nannoplanktonarten im Profil Hoheneggelsen KB 50. Die x-Achse der Diagramme zeigt immer 100%, um eine besseren Vergleich der Proportionen zu ermöglichen. Die Erhaltung der Proben (vgl. Abb. 34) wurde numerisch codiert: barren (fossilfrei)=0, vb=10, b=20, m=30, g=40, vg=50. Fehlende Daten sind nicht dargestellt (kein Symbol=Probe barren oder nicht quantitativ ausgewertet). Diese Proben können jedoch qualitativ ausgewertet worden sein, so daß Diagramme in denen Diversität (S,J) oder CaCO₃-Werte dargestellt sind eine höhere Anzahl von Meßpunkten und andere Kurvenverläufe (z.B. durchgezogene Linien) aufweisen können.

4.2 Vergleich der Nannoplanktonfloren

Es wird seit langem versucht aus der geographischen Verbreitung rezenter Nannoplanktonarten auch biogeographische Verbreitungsmuster für fossile Nannoplanktonarten abzuleiten. Erschwert wird dieses Vorhaben durch nicht vollständig geklärte physiologische und ökologische Prozesse der rezenten Nannoplanktontaxa. Die auf dieser Grundlage postulierten Analogien sind zum Teil mit erheblichen Unsicherheiten verbunden, weil von dem komplexen System der rezenten Ozeane wichtige Parameter für fossile Ozeane zum Teil nur in ihrer Größenordnung bestimmt werden können, oder nur für begrenzte Bereiche gelten. Angaben zu Wassertiefen, lateralen, bzw. vertikalen Strömungen, Wasserschichtung und Wassertemperatur können oft nur näherungsweise bestimmt oder vermutet werden. Nach Literaturangaben (ROTH & BOWDLER 1981; ROTH 1983; ROTH & KRUMBACH 1986; MUTTERLOSE 1989b, 1991; ERBA, et al. 1989b, 1992; ERBA & LARSON 1991) wurden die folgenden Nannoplanktongruppen ausgewählt, denen eine ökologische Bedeutung beigemessen wird. Aus der Verteilung dieser Arten wird versucht Rückschlüsse auf die ökologischen Bedingungen des Ablagerungsraumes zu ziehen. Die Artgruppen *Watznaueria* spp., *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp., *Rhagodiscus* spp. und *Cretarhabdus* spp. reflektieren in allen Profilen im Durchschnitt ca. 81% der Gesamtflora (s. Abb. 18). Die Gruppen, deren durchschnittliche Gehalte in den Profilen über 1% liegen repräsentieren etwa 92% der Nannoplanktonflora (s. Abb. 18).

Aus der statistischen Auswertung ergaben sich für andere Artgruppen keine weiteren signifikanten Verteilungsmuster, die in mehreren Profilen zu beobachten waren. Insgesamt zeigen die Korrelationskoeffizienten niedrige Werte, die nur in wenigen Fällen auf übergeordnete Steuerungsfaktoren schließen lassen.

Die Verteilung der ausgewählten Artgruppen ist für die Profile in den Abbildungen 23, 24, 26, 27, 29, 30, 32, 33, 35 und 36 dargestellt. Die Abbildung 39 gibt einen zusammenfassenden Überblick zur Verteilung der Maxima der im folgenden beschriebenen Artgruppen.

4.2.1 *Watznaueria* spp.

Das gehäufte Auftreten von *Watznaueria* spp. wird von vielen Autoren als Indikator für geringe Produktivität angesehen, da *Watznaueria* spp. in den meisten Fällen negativ mit den Gehalten an *Biscutum* spp. korreliert (ERBA 1986; ROTH 1986, 1989; ROTH & KRUMBACH

1986; PREMOLI SILVA, et al. 1989c). Zum anderen gelten jedoch Gehalte von mehr als 40% *Watznaueria* spp. als deutliches Anzeichen für starke diagenetische Veränderungen der Nannoplanktonflora (ROTH & BOWDLER 1981; ROTH & KRUMBACH 1986). Die hier beobachteten Maximalwerte von bis zu 68% lassen vermuten, daß sich hier mehrere Phänomene überlagern. Ein erstes Maximum erreicht *Watznaueria* spp. im obersten Barrême dicht unterhalb des Erstauftretens von *R. irregularis* (s. Abb. 39). Zwei weitere Maxima liegen in der *F. oblonga*-Zone (mittleres Unter-Apt). Das vierte Maximum befindet sich in der *E. floralis*/*E. apertior*-Zone (mittleres Unter-Apt). *Watznaueria* spp. ist mit 33.3% die häufigste Komponente der Nannoplanktonflora (Durchschnittswert aus 171 Proben).

In allen Profilen wurde eine negative Korrelation zwischen *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. und *W. barnesae* beobachtet. Im Gegensatz zu diesem sehr häufig beobachteten Phänomen beschreiben WILLIAMS & BRALOWER (1995) aus dem Profil BGS 81/43 durchweg positive Korrelationskoeffizienten zwischen *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. und *Watznaueria* spp.. Ob es sich letztendlich um eine vorgetäuschte Korrelation handelt, die durch die Form der Datenerhebung verursacht sein könnte, wie ERBA, et al. (1992) dies vermuten, konnte nicht geklärt werden. Das Verhältnis der Gehalte an *Watznaueria* spp. zu *Biscutum* spp. spiegelt nach ERBA, et al. (1992) wahrscheinlich die Veränderungen des Nährstoffgehaltes im Oberflächenwasser wider.

4.2.2 *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp.

Als Indikatoren für nährstoffreiche Auftriebswässer werden die Artgruppen *Biscutum* spp. und *Zygodiscus* spp. angesehen (ROTH & BOWDLER 1981; ROTH 1986, 1989; ROTH & KRUMBACH 1986; WATKINS 1986, 1989), insbesondere dann, wenn sie mit mehr als 20-30% an der Gesamtfauna beteiligt sind (ROTH & BOWDLER 1981). Die Gruppe *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. ist mit einem Mittelwert von 31.7% die zweithäufigste Komponente des Artenspektrums (Durchschnittswert aus allen Proben, s. Abb. 18). Die durchschnittlichen Gehalte liegen in den Profilen bei Werten von 17.8% bis 41.6% (s. Abb. 18). Das 1. Maximum für diese Artgruppe wurde in allen Profilen im mittleren Teil der *Ch. litterarius*-Zone (höheres Ober-Barrême) beobachtet (s. Abb. 39). Im oberen Teil der *Ch. litterarius*-Zone (tieferes Unter-Apt) liegt das 2. Maximum. Weitere Maxima befinden sich im mittleren Teil der

F.oblonga-Zone (mittleres Unter-Apt) und in der unteren *E.floralis*/*E.apertior*-Zone (mittleres Unter-Apt).

Da es sich bei den Vertretern dieser beiden Gattungen um kleinwüchsige, lösungsempfindliche Formen handelt, ist eine Verzerrung des Artenspektrums durch diagenetische Einflüsse unwahrscheinlich. Die Extremverteilungen werden daher als Anzeichen einer erhöhten Produktivität im Oberflächenwasser interpretiert.

4.2.3 *Rhagodiscus* spp.

Das Auftreten von *Rhagodiscus* spp. wird als Indikator auf wärmere Oberflächenwassertemperaturen angesehen (ERBA 1986, 1987; MUTTERLOSE & HARDING 1987a; CRUX 1989; ERBA, et al. 1989b, 1992; MUTTERLOSE 1989b, 1991). Hohe Gehalte von *Rhagodiscus* spp. werden von CRUX & VAN HECK (1989) und MUTTERLOSE (1989b, 1991) mit transgressiven Phasen in Verbindung gebracht, die einen besseren Austausch des kalkigen Nannoplanktons zwischen NW-Europa und der Tethys ermöglichten. Mit Gehalten von 9.0-21.7% und einem Mittelwert von 13.0% (Durchschnittswert aus allen Proben, s. Abb. 18) ist die Gattung *Rhagodiscus* spp. ein weiterer, wichtiger Bestandteil der Nannoplanktonflora. Maxima für *Rhagodiscus* spp. wurden in der mittleren *Ch.litterarius*-Zone (höheres Ober-Barrême), in der oberen *Ch.litterarius*-Zone (tiefstes Unter-Apt), in der mittleren *F.oblonga*-Zone (mittleres Apt) und in der *E.floralis*/*E.apertior*-Zone unterhalb des *Hedbergella*-Mergel beobachtet (s. Abb. 39). Korrelationen zwischen *Rhagodiscus* spp. und anderen „Temperatur-Indikatoren“ (z.B. *Nannoconus* spp., *Braarudosphaera* spp., *Sollasites* spp.) bestehen in keinem der Profile.

4.2.4 *Cretarhabdus* spp.

Zur ökologischen Interpretation von *Cretarhabdus* spp. ist bisher nur wenig bekannt. GREYDA (1994) beschreibt eine schwache negative Korrelation mit *Sollasites horticus*, einer Art, die MUTTERLOSE (1991) als stenotherme Kaltwasserform interpretiert. Nach ROTH & BOWDLER (1981) handelt es sich um eine euryöke, kosmopolitische Gruppe, die kein bestimmtes Verbreitungsmuster besitzt. *Cretarhabdus* spp. zeigte keine ausgeprägten Korrelationen zu anderen Nannoplanktonarten, der Diversität oder dem Karbonatgehalt. Auf eine Darstellung der Maxima dieser Artgruppe wurde verzichtet, da sie mit durchschnittlichen Gehalten von 3.1-8.1% (Durchschnittswert aus allen Proben, s. Abb. 18) nur eine

untergeordnete Rolle in den untersuchten Profilen spielt.

4.2.5 *Nannoconus* spp./*Braarudosphaera* spp.
Als weitere Indikatoren für wärmere Wassertemperaturen und küstennahe Biotope werden *Nannoconus* spp. und Vertreter der Braarudosphaeraceae (*Micrantholithus* spp., *Braarudosphaera* spp.) angesehen. Beide Artgruppen spielen quantitativ in keinem der untersuchten Profile eine große Rolle (Ausnahme Profil BGS 81/40). Die Verteilung der Braarudosphaeraceae zeigt in den meisten Profilen zwei Maxima. Der durchschnittliche Gehalt liegt bei 2.5% (Durchschnittswert aus allen Proben, s. Abb. 18) und erreicht lediglich im Profil BGS 81/40 einen mittleren Gehalt von 4.9%.

ERBA (1994) beschreibt aus Profilen Mittel-Italiens einen drastischen Rückgang des prozentualen Gehaltes an Nannoconiden in der oberen *Ch.litterarius*-Zone (tieferes Unter-Apt). Diese Nannoconiden-Krise wird als Ergebnis einer abrupten Veränderung der Bedingungen im Oberflächenwasser infolge eines „superplume“ interpretiert (ERBA 1994). Durch den verstärkten atmosphärischen CO₂-Ausstoß und ein Nährstoffüberangebot soll eine Verschiebung des O₂-CO₂ Gleichgewichtes zu einer extremen Plankton-Produktivität geführt haben. Die Nannoconiden-Krise wird von ERBA (1994) als Folge eines Überlebenskampfes zwischen verschiedenen Gruppen des kalkigen Nannoplanktons angesehen. Ob diese Krise eine Folge weltweit zu beobachtender Prozesse (Eutrophierung) ist und Nannoconiden damit als Indikatoren für oligotrophe Bedingungen verwendet werden können, ist nicht hinreichend bewiesen.

4.3 Deutung

der Florenvergesellschaftungen

Die qualitative und quantitative Auswertung des kalkigen Nannoplanktons belegt für den Zeitraum höheres Ober-Barrême bis höheres Unter-Apt die kontinuierliche Homogenisierung der Nannoplanktonflore. Die Nannoplanktonvergesellschaftungen des Barrême werden durch endemische Gattungen gekennzeichnet, die des Apt durch das Auftreten von kosmopolitischen Gattungen.

Bemerkenswert ist, daß sich das Erstauftreten neuer kosmopolitischer Nannoplanktonarten (*Ch.litterarius*, *F.oblonga*, *R.angustus*, *E.floralis*, *E.apertior*) über weite Abschnitte der Profile verteilt und kein scharfer „biologischer“ Schnitt vorhanden ist. Dies deutet auf eine

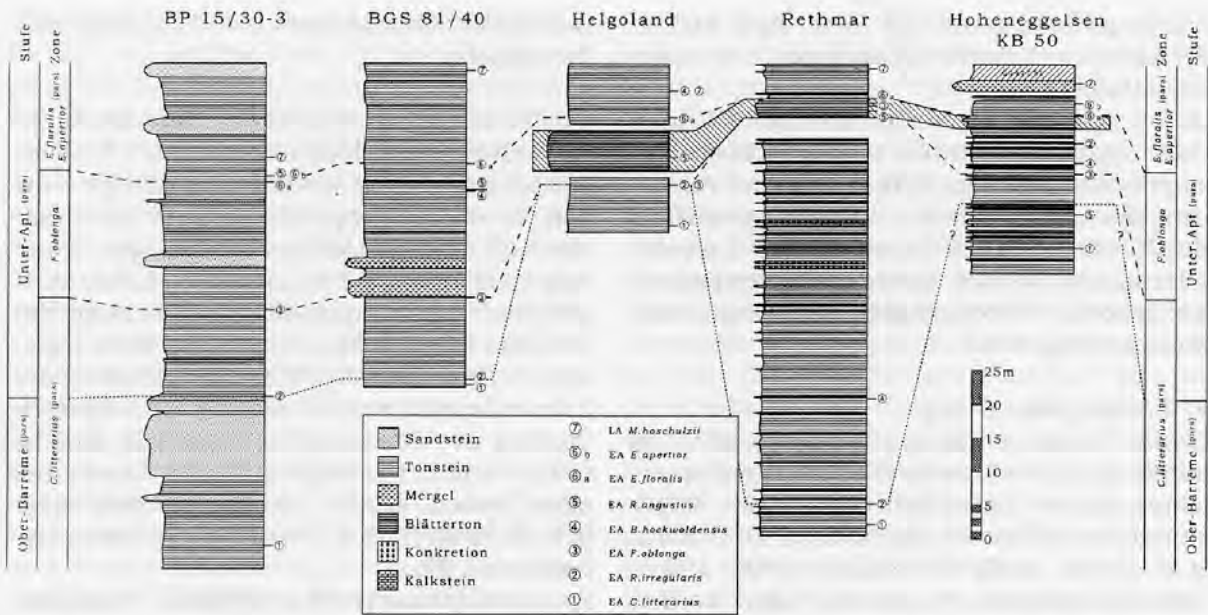


Abb. 37: Korrelation der untersuchten Profile anhand der stratigraphisch wichtigen Nannoplanktonarten.

kontinuierliche Homogenisierung der Nannoplanktonflora an der Wende Barrême/Apt. Der biologische Wechsel von der borealen zur kosmopolitischen Prägung der Flora vollzieht sich in den nw-deutschen Profilen deutlich unterhalb des sedimentologischen Wechsels, der sich nach der Ablagerung des Fischschiefers im mittleren Unter-Apt andeutet. Ein vielversprechender Ansatz zur Verbesserung der biostratigraphischen Auflösung und Korrelation unterschiedlicher Profile stellt die statistische Auswertung dar (quantitative Stratigraphie). Aus der Abfolge und Verteilung bestimmter Nannoplanktontaxa kann eine hochauflösende Zonierung des Zeitabschnittes Barrême/Apt für das Boreal abgeleitet werden (s. Abb. 38, 39). Die charakteristische Verteilung der Nannoplanktonarten aller Profile ermöglicht in Verbindung mit den stratigraphisch wichtigen Arten eine gute Korrelation (s. Abb. 37) der Profile NW-Deutschlands (Helgoland, Rethmar, Hoheneggelsen) mit den Profilen des Nordseeraumes (BP 15/30-3, BGS 81/40). Die Einbindung der Profile der Isle of Wight in diese Korrelation ist aufgrund der dort sehr schlechten Erhaltung des kalkigen Nannoplanktons nur mit großer Unsicherheit möglich.

Aus der Verteilung der ökologisch wichtigen Arten können für den Barrême-Apt-Grenzbe- reich die folgenden vier Zyklen unterschieden werden, die als Einwanderungsphasen tethyaler Nannoplanktonflora interpretiert werden (s. Abb. 39):

- 1) höheres Ober-Barrême, im mittleren Teil der *Ch.litterarius*-Zone (unterhalb des EA von *R.irregularis*)
- 2) tieferes Apt, im Übergangsbereich der *Ch.litterarius*- und *F.oblonga*-Zone, (unterhalb des Fischschiefers)
- 3) tiefes Unter-Apt, im mittleren und oberen Teil der *F.oblonga*-Zone (innerhalb des Fischschiefers),
- 4) mittleres Unter-Apt, im unteren Teil der *E.floralis*/*E.apertior*-Zone (oberhalb des Fischschiefers).

Die Zyklen werden jeweils eingeleitet durch das massenhafte Auftreten von Warmwasserflora (*Rhagodiscus* spp., *Braarudosphaera* spp., *Nannoconus* spp.). Im weiteren Verlauf der Zyklen werden nacheinander Maxima für die Artgruppen *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp., *Zygodiscus* spp. und *Biscutum* spp. beobachtet, die als Phase einer erhöhten Produktivität angesehen werden können. Den Abschluß der Zyklen bilden jeweils Massenauftritte von *Watznaueria* spp., die als Anzeichen niedriger Produktivität interpretiert werden (s. Abb. 39). Die beobachteten Zyklen sind möglicherweise auf kurzfristige Trans- und Regressionen zurückzuführen, in deren Verlauf tethyale Flora und Fauna in das Borealmeer einwandern und gleichzeitig zu einer Erhöhung der Wassertemperatur geführt haben. Die Transgressionen ermöglichten auch neuen, kosmopolitischen Nannoplanktonarten in das Borealmeer einzuwandern. Das Erstauftreten dieser Arten ist zumeist über die gesamte Län-

ge der untersuchten Profile zu beobachten und stützt die Vermutung wiederholter Einwanderungsschübe.

Die palökologische Interpretation fossiler Floren und Faunen wird derzeit noch häufig durch das Fehlen geeigneter rezenter Modelle oder durch die Vielzahl unterschiedlicher, z.T. widersprüchlicher Modelle beeinträchtigt. Bruchstückhafte Überlieferung der Florenvergesellschaftungen und eine subjektiv geprägte Auswertung der Proben sind methodische Probleme, deren Einfluß auf das Endergebnis nur schwer abzuschätzen sind.

Eindeutige Zusammenhänge zwischen dem Verteilungsmuster bestimmter Nannoplanktonarten und ökologischen Steuerungsfaktoren sind im fossilen Bereich häufig nicht nachzuweisen. Viele der in der Literatur postulierten Zusammenhänge lassen sich nur bedingt nachvollziehen. Das komplexe Zusammenspiel zwischen Ökologie, Ablagerung und Erhaltung des Nannoplanktons erschwert die Interpretation der Verteilungsmuster des kalkigen Nannoplanktons und verwischt die möglicherweise vorhandenen Abhängigkeiten. Kritisch anzumerken ist, daß in der Literatur für einige Arten die ökologische Interpretation zum

Teil nur durch Umkehrschlüsse abgeleitet worden sind, etwa durch positive oder negative Korrelation mit einer für eben diese Bedingungen „vermutlich“ charakteristischen Art. Und schließlich bleibt ungewiß, ob diese zu meist für offene Ozeane postulierten kausalen Zusammenhänge zwischen dem Verteilungsmuster des kalkigen Nannoplanktons und ökologischen Parametern auch auf Neben- oder Epikontinentalmeere übertragen werden können. Gerade bei kleinen Meeren oder abgetrennten Teilbecken könnten die Verteilungsmuster des kalkigen Nannoplanktons stärker von regionalen und saisonalen Faktoren beeinflußt oder sogar gesteuert werden, als durch globale Prozesse. Heute befinden sich die Regionen mit der stärksten Entfaltung der marinen Vegetation fast ausnahmslos in der Nähe von Küsten, d.h. in den neritischen Bereichen über dem Schelf und insbesondere in den Mündungsgebieten großer Flüsse (TARDENT 1993). Es ist daher vorstellbar, daß die beobachteten Nannoplanktonverteilungen im wesentlichen auf regionale Ursachen, d.h. eine Eutrophierung des Meeres durch einen hohen Nährstoffzufluß vom Land zurückzuführen sind.

5. BIOSTRATIGRAPHIE

Verschiedene Autoren haben für die Unterkreide Nannoplankton-Biozonierungen vorgeschlagen. Der Zeitraum Barrême-Apt wird in den älteren Zonierungen in zwei bis neun Zonen unterteilt (s. Abb. 38, Spalten 1-11, 14). Jüngere Zonierungen weisen häufig kein strenges Zonenschema mehr auf, sondern werden durch eine Abfolge von bio- und ökostratigraphischen Ereignissen untergliedert (s. Abb. 38, Spalten 12, 13, 15, 16). Diskussionen zu den verschiedenen Zonierungen finden sich bei SISSINGH (1977) und MUTTERLOSE (1991). Wichtige Leitformen, die in den meisten Zonierungen auftreten sind danach (s. Abb. 38): *Chiastozygus litterarius*, *Flabellites oblonga*, *Eprolithus floralis*, *Micrantholithus hoschulzii*, *Nannoconus abundans*, *Rhagodiscus angustus* und *Rucinolithus irregularis*. Biozonierungen sind als Rangfolgen bestimmter Ereignisse anzusehen, die vorwiegend nach qualitativen Kriterien aufgestellt wurden. Die Korrelation verschiedener Biozonierungen untereinander erweist sich häufig als schwierig. Graphische Korrelationen, die nur durch Normierung (Umrechnung) der verschiedenen Maßstäbe einzelner Biozonen vorgenommen

werden, sind unumgänglich, weil verlässliche, einheitliche Bezugsskalen (absolute Zeitskalen) nur selten verwendet werden oder starken Schwankungen unterliegen (s. Kap. 5.2, Abb. 41). Ein Hauptproblem der meisten Nannoplankton-Zonierungen für den Barrême-Apt-Grenzbereich ist nach wie vor die mangelnde Korrelation mit Ammoniten-Zonierungen (Orthostratigraphie). Desweiteren haben nur wenige Autoren versucht ihre Zonierung auch mit der magnetischen Polaritätsskala zu korrelieren (THIERSTEIN 1971, 1973, 1976; ROTH 1978b, 1983).

Für das Boreal und die Tethys liegen verschiedene biostratigraphische Zonengliederung für das Barrême und Apt anhand von Ammoniten vor, die sich im Fall des Barrême nicht ohne Schwierigkeiten korrelieren lassen, da viele Leitformen endemisch sind. Eine detaillierte Korrelation zwischen den einzelnen Regionen (Boreal, Tethys) ist für das Barrême nahezu unmöglich (HANCOCK 1991). Als biostratigraphisch zuverlässige Makrofossilien für das nw-europäische Barrême haben sich Belemniten erwiesen. Anhand von Belemniten läßt sich das Barrême in 5 Biozonen gliedern (s.

Abb. 3), die zum Teil noch in Subzonen unterteilt werden können. Sowohl die Grenzen Hauterive/Barrême und Barrême/Apt als auch die Grenze Unter-/Ober-Barrême können durch Belemniten definiert werden (MUTTERLOSE 1990). Unter- und Obergrenze des Apt lassen sich mit Ammoniten sehr gut definieren. Die Basis des Apt wird im Allgemeinen mit dem ersten Auftreten der Ammoniten *Prodeshayesites fissicostatus* und *Deshayesites deshaysi* definiert. Mit dem ersten Auftreten der Gattungen *Leymeriella* oder *Douvilleicerias* kann die Basis des Alb bestimmt werden. Die meisten der Ammoniten, die für die Apt-zonierung wichtig sind, haben ihren Ursprung in der Tethys und sind weltweit verbreitet. Die Ammonitenfaunen des Apt zeigen weniger Provinzialismus als die des Barrême und Alb (HANCOCK 1991).

Die Abbildung 38 zeigt eine Übersicht verschiedener Biozonierungen für den Barrême-Apt-Grenzbereich anhand von kalkigem Nannoplankton. Basierend auf den Arbeiten von MUTTERLOSE (1990); LARSON, et al. (1993) und GRADSTEIN, et al. (1994) zeigt Abbildung 42 die Korrelationen von Boreal und Tethysgliederungen.

5.1 Zonengliederung

Viele Nannoplankton-Leitformen, die für die Zonengliederungen des Tethys-Gebietes benutzt werden, kommen nach JAKUBOWSKI (1987) im Bereich der Nordsee zu selten oder gar nicht vor, oder ihre stratigraphische Reichweite ist im Boreal und in der Tethys sehr unterschiedlich.

Es kann anhand der durchgeführten Untersuchungen eine charakteristische Abfolge von Nannoplanktonarten angegeben werden, die eine gute Korrelation der Profile untereinander möglich macht. Diese Zonierung basiert auf der Kombination von bio- und ökostratigraphischen Elementen. Die meisten der biostratigraphischen Leitformen wurden nur durch die qualitative Analyse der Proben erfaßt. Für das Massenaufreten von bestimmten Nannoplanktontaxa sind günstige klimatische und paläogeographische Verhältnisse anzunehmen, die zu einer raschen Diversifizierung und Verbreitung führten und diesen Arten einen ökostratigraphischen Leitwert geben.

Die vorgeschlagene Zonierung ist in Profilen, die Schichtlücken oder größere unbeprobte Abschnitte enthalten mit z.T. erheblichen Unsicherheiten behaftet. Aus dem 40m mächtigen, unteren Abschnitt des ca. 73m mächtigen Profils BP 15/30-3 liegen nur acht ausgewertete Proben mit schlechtem Erhaltungszu-

stand vor. Aus dem Profil der Isle of Wight konnten 24 Proben qualitativ ausgewertet werden, doch sind aufgrund des sehr schlechten Erhaltungszustand keine sicheren Aussagen zur originären Verteilung des kalkigen Nannoplanktons daraus ableitbar. Das Profil der Isle of Wight wurde aus diesen Gründen bei der Aufstellung der Zonierung nicht berücksichtigt.

Insgesamt werden drei Nannoplankton-Zonen aufgestellt, die durch stratigraphische Leitformen definiert werden können (s. Abb. 37-39). Innerhalb dieser Zonen kann anhand von ökostratigraphischen Formen eine weitere Untergliederung vorgenommen werden. Die stratigraphischen Ereignisse (Erstaufreten EA, Letzaufreten LA) und ökostratigraphischen Ereignisse (Massenaufreten MA) sind in der Abb. 39 dargestellt. Die Abbildung 40 zeigt die Abfolge der Maxima ausgewählter Nannoplanktontaxa für den Fischschiefer. Den im Text angegebenen Mittelwerten liegen alle 171 quantitativ ausgewerteten Proben zugrunde.

5.1.1 *Ch. litterarius*-Zone

Das Erstauftreten von *Ch. litterarius* definiert die Basis dieser Zone, die sich durch das Erstauftreten von *R. irregularis* in zwei Abschnitte unterteilen läßt. Nach ERBA, et al. (1996) kann mit dem Erstauftreten von *R. irregularis* die Barrême-Apt-Grenze am genauesten festgelegt werden. Der untere Teil der *Ch. litterarius*-Zone ist somit dem höheren Barrême, der obere dem tieferen Apt zuzuordnen. Die Obergrenze der *Ch. litterarius*-Zone wird durch das Erstauftreten von *F. oblonga* definiert.

1 Erstauftreten *Chiastozygus litterarius*
Das Erstauftreten von *Ch. litterarius* definiert nach der Auffassung vieler Autoren in den Nannoplanktonzonierungen den Beginn des Apt (s. Abb. 38, Spalten 4-7, 10, 13). Nach TAYLOR (1982); JAKUBOWSKI (1987) und BRALOWER, et al. (1994) tritt *Ch. litterarius* aber bereits im obersten Barrême auf (s. Abb. 38, Spalten 8, 9, 15, 16). Eine exakte Definition der Barrême-Apt-Grenze mit Hilfe des kalkigen Nannoplanktons ist nach diesen Autoren nicht möglich.

2 1. Massenaufreten *Rhagodiscus* spp.
Die Gehalte für *Rhagodiscus* spp. erreichen im unteren Abschnitt der *Ch. litterarius*-Zone Werte von 10-29%. Im Durchschnitt (22%) liegen diese Gehalte jedoch deutlich unter denen des 3. und 4. Massenaufreitens (32% bzw. 37%).

Stufe	Absoluter in Ma (in Gradin et al. 1994)	Ammoniten-zonen (Seno, 1991)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	magnetische Polarität (Gradin et al. 1994)	Absoluter in Ma (in Gradin et al. 1994)	Stufe	
Apt	112	H. jacobi																					
	113	N. nobilis																					
	114	P. multidentatus																					
	115	E. ischermegischeri																					
	116	T. drevi																					
	117	T. boverianus																					
	118	P. deshayesi																					
	119																						
	120																						
	121																						
Barremé	122																						
	123																						
	124																						
	125																						
	126																						
	127																						

Abb. 38: Nannoplankton-Zonierungen für den Barrémé-Apt-Grenzbereich nach 17 verschiedenen Autoren.

3 1. Massenaufreten *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. und *Watznaueria* spp. Charakteristisch für den mittleren Abschnitt der *Ch.litterarius*-Zone ist eine Abfolge von Maxima der Gruppen *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. und *Watznaueria* spp. Das 1. Massenaufreten *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. wurde in allen Profilen beobachtet. Es werden Gehalte von 47-75% (Ø56%) erreicht. Das erstmalige massenhafte Auftreten von *Watznaueria* spp. mit Gehalten von 33-68% (Ø53%) konnte in vier Profilen unterhalb des Erstauftretens von *R.irregularis* beobachtet werden. Im Profil Helgoland wurde dieser Horizont nicht registriert. Unterhalb des Maximums für *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. wurde in allen Profilen ein gehäuftes Auftreten der Braarudosphaeraceae beobachtet. Während *Braarudosphaera* spp. in weiten Teilen der Profile quantitativ überhaupt nicht erfaßt wurde liegen die Gehalte in diesem Horizont mit Maximalwerten von 1-8% vergleichsweise hoch. Der untere Abschnitt der *Ch.litterarius*-Zone weist darüber hinaus auch Maxima für den Karbonatgehalt und die Diversität auf.

4 Erstauftreten *Rucinolithus irregularis* *R.irregularis* konnte in allen Profilen nachgewiesen werden. Diese Art markiert den Beginn des oberen Teils der *Ch.litterarius*-Zone. Nach neuestem Stand (ERBA, et al. 1996) liegt das Erstauftreten von *R.irregularis* etwas unterhalb der Untergrenze der magnetischen Polaritätszone M0, mit der die Barrême-Apt-Grenze definiert wird. In dieser Arbeit wird mit dem Erstauftreten dieser Art die Barrême-Apt-Grenze festgelegt (s. Abb. 38, 39, 44). Die genaue Bestimmung dieser relativ kleinen Art (~5µm) ist bei mäßiger Erhaltung nicht immer zweifelsfrei möglich.

5 2. Massenaufreten *Rhagodiscus* spp. und *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. Das 2. Massenaufreten von *Rhagodiscus* spp. konnte in fünf Profilen nachgewiesen werden. Die Gehalte für *Rhagodiscus* spp. liegen geringfügig höher als beim 1. Massenaufreten. Es wurden Maximalwerte von 15-33% (Ø25%) registriert. Dieser Horizont ist weiterhin durch das 2. Maximum von *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. gekennzeichnet (Ø48%). Dem in der Abfolge verzeichneten 2. Maximum der *Braarudosphaera* spp. wird aufgrund der geringen prozentualen Gehalte keine Bedeutung beigemessen.

5.1.2 *F.oblonga*-Zone

F.oblonga wurde in allen Profilen angetroffen und ebenso wie *R.irregularis* zur biostratigraphischen Korrelation der Profile benutzt (Abb. 37). Das erste Auftreten von *F.oblonga* definiert den Beginn dieser Zone, die sich durch weitere Ereignisse in zwei Abschnitte gliedern läßt (Abb. 38, 39). Die Sedimente des Fischschiefers der nw-deutschen Profilen sind dem oberen Teil der *F.oblonga*-Zone zuzurechnen.

6 Erstauftreten *Flabellites oblonga* Diese Art wurde in allen Profilen angetroffen und zur biostratigraphischen Korrelation der Profile benutzt. An der Zonengrenze ist in allen Profilen ein absolutes Minimum für die Gehalte an *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. zu registrieren. Die Gehalte schwanken von 8-17% (Ø12%).

7 2. Massenaufreten *Watznaueria* spp. Die Gehalte an *Watznaueria* spp. erreichen im unteren Teil der *F.oblonga*-Zone ein Maximum mit Werten von 53-70% (Ø61%). Ob hierbei in diesem Abschnitt beobachteten höheren Werten für den Karbonatgehalt und die Diversität (S) eine besondere Bedeutung beizumessen ist, konnte nicht geklärt werden.

8 Erstauftreten *Braarudosphaera hockwoldensis* und 3. Massenaufreten *Braarudosphaera* spp.

B.hockwoldensis wurde in vier Profilen angetroffen. Diese Art markiert den Beginn des oberen Abschnittes der *F.oblonga*-Zone. *B.hockwoldensis* scheint nur bei guter Erhaltung der Nannoplanktonflora als Leitform geeignet zu sein. Viele der Braarudosphaeraceae sind lösungsempfindlich und können dadurch artlich nicht immer fehlerfrei voneinander getrennt werden. Die Gehalte für *Braarudosphaera* spp. liegen deutlich höher als beim 1. Massenaufreten und erreichen im Profil BGS 81/40 Maximalwerte von 31%. In den Profilen Rethmar (8%) und Hoheneggelsen (18%) liegen diese Maxima direkt unterhalb des Fischschiefers. Nicht nachgewiesen werden konnte dieses Massenaufreten im Fischschiefer („Töck“) des Profils Helgoland.

9 Erstauftreten *Rhagodiscus angustus* Die Art *R.angustus* wurde in allen Profilen angetroffen. Sie ist jedoch häufig im Lichtmikroskop nicht sicher von der Art „*R.praeangustus*“ zu unterscheiden, deren Erstauf-

treten früher einsetzt. Das Erstauftreten von *R.angustus* in der skalierten Optimal-Sequenz liegt innerhalb des Fischschiefers (s. Abb. 44).

10 3.Massenauf-treten *Watznaueria* spp., *Rhagodiscus* spp. und *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp.

Oberhalb des Erstauftretens von *F.oblonga* wurden in allen Profilen sehr hohe Maximalwerte von 33-68% (Ø52%) für die Gehalte an *Watznaueria* spp. beobachtet (s. Abb. 39). Mit 50-73% (Ø57%) erreichen danach *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. ähnlich hohe Werte. *Rhagodiscus* spp. weist im Fischschiefer mit Werten von 14-66% (Ø32%) ebenfalls erhöhte Gehalte auf. In den Profilen Helgoland, Rethmar und Hoheneggelsen liegen diese Maximalwerte innerhalb des Fischschiefers bzw. „Töck“. Die Kombination dieser Massenauf-treten kann daher auch zur Korrelation der Fischschiefer mit den Nordseeprofilen benutzt

werden, in denen diese feinlaminierten und bitumenreichen Fischschiefer in anderer Fa-zies ausgebildet sind.

11 3. und 4.Massenauf-treten *Nannoconus* spp.

Nannoconiden treten massenhaft lediglich im Profil BGS 81/40 mit Gehalten von bis zu 46% auf. In den anderen Profilen spielt diese Art-gruppe quantitativ nur eine untergeordnete Rolle (1-8%, Ø3%). MUTTERLOSE (1989b) definierte mit dem massenhaften Auftreten von Nannoconiden die Obergrenze der *F.oblonga*-Zone (*N.truittii*-Acme). Mögliche Ursache für die sehr ungleichmäßige Verbreitung der Nannoconiden in den untersuchten Proben könn-te eine starke fazielle Abhängigkeit der Gat-tung sein. Es handelt sich um eine weitver-breitete und äußerst lösungsresistente Grup-pe, die für biostratigraphische Zwecke geeig-net wäre.

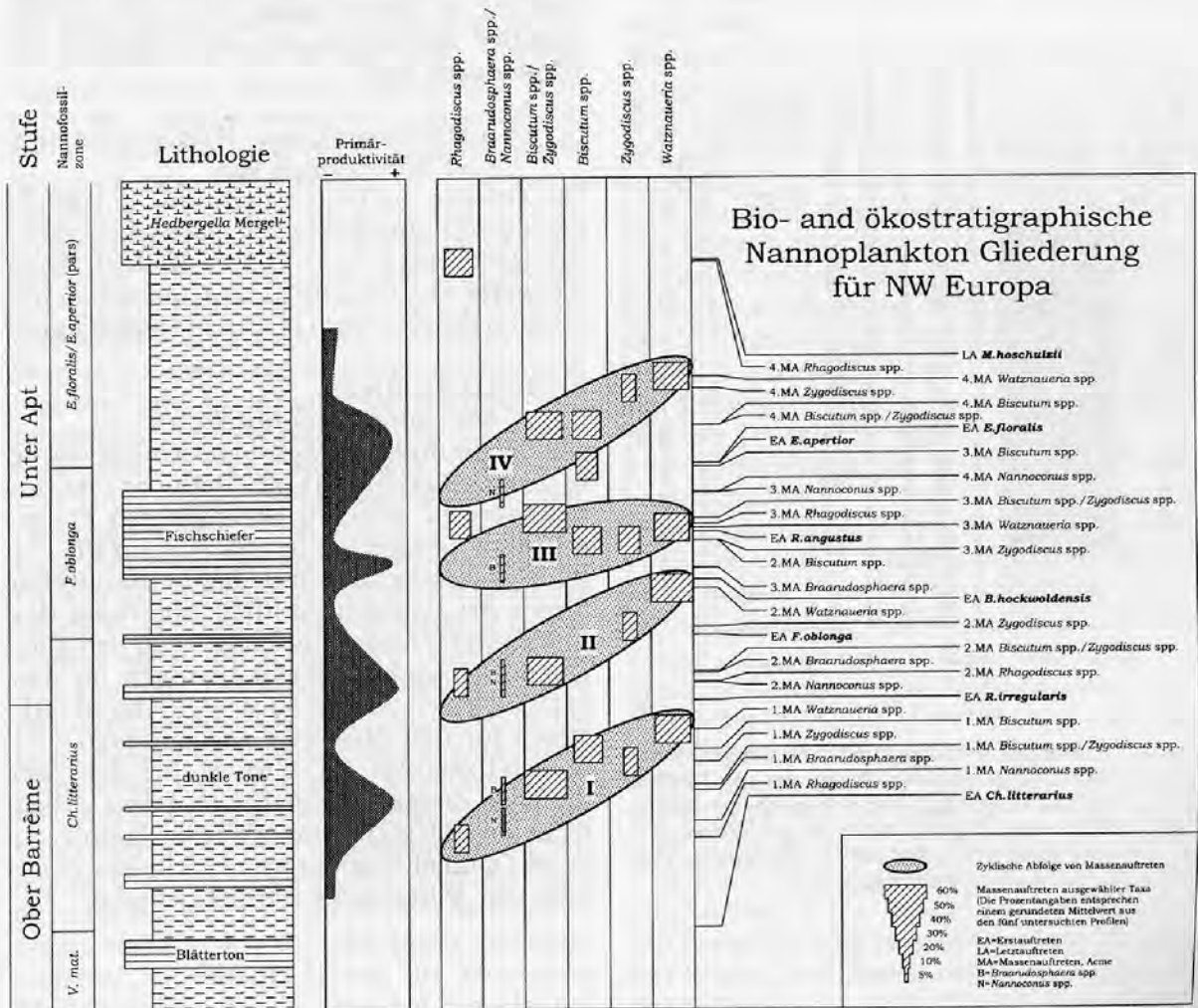


Abb. 39: Bio- und ökostratigraphische Nannoplankton-Gliederung für NW-Europa (Daten aus den Profilen BP 15/30-3, BGS 81/40, Helgoland, Rethmar und Hoheneggelsen KB50). Die Abstände der Ereignisse wurden mit dem Programm RASC ermittelt.

5.1.3 *E.floralis*/*E.apertior*-Zone

Aufgrund taxonomischer Unsicherheiten wurde das Erstauftreten von *R.angustus* nicht zur Definition einer Nannoplankton-Zone benutzt, sondern das Erstauftreten der Arten *E.floralis* und *E.apertior*. Diese beiden Arten sind auch bei mäßiger Erhaltung noch zu bestimmen und daher besser geeignet den Beginn der *R.angustus*-Zone anderer Autoren (Abb. 38) zu belegen, als das Zonenfossil. *R.angustus* ist im Lichtmikroskop offensichtlich nicht immer zuverlässig zu bestimmen und tritt nach BRALOWER, et al. (1994) bereits im Ober-Barrême auf.

In dieser Arbeit kann jedoch lediglich die Untergrenze der *E.floralis*/*E.apertior*-Zone sicher festgelegt werden. Die weitere Unterteilung dieser Zone ist nur noch bedingt möglich, da keine weiteren stratigraphisch wichtigen Arten im Hangenden auftreten.

12 Erstauftreten *Eprolithus floralis* und *Eprolithus apertior*

Das Erstauftreten von *E.floralis* und *E.apertior* wurde zur Definition der Untergrenze der gleichnamigen Zone benutzt. *E.floralis* konnte in allen Profilen nachgewiesen werden, *E.apertior* wurde dagegen nur in den Profilen BP 15/30-3 und Hoheneggelsen KB 50 beobachtet. Beide Arten sind zumeist gut bestimmbar, treten verhältnismäßig häufig auf und scheinen lösungsresistent zu sein. Nach den detaillierten Untersuchungen von MUTTERLOSE (1991, 1992a) besitzen diese Arten in den Profilen NW Deutschlands einen guten Leitwert für die Sedimente oberhalb des Fischschiefers.

13 4. Massenaufreten *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp.

Die Maxima für *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp. erreichen oberhalb des Fischschiefer mit Werten von 47-61% (Ø54%) ähnlich hohe Gehalte wie im unteren Abschnitt der Profile. Auffällig ist jedoch immer noch die deutlich negative Korrelation mit den Gehalten für *Watznaueria* spp.

14 4. Massenaufreten *Watznaueria* spp. und *Rhagodiscus* spp.

Die Gehalte an *Watznaueria* spp. erreichen nach den Minimalwerten im Fischschiefer wieder Höchstwerte von 35-59% (Ø49%). Auch die Werte für *Rhagodiscus* spp. erreichen mit 17-66% (Ø37%) einen erneuten Höchststand.

15 Letztaufreten

Micrantholithus hoschulzii

Das letzte Auftreten von *M.hoschulzii* wurde in den Profilen BGS 81/40, Rethmar und Hoheneggelsen deutlich oberhalb des Fischschiefers beobachtet. In den Profilen BP 15/30-3 und Helgoland liegt das Letztaufreten dieser Art dagegen deutlich unterhalb des Erstauftretens von *F.oblonga*. Nach den gängigen Nannoplanktonzonierungen ist das Letztaufreten von *M.hoschulzii* charakteristisch für den Abschnitt des mittleren und oberen Unter-Apt. Es ist wahrscheinlich, daß die Lage dieses Ereignisses in dieser Arbeit nicht zuverlässig bestimmt werden konnte, da in der Optimal-Sequenz keine Ereignisse oberhalb von *M.hoschulzii* verzeichnet sind.

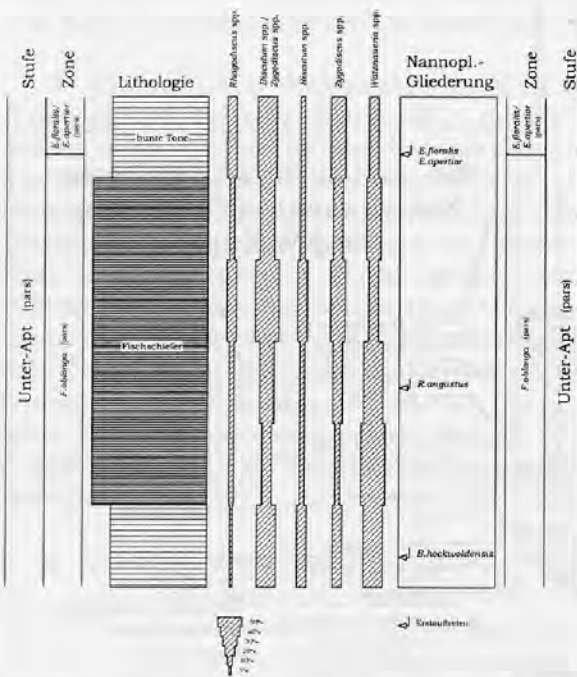


Abb. 40: Massenaufreten ausgewählter Nannoplankton-taxa im Fischschiefer (Daten aus den Profilen Helgoland, Rethmar und Hoheneggelsen KB50). Den Prozentangaben liegen die gerundeten Mittelwerte aus 96 quantitativ ausgewerteten Proben dieser drei Profile zugrunde.

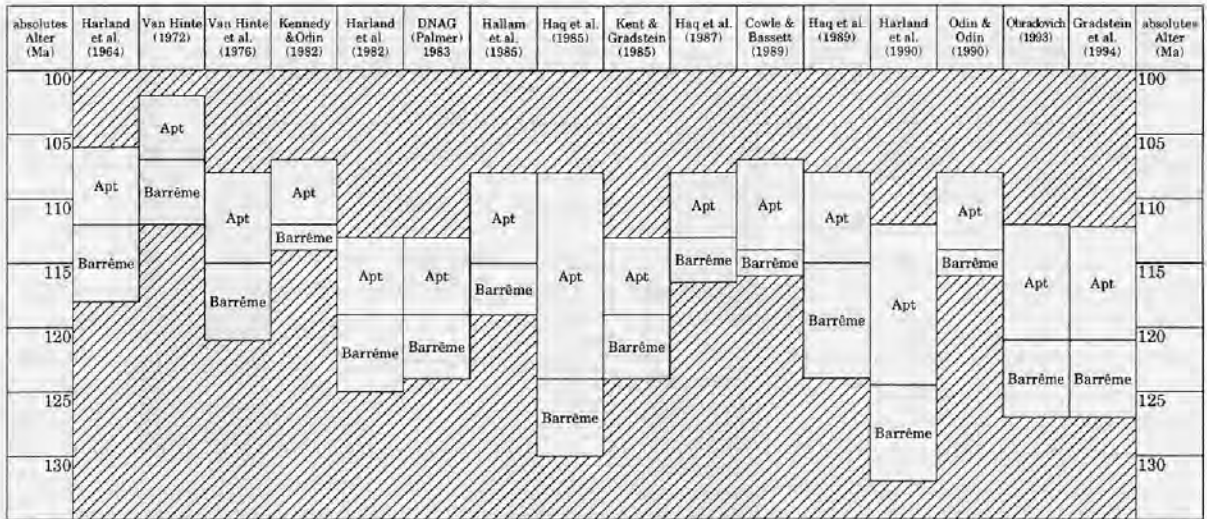


Abb. 41: Dauer und Position der Stufen Barrême und Apt auf der absoluten Zeitskala.

5.2 Korrelation mit der absoluten und magneto-stratigraphischen Zeitskala

Die absolute Zeitskala für das Känozoikum beruht fast ausschließlich auf der Korrelation der biostratigraphischen Gliederung mit der magnetischen Polaritätsskala, die anhand radiometrischer Altersbestimmungen kalibriert ist. Für das Mesozoikum ist keine einheitliche Korrelation dieser Art möglich, da die magnetischen Anomalien nur bis in den mittleren Jura (Callovium) zurückverfolgt werden können und große Teile der Kreide (Apt-Camp) keine Polaritätswechsel zeigen („Cretaceous Long Normal-Polarity Chron“). Der überwiegende Teil der mesozoischen Stufengrenzen kann daher nur durch eine Kombination geologischer und mathematischer (statistischer) Interpolationen bestimmt werden (GRADSTEIN, et al. 1994). Die unterschiedliche Gewichtung und Interpretation von biostratigraphischen, isotopengeochemischen und magnetostratigraphischen Daten hat zu einer Fülle von absoluten Zeitskalen geführt, die trotz verfeinerter Meßmethodik noch immer erhebliche Unterschiede aufweisen (s. Abb. 41). Während die Altersangaben für die Ober-Kreide nur geringere Abweichungen zeigen, bestehen für die Unter-Kreide noch sehr große Unterschiede (OBRADOVICH 1993; GRADSTEIN, et al. 1994). Die Abbildung 41 zeigt die Mannigfaltigkeit gebräuchlicher absoluter Zeitskalen für die Stufen Barrême und Apt. Deutlich werden hier die unterschiedliche Zeitdauer der Stufen und deren Position auf der absoluten Zeitskala sichtbar. Unerheblich sind die absoluten Altersangaben für die Position einzelner betrachteter Grenzen der Kreidestufen. Fragwürdig wird aber durch die stark schwankende

zeitliche Dauer einzelner Kreidestufen die Bedeutung errechneter Sedimentationsraten und weitergehender Berechnungen (z.B. Milankovitch-Zyklen, Berechnung der Paläoproduktivität, usw.).

Anzumerken ist auch, daß eben diese Berechnungen häufig auf der Annahme beruhen, daß sich Sedimentmächtigkeit und Zeit proportional zueinander verhalten. Leider ist die Sedimentation im Ganzen gesehen jedoch eher un stet und diskontinuierlich (SADLER 1981). Die Sedimentationsrate sinkt, je größer die betrachteten Zeitintervalle werden. Die Extrapolation der für kurze Zeitintervalle ermittelten Sedimentationsrate auf längere Intervalle ist demnach nicht sinnvoll, trotzdem werden auf dieser Grundlage nicht selten Kalibrierungen von Zeitskalen vorgenommen.

Für die Korrelation der hier vorliegenden biostratigraphischen Ergebnisse (Zonierung) wurde die Zeitskala nach GRADSTEIN, et al. (1994) verwendet. Für den Zeitraum Ober-Valangin bis Alb verwenden GRADSTEIN, et al. (1994) gleichlang andauernde Ammoniten-Zonen zur Feingliederung der absoluten Zeitskala, weil geeignete geochemische oder radiometrische Daten zur Altersbestimmung in diesem Zeitraum fehlen. Nach GRADSTEIN, et al. (1994) liegen die Hauterive-Barrême-Grenze bei 127 ± 1.6 Ma, die Barrême-Apt-Grenze bei 121.0 ± 1.4 Ma und die Apt-Alb-Grenze bei 112.2 ± 1.1 Ma. Die absolute Zeitdauer des Barrême beträgt 6 Ma, die des Apt 8.8 Ma.

Die Korrelation der biostratigraphisch definierten Stufen und Zonen der Unter-Kreide mit der magnetischen Polaritätsskala erweist sich als schwierig, da nur wenige isotopengeochemische Datierungen vorliegen. KENT & GRAD-

Stufe	Unter- Stufe	BOREAL				TETHYS				Abs. Alter u. Magn. Polarität GRADSTEIN ET AL. (1995)	Unter- Stufe	Stufe
		Ammoniten - Zonen MUTTERLOSE (1990)	Belemniten - Zonen MUTTERLOSE (1990)	Nannoplankton (diese Arbeit)	Lithologie	Ammoniten - Zonen GRADSTEIN ET AL. (1995)	Foraminiferen - Zonen LARSON ET AL. (1993)	Nannoplankton LARSON ET AL. (1993)	Lithologie			
APT	OBER	<i>Hypacanthoptiles jacobii</i>	<i>Neohibolites wollemanni</i>		<i>Hypacanthoptiles jacobii</i>	<i>Ticinella bejaouanensis</i>	<i>Fredcopteroera columnata</i>		-113	APT		
		<i>Ancyloceras nolani</i>			<i>Ancyloceras nolani</i>	<i>Hedbergella treccidani</i>		-114				
		<i>Parahoplites nutfieldensis</i>	<i>Neohibolites inflatus</i>		<i>Parahoplites melchioris</i>	<i>Globigerinelloides algerianus</i>	<i>Rhagodiscus angustus</i>	-115				
	UNTER	<i>Epicheloniceras ischermehesi</i>	<i>Neohibolites elvira</i>	<i>M. hochulzii</i>	<i>Epicheloniceras subnoduloscostatus</i>	<i>Globigerinelloides ferrodensis</i>		-117				
		<i>Tropaeum drevis</i>			<i>Dufrenoyia furcata</i>	<i>Lusopoldina cabri</i>		-118				
		<i>Tropaeum boverbanki</i>	<i>Neohibolites ovalis</i>	<i>E. flaralis / E. varolii / R. angustus</i>	<i>Deshayesites deshayesi</i>			-119				
BARREME	OBER	<i>Deshayesites deshayesi</i>	ungegliedert	<i>B. hockwold / F. oblongus</i>	<i>Deshayesites wislizeni</i>			-120				
		<i>Fredeshayesites tenuicostatus</i>			<i>Deshayesites unruhnyi</i>	<i>Chastococcus littoreus</i>		-121				
		<i>Parancycloceras bidentatum</i>	<i>Oxytauthis depressa</i>	<i>R. irregularis / Ch. litterarius</i>	<i>Melchiorites sarasinii</i>	<i>Globigerinelloides blausi</i>		-122				
		<i>Simancycloceras stolleyi</i>	<i>Oxytauthis germanica</i>		<i>Eristavia graudini</i>		<i>Micrantholithus hochulzii</i>	-123				
		<i>Ancyloceras unexum</i>			<i>Hemihoplites fraudianus</i>			-124				
	UNTER	<i>Parancycloceras denckmanni</i>	<i>Oxytauthis brunsvicensis</i>		<i>Heintzia sartoussiana</i>	<i>Globigerinelloides duboisii</i>		-124				
		<i>Parancycloceras elegans</i>			<i>Ancyloceras vandenhoekii</i>			-125				
		<i>Hoplacroceras fissocostatum</i>	<i>Aulacobeuthis</i> spp.		<i>Holodiscus caillaudianus</i>	ungegliedert	<i>Lithraphidites bolltii</i>	-126				
		<i>Proacysteuthis puglio</i>			<i>Holodiscus nicklesi</i>			-126				
		<i>Hoplacroceras rorocinctum</i>			<i>Spitidiscus hugii</i>			-126				

Abb. 42: Korrelation von Boreal und Tethysgliederung (n. MUTTERLOSE 1990; LARSON, et al. 1993; GRADSTEIN, et al. 1994).

STEIN (1985); OBRADOVICH (1993) UND GRADSTEIN, et al. (1994) ermittelten das Alter der Stufengrenzen der Unter-Kreide durch Interpolation unter der Annahme einer konstanten „spreading“-Rate. Sowohl KENT & GRADSTEIN (1985) als auch HARLAND, et al. (1990) verwendeten zur Kalibrierung der Altersbestimmungen mathematische Verfahren.

Inwieweit Zeitbestimmungen für die Kreide zulässig sind, die auf konstanten „spreading“-Raten basieren bleibt fraglich. Der Zeitraum vom Unter-Apt bis zur Grenze Santon/Campan (~31Ma) weist keine Polaritätswechsel auf („Cretaceous Long Normal-Polarity Chron“) und wird mit einer plötzlich einsetzenden, verstärkten Krustenproduktion und hohen „spreading-Raten“ in Verbindung gebracht (s. Abb. 43, LARSON 1991a,b; LARSON & OLSON 1991). Magnetostratigraphisch kann das Barrême grob in je zwei normal (M3N, M1N) bzw. anomal (M3R, M1R) polarisierte Zonen eingeteilt werden (s. Abb. 38, GRADSTEIN, et al. 1994). Die durchschnittliche Dauer für ein Polaritätspaar nimmt vom Valangin (0.8 Ma) und Hauterive (0.7 Ma) beträchtlich zu und beträgt für das Barrême ca. 3 Ma.

Da bisher nur wenige Barrême- und Apt-Profile bekannt sind, in denen Magneto- und Biostratigraphie an denselben Proben angewendet werden konnte (PREMOLI SILVA, et al. 1989a), bleibt auch die genaue Lage der magnetischen Polaritätszone M0 in Bezug auf die Lage der Barrême-Apt-Grenze ungeklärt (ERBA 1994). Das International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries 1995 definierte die Basis der Polaritätszone M0 mit der Basis des Apt (ERBA, et al. 1996).

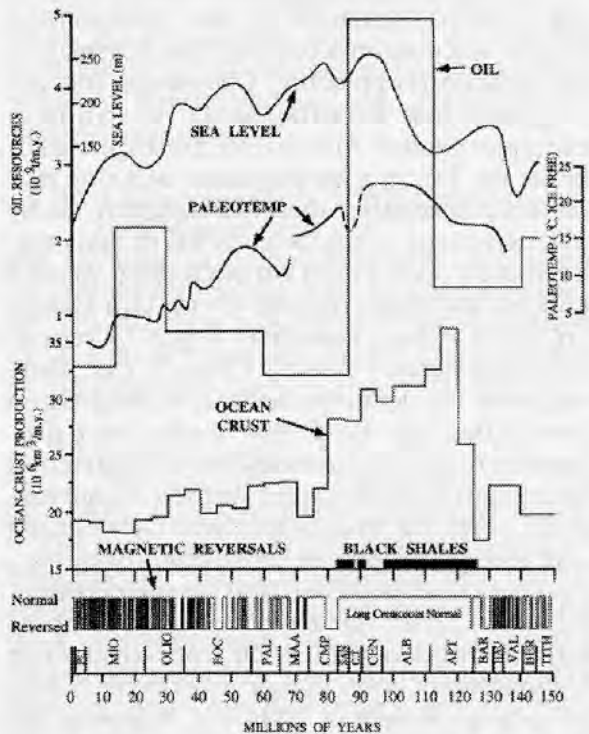


Abb. 43: Magnetische Polaritäts- und Zeitskala (n. HARLAND, et al. 1990), „world ocean-crust production“ (n. LARSON 1991b), „high-latitude sea-surface paleotemperatures“ (n. SAVIN 1977; ARTHUR, et al. 1985), Meeresspiegelkurve (n. HAG, et al. 1988), Ablagerung von Schwarzschiefern (n. JENKINS 1980) und „world oil resources“ (n. IRVING, et al. 1974; TISSOT 1979) aus LARSON & OLSON (1991).

6. PALÄOOZEANOGRAPHIE

Für die Kreide werden ozeanographische und klimatische Bedingungen angenommen, die sich in wesentlichen Aspekten von der heute herrschenden Situation unterscheiden.

Es wird vermutet, daß die Polkappen während der Kreide zumeist nicht vereist waren (BARRON 1983). Hinweise auf eine Vereisung der Polkappen während der Kreide werden in der Literatur noch kontrovers diskutiert, und sind zudem auf sehr kurze Intervalle beschränkt (KEMPER 1987), so daß anzunehmen ist, daß in der Kreide weltweit höhere Durchschnittstemperaturen als heute geherrscht haben. Infolgedessen konnte sich eine an polare Tiefenwässer gebundene Wasserzirkulation nicht ausbilden (FRANKS, et al. 1992). Größere Auftriebsgebiete in den Ozeanen sind vermutlich, im Gegensatz zum heutigen Bild, eher eine Ausnahmeerscheinung gewesen. Obwohl das Temperaturgefälle zwischen den Pol- und Äquatorialgebieten vermutlich erheblich niedriger war als heute (SAVIN 1977; BARRON 1983), können für die höheren Breiten eine nördliche (boreale) und südliche (australe), sowie für die niedrigen Breiten eine tethyale Floren- und Faunenprovinz unterschieden werden. Boreale und australe Floren und Faunen werden kühlem Klima, tethyale Floren und Faunen einem tropisch-subtropischen Klima zugeordnet (STEVENS 1971; MUTTERLOSE 1992a).

6.1 Hydrographie

Das epikontinentale Meer, das das nw-europäische Festland bedeckte, ist ozeanographisch kaum mit den pelagischen Bedingungen des Nord-Atlantik oder der Tethys zu vergleichen. Hydrographisch müssen für Flachmeere besondere Bedingungen angenommen werden: Ozeanische Strömungssysteme, die große Wassermassen umwälzen, können sich in diesen Regionen nicht ausbilden. Aufgrund der geringen Tiefe des Ablagerungsraumes haben schon kleine topographische Unregelmäßigkeiten des Meeresbodens einen übermäßig großen, hemmenden Einfluß auf die Wasserzirkulation. Größere Bedeutung als im offeneren Milieu besitzen in flachmarinen Gebieten auch Süßwasserzuflüsse, Evaporation und terrigene Sediment- bzw. Nährstoffzufuhr. Die besondere paläogeographische Situation der Unter-Kreide könnte nach einem Modell von HAY (1995) das Entstehen von anoxischen Sedimenten hervorrufen. Die Ozeane der Unter-Kreide sind danach vermutlich im Hinblick auf Temperaturverteilung, Salzgehalt und Dichte des Wassers mit dem heutigen Pazifik

- erweitert um das ausgedehnte Randmeer des Zentral-Atlantik und der westlichen Tethys - zu vergleichen. Durch zeitweise bestehende Meeresstraßen zwischen Meeren mit Oberflächen-Wassermassen, die ähnliche Dichte aber stark unterschiedliche Temperaturen und Salzgehalte aufweisen, entstehen Mischwassermassen. Diese Mischwassermassen weisen immer eine höhere Dichte als die primären Wassermassen auf und können absinken („downwelling“). Sind die Unterschiede sehr groß kann es zu einem sehr schnellen, als „cabelling“ bezeichneten Absinken dieser Mischwassermassen kommen. Oberflächenwasser, das eine hohe Konzentration an Biomasse enthält kann den gesamten durch „cabelling“ nach unten verfrachteten Sauerstoffvorrat aufzehren und zu sauerstoffarmen Bedingungen in intermediären und tiefen Wassermassen führen (HAY, et al. 1993). Zeiten mit erhöhter Sedimentation von C_{org} -reichen Gesteinen könnten nach BRASS, et al. (1982) und HAY (1995) durch hohe Salzkonzentration im Bodenwasser, das in Becken (pools) stagnierte, oder durch einen abrupten Wechsel von einer stark negativen zu einer positiven Süßwasserbilanz im Atlantik und der Tethys verursacht worden sein.

Die physikalisch-chemischen Unterschiede zwischen Oberflächen-Wassermassen und intermediären Wassermassen waren in der Ober-Kreide vermutlich geringer als heute (HAY 1995). Er schließt daraus, daß der Aufstieg von intermediären Wassermassen dadurch einfacher und schneller möglich war. Die Verweildauer dieser Wassermassen in der Sauerstoffminimumzone ist kurz und ihr Nährstoffgehalt als gering zu bezeichnen. Möglicherweise ist dies eine Erklärung für die Beobachtungen, daß die Produktivität der Ozeane in der Kreide niedrig war (BRALOWER & THIERSTEIN 1984; DE BOER 1986).

6.2 Meeresspiegel

Die kreidezeitlichen Meeresspiegelschwankungen werden überwiegend auf eine Kombination von eustatischen und regional-tektonischen Ereignissen zurückgeführt (ZIEGLER 1975, 1990; MATSUMOTO 1982). Transgressionen und Regressionen könnten demnach auch regional diachron verlaufen und die fazielle Interpretation des Ablagerungsraumes erschweren (RAWSON & RILEY 1982; RUFFELL & WACH 1991; RUFFELL 1991).

Für die Unter-Kreide des Nordseeraumes postulieren RAWSON & RILEY (1982) einen generell

transgressiven Trend (1. Ordnung), der lediglich im Ober-Barrême durch eine Regression unterbrochen wurde. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen RUFFELL & WACH (1991) durch eine beckenweite Untersuchung des Lower Greensand (Apt bis Unter-Alb) in Süd-England. Die von RUFFELL & WACH (1991) und RUFFELL (1991) entworfene Meeresspiegelkurve für Europa zeigt nur geringe Abweichungen zur Kurve von HAG, et al. (1988).

RUFFELL (1991) merkt an, daß die lückenhafte Überlieferung des Barrême im Nordseeraum die exakte Datierung von Trans- oder Regressionen und die Korrelation mit Profildaten aus Frankreich erschwert und nur innerhalb größerer Fehlergrenzen möglich ist. Das Unter-Apt beginnt mit einer weitreichenden aber kurzen Regression, auf die mehrere transgressive Schübe und eine stärkere Regression im mittleren Apt (*martinoides*-Zone) folgen. Die transgressive Phase dauert in weiten Teilen NW-Europas bis in das obere Alb an.

6.3 Schwarzschiefer

Zur Zeit werden die Modellvorstellungen zur Entstehung der kretazischen Schwarzschiefer sehr kontrovers diskutiert. Grundlage dieser Modelle ist die Auswertung der überwiegend unter pelagischen Bedingungen abgelagerten Sedimente aus zahlreichen DSDP- und ODP-Bohrungen. Daraus folgt auch die begrenzte Anwendbarkeit dieser Modelle auf Neben- und Randmeere oder epikontinentale Flachmeere. In den tropisch-subtropischen Bereichen könnte es nach den Vorstellungen von BRASS, et al. (1982) durch eingeschränkte Zirkulation und hohe Evaporation zur Bildung von warmem, salinarem Tiefenwasser gekommen sein, das infolge der Sauerstoffarmut auch die Erhaltung des organischen Materials am Meeresboden begünstigt haben soll. Diese Modellvorstellungen werden von einigen Autoren auch als Ursache der Schwarzschieferbildung während der Kreide angesehen (DEMAISON & MOORE 1980; BRALOWER & THIERSTEIN 1984, 1987; DE GRACIANSKY, et al. 1984).

Die in weiten Teilen der kretazischen Ozeane beobachteten Schwarzschiefer werden von anderen Autoren jedoch als Produkt einer hohen Akkumulationsrate von organischem Material infolge verstärkter Primärproduktion im Oberflächenwasser angesehen (SCHLANGER & JENKYN 1976; PARRISH & CURTIS 1982; PEDERSON & CALVERT 1990; ARTHUR, et al. 1990; COCCIONI, et al. 1992). In diesem Modell führte dann die stoffliche Umsetzung (biologisch, chemisch) des absinkenden organischen Materi-

als zur Ausbildung sauerstoffarmer Wasserschichten und damit zu geeigneten Erhaltungsbedingungen für organisches Material. Als Hauptgrund für die verstärkte Primärproduktion wird eine erhöhte Zufuhr von Nährstoffen genannt, die durch Auftriebsphänomene oder durch terrigenen Eintrag in das Oberflächenwasser gelangen.

6.4 Überregionaler Vergleich der Schwarzschiefer

Ein überregionaler Vergleich der Schwarzschiefer der Unter-Kreide ist, aufgrund der sehr unterschiedlichen ozeanographischen Bedingungen die während der Kreide im Nordseeraum und angrenzenden Meeren geherrscht haben, nur bedingt möglich.

Aus der Sedimentabfolge der borealen Unter-Kreide (NW-Deutschland und E-England) wird den Mergel-Tonsteinwechselfolgen (Hell-Dunkelbankung) eine besondere Bedeutung beigemessen (SCHNEIDER 1964; KEMPER 1987; MUTTERLOSE 1989a; MUTTERLOSE, et al. 1994). Die Wechselfolge besteht aus hellen, karbonatreichen Lagen und dunklen, C_{org} -reichen Lagen. Ähnliche rhythmische Wechsellagerungen werden aus zahlreichen Kreide-Profilen SE-Frankreichs (Vocontischer Trog), Mittel-Italiens (Umbrisch-Markisches Becken) und dem Nord-Atlantik beschrieben (COTILLON & RIO 1984; COTILLON 1987; ERBA 1988, 1992; ERBA, et al. 1989a). Aus der überregionalen Verbreitung dieser Sedimente wird abgeleitet, daß ihre Entstehung auch auf überregional (global) wirksame Steuerungsfaktoren, d.h. auf Klimaveränderungen oder wechselhafte, tektono-eustatische Prozesse zurückzuführen ist.

Während sich die stratigraphische Position der Schwarzschiefer meistens genau bestimmen ließ, ist die Entstehungsgeschichte dieses Sedimenttyps noch Gegenstand einer kontroversen Diskussion. Hauptgründe für die Ablagerung C_{org} -reicher Sedimente sind demnach die hohe Produktion von marinem C_{org} , die verstärkte Erhaltung von C_{org} und ein hoher Eintrag von terrigenem C_{org} (STEIN 1991). Diese Bedingungen sind eher in küstennahen Bereichen und nur selten im offenen Ozean erfüllt. Tiefgreifende klimatische Veränderungen, die als „oceanic anoxic event“ (OAE) bezeichnet werden, führten im Zeitraum Apt bis Santon zur Ablagerung besonders C_{org} -reicher Sedimente: OAE 1a (Unter-Apt), OAE 1b (Unter-Alb), OAE 1c (Ober-Alb) und OAE 2 (Cenoman/Turon-Grenzbereich) (SCHLANGER & JENKYN 1976; ARTHUR & SCHLANGER 1979; HALLAM 1987; ARTHUR, et al. 1990).

6.4.1 Niedersächsisches Becken, NW-Deutschland

Im niedersächsischen Becken sind Blättertone im Barrême und Apt weit verbreitet (SCHNEIDER 1964; MUTTERLOSE 1984, 1992b; MUTTERLOSE & WIEDENROTH 1995). Im Unter- und Ober-Barrême treten mehrere Blättertonhorizonte auf, die in Profilen des Beckenzentrums Mächtigkeiten von bis zu 20m und in Randlagen des Beckens maximal 2m erreichen können (MUTTERLOSE 1984; MUTTERLOSE & WIEDENROTH 1995). Die Fischeschiefer des Unter-Apt werden als Sedimente eines ähnlichen Ablagerungsmilieus angesehen und zeitlich dem oberen Teil der *Ch.litterarius*-Zone zugerechnet. Diese Blättertone und Fischeschiefer weisen eine feine Lamination und höhere Gehalte von CaCO_3 und C_{org} auf.

Bislang ist unklar, ob Blättertone und Fischeschiefer Produkt eines globalen Prozesses sind, wie dies von LARSON, et al. (1993) (s. Abb. 43) angedeutet wird, oder überwiegend lokale Steuerungsprozesse für ihre Entstehung verantwortlich waren (JENDRZEJEWSKI 1995; MUTTERLOSE & WIEDENROTH 1995).

6.4.2 Vocontischer Trog, SE-Frankreich

In SE-Frankreich werden die basalen Schichten des Apt im Profil Vergon durch eine Wechselfolge laminiertes und homogener Tonsteine gebildet, die sich innerhalb des vocontischen Troges gut korrelieren lassen. Diese ca. 20m mächtige Abfolge wurde von BRÉHÉRET (1988) als Niveau Goguel bezeichnet, und soll den Angaben von BRALOWER, et al. (1994) zufolge, obwohl eine genaue Datierung infolge des sehr schlecht erhaltenen kalkigen Nannoplanktons nicht möglich war, zeitlich innerhalb der *Ch.litterarius*-Zone liegen und mit dem OAE 1a zu parallelisieren sein.

6.4.3 Umbrisch-Markisches Becken, Mittel-Italien

Als Äquivalente zum Fischeschiefer werden in Mittel-Italien die Sedimente des Livello Selli in den Profilen Piobbico, Cismon und Gorgo a Cerbara angesehen (ERBA 1992, 1994). Der Schichtkomplex des Livello Selli, der mit dem OAE 1a korreliert wird, besteht aus einer 1 bis 3m mächtigen Wechsellagerung von grün-grauen, laminierten Tonsteinen und helleren sandigen, radiolarienreichen Lagen. COCCIONI, et al. (1987, 1989) unterteilen diesen Schichtkomplex in eine grüne und eine schwarze Einheit. Das Livello Selli liegt innerhalb einer Schichtfolge von kieseligen und mergeligen

Kalken und wird biostratigraphisch dem oberen Teil der *Ch.litterarius*-Zone (*C.rothii*-Subzone) zugerechnet.

6.4.4 Atlantik/Pazifik

Aus zahlreichen DSDP- und ODP-Bohrungen im Atlantik wurden kretazische Schwarzschiefer beschrieben (ARTHUR & SCHLANGER 1979; JENKYN 1980; TISSOT, et al. 1980; DE GRACIANSKY, et al. 1987; STOW 1987; SUMMERHAYES 1987). Die zunehmende Häufigkeit der Schwarzschiefer-Intervalle vom Apt zum Cenoman im Nord-Atlantik interpretiert COOL (1982) als Anzeichen einer sukzessiv abnehmenden Bodenwasserdurchlüftung. Auffallendes Merkmal der Schwarzschiefer des nord-atlantischen Raumes ist ein ungewöhnlich hoher Anteil von terrestrischem Pflanzenmaterial. Hohe Bohrkernverluste in Sedimentkernen des Ober-Barrême und Unter-Apt aus dem pazifischen Raum erschweren die exakte lithostratigraphische Profilaufnahme BRALOWER, et al. (1994). Es bleibt fraglich, ob die in diesen Profilen beobachteten Schwarzschiefer zu Vergleichs- und Korrelationszwecken geeignet sind, da eine hohe biostratigraphische Auflösung nicht erreicht werden kann.

6.5 Fischeschiefer

Der im Unter-Apt in den nw-deutschen Profilen auftretende Fischeschiefer wird von einigen Autoren als fazielles und zeitliches Äquivalent des Livello Selli in Mittel-Italien und des Niveau Goguel in SE-Frankreich angesehen (KEMPER 1982; PRATT & KING 1986; COCCIONI, et al. 1987; BRÉHÉRET 1988, 1994; LARSON, et al. 1993). Nach den Daten dieser Untersuchung entspricht die stratigraphische Position des Fischeschiefer exakt der des Livello Selli.

Stratigraphisch werden sowohl der Fischeschiefer als auch der Livello Selli durch das Erstauftreten der Nannoplanktonarten *F.oblonga* im Liegenden und *E.floralis* im Hangenden begrenzt. Desweiteren liegt das Erstauftreten von *R.angustus* in beiden Fällen innerhalb des Horizontes (s. Abb. 44). Die C_{org} -Gehalte erreichen mit Werten bis zu 10% sowohl im Fischeschiefer als auch im Livello Selli ein vergleichbares Niveau.

Wesentliche Unterschiede bestehen jedoch für die anzunehmende Beckenkonfiguration der beiden Ablagerungsräume. Für die Sedimente des Livello Selli werden Wassertiefen von 1000-2000m bei pelagischen Bedingungen angenommen (ERBA 1987; COCCIONI, et al. 1989; ERBA, et al. 1989a). Die Wassertiefe im Niedersächsischen Becken, das im Unter-Apt

noch als Rand- oder Nebenmeer zu bezeichnen ist, dürfte 300m nicht überschritten haben (MUTTERLOSE 1991).

Ein nach wie vor ungeklärtes Phänomen bleibt der gegenläufige Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven für den Fischschiefer und das Livello Selli. Dies wird als Hinweis für verschiedene Steuerungsfaktoren gedeutet (BRANDAUF 1993; LOKAY 1994). Die vorliegenden Daten legen nahe, daß aufgrund der sehr unterschiedlichen paläogeographischen und paläoozeanographischen Bedingungen und den daraus ableitbaren Sedimentationsbedingungen regionale Faktoren einen nicht zu unterschätzenden Einfluß auf die Entstehung von Schwarzschiefern haben.

6.5.1 Berechnungen zur Dauer der Fischschiefer-Sedimentation

Eine zuverlässige Berechnung der Zeitdauer für die Ablagerung des Fischschiefer ist nicht möglich gewesen. Die Angaben zur Sedimentationsrate liegen für die Blättertone, den Fischschiefer oder vergleichbare Sedimente um mehr als zwei Größenordnungen auseinander, nämlich zwischen 0.5cm und 250cm pro 1000 Jahre (MICHAEL 1974; KEMPER & ZIMMERLE 1978; CEPEK & KEMPER 1981; MUTTERLOSE & HARDING 1987a; WIGNALL 1994). Unter diesen Voraussetzungen könnte der Fischschiefer mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2m in 400.000 Jahren oder auch nur 800 Jahren abgelagert worden sein.

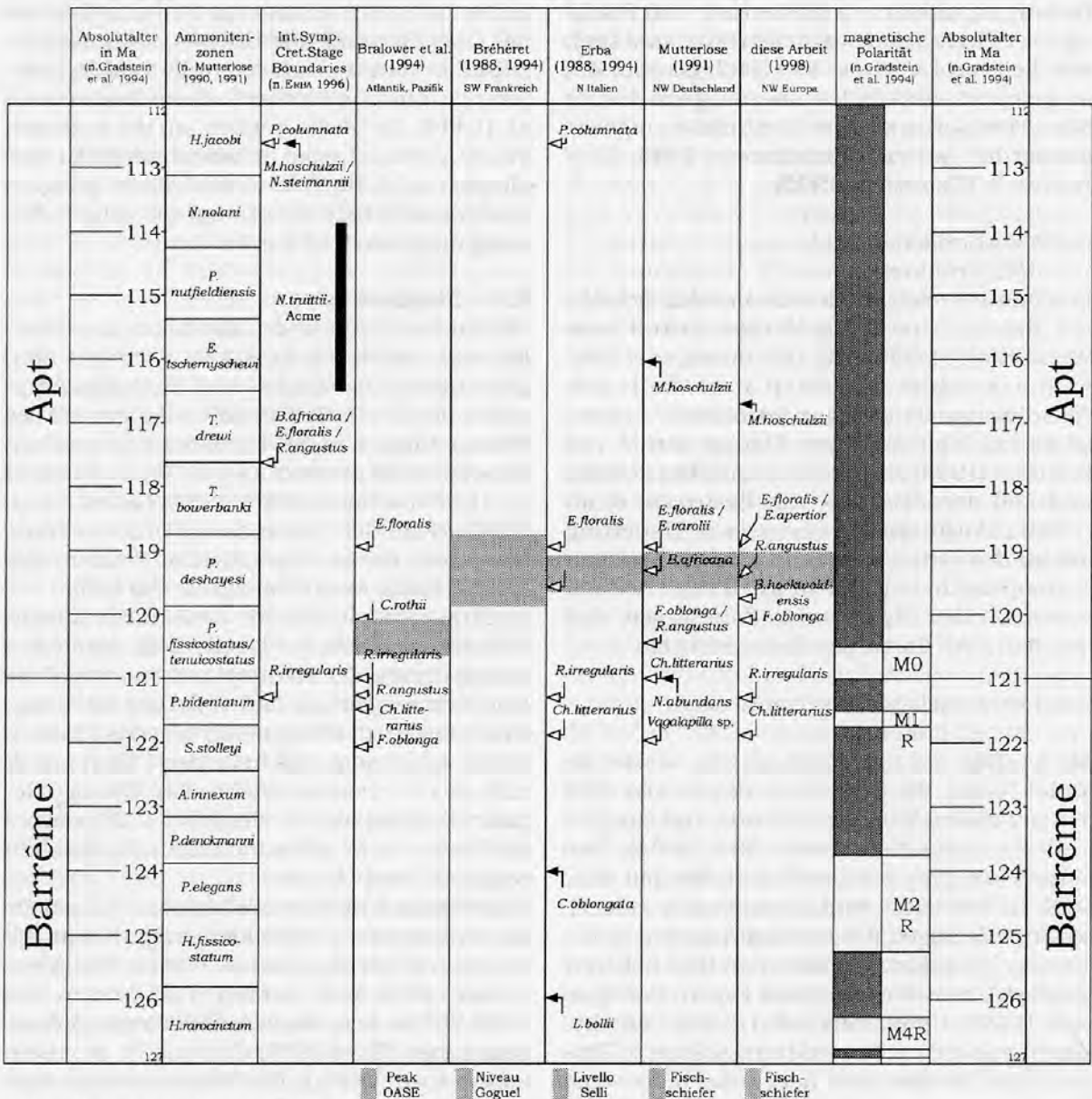


Abb. 44: Korrelation verschiedener Schwarzschiefer im Barrême und Apt.

Selbst die mehrfach geäußerte Vermutung, die feine Lamination der Sedimente könnte Ausdruck einer jahreszeitlich gesteuerten Sedimentation sein, eröffnet noch ein weites Feld für Spekulationen über den Zeitraum in dem diese Laminite abgelagert wurden. Unter der Annahme, daß ein Laminapaar der Sedimentakkumulation eines Jahres entspricht, ergibt sich für den etwa 2m mächtigen Fischeschiefer eine Zeitdauer von ~21.700 Jahren (BRANDAU 1993; NEBE 1994). Nach KEMP (1991) können Laminapaare eines Schwarzschiefers jedoch zwischen 3 und 20 Jahre repräsentieren, folglich könnte die Sedimentation des Fischeschiefers auch zwischen ~65.000 und ~435.000 Jahre gedauert haben.

Eine weitere Berechnung für die Dauer der Fischeschiefersedimentation läßt sich auch aus der Korrelation der in dieser Arbeit vorgestellten Nannoplankton-Gliederung mit der Ammoniten-Gliederung (Orthostratigraphie) und der absoluten Zeitskala ableiten (s. Abb. 44). Der Fischeschiefer wurde demnach in der oberen Hälfte der *D.deshayesi*-Zone (mittleres Unter-Apt) abgelagert. Für den Zeitraum Ober-Valangin bis Alb gliederten GRADSTEIN, et al.

(1994) die Kreidestufen in gleichlang andauernde Ammonitenzonen (s. Kap. 5.2). Die *D.deshayesi*-Zone entspricht nach dieser Berechnung einem Zeitraum von etwa 1 Ma, die Dauer für die Ablagerung des Fischeschiefers demnach bis zu 500.000 Jahre (0.5 Ma).

Die zeitliche Auflösung der hier erarbeiteten Nannoplankton-Gliederung für den Barrême-Apt-Grenzbereich ist zwar höher als die der Ammoniten-Gliederung, sie ist jedoch nicht hoch genug, um die von verschiedenen Autoren als Ursache für die Laminite postulierten zyklischen Schwankungen der Orbitalparameter zu identifizieren (HERBERT & FISCHER 1986; ERBA 1987; PREMOLI SILVA, et al. 1989b,c; FISCHER, et al. 1991; ERBA, et al. 1992; HERBERT 1992; ERBA & PREMOLI SILVA 1993).

Möglicherweise ergibt sich aus der stärkeren Einbindung ökologischer Ereignisse (z.B. Massenaufreten) in die biostratigraphischen Gliederungen die notwendige Verbesserung der zeitlichen Auflösung. Bislang fehlen geeignete, voneinander unabhängige Verfahren, mit denen sich die aus der Zyklenanalyse abgeleiteten Zeiträume (z.B. Milankovitch-Zyklen) überprüfen ließen.

7. ABLAGERUNGSMODELLE

Die zur Zeit diskutierten Ablagerungsmodelle für Schwarzschiefer lassen sich im wesentlichen zwei Gruppen zuordnen (s. Abb. 45), die aufgrund der sehr unterschiedlichen hydrodynamischen Voraussetzungen nicht miteinander kombiniert werden können (CALVERT 1976; STEIN 1991; LITKE 1993; WIGNALL 1994).

1) Produktivitätsmodelle („productivity model“)

Hohe Primärproduktion im Oberflächenwasser und das Absinken großer Massen organischen Materials kann durch die sauerstoffzehrenden Zersetzungsprozesse zu sauerstoffarmen Bedingungen in der Wassersäule und am Meeresboden führen. Für dieses Modell sind eher eutrophe Bedingungen im Oberflächenwasser anzunehmen, die aus der erhöhten Nährstoffzufuhr durch Auftriebsprozesse („upwelling“) oder aus dem terrigenen Eintrag durch Flüsse stammen können. Die Sedimentationsrate liegt in den meisten Fällen hoch (100-1000cm/1000a). Dieses Modell kommt nach DEMAISON & MOORE (1980) eher selten vor. Dagegen nehmen

PEDERSON & CALVERT (1990) an, daß dies die wahrscheinlichste Genese für Schwarzschiefer ist, da unter anoxischen Bedingungen die Zersetzung des organischen Materials wirksamer ist.

2) Stagnationsmodelle

(„preservational model“)

Durch eine stabile Schichtung des Wasserkörpers kommt es zur Ausbildung einer sauerstoffarmen Bodenwasserschicht. Das Fehlen vertikaler Strömungen verhindert

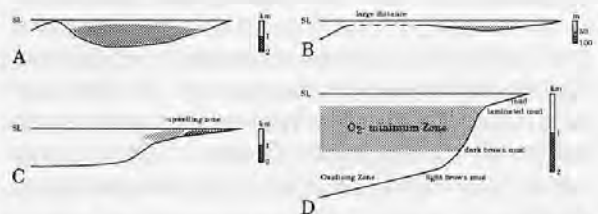


Abb. 45: Faziesmodelle der mesozoischen anoxischen Sedimente (n. WIGNALL 1994). A: abgeschlossenes Nebenmeer (silled basin), B: flaches Epikontinentalmeer, C: Ozeanisches upwelling-Gebiet, D: anoxischer, offener Ozean (SL= sealevel).

die Aufarbeitung von Nährstoffen aus den tieferen Wasserschichten. Folglich ist die Primärproduktion im Oberflächenwasser nicht hoch. Die relativ geringe Menge des absinkenden organischen Materials führt zu sauerstoffarmen Verhältnissen in den tieferen Wasserschichten. Für dieses Modell werden relativ niedrige Sedimentationsraten angenommen (10-100cm/1000a).

Es besteht Einigkeit bei den Vertretern beider Modelle darin, daß die schlechte Durchlüftung des Bodenwassers eine wichtige Voraussetzung für die Erhaltung von Schwarzschiefern ist. Als Ursache für die bessere Erhaltung werden eingeschränkte Wasserzirkulation oder die Zersetzung des organischen Materials in Betracht gezogen. Die Definition von sauerstoffarmen Bedingungen unterscheidet sich je nach Arbeitsfeld und Fachrichtung des Bearbeiters. Wenn keine absoluten Werte für den Sauerstoffgehalt vorliegen oder abgeleitet werden können, sollten biofazielle Begriffe verwendet werden TYSON (1987).

Ob Schwarzschiefer eher Tiefsee- oder Flachwasserablagerungen sind wird kontrovers diskutiert. Die Abb. 45 zeigt für verschiedene Modelle grobe Anhaltswerte für die Wassertiefe. Die lateral mit Schwarzschiefern verzahnten Faziestypen sind daher zur Interpretation besonders wichtig.

Detaillierte Ausführungen zur Entstehung und Überlieferung von Schwarzschiefern finden sich in den Arbeiten von DEMAISON & MOORE (1980); HALLAM (1987); TYSON (1987); BRUMSACK (1988); PEDERSON & CALVERT (1990); STEIN (1991) und WIGNALL (1994).

7.1 Modell für das Boreal-Meer (Barrême und Apt)

Im folgenden wird ein Ablagerungsmodell für den borealen Ablagerungsraum während des Barrême und Apt vorgestellt. Dazu wurden neben den eigenen Ergebnissen auch Arbeiten anderer Arbeitsgruppen und Bearbeiter verwendet, die sedimentologische und geochemische Untersuchungen der Unterkreide-Sedimente, insbesondere der Blättertone und des Fischschiefers vorgenommen haben (BRUMSACK 1988; BRANDAU 1993; LITKE 1993; NEBE 1994; RACHOLD 1994; JENDRZEJEWSKI 1995).

7.1.1 Barrême

In dem nach Süden geschlossenen Meeresbecken der kretazischen Nordsee lassen sich im wesentlichen zwei Ablagerungsräume un-

terscheiden. Nördlich des Pompeckj'schen Blocks lag die zentrale Nordsee. Dieses, tektonisch in mehrere Teilbecken gliederbare Meeresgebiet, hatte über den Viking-Graben eine beständige Meeresverbindung zum polaren Nordmeer. Südlich des Pompeckj'schen Blocks erstreckte sich ein flaches, von der zentralen Nordsee weitgehend abgeschnittenes Nebenmeer (s. Abb. 46). Während im Bereich nördlich des Pompeckj'schen Blocks unter normal-marinen Bedingungen vorwiegend Tonsteine, Karbonate und Sandsteine zur Ablagerung kamen (RAWSON & RILEY 1982; RUFFELL 1991), wurden im Niedersächsischen Becken unter zeitweise sauerstoffarmen Bedingungen Tonsteine, Tonmergel und Blättertone abgelagert (MUTTERLOSE 1984, 1992b). Eine leichte Regression, die vom höchsten Haute-rive bis zum Barrême andauerte (RAWSON & RILEY 1982), führte vermutlich im Niedersächsischen Becken zu einer Verschärfung der stagnierenden Ablagerungsbedingungen. Die im höchsten Haute-rive einsetzende Sedimentation von Blättertonen fällt zeitlich mit der Unterbrechung der Meeresverbindung (Polnische Straße) zwischen dem Niedersächsischen Becken und der Tethys zusammen (MUTTERLOSE & WIEDENROTH 1995).

Geochemische Daten belegen eindeutig die sauerstoffarmen Ablagerungsbedingungen für die Blättertone (RACHOLD 1994; JENDRZEJEWSKI 1995). Innerhalb dieser feinlaminierten Sedimente zeigt die spärlich vorhandene Benthofauna (z.B. in Schillagen) eine kurzfristige, wahrscheinlich nur wenige Wochen oder Monate andauernde, Verbesserung der Lebensbedingungen an. Aus der geochemisch heterogenen Zusammensetzung des organischen Materials kann auch ein hoher terrestrischer Eintrag in das Niedersächsische Becken abgeleitet werden (JENDRZEJEWSKI 1995).

Insgesamt lassen sich diese Befunde am besten mit einem Stagnations-Modell erklären (MUTTERLOSE & HARDING 1987a; MUTTERLOSE & WIEDENROTH 1995). Für das Niedersächsische Becken kann eine stabile Wasserschichtung angenommen werden, in der das absinkende organische Material zur Sauerstoffzehrung in den unteren Wasserschichten und zur Bildung und Erhaltung der Blättertonhorizonte führte. Die heutige, geographische Verbreitung der Blättertonhorizonte sowie deren Anzahl in den Profilen unterstützen die These eines Stagnations-Modells. In den Zentren des Niedersächsischen Beckens, in denen vermutlich die Stratifizierung der Wassersäule besonders stabil war, steigen Mächtigkeit und Anzahl der

Blättertonhorizonte. In Phasen einer verbesserten Umwälzung der Wassermassen könnte es dann, bei höherem Sauerstoffgehalt in den unteren Wasserschichten, zur Ablagerung der Tonsteine gekommen sein. Möglicherweise ist die wiederholte Auflösung der Stratifizierung auf das Einströmen borealer Wassermassen zurückzuführen. Für das Ober-Barrême und Unter-Apt ist das Vordringen borealer Ammoniten und Pelecypoden aus dem arktischen Raum belegt (MICHAEL 1979). Ein Nord-Süd gerichtetes Strömungssystem für das Niedersächsische Becken wird anhand der Verteilung von Dinoflagellatenzysten auch von KEUPP & MUTTERLOSE (1994) postuliert. Eine mit diesen Vorstellungen vergleichbare Region in Bezug auf die geographische und morphologische Beckenkonstellation stellt das Gebiet der heutigen Ostsee dar.

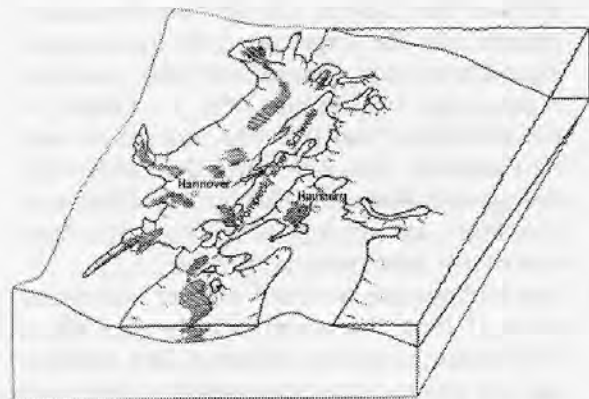


Abb. 46: Rekonstruktion des Ablagerungsraumes im Barrême.



Abb. 47: Rekonstruktion des Ablagerungsraums im Apt.

7.1.2 Apt

Die für das Barrême skizzierten Ablagerungsbedingungen sind aus sedimentologischer und geochemischer Sicht auch noch im untersten Apt wirksam. Die Sedimentation von Tonsteinen und Blättertonhorizonten setzte sich über die Barrême-Apt-Grenze fort. Erst oberhalb des Fischschiefers treten mit den *Hedbergella*-Mergeln deutlich hellere oder rötlich gefärbte Sedimente auf, die eine tiefgreifende Veränderung der ozeanographischen Situation belegen. Der Beginn dieses Wechsels deutet sich jedoch schon weit unterhalb des Fischschiefers in der Zusammensetzung planktonischer Floren- und Faunenvergesellschaftungen an (MICHAEL 1979; MUTTERLOSE 1992a; ERBA 1993; KEUPP & MUTTERLOSE 1994). Auch geochemische Daten belegen eine signifikante Veränderung der Ablagerungsbedingungen bereits unterhalb des Fischschiefers. Der zum Teil verminderte C_{org} -Gehalt einiger Blättertonhorizonte des Unter-Apt und die Redox-Charakterisierung dieser Sedimente werden als Hinweis auf ein sauerstoffreicheres Ablagerungsmilieu gewertet, das durch den Zustrom von kalten Wassermassen verursacht wurde (RACHOLD 1994; JENDRZEJEWSKI 1995). Mit der Ablagerung des Fischschiefers stellen sich in Teilen des Niedersächsischen Beckens erneut sauerstoffarme Ablagerungsbedingungen ein. Es gibt keine Anzeichen für besonders große lithologische oder geochemische Unterschiede zwischen den Blättertonen des Barrême und dem Fischschiefer des Unter-Apt. Der Fischschiefer kann als letztes Laminitpaket eines durch tiefgreifende paläogeographische und paläoozeanographischen Veränderungen im Umbruch befindlichen Sedimentationsraumes betrachtet werden (s. Abb. 47). Während die Veränderung der Plankton- und Nektonassoziationen deutlich vor dem sedimentologischen Wechsel einsetzt, reagieren die benthonischen Assoziationen mit einem erheblichen Zeitverzug erst oberhalb des Fischschiefers (BARTENSTEIN & BETTENSTAEDT 1962; MUTTERLOSE & WIEDENROTH 1995). Die zeitliche Korrelation des Fischschiefers mit dem OAE 1a ist möglich. Obwohl der Fischschiefer und das Livello Selli, das mit dem OAE 1a korreliert wird, stratigraphisch in exakt derselben Position auftreten, läßt sich eine fazielle Parallelisierung dieser Ereignisse nicht hinreichend belegen (s. Kap. 6.5). Vermutlich spielten bei der Ablagerung der Blättertone und des Fischschiefers regionale Steuerungsfaktoren eine größere Rolle als globale Prozesse.

Oberhalb des Fischschiefer beginnt eine bis zum Cenoman andauernde transgressive Phase mit offen-marinen Ablagerungsbedingungen. In das im Barrême und Apt weitgehend von anderen Meeren abgeschnittene Nieder-

sächsische Becken gelangten mit der Öffnung der Meeresverbindung zum Atlantik und zum Pariser Becken, im Ober-Apt auch tethyale Floren und Faunen.

8. ZUSAMMENFASSUNG

Anhand von 388 Proben aus insgesamt neun Kernbohrungen und Tagesaufschlüssen NW-Europas wurde die Verteilung des kalkigen Nannoplanktons an der Barrême-Apt-Grenze qualitativ und quantitativ erfaßt. Im Vordergrund stand die Untersuchung und Deutung der Zusammensetzung der Nannoplanktonflore infolge der im Unter-Apt beginnenden paläoozeanographischen und paläogeographischen Veränderung. Die Ergebnisse dieser Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Ein vielversprechender Ansatz zur Verbesserung der biostratigraphischen Auflösung und Korrelation unterschiedlicher Profile stellt die statistische Auswertung dar (quantitative Stratigraphie). Aus der Abfolge und Verteilung bestimmter Nannoplanktontaxa wurde eine hochauflösende Zonierung mit insgesamt 15 Ereignissen für den Zeitabschnitt Barrême/Apt für das Boreal abgeleitet, die sowohl stratigraphisch als auch ökologisch wichtige Taxa miteinander kombiniert.
- Die charakteristische Verteilung der Nannoplanktonarten aller Profile ermöglicht in Verbindung mit den stratigraphisch wichtigen Arten eine gute Korrelation der Profile NW-Deutschlands (Helgoland, Rethmar, Hoheneggelsen) mit den Profilen des Nordseeraumes (BP 15/30-3, BGS 81/40). Die Einbindung der Profile der Isle of Wight in diese Korrelation ist aufgrund der dort sehr schlechten Erhaltung des kalkigen Nannoplanktons nur mit großer Unsicherheit möglich.
- Aus der Verteilung der ökologisch wichtigen Arten können für den Barrême-Apt-Grenzbereich die folgenden vier Zyklen unterschieden werden, die als Einwanderungsphasen tethyaler Nannoplanktonflore in das Boreal interpretiert werden:
 - 1) höheres Ober-Barrême, im mittleren Teil der *Ch.litterarius*-Zone (unterhalb des EA von *R.irregularis*)

- 2) tieferes Apt, im Übergangsbereich der *Ch.litterarius*- und *F.oblonga*-Zone, (unterhalb des Fischschiefers)
 - 3) tiefes Unter-Apt, im mittleren und oberen Teil der *F.oblonga*-Zone (innerhalb des Fischschiefers),
 - 4) mittleres Unter-Apt, im unteren Teil der *E.floralis*/*E.apertior*-Zone (oberhalb des Fischschiefers).
- Die Zyklen werden eingeleitet durch das massenhafte Auftreten von Warmwasserflore (*Rhagodiscus* spp., *Braarudosphaera* spp., *Nannoconus* spp.). Im weiteren Verlauf der Zyklen werden nacheinander Maxima für die Artgruppen *Biscutum* spp./*Zygodiscus* spp., *Zygodiscus* spp. und *Biscutum* spp. beobachtet, die als Phase einer erhöhten Produktivität angesehen werden können. Den Abschluß der Zyklen bilden jeweils Massenauftritte von *Watznaueria* spp., die als Anzeichen niedriger Produktivität interpretiert werden.
 - Der biologische Wechsel von der boreal zur tethyal bzw. kosmopolitisch geprägten Nannoplanktonflora vollzieht sich eindeutig vor dem sedimentologischen Wechsel schon deutlich unterhalb des Fischschiefers. Sowohl das erste Auftreten der kosmopolitischen Gattungen, als auch das Aussterben der borealen Gattungen ist über die gesamte Mächtigkeit in den untersuchten Profilen zu beobachten. Ein scharfer „biologischer“ Schnitt ist nicht vorhanden. Die Veränderungen innerhalb der Nannoplanktonvergesellschaftungen nimmt den tiefgreifenden Wechsel der Sedimentationsbedingungen, der sich im unteren Apt vollzieht, vorweg. Die Nannoplanktonvergesellschaftungen des Barrême werden durch endemische Gattungen gekennzeichnet, die des Apt durch das Auftreten von kosmopolitischen Gattungen. Die ersten kosmopolitischen Gattungen treten bereits deutlich unterhalb des „Fischschiefers“ auf (*Ch.litterarius*, *R.irregularis*, *F.oblonga*, *B.hockwoldensis*, *R.angustus*). Weitere kosmo-

politische Gattungen treten erstmals oberhalb des „Fischschiefers“ auf (*E.apertior*, *E.floralis*).

- Der Fischschiefer kann als letztes Laminitpaket eines durch tiefgreifende paläogeographische und paläoozeanographischen Veränderungen im Umbruch befindlichen Sedimentationsraumes betrachtet werden. Während die Veränderung der Plankton- und Nektonassoziationen deutlich vor dem sedimentologischen Wechsel einsetzt, reagieren die benthonischen Assoziationen mit einem erheblichen Zeitverzug erst oberhalb des Fischschiefers. Die paläogeographischen Rahmenbedingungen müssen sich bereits vor der Ablagerung des „Fischschiefers“ signifikant geändert haben, um die Einwanderung der tethyalen Nannoplanktonarten zu ermöglichen.
- Die zeitliche Korrelation des Fischschiefers mit dem OAE 1a ist nicht möglich. Obwohl der Fischschiefer und das Livello Selli, das mit dem OAE 1a korreliert wird, stratigraphisch in exakt derselben Position auftreten, läßt sich eine fazielle Parallelisierung dieser Ereignisse nicht hinreichend belegen. Vermutlich spielten bei der Ablagerung der Blättertone und des Fischschiefers regionale Steuerungsfaktoren eine größere Rolle als globale Prozesse.
- Die Dauer der Fischschiefer-Sedimentation läßt sich aufgrund der geringen Mächtigkeit des Sedimentes nur mit großer Unsicherheit bestimmen. Bei Sedimentationsraten von 0.5cm und 250cm pro 1000 Jahre ergäbe sich ein mögliches Zeitintervall von 800 bis 435.000 Jahren für den Fischschiefer.

9. LITERATURVERZEICHNIS

- ADELSECK, C. G. (1978): *Preliminary Calibration of Preservational and Morphological Aspects*. Deep-Sea Res., **25**, S. 1167-1185
- ADELSECK, C. G. & BERGER, W. H. (1975): *On the dissolution of planktonic foraminifera and associated microfossils during settling and on the sea floor*. In: SLITER, W., BÉ, A. W. H. & BERGER, W. H. (1975): *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*. Cushman Foundation of Foraminiferal Research, Special Publication, **13**, S. 70-81, Cushman Foundation of Foraminiferal Research.
- ADELSECK, C. G., GEEHAN, G. W. & ROTH, P. H. (1973): *Experimental evidence for the selective dissolution and overgrowth of calcareous nannofossils during diagenesis*. Geol. Soc. Am. Bulletin, **84**, S. 2755-2762
- AGTERBERG, F. P. & NEL, L. D. (1982a): *Algorithms for the ranking of stratigraphic events*. Computers and Geosciences, **8** (1), S. 69-90
- AGTERBERG, F. P. & NEL, L. D. (1982b): *Algorithms for the scaling of stratigraphic events*. Computers and Geosciences, **8** (1), S. 163-189
- ARTHUR, M. A., BRUMSACK, H. J., JENKYN, H. C. & SCHLANGER, S. O. (1990): *Stratigraphy, Geochemistry and Paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences*. In: GINSBURG, R. N. & BEAUDOIN, B. (1990): *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, S. 75-119, Dordrecht.
- ARTHUR, M. A., DEAN, W. A. & SCHLANGER, S. O. (1985): *Variation in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism and changes in atmospheric CO₂*. In: SUNDQUIST, E. T. & BROECKER, W. S. (1985): *The carbon cycle and atmospheric CO₂ - Natural variations archean to present*, Monograph, **32**, S. 504-529, American Geophysical Union.
- ARTHUR, M. A. & SCHLANGER, S. O. (1979): *Cretaceous „oceanic anoxic events“ as causal factors in development of reef-reservoir giant oil fields*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bulletin, **63**, S. 870-885
- BARRON, E. J. (1983): *A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem*. Earth-Sci. Rev., **19**, S. 305-338
- BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F. (1962): *Marine Unter-Kreide (Boreal und Tethys)*. In: MIKROPALÄONTOLOGEN, A. D. (1962): *Leitfossilien der Mikropaläontologie*, S. 225-297. 17-24 Fig., 17-18 Tab., 33-41 Taf., Borntraeger, Berlin.
- BERGER, W. H. (1973): *Deep-Sea carbonates: evidence for a coccolith lysocline*. Deep-Sea Res., **20**, S. 917-921, 2 Fig., 1 Tab.
- BEST, G., ELSTNER, F. & KEMPER, E. (1989): *Jüngere Unterkreide und Cenoman in der südlichen Nordsee und in Schleswig-Holstein*. Geol. Jb. A, **113**, S. 317-336, 5 Fig.
- BISEWSKI, H. (1990): *Occurrence and depositional environment of the Lower Cretaceous sands in the southern Witch Ground Graben*. In: HARDMAN, R. F. P. & BROOKS, J. (1990): *Tectonic events responsible for Britain's oil and gas reserves*, Special Publication, **55**, S. 325-338. 16 Fig., Geological Society, London.
- BOLLMANN, J., HILBRECHT, H. & THIERSTEIN, H. R. (1993): *Evenness and species-richness in modern coccolith and foraminifera assemblages*. INA Newsl. 5th INA Conference, Salamanca, **15** (2), S. 55
- BP „Report“ (1988): *Stratigraphic Summary Log*. BP Petroleum Development. Internal report.
- BRALOWER, T. J., ARTHUR, M. A., LECKIE, R. M., SLITER, W. V., ALLARD, D. J. & SCHLANGER, S. O. (1994): *Timing and paleoceanography of oceanic Dysoxia/Anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous)*. Palaios, **9**, S. 335-369, 18 Fig., 3 Tab., 4 Taf.
- BRALOWER, T. J. & THIERSTEIN, H. R. (1984): *Low Productivity and slow deep water circulation in mid-Cretaceous oceans*. Geology, **12**, S. 614-618
- BRALOWER, T. J. & THIERSTEIN, H. R. (1987): *Organic carbon and metal accumulation rates in Holocene and mid-Cretaceous sediments: palaeoceanographic significance*. In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (1987): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, **26**, S. 345-369. 13 Fig., 6 Tab., Blackwell Scientific Publications, Oxford u. a.
- BRANDAU, J. (1993): *Sedimentologie und Paläo-oceanographie des unteraptischen Fischschiefers in Nordwestdeutschland*. unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruhr-Universität, Bochum.
- BRASS, G. W., SOUTHAM, J. R. & PETERSON, W. H. (1982): *Warm saline bottom water in the ancient ocean*. Nature, **296**, S. 620-623
- BRÉHÉRET, J. G. (1988): *Épisodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin vocontien*. Société géologique de France, (8) Bulletin, **t. IV** (2), S. 349-356, 4 Fig.

- BRÉHÉRET, J. G. (1994): *The Mid-Cretaceous organic-rich sediments from the vocontian zone of the French Southeast Basin*. In: MASCLE, A. (1994): Hydrocarbon and petroleum geology of France. European Association of Petroleum Geoscientists, Special Publication, **4**, S. 295-320, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- BRUMSACK, H. J. (1988): *Rezente, C_{org}-reiche Sedimente als Schlüssel zum Verständnis fossiler Schwarzschiefer*. unveröffentlichte Habilitationsschrift, Georg-August-Universität, Göttingen.
- CALVERT, S. E. (1976): *The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments*. In: RILEY, J. P. & CHESTER, R. (1976): Chemical Oceanography, **6**, S. 187-280. 3 Fig., 9 Tab. 2. Ed., Academic Press, London.
- CASEY, R. (1961): *The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand*. Palaeontology, **3**, S. 487-621
- CEPEK, P. (1981): *Kalzitisches Nannoplankton*. In: BENDER, F. (1981): Angewandte Geowissenschaften, **1**, S. 407-414, Enke, Stuttgart.
- CEPEK, P. & KEMPER, E. (1981): *Der Blättertonstein des nordwestdeutschen Barrême und die Bedeutung des Nannoplanktons für die fein laminierten, anoxisch entstandenen Gesteine*. Geol. Jb. A, **58**, S. 3-13, 2 Tab.
- COCCIONI, R., ERBA, E. & PREMOLI SILVA, I. (1992): *Barremian-Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution*. Cret. Res., **13**, S. 517-537
- COCCIONI, R., FRANCHI, R., NESCI, O., WEZEL, F. C., BATTISTINI, F. & PALLECCHI, P. (1989): *Stratigraphy and mineralogy of the Selli Level (Early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the Umbrian-Marchean Apennines (Italy)*. In: WIEDMANN, J. (1989): Cretaceous of the Western Tethys, S. 563-584, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Proceedings of the 3rd International Symposium, Tübingen 1987.
- COCCIONI, R., NESCI, O., TRAMONTANA, M., WEZEL, F. C. & MORETTI, E. (1987): *Descrizione di un livello-guida „Radiolaritic-bituminoso-ittiolitico“ alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino Umbro-Marchigiano*. Soc. Geol. Italia Bolletino, **106**, S. 183-192
- COOL, T. E. (1982): *Sedimentological evidence concerning the paleoceanography of the Cretaceous western North Atlantic*. PALAEOGEOGR. PALAEOCLIMATOL. PALAEOECOL., **39**, S. 1-36
- COTILLON, P. (1987): *Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control*. Mar. Geol., **78**, S. 109-123, 13 Fig.
- COTILLON, P. & RIO, M. (1984): *Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic), and the Vocontian Basin (France)*. In: BUFFLER, R. T. & SCHLAGER, W. (1984): Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, **77**, S. 339-372. 42 Fig., US Govt. Printing Office, Washington D. C.
- CRUX, J. A. (1989): *Biostratigraphy and palaeogeographical applications of Lower Cretaceous nannofossils from north western Europe*. In: CRUX, J. A. & HECK, S. E. v. (1989): Nannofossils and their Applications, S. 143-211, Ellis Horwood, Chichester.
- CRUX, J. A. & VAN HECK, S. E. (1989): *Nannofossils and their Application*. Ellis Horwood, Chichester.
- DE BOER, P. L. (1986): *Changes in the organic carbon burial during Early Cretaceous*. In: SUMMERHAYES, C. P. & SHAKLETON, N. J. (1986): North Atlantic Paleooceanography, Special Publication, **21**, S. 321-331, Geological Society (London), London.
- DE GRACIANSKY, P. C., BROUSSE, E., DEROO, G., HERBIN, J. P., MONTADERT, L., MÜLLER, C., SIGAL, J. & SCHAAF, A. (1987): *Organic rich sediments and palaeoenvironmental reconstructions of the Cretaceous North Atlantic*. In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (1987): Marine Petroleum Source Rocks, Geological Society Special Publication, **26**, S. 317-344. 13 Fig., 3 Tab., Blackwell Scientific Publications, Oxford u. a.
- DE GRACIANSKY, P. C., DEROO, G., HERBIN, J. P., MONTADERT, L., MÜLLER, C., SCHAAF, A. & SIGAL, J. (1984): *Ocean-wide stagnation episode in the Late-Cretaceous*. Nature, **308**, S. 346-349
- DEMAISON, G. J. & MOORE, G. T. (1980): *Anoxic environments and oil source bed genesis*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bulletin, **64**, S. 1179-1209
- ERBA, E. (1986): *I nannofossili calcarei nell'Aptiano-Albiano (Cretacico inferiore): Biostratigrafia, paleoceanografia e diagenesi degli Scisti a Fucoidi del pozzo Piobbico (Marche)*. Dissertation, Universität Mailand, Mailand.
- ERBA, E. (1987): *Mid-Cretaceous cyclic pelagic facies from the Umbrian-Marchean Basin: What calcareous nannofossils suggest?* INA Newsl., **9**, S. 52-53

- ERBA, E. (1988): *Aptian-Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (central Italy)*. Riv. Ital. Paleont. e Strat., **94**, S. 249-284
- ERBA, E. (1992): *Calcareous nannofossil distribution in pelagic rhythmic sediments (Aptian-Albian Piobbico core, Central Italy)*. Riv. Ital. Paleont. e Strat., **93**, S. 455-484
- ERBA, E. (1993): *Speciation of Mesozoic calcareous nannofossils forewarn anoxic events*. INA Newsl. 5th INA Conference, Salamanca, **15** (2), S. 60-61
- ERBA, E. (1994): *Nannofossils and superplumes: The early Aptian „nannoconid crisis“*. Palaeoceanogr., **9** (3), S. 483-501, 12 Fig.
- ERBA, E., AGUADO, R., AVRAM, E., BERGEN, J., BRALOWER, T., CECCA, F., CHANNELL, J. E. T., COCCIONI, R., COMPANY, M., DELANOY, G., ERBACHER, J., HERBERT, T., HOEDEMAEKER, P., KAKABADZE, M., LEEREVELD, H., LINI, A., MUTTERLOSE, J., OGG, J., PREMOLI SILVA, I., RAWSON, P. & WEISSERT, H. (1996): *The Aptian Stage*. Subcommission on Cretaceous Stratigraphy. Report submitted to the Subcommission on Cretaceous Stratigraphy. Brüssel.
- ERBA, E., CASTRADORI, D., GUASTI, G. & RIPEPE, M. (1992): *Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: The example of the Albian Gault Clay Formation (southern England)*. PALAEOGEOGR. PALAEOCLIMATOL. PALAEOECOL., **93**, S. 47-69
- ERBA, E., COCCIONI, R. & PREMOLI SILVA, I. (1989a): *The „Scisti a Fucoidi“ in the Umbria-Marche area: The Apecchiese road sections*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **39**, S. 146-164
- ERBA, E., GUASTI, G. & CASTRADORI, D. (1989b): *Calcareous nannofossils record fertility and temperature cycles: evidence from the Albian Gault Clay Formation*. INA Newsl. 3rd INA Conference, Florence, **11** (2), S. 57-58
- ERBA, E. & LARSON, R. L. (1991): *Nannofossils and superplumes*. Transactions of the American Geophysical Union, **72**, S. 301
- ERBA, E. & MUTTERLOSE, J. (1992): *The floral and faunal turnover in the early Aptian (early Cretaceous)*. 5th International Conference on global bioevents, Göttingen. Abstracts, S. 31-32.
- ERBA, E. & PREMOLI SILVA, I. (1993): *Orbitally driven cycles in trace fossil distribution from the Piobbico core (Late Albian, central Italy)*. In: DE BOER, P. (1993): *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Special Publication, International Association of Sedimentologists.
- FARRELL, J. W., RAFFI, I., FLORES, J. A. & EMEIS, K. C. (1993): *Links between nannofossil preservation and carbonate sedimentation in Neogene sediments from the Eastern Equatorial Pacific (ODP Leg 138)*. INA Newsl. 5th INA Conference, Salamanca, **15** (2), S. 62
- FISCHER, A. G., HERBERT, T. D., NAPOLEONE, G., PREMOLI SILVA, I. & RIPEPE, M. (1991): *Albian pelagic rhythms (Piobbico core)*. J. Sediment. Petrol., **61**, S. 1164-1172
- FRAKES, L. A., FRANCIS, J. E. & SYKTUS, J. I. (1992): *Climate modes of the Phanerozoic*, 274 S. Cambridge University Press, Cambridge.
- GARD, G. (1989): *Variations in coccolith assemblages during the last glacial cycle in the high and mid latitude Atlantic and Indian oceans*. In: CRUX, J. A. & HECK, S. E. v. (1989): *Nannofossils and their Applications*, S. 108-121. 6 Fig., 1 Tab., Ellis Horwood, Chichester.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): *A Mesozoic time scale*. J. Geophys. Res. B, **99** (12), S. 24051-24074, 10 Fig., 4 Tab.
- GREINDA, F. (1994): *Verteilung des kalkigen Nannoplanktons in sedimentären Rhythmen der Unterkreide NW-Deutschlands*. unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruhr-Universität, Bochum.
- GUO, Y. J. (1991): *The Kuroshio. Part 2. Primary productivity and phytoplankton oceanography and marine biology*. Mar. Biol. Annual Review, **29**, S. 155-189
- HALLAM, A. (1987): *Mesozoic marine organic-rich shales*. In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (1987): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, **26**, S. 251-261. 3 Fig., 2 Tab., Blackwell Scientific Publications, Oxford u. a.
- HANCOCK, J. M. (1991): *Ammonite scales for the Cretaceous System*. Cret. Res., **12**, S. 259-291, 12 Tab.
- HAG, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. & BAUM, G. R. (1988): *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S. & KENDALL, G. S. C. (1988): *Sea-level changes: an integrated approach*, Special Publication, **42**, S. 71-108, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. & SMITH, D. G. (1990): *A Geologic Time scale 1989*, 265 S. Cambridge University Press, New York.

- HAY, W. W. (1965): *Calcareous Nannofossils*. In: KUMMEL, B. & RAUP, D. (1965): Handbook of Paleontological Techniques, S. 3-7, W. H. Freeman, San Francisco.
- HAY, W. W. (1972): *Probalistic stratigraphy*. *Eclogae geol. Helv.*, **65** (2), S. 255-266
- HAY, W. W. (1995): *Cretaceous Paleocyanography*. *Geologica Carpathica*, **46** (5), S. 257-266, 12 Fig.
- HAY, W. W., EICHER, D. L. & DINER, R. (1993): *Physical oceanography and water masses in the Cretaceous Western Interior Seaway*. In: CALDWELL, W. G. E. & KAUFFMAN, E. G. (1993): Evolution of the Western Interior Basin, Special Paper, **39**, S. 297-318, Geological Society of Canada.
- HENRIKSSON, A. & MALMGREN, B. (1993): *Ranking of differential dissolution of terminal Cretaceous calcareous nannofossils*. INA Newsl. 5th INA Conf., Salamanca, **15** (2), S. 67
- HERBERT, T. D. (1992): *Paleomagnetic calibration of Milankovitch cyclicity in Lower Cretaceous sediments*. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **112**, S. 15-28
- HERBERT, T. D. & FISCHER, A. G. (1986): *Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy*. *Nature*, **321**, S. 739-743
- HONJO, S. (1976): *Coccoliths: production, transportation and sedimentation*. *Marine Micropaleont.*, **1**, S. 65-79, 2 Fig., 2 Taf.
- IRVING, E., NORTH, F. K. & COULLIARD, R. (1974): *Oil, climate and tectonics*. *Canad. J. Earth Sci.*, **11**, S. 1-17
- JACCARD, P. (1901): *Distribution de la flore alpine dans le Bassin des Dranses et dans quelques regions voisines*. *Societe Vaud. Science naturelle Bulletin*, **37**, S. 241-272
- JAKUBOWSKI, M. (1987): *A proposed Lower Cretaceous calcareous nannofossil zonation scheme for the Moray Firth area of the North Sea*. *Abh. geol. Bundesanst. (Wien) A*, **39**, S. 99-119, 5 Fig., 3 Taf.
- JENDRZEJEWSKI, L. (1995): *Organische Geochemie der höheren Unterkreide Nordwestdeutschlands: Ablagerungsmilieu und Zyklus*. Dissertation, Ruhr-Universität, Bochum.
- JENKYN, H. C. (1980): *Cretaceous anoxic events: From continents to oceans*. *Geological Society of London Journal*, **137**, S. 171-188
- KEMP, A. E. S. (1991): *Mid silurian pelagic and hemipelagic sedimentation and palaeoceanography*. In: BASSETT, M. G. (1991): The Murchison Symposium. Special Papers in Palaeontology, **44**, S. 261-299.
- KEMPER, E. (1978): *Die Transgression der jüngeren Unter-Kreide am Westrand des Niedersächsischen Beckens*. *Geol. Jb. A*, **45**, S. 145-161, 5 Fig., 1 Tab.
- KEMPER, E. (1982): *Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands*. *Geol. Jb. A*, **65**, S. 703
- KEMPER, E. (1987): *Das Klima der Kreide-Zeit*. *Geol. Jb. A*, **96**, S. 5-185, 38 Fig., 20 Taf.
- KEMPER, E. & ZIMMERLE, W. (1978): *Die anoxischen Sedimente der präoberaptischen Unterkreide NW-Deutschlands und ihr paläogeographischer Rahmen*. *Geol. Jb. A*, **45**, S. 3-41, 2 Fig., 1 Tab., 3 Taf.
- KENT, D. V. & GRADSTEIN, F. M. (1985): *A Cretaceous and Jurassic geochronology*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, S. 1419-1427
- KEUPP, H. & MUTTERLOSE, J. (1994): *Calcareous phytoplankton from the Barremian/Aptian boundary interval from NW Germany*. *Cret. Res.*, **15**, S. 739-763, 10 Fig.
- KNAPPERTSBUSCH, M. (1989): *Modern coccolithophorids from the Mediterranean Sea: A comparison between plankton-assemblages during summer 1986 and winter 1988 and its relationships to the coccolith-compositions sediment-surface*. INA Newsl. 3rd INA Conference, Florence, **11** (2), S. 73
- LARSON, R. L. (1991a): *Geological consequences of superplumes*. *Geology*, **19**, S. 963-966
- LARSON, R. L. (1991b): *Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume*. *Geology*, **19**, S. 547-550
- LARSON, R. L., FISCHER, A. G., ERBA, E. & PREMOLI SILVA, I. (1993): *APTICORE-ALBICORE: A Workshop Report on Global Events and Rhythms of the mid-Cretaceous*. APTICORE-ALBICORE Workshop, Perugia, Italy, S. 56.
- LARSON, R. L. & OLSON, P. (1991): *Mantle plumes control magnetic reversal frequency*. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **107**, S. 437-447
- LITKE, R. (1993): *Deposition, diagenesis and weathering of organic matter-rich sediments*. BHATTACHARJI, S., FRIEDMAN, G. S., NEUGEBAUER, H. J. & SEILACHER, A. (ed.). Lecture notes in Earth sciences, **47**, 216 S., 81 Fig., 32 Tab. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- LITKE, R. & RULLKÖTTER, J. (1995): *Geochemie der borealen Kreide Nordwestdeutschlands*. In: TRÖGER, K. A. & BRUMSACK, H. J. (ed.). 6. Schwerpunktkolloquium Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation, Marburg, S. 14.

- LOKAY, P. (1994): *Untersuchungen am Fischschiefer der Bohrung KB 40*. unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruhr-Universität, Bochum.
- LOTT, G. K., BALL, K. C. & WILKINSON, I. P. (1985): *Mid-Cretaceous stratigraphy of a cored borehole in the western part of the Central North Sea Basin*. Proc. Yorkshire Geol. Soc., **45** (4), S. 235-248, 7 Fig.
- LOTT, G. K., FLETCHER, B. N. & WILKINSON, I. P. (1986): *The stratigraphy of the Lower Cretaceous Speeton Clay Formation in a cored borehole off the coast of north-east England*. Proc. Yorkshire Geol. Soc., **46** (1), S. 39-56, 8 Fig.
- MACARTHUR, R. H. & MACARTHUR, J. W. (1961): *On bird species diversity*. Ecology, **42**, S. 594-598
- MATSUMOTO, T. (1982): *Inter-regional correlation of transgressions in the Cretaceous period*. Cret. Res., **1**, S. 359-373
- MCINTYRE, A., BÉ, A. W. H. & ROCHE, M. B. (1970): *Modern Pacific Coccolithophoridae: a paleontological thermometer*. N. Y. Acad. Sci. Transactions, **2** (32), S. 720-731, 9 Fig.
- MCINTYRE, A. & MCINTYRE, R. (1971): *Coccolith concentration and differential solution in oceanic sediments*. In: FUNNELL, B. M. & RIEDEL, W. R. (1971): *The Micropaleontology of Oceans*, S. 253-261, Cambridge University Press, London.
- MICHAEL, E. (1974): *Zur Palökologie und Faunenführung im westlichen Bereich des norddeutschen Unterkreide-Meeres*. Geol. Jb. A, **19**, S. 68, 9 Fig., 1 Tab., 3 Taf.
- MICHAEL, E. (1979): *Mediterrane Fauneneinflüsse in den borealen Unterkreide-Becken Europas, besonders Nordwestdeutschlands*. In: WIEDMANN, J. (1979): *Aspekte der Kreide Europas*, ser. A, **6**, S. 305-321. 4 Fig., 1 Tab., International Union of Geological Sciences.
- MJAALAND, G. (1956): *Some laboratory experiments on the Coccolithophorid, Coccolithus huxleyi*. Oikos, **7**, S. 251-255
- MÜLLER, P. J. & SUSS, E. (1979): *Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. 1. Organic carbon preservation*. Deep-Sea Res. A, **26**, S. 1347-1362
- MUTTERLOSE, J. (1984): *Die Unter-Kreideaufschlüsse im Raum Hannover-Braunschweig (Valangin bis Alb)*. Mitteilungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, **24**, S. 1-64
- MUTTERLOSE, J. (1989a): *Faunal and floral distribution in Late Hauterivian rhythmic bedded sequences and their implications*. In: WIEDMANN, J. (ed.). 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen. Cretaceous of the Western Tethys, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- MUTTERLOSE, J. (1989b): *Temperature-controlled migration of calcareous nannofloras in the north-west-European Aptian*. In: CRUX, J. A. & HECK, S. E. v. (1989b): *Nannofossils and their Applications*, S. 122-142, Ellis & Horwood, Chichester.
- MUTTERLOSE, J. (1990): *A belemnite scale for the Lower Cretaceous*. Cret. Res., **11**, S. 1-15, 8 Fig.
- MUTTERLOSE, J. (1991): *Das Verteilungs- und Migrationsmuster des kalkigen Nannoplanktons in der borealen Unterkreide (Valangin-Apt)*. Palaeontographica B, **221**, S. 27-152
- MUTTERLOSE, J. (1992a): *Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils*. Cret. Res., **13**, S. 167-189, 9 Fig.
- MUTTERLOSE, J. (1992b): *Migration and evolution patterns of floras and faunas in marine Early Cretaceous sediments of NW Europe*. PALAEOGEOGR. PALAEOCLIMATOL. PALAEOECOL., **94**, S. 261-282, 8 Fig.
- MUTTERLOSE, J. & ERBA, E. (1993): *The calcareous nannofossil turnover at the Barremian/Aptian boundary and the onset of the mid Cretaceous greenhouse*. Conference of the European Union of Geosciences VII, Straßbourg. Terra Abstracts Suppl. 1, S. 702.
- MUTTERLOSE, J. & HARDING, I. (1987a): *The Barremian Blätterton: an anoxic warm water sediment of the Lower Saxony Basin*. Geol. Jb. A, **96**, S. 187-200
- MUTTERLOSE, J. & HARDING, I. (1987b): *Phytoplankton from the anoxic sediments of the Barremian (Lower Cretaceous) of North-West-Germany*. Abh. geol. Bundesanst. (Wien) A, **39**, S. 117-215
- MUTTERLOSE, J., LUPPOLD, F. W. & GREINDA, F. (1994): *Floren- und Faunenverteilung in rhythmisch gebankten Serien des Hauterive (Unterkreide) NW-Deutschlands*. Ber. naturhist. Ges. Hannover, **136**, S. 27-65, 13 Fig., 5 Taf.
- MUTTERLOSE, J. & WIEDENROTH, K. (1995): *Die Bio- und Lithofazies der Unterkreide (Hauterive bis Apt) in NW-Deutschland*. Berl. Geowiss. Abh. E, **16** (Gundolf-Ernst-Festschrift), S. 227-253, 12 Fig., 3 Taf.

- NEBE, D. (1994): *C_{org}-Akkumulation, Isotopie und Paläoenviroment von Blättertonen und dunklen Tonsteinen des Barrême/Apt (Grube Gott, Sarstedt)*. unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruhr-Universität, Bochum.
- OBRADOVICH, J. D. (1993): A Cretaceous time scale. In: CALDWELL, W. G. E. & KAUFFMAN, E. G. (1993): Evolution of the Western Interior Basin, Special Paper, **39**, S. 379-396. 3 Fig., 2 Tab., Geological Society of Canada.
- OKADA, H. (1989): *Morphometric and floral variations of calcareous nannoplanktons in relation to their living environment*. International Nannoplankton Association 3rd INA Conference, Florence, **11** (2), S. 87-88
- OKADA, H. & HONJO, S. (1973): *The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific*. Deep-Sea Res., **20**, S. 355-374, 13 Fig., 2 Tab., 2 Taf.
- OKADA, H. & HONJO, S. (1975): *Distribution of coccolithophores in marginal seas along the Western Pacific Ocean and the Red Sea*. Mar. Biol., **31**, S. 271-285
- PAASCHE, E. (1968): *Biology and physiology of coccolithophorids*. Ann. Rev. Microbiol., **22**, S. 71-86
- PARRISH, J. T. & CURTIS, R. L. (1982): *Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras*. PALAEOGEOGR. PALAEOCLIMATOL. PALAEOECOL., **40**, S. 31-66
- PEDERSON, G. K. & CALVERT, S. E. (1990): *Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?* Amer. Assoc. Petr. Geol. Bulletin, **74**, S. 454-466
- PINTNER, I. J. & PROVASOLI, L. (1963): *Nutritional characteristics of some chrysoomonads*. In: OPPENHEIMER, C. H. (ed.). Symposium on marine microbiology, Springfield, Illinois, S. 114-121, Thomas.
- PRATT, L. M. & KING, J. D. (1986): *Variable marine productivity and high eolian input recorded by rhythmic black shales in mid-Cretaceous pelagic deposits from central Italy*. Palaeoceanogr., **1**, S. 507-522
- PREMOLI SILVA, I., CHANNELL, J. E. T., COCCIONI, R. & ERBA, E. (1989a): *Integrated Cretaceous biostratigraphy and magnetostratigraphy from Italian pelagic sequences*. INA Newsl. 3rd INA Conference, Florence, **11** (2), S. 92
- PREMOLI SILVA, I., ERBA, E. & TORNAGHI, M. E. (1989b): *Paleoenviromental signals and changes in surface fertility in mid-Cretaceous Corg-rich pelagic facies of the Fucoid Marls (Central Italy)*. Geobios Memoire Speciale, **11**, S. 225-236
- PREMOLI SILVA, I., TORNAGHI, M. E. & RIPEPE, M. (1989c): *Planktonic foraminiferal distribution records productivity cycles: Evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (Central Italy)*. Terra Nova, **1**, S. 443-448
- RACHOLD, V. (1994): *Geochemie der Unterkreide Nordwestdeutschlands: Zyklen und „Events“*. Dissertation, Georg-August-Universität, Göttingen.
- RAWSON, P. F., CURRY, D., DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., NEALE, J. W., WOOD, C. J. & WORSSAM, B. C. (1978): *A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles*. Geol. Soc. London Spec. Rep., **9**, S. 70
- RAWSON, P. F. & RILEY, L. A. (1982): *Latest Jurassic-Early Cretaceous events and the „late Cimmerian unconformity“ in North Sea area*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bulletin, **66**, S. 2628-2648
- REINHARDT, P. (1972): *Coccolithen. Kalkiges Nannoplankton seit Jahrmillionen*. Neue Brehm Bücherei, **453**, 1-99 S. A. Ziemsen, Wittenberg.
- ROTH, P. H. (1973): *Calcareous nannofossils - Leg 17*. In: WINTERER, E. L. & EWING, J. I. (1973): Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, **17**, S. 695-795, U. S. Government Printing Office, Washington.
- ROTH, P. H. (1978a): *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanogeography of the northwestern Atlantic Ocean*. In: BENSON, W. E. & SHERIDAN, R. E. (1978a): Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, **44**, S. 731-759, U. S. Government Printing Office, Washington.
- ROTH, P. H. (1978b): *Jurassic and Lower Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean*. In: BENSON, W. E. & SHERIDAN, R. E. (1978b): Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, **44**, S. 731-759, U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- ROTH, P. H. (1983): *Jurassic and Lower Cretaceous calcareous nannofossils in the western North Atlantic (Site 534): biostratigraphy, preservation, and some observations on biogeography and paleoceanography*. In: SHERIDAN, R. E. & GRADSTEIN, F. M. (1983): Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, **76**, S. 587-621, US Government Printing Office, Washington D. C.
- ROTH, P. H. (1986): *Mesozoic palaeoceanography of the North Atlantic and Tethys Oceans*. In: SUMMERHAYES, C. P. & SHACKLETON, N. J. (1986): North Atlantic Palaeoceanography, Special Publication, **21**, S. 299-320. 17 Fig., Geological Society.

- ROTH, P. H. (1989): *Ocean circulation and calcareous nannofossil evolution during the Jurassic and Cretaceous*. PALAEOGEOGR. PALAEOCLIMATOL. PALAEOECOL., **74**, S. 111-126
- ROTH, P. H. & BERGER, W. H. (1975): *Distribution and dissolution of Coccoliths in the south and central Pacific*. In: SLITER, W. V., BE, A. W. H. & BERGER, W. H. (1975): *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*, Special Publication, **13**, S. 87-113. 24 Fig., 4 Tab., 3 Taf., Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
- ROTH, P. H. & BOWDLER, J. L. (1981): *Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Publication, **32**, S. 517-546, 22 Fig., 5 Tab.
- ROTH, P. H. & KRUMBACH, K. R. (1986): *Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian oceans: implications for paleoceanography*. Marine Micropaleont., **10**, S. 235-266
- ROTH, P. H. & THIERSTEIN, H. R. (1972): *Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project*. In: HAYES, D. E. (1972): *Deep Sea Drilling Project, Initial Reports*, **14**, S. 421-485. 2 Fig., 16 Taf., U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
- RUFFELL, A. H. (1991): *Sea-level events during the Early Cretaceous in Western Europe*. Cret. Res., **12**, S. 527-551, 10 Fig.
- RUFFELL, A. H. & BATTEN, D. J. (1990): *The Barremian-Aptian arid phase in western Europe*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **80**, S. 197-212, 10 Fig.
- RUFFELL, A. H. & WACH, G. D. (1991): *Sequence stratigraphic analysis of the Aptian-Albian Lower Greensand Group in southern England*. Marine and Petroleum Geol., **8**, S. 341-353
- RUFFELL, A. H. & WIGNALL, P. B. (1990): *Depositional trends in the late Jurassic-early Cretaceous in the northern margins of the Wessex Basin*. Proceedings Geological Association, **101**, S. 279-288
- SADLER, P. M. (1981): *Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections*. J. Geol., **89**, S. 569-584
- SAVIN, S. M. (1977): *The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years*. Annual Review of Earth and Planetary Science Letters, **5**, S. 319-355
- SCHLANGER, S. O. & JENKINS, H. C. (1976): *Cretaceous Anoxic Events: Causes and Consequences*. Geol. Mijnb., **55** (55), S. 179-184
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1982): *Geologische Karte von Helgoland mit Erläuterungen*. Geol. Jb. A, **62**, S. 3-17, 4 Fig., 3 Taf.
- SCHNEIDER, F. K. (1964): *Erscheinungsbild und Entstehung der rhythmischen Bankung der altkretazischen Tongesteine Nordwestfalens und der Braunschweiger Bucht*. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**, S. 353-382, 13 Fig., 4 Tab., 2 Taf.
- SCHNEIDERMANN, N. (1973): *Deposition of Coccoliths in the Compensation Zone of the Atlantik Ocean*. In: SMITH, L. A. & HARDENBOL, J. (1973): *Proceedings of Symposium on Calcareous Nannofossils*, Gulf Coast Section, S. 140-151, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Houston.
- SCHOTT, W., JARITZ, W., KOCKEL, F., SAMES, C. W., STACKELBERG, U. V., STETS, J., STOPPEL, D., BALDSCHUN, R. & KRAMPE, K. D. (1969): *Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland (Erläuterungen)*. 315 S., 18 Fig., Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover.
- SEMINA, G. I. & MIKAELIAN, A. S. (1994): *Phytoplankton of various size groups from the North Pacific Ocean during summer*. Oceanology engl. translation, **33** (5), S. 618-624
- SHI, G. R. (1993): *Multivariate data analysis in palaeoecology and palaeobiogeography—a review*. PALAEOGEOGR. PALAEOCLIMATOL. PALAEOECOL., **105**, S. 199-234, 7 Fig.
- SIMPSON, M. I. (1985): *The Stratigraphie of the Atherfield Clay Formation (Lower Aptian, Lower Cretaceous) at the type and other localities in southern England*. Proc. Geologist's Assoc., **96**, S. 23-45
- SISSINGH, W. (1977): *Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton*. Geol. Mijnb., **56** (1), S. 37-65
- STEIN, R. (1986): *Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantik Ocean*. In: DEGENS, E. T. & MEYERS, P. (ed.). *Biogeochemistry of black shales; case studies*, Hamburg, **60**, S. 55-70, Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg.
- STEIN, R. (1991): *Geochemistry of organic matter in marine sediments*. BHATTACHARJI, S., FRIEDMAN, G. S., NEUGEBAUER, H. J. & SEILACHER, A. (ed.). *Lecture notes in Earth sciences*, **34**, 217 S., 135 Fig., 12 Tab. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

- STEVENS, G. R. (1971): *Relationship of isotopic temperatures and faunal realms to Jurassic and Cretaceous paleoceanography, particularly of the southwest Pacific*. J. Royal Soc. New Zealand, **1**, S. 145-158
- STOW, D. A. V. (1987): *South Atlantic organic-rich sediments: facies, processes and environments of deposition*. In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (1987): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, **26**, S. 287-299. 9 Fig., Blackwell Scientific Publications, Oxford u. a.
- SUMMERHAYES, C. P. (1987): *Organic-rich Cretaceous sediments from the North Atlantic*. In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (1987): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, **26**, S. 301-316. 15 Fig., 1 Tab., Blackwell Scientific Publications, Oxford u. a.
- TARDENT, P. (1993): *Meeresbiologie: eine Einführung*, 305 S. 2. Ed. Georg Thieme Verlag, Stuttgart u. New York.
- TAYLOR, R. J. (1982): *Lower Cretaceous (Ryazanian to Albian) calcareous nannofossils*. In: LORD, A. R. (1982): *A Stratigraphical Index of Calcareous Nannofossils*, S. 40-80. 4 Fig., 2 Tab., 8 Taf., Ellis & Horwood, Chichester.
- THIERSTEIN, H. (1971): *Tentative Lower Cretaceous Nannoplankton Zonation*. Eclogae geol. Helv., **64**, S. 459-488, 5 Fig., 8 Taf.
- THIERSTEIN, H. (1976): *Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments*. Marine Micropaleont., **1**, S. 325-362, 8 Fig., 5 Taf.
- THIERSTEIN, H. R. (1973): *Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy*. Abh. geol. Bundesanst. (Wien), **29**, S. 1-52, 25 Fig., 6 Taf.
- TISSOT, B. (1979): *Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes*. Nature, **277**, S. 463-465
- TISSOT, B. P., DEMAISON, G., DELTEK, J. R. & COMBAZ, A. (1980): *Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bulletin, **64**, S. 2051-2063
- TYSON, R. V. (1987): *The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks*. In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (1987): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, **26**, S. 47-67. 1 Fig., 2 Tab., Blackwell Scientific Publications, Oxford u. a.
- VINOGRADOV, M. E., MUSAEVA, E. I., NIKULAEVA, G. G. & HOROSHILOV, V. S. (1994): *Peculiarities of the North Atlantic mesoplankton vertical distribution determined by the productivity of waters*. Oceanology (engl. transl.), **33** (5)
- WATABE, N. & WILBUR, K. M. (1966): *Effects of temperature on growth, calcification and coccolith form in Coccolithus huxleyi (Coccolithineae)*. Limnol. Oceanogr., **11**, S. 567-575, 7 Fig., 1 Tab.
- WATKINS, D. K. (1986): *Calcareous nannofossil paleoceanography of the Cretaceous Greenhorn Sea*. Geol. Soc. Amer. Bulletin, **97**, S. 1239-1249
- WATKINS, D. K. (1989): *Nannoplankton productivity fluctuations and rhythmically-bedded pelagic carbonates of the Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous)*. PALAEOGEOGR. PALAEOCLIMATOL. PALAEOECOL., **74**, S. 75-86
- WIGNALL, P. B. (1994): *Black Shales*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, **30**, 127 S., 70 Fig., 1 Tab. Clarendon Press, Oxford.
- WILLIAMS, J. R. & BRALOWER, T. J. (1995): *Nannofossil assemblages, fine fraction stable isotopes, and the paleoceanography of the Valanginian-Barremian (Early Cretaceous) North Sea Basin*. Palaeoceanogr., **10** (4), S. 815-839, 18 Fig.
- ZIEGLER, P. A. (1975): *North Sea Basin history in the tectonic framework of North-Western Europe*. In: WOODLAND, A. W. (1975): *Petroleum and the continental shelf of NW Europe*, Geology, **1**, S. 131-149, Applied Science Publishers, Barking.
- ZIEGLER, P. A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 239 S., 100 Fig., 56 Taf. 2. Ed., Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Den Haag.

TAXONOMISCHER INDEX

Taxonomischer Index der im Text und in den Tabellen aufgeführten Gattungen und Arten des kalkigen Nannoplanktons (alphabetisch nach Gattungen geordnet).

Assipetra ROTH 1973

A.infracretacea (THIERSTEIN 1973) ROTH 1973

Axopodorhabdus WIND & WISE in WISE & WIND 1977

A.dietzmannii (REINHARDT 1965) WIND & WISE 1983

Biscutum BLACK in BLACK & BARNES 1959

B.constans (GÓRKA 1957) BLACK in BLACK & BARNES 1959

B.gaultensis = *Seribiscutum gaultensis* MUTTERLOSE 1992

B.salebrosum (BLACK 1971) PERCH-NIELSEN 1984

Braarudosphaera DEFLANDRE 1947

B.africana STRADNER 1961

B.hockwoldensis BLACK 1973

B.regularis BLACK 1973

Calcicalathina THIERSTEIN 1971

C.oblongata (WORSLEY 1971) THIERSTEIN 1971

Chiastozygus GARTNER 1968

C.litterarius (GÓRKA 1957) MANIVIT 1971

Coccolithus SCHWARZ 1894

C.pelagicus (WALLICH 1877) SCHILLER 1930

Conusphaera TREJO 1969

C.mexicana TREJO 1969

C.rothii (THIERSTEIN 1971) JAKUBOWSKI 1986

Corollithion STRADNER 1961

C.achylosum (STOVER 1966) THIERSTEIN 1971

C.geometricum (GÓRKA 1957) MANIVIT 1971

Cretarhabdus BRAMLETTE & MARTINI 1964

C.angustiforatus (BLACK 1971a) BUKRY 1973

C.conicus BRAMLETTE & MARTINI 1964

C.crenulatus BRAMLETTE & MARTINI 1964

C.schizobrachiatus GARTNER 1968

C.striatus (STRADNER 1963) BLACK 1973

Crucibiscutum JAKUBOWSKI 1986

C.salebrosum (BLACK 1971) JAKUBOWSKI 1986

Cyclagelosphaera NOËL 1965

C.margerelii NOËL 1965

Diazomatolithus NOËL 1965

D.lehmanii NOËL 1965

Discorhabdus NOËL 1965

D.rotatorius (BUKRY 1969) THIERSTEIN 1973

Ellipsagelosphaera NOËL 1965

E.britannica (STRADNER 1963) PERCH-NIELSEN 1968 = *Watznaueria britannica*

Eprolithus STOVER 1966

E.floralis (STRADNER 1962) STOVER 1966

E.septentrionalis (STRADNER 1963) PERCH-NIELSEN 1984

E.varolii JAKUBOWSKI 1986

Esgia WORSLEY 1971

E.junior WORSLEY 1971

Flabellites THIERSTEIN 1973

F.oblonga (BUKRY 1969) CRUX in CRUX et al. 1982

Gephyrorhabdus HILL 1976

G.coronadventis (REINHARDT 1966) HILL 1976 = *Grantarhabdus coronadventis*

Glaukolithus REINHARDT 1964

G.diplogrammus (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1964 = *Zygodiscus diplogrammus*

Grantarhabdus BLACK 1971

G.meddii BLACK 1971

G.coronadventis (REINHARDT 1966) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN 1975

Hemipodorhabdus BLACK 1971

H.gorkae (REINHARDT 1969) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN 1975

Hexalithus Gardet 1955

H.hexalithus Noel 1956

Lithraphidites DEFLANDRE 1963

L.carniolensis carniolensis DEFLANDRE 1963

L.praequadratus ROTH 1978

L.pseudoquadratus CRUX 1981

Manivitella THIERSTEIN 1971

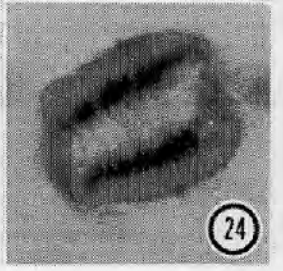
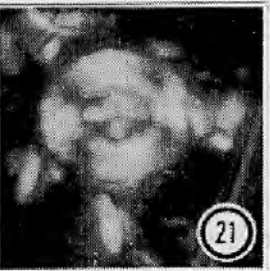
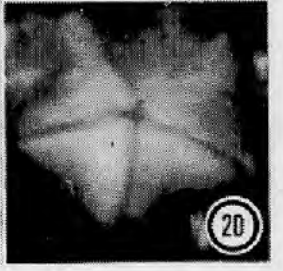
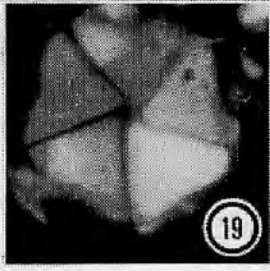
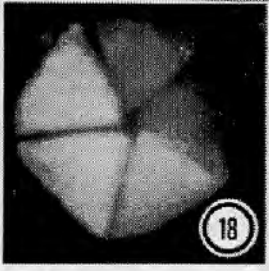
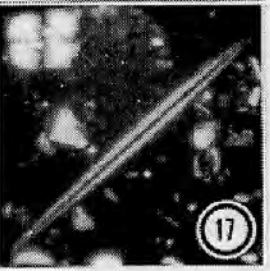
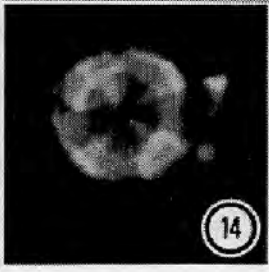
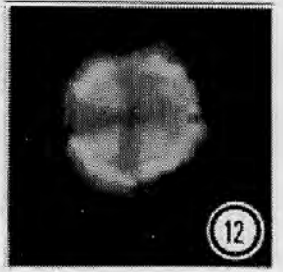
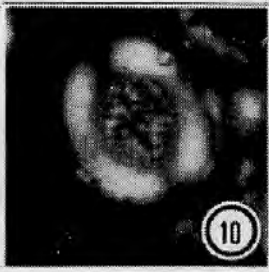
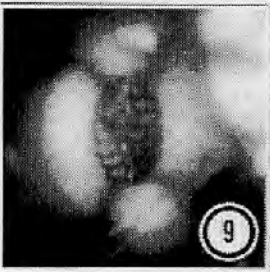
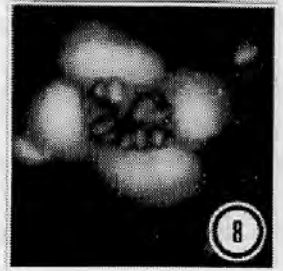
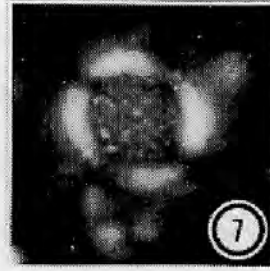
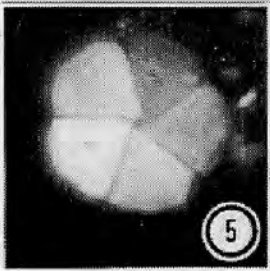
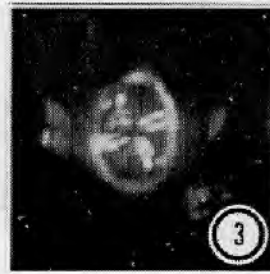
M.pemmatoidea (DEFLANDRE in MANIVIT 1965) THIERSTEIN 1971

- Micrantholithus* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954
M.hoschulzii (REINHARDT 1966a) THIERSTEIN 1971
M.obtusus STRADNER 1963
Microstaurus BLACK 1971
M.chiastius (WORSLEY 1971) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN 1975
Nannoconus KAMPTNER 1931
N.abundans STRADNER & GRÜN 1973
N.bucheri BRÖNNIMANN 1955
N.circularis DERES & ACHÉRITÉGUY 1980
N.elongatus BRÖNNIMANN 1955
N.steimannii KAMPTNER 1931
N.truitti truittii BRÖNNIMANN 1955
Octocyclus BLACK 1972
Octopodorhabdus NOËL 1965
O.plethotretus WIND & CEPEK 1979
Parhabdololithus DEFLANDRE 1952
P.angustus (STRADNER 1963) STRADNER et al. 1968 = *Rhagodiscus angustus*
P.asper STRADNER 1963 = *Rhagodiscus asper*
P.embergeri (NOËL 1965) STRADNER 1963 = *Zeugrhabdotus embergeri*
P.splendens DEFLANDRE 1953 = *Rhagodiscus splendens*
Perissocyclus BLACK 1971
P.noeliae BLACK 1971
Podorhabdus NOËL 1965
P.gorkae (REINHARDT 1969) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN 1975
Prediscosphaera VEKSHINA 1959
P.cretacea (ARKHANGELSKY 1912) GARTNER 1968
Reinhardtites PERCH-NIELSEN 1968
R.fenestratus (WORSLEY 1971) THIERSTEIN in THIERSTEIN & ROTH 1972
Rhagodiscus REINHARDT 1967
R.angustus (STRADNER 1963) REINHARDT 1971
R.asper (STRADNER 1963) REINHARDT 1967
R.pseudoangustus CRUX 1987
R.splendens (DEFLANDRE 1953) VERBEEK 1977b
Rotelapillus NOËL 1973
R.crenulatus (STOVER 1966) PERCH-NIELSEN 1984
R.Iaffitei (NOËL 1957) NOËL 1973
Rucinolithus STOVER 1966
R.irregularis THIERSTEIN in Roth & THIERSTEIN 1972
R.wisei THIERSTEIN 1971
Scapholithus DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954
S.fossilis DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954
Seribiscutum FILEWICZ et al. in WISE & WIND 1977
S.gaultensis MUTTERLOSE 1992
Sollasites BLACK 1967
S.horticus (STRADNER et al. in STRADNER & ADAMIKER 1966) CEPEK & HAY 1969
Stephanolithion DEFLANDRE 1939
S.bigotii DEFLANDRE 1939
Stradnerlithus BLACK 1971
S.comptus BLACK 1971
Tegumentum THIERSTEIN in ROTH & THIERSTEIN 1972
T.striatum (BLACK 1971) TAYLOR 1978
Tranolithus STOVER 1966
T.gabalus STOVER 1966
T.orionatus (REINHARDT 1966) PERCH-NIELSEN 1968
Vagalapilla BUKRY 1969
V.matalosa (STOVER 1966) THIERSTEIN 1973
Vekshinella LOEBLICH & TAPPAN 1963
V.quadriarculla (NOËL 1965) ROOD et al. 1971
V.stradneri ROOD et al. 1971
Watznaueria REINHARDT 1964
W.barnesae (BLACK in BLACK & BARNES 1959) PERCH-NIELSEN 1968
W.britannica (STRADNER 1963) REINHARDT 1964
W.ovata BUKRY 1969
Zeugrhabdotus REINHARDT 1965
Z.embergeri (NOËL 1959) PERCH-NIELSEN 1984
Zygodiscus BRAMLETTE & SULLIVAN 1961
Z.diplogrammus (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) BRAMLETTE & MARTINI 1964
Z.erectus (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1965
Z.theta (BLACK in BLACK & BARNES 1959) BLACK 1973

TAFEL 1

Die lichtmikroskopischen Aufnahmen sind, soweit nicht anders angegeben, mit 3000facher Vergrößerung reproduziert (Bildkante entspricht 12µm).

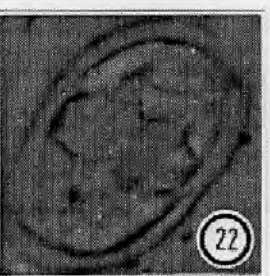
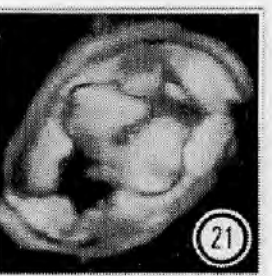
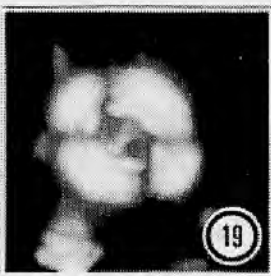
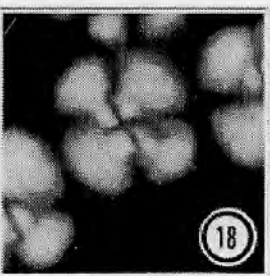
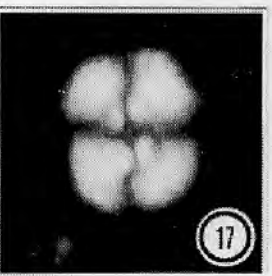
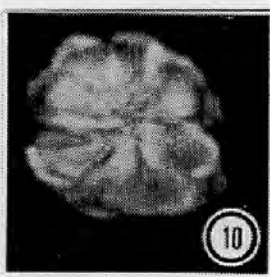
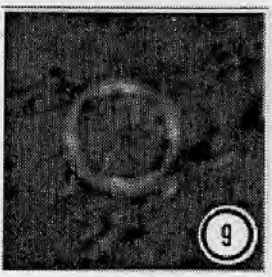
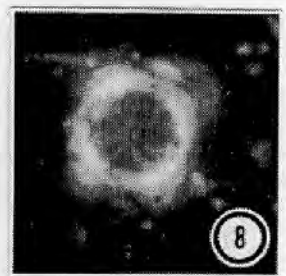
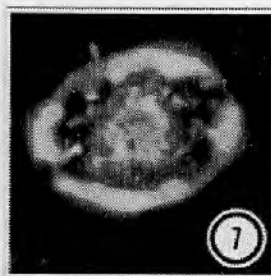
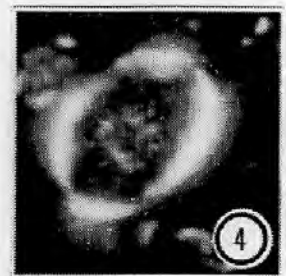
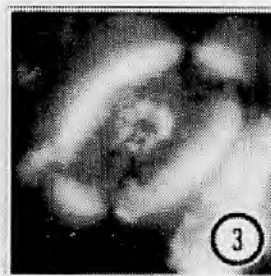
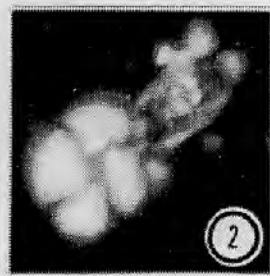
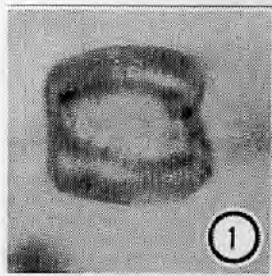
- | | | |
|----------|--------------------------------------|--|
| Fig. 1: | <i>Axopodorhabdus dietzmannii</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 2: | <i>Biscutum constans</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 81, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 3: | <i>Chiastozygus litterarius</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 81, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 4: | <i>Braarudosphaera regularis</i> | BGS 81/40, Probe 13, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 5: | <i>Braarudosphaera hockwoldensis</i> | BGS 81/40, Probe 11, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 6: | <i>Braarudosphaera</i> sp. | BGS 81/40, Probe 13, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 7: | <i>Cretarhabdus conicus</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 8: | <i>Cretarhabdus crenulatus</i> | BGS 81/40, Probe 13, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 9: | <i>Cretarhabdus crenulatus</i> | Helgoland, Probe 6, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 10: | <i>Cretarhabdus striatus</i> | Helgoland, Probe 9, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 11: | <i>Corollithion geometricum</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 81, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 12: | <i>Eprolithus apertior</i> | BGS 81/40, Probe 11, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 13: | <i>Eprolithus apertior</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 81, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 14: | <i>Eprolithus floralis</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 81, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 15: | <i>Flabellites oblonga</i> | BGS 81/40, Probe 11, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 16: | <i>Flabellites oblonga</i> | Helgoland, Probe 9, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 17: | <i>Lithraphidites carniolensis</i> | BGS 81/40, Probe 13, x-Nicols, Ober-Barrême, x1500. |
| Fig. 18: | <i>Micrantholithus hoschulzii</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 19: | <i>Micrantholithus hoschulzii</i> | Helgoland, Probe 1, Ober-Barrême. |
| Fig. 20: | <i>Micrantholithus obtusus</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 21: | <i>Microstaurus chiastius</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 22: | <i>Nannoconus abundans</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 23: | <i>Nannoconus truitti truittii</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 78, x-Nicols, Unter-Apt, x2000. |
| Fig. 24: | <i>Nannoconus truitti truittii</i> | dasselbe Exemplar wie Fig. 23, ohne x-Nicols. |



TAFEL 2

Die lichtmikroskopischen Aufnahmen sind, soweit nicht anders angegeben, mit 3000facher Vergrößerung reproduziert (Bildkante entspricht 12µm).

- | | |
|---|---|
| Fig. 1: <i>Nannoconus truitti truittii</i> | Helgoland, Probe 11, ohne x-Nicols, Unter-Apt, x2000. |
| Fig. 2: <i>Rhagodiscus angustus</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 81, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 3: <i>Rhagodiscus asper</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 4: <i>Rhagodiscus asper</i> | Helgoland, Probe 3, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 5: <i>Rhagodiscus pseudoangustus</i> | BGS 81/40, Probe 11, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 6: <i>Rhagodiscus splendens</i> | BGS 81/40, Probe 56, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 7: <i>Rhagodiscus splendens</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 78, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 8: <i>Rotelapillus Iaffittei</i> | BGS 81/40, Probe 52, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 9: <i>Rotelapillus Iaffittei</i> | dasselbe Exemplar wie Fig. 8, ohne x-Nicols. |
| Fig. 10: <i>Rucinolithus terebrodentarius</i> | Helgoland, Probe 6, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 11: <i>Rucinolithus terebrodentarius</i> | BGS 81/40, Probe 13, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 12: <i>Tegumentum striatum</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 75, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 13: <i>Vekshinella quadriarculla</i> | BGS 81/40, Probe 56, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 14: <i>Vekshinella stradneri</i> | BP 15/30-3, Probe 31, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 15: <i>Vekshinella stradneri</i> | BGS 81/40, Probe 13, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 16: <i>Vekshinella stradneri</i> | Rethmar, Probe 244/2, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 17: <i>Watznaueria barnesae</i> | Rethmar, Probe 230/1, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 18: <i>Watznaueria barnesae</i> | BGS 81/40, Probe 56, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 19: <i>Watznaueria britannica</i> | Helgoland, Probe 6, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 20: <i>Watznaueria ovata</i> | Hohenegg. KB 50, Probe 81, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 21: <i>Zeugrhabdotus embergeri</i> | BGS 81/40, Probe 56, x-Nicols, Ober-Barrême. |
| Fig. 22: <i>Zeugrhabdotus embergeri</i> | dasselbe Exemplar wie 21, ohne x-Nicols. |
| Fig. 23: <i>Zygodiscus erectus</i> | BGS 81/40, Probe 11, x-Nicols, Unter-Apt. |
| Fig. 24: <i>Zygodiscus erectus</i> | Helgoland, Probe 3, x-Nicols, Ober-Barrême. |



- 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 rauen 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 Westfälischer 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 VIREECK, L.: Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden. Ost-Eifel. - 337 S., 108 Abb., 38 Tab., Bochum, Oktober 1984
- Heft 18 LITTKKE, R.: Aufbau und Entstehung von Flözen der Dorstener, Horster und Essener Schichten des Ruhrkarbons am Beispiel der Bohrung Wulfener Heide I. - 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 KÜRSMANN, 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 Rhätsandsteine 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

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

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

34 SUNKEL, G.: Devonischer submariner Vulkanismus im Ostsaarland (Rheinisches Schiefergebirge): Vulkanaufbau, Magmenzusammensetzung und Alteration. - 250 S., 96 Abb., 7 Tab., 11 Taf., Bochum, Mai 1990

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

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

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

38 BRUCKSCHEN, P.: Zementstratigraphie im Trochitenkalk (oberer Muschelkalk) des Nordwestdeutschen Berglands. - 141 S., 60 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Bochum, Juni 1992

39 RICHTER, D.K., DRAGASTAN, O. & GIELISCH, H.: Microfacies, diagenesis, and biostratigraphy of the Jurassic/Pelagoceras lagoon limestone (Parnassus Zone, Peloponnese, Greece). - S. 1-70, 15 Abb., 5 Taf., Bochum, Dezember 1992

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

41 HENRICH, C.: Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südpenninische Gebiete. - 206 S., 69 Abb., Bochum, April 1993

42 KÜRSMANN, H.: Zur Hochdiagenese und Anchizone-Metamorphose in Permotrias-Sedimenten des Austroalpins südlich der Tauern. - 328 S., 50 Abb., 15 Tab., 5 Taf., Bochum, Dezember 1993

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

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

45 SCHREYER, W., RUMMEL, F. & STÖCKHERT, B.: High-pressure Metamorphism in Nature and Experiment. Abstract Volume: International Colloquium. - 279 S., Bochum, Oktober 1995

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

47 MUTTERLOSE, J., WIPPICH, M. G. E., GEISEN, M.: Cretaceous depositional Environments of NW-Germany. - 134 S., 96 Abb., Bochum, Mai 1997

48 WACHMANN, M.: Die strukturelle Entwicklung hochdruckmetamorpher Gesteine bei Agios Theodori SW Kreta. - 168 S., 50 Abb., Bochum, November 1997

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

Heft 49 STADTLER, A.: Der Bentheimer Sandstein (Valangin, NW-Deutschland) - Eine palökologische und sequenzstratigraphische Analyse. - 123 S., 49 Abb., Bochum, Juli 1998