

| | | | | |
|--------------------------|-----------|---------|--------|---------------------------|
| Geol. Paläont. Westf. | 39 | 57 – 72 | 9 Abb. | Münster September 1995 |
|--------------------------|-----------|---------|--------|---------------------------|

Stratigraphische Entwicklung oberoligozäner Flachmeersequenzen am Doberg bei Bünde

Oliver Kohnen*

Z u s a m m e n f a s s u n g: Das insgesamt 73 m mächtige Oberoligozän-Profil des Dobergs bei Bünde, das seit 1971 die Neostatotypuslokalität des Chattiums darstellt, wird untersucht. Die 53 Einheiten weisen eine in sich deutlich differenzierte Sedimentation auf. Anhand sedimentologischer Parameter sowie mathematischer Gemeinschaften benthischer Foraminiferen läßt sich ein küstennaher flachmariner Ablagerungsraum in subtropischem Klima rekonstruieren. Es können verschiedene Faziesbereiche, wie Strände, Watten, Ästuare und der Flachscheif unterschieden werden. Dabei bestanden nicht nur vertikale sondern auch laterale Faziesdifferenzierungen. Die bathymetrische Entwicklung erfolgte hierbei generalisiert in vier großen Zyklen.

S u m m a r y: Interpretations of sedimentological and faunal characteristics provide the data base for determining the stratigraphy and history of the 73 m thick Chattian sediments in the section at the Doberg near Bünde, the neostatotype for this period. For the 53 lithological units a complex model of sedimentation is given. Shallow marine environments in subtropical climate like beaches, wadden seas, estuaries and a shallow shelf with lateral and vertical differentiations may be reconstructed. Four major depositional sequences caused by eustatic sea-level changes can be recognized.

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|------------------------------------|-------|
| Zusammenfassung | 57 |
| Summary | 57 |
| 1 Einleitung | 58 |
| 1.1 Lage des Arbeitsgebietes | 58 |
| 1.2 Geologischer Überblick | 59 |
| 1.3 Untersuchungsmethoden | 59 |
| 2 Profilbeschreibung | 60 |
| 3 Stratigraphie..... | 61 |

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

| | |
|--|----|
| 4 Paläoökologie | 61 |
| 5 Faziesentwicklung | 64 |
| 6 Sequenzanalyse | 66 |
| 6.1 Chronostratigraphische Einordnung | 66 |
| 6.2 Akkumulation, Subsidenz und Tektonik | 67 |
| 6.3 Sequenzstratigraphisches Modell | 68 |
| Dank | 70 |
| Literatur | 71 |

1. Einleitung

1.1 Lage des Arbeitsgebietes

Das untersuchte Profil liegt am Doberg bei Bünde in Westfalen auf dem MTB 5870 Bustedt und erstreckt sich über mehrere Aufschlüsse innerhalb eines aufgelassenen Steinbruchs (Abb. 1).

Von November 1992 bis Juni 1993 wurden sämtliche oberligozänen Einzelprofile am Doberg bei Bünde aufgenommen. Dabei wurden alle 53 von HUBACH (1922) erstmals beschriebenen Einheiten bearbeitet. Auch eine horizontal mehrfache Probennahme war möglich, da einige Einheiten in verschiedenen Aufschlüssen gleichermaßen anstehen. Die lithostratigraphischen Einheiten 1 bis 6 sowie die Basis des Chattiums mußten in einem Schlitzgraben erschlossen werden.

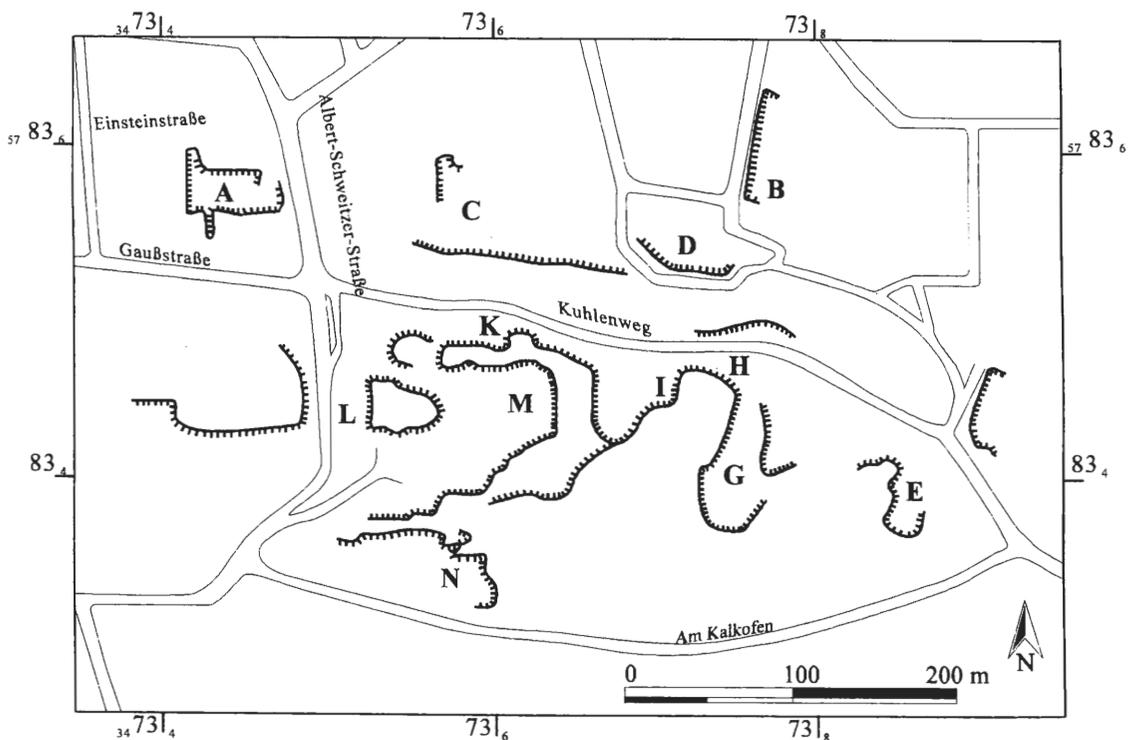


Abb. 1: Aufschlußsituation am Doberg.

1.2 Geologischer Überblick

Die Sedimente des Dobergs - einer räumlich von allen weiteren Oberligozän-Vorkommen des norddeutschen Raums getrennten Mulde - liegen auf den postvariszischen Sedimenten des Hettangium auf. Sie entstammen der chattischen Nordsee, die zu diesem Zeitpunkt ein teilabgeschlossenes Randmeer darstellte. Verbindungen bestanden einzig zur Arktischen See und über den Leinetal- und Oberrheingraben zum paratethyschen Molasse-Meer. Die östliche Ausdehnung dieses Beckens ist bis heute unklar, da dort nur Erosionsgrenzen erhalten sind (Abb. 2).

Die paläogeographische Position des Dobergs ist am Nordrand der Rheinischen Masse und damit am Südrand des Niedersächsischen Beckens anzusiedeln. Dieses senkte sich infolge der Anlage eines Pull-Apart-Beckens mit Zentrum bei Hamburg und nachfolgender thermischer Krustensubsidenz seit dem Perm. Die Entstehung dieser Struktur wird mit Krustenextension des Nordseeriffs in Verbindung gebracht (BETZ et al. 1987; BACHMANN & GROSSE 1989).

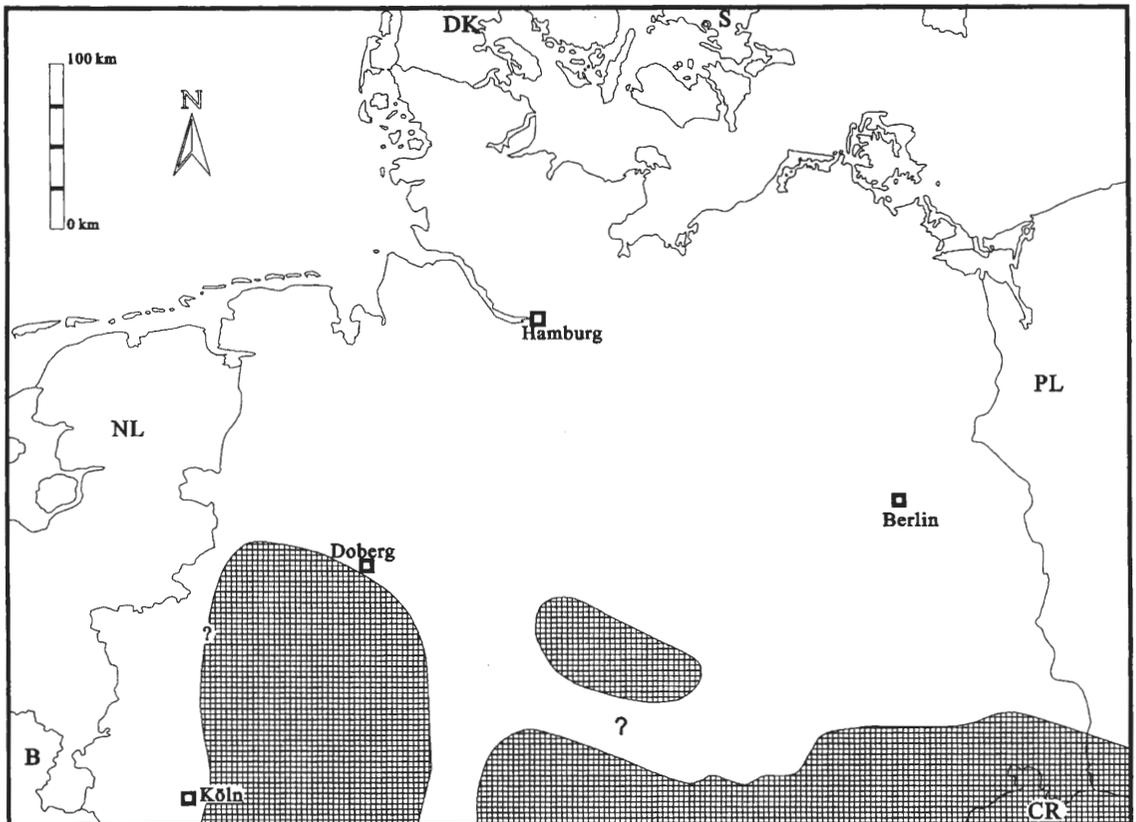


Abb. 2: Paläogeographie Norddeutschlands und angrenzender Gebiete im Oberligozän (schraffierte Flächen entsprechen terrestrischen Regionen).

Die Einmuldung des Dobergs ist auf die Auslaugung eines Salzstocks im Untergrund zurückzuführen, da es sich nicht um eine klare Muldenstruktur mit eindeutiger Muldenachse, sondern vielmehr um eine wannenartige Form handelt, wie sie für Subrosionssenken typisch ist (FINGERHUTH 1983).

1.3 Untersuchungsmethoden

Die Sedimente und die Fauna wurden auf zwei verschiedene Parameter hin analysiert, die physikalisch-hydrodynamischen Sedimentationsbedingungen und deren ökologisch-biofazielle Umstände.

Um ersteres zu ermitteln, wurden die Sande gesiebt und die Siebkurven mittels des ST-Verfahrens der Environment-Wahrscheinlichkeit (SMOLKA 1990) und manuell mit Referenzkurven von SINDOWSKI (1957) und VISHAR (1969) verglichen. Weiterhin wurden mit Hilfe eines Raster-Elektronen-Mikroskops Oberflä-

chenmarken von Quarzsandkomponenten auf die hydrodynamische und hydrochemische Genese dieser Strukturen untersucht. Hierzu wurden Vergleiche zu rezenten Oberflächenmarken nach KRINSLEY & DOORNKAMP (1973) gezogen.

Zur ökologisch-biofaziellen Auswertung wurden Mikro- und Makrofossilien, vor allem Foraminiferen, bezüglich ihrer faunistischen Dynamik rechnergestützt bearbeitet. Es wurden mittels einer Faktorenanalyse mathematische Faunengemeinschaften benthonischer Foraminiferen errechnet und bezüglich ihrer ökologischen Ansprüche mit denen rezenter Taxa und Gemeinschaften verglichen.

Weiterhin wurden die paläobathymetrischen Verhältnisse mittels des STEHLI-Diagramms (LOMMERZHEIM 1991) und des FISHER-Indexes ermittelt. Temperaturen wurden nach der Methode der Temperaturindizes von LOMMERZHEIM (1991) und einer neuen Methode der präferierten Temperaturspanne benthischer Foraminiferen bestimmt.

2. Profilbeschreibung

Bei den chattischen Gesteinen des Dobergs handelt es sich im wesentlichen um stark glaukonitische Sande. Sie führen in hohem Maße mechanisch degradierte Kalkkomponenten sowie in wechselnden Anteilen terrigene Extraklasten. Nur in einer lithologischen Einheit, dem Zwischenmittel zwischen den Einheiten 31 und 32, das nach HUBACH (1922) als Tonband bezeichnet wird, liegen nahezu reine Tone vor. Insgesamt aber überwog eine Sedimentation klastischer bis bioklastischer Partikel. Die Gesteine sind durch Matrixkalk meist recht hart. Die durchschnittlichen prozentualen Anteile der Gesteinskomponenten verteilen sich wie folgt: ca. 20 % Quarz, ca. 15 % bis 20 % Glaukonit, ca. 50 % Kalk inclusive Matrixkalk und ca. 5 % bis 10 % Ton, Tongerölle und Extraklasten. Aufgrund dieser Komponentenverteilung können die Gesteine als Kalkarenite und Kalkrudite bezeichnet werden.

Die Sedimente weisen eine Vielzahl von Schichtungsmerkmalen und Gesteinszusammensetzungen auf, was auf eine recht stark gegliederte Sedimentation schließen läßt (Abb. 3). Schon hier können bathymetrische Trends abgelesen werden. Die flachstmarinen Einheiten sind durch ihre starke Geröllführung gekennzeichnet und müssen somit als Strandkonglomerate angesprochen werden. Sie haben kaum interne Schichtung und bestehen zu einem hohen Prozentsatz aus scharfkantig zerbrochenen Bivalvenschalen, meist Reste von Pectiniden. Im Hangenden und Liegenden dieser Einheiten sind meist Flaserschichtungen zu beobachten. Solcherart charakterisierte Schichten sind die Einheiten 1, 21 und 33.

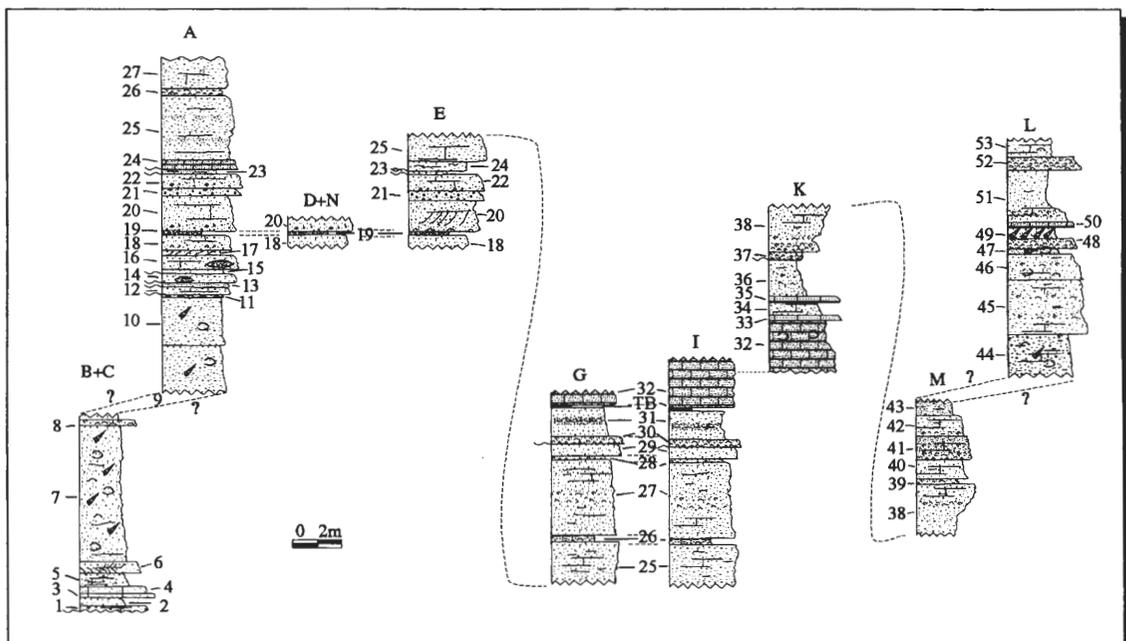


Abb. 3: Profiltypendarstellung der untersuchten Proben.

Ein großer Teil der Schichten zeigt Rippel-, Flaser- und Stromwechselschichtungen sowie Schrägschichtungsgefüge. Oftmals sind auch nahezu reine Schillagen zu finden. Diese sind in der Regel dem Typus der Strömungsschille (STRAUCH 1990) zuzuordnen. In einigen lateral auskeilenden Rinnenkörpern läßt sich anhand des Verlaufs der Schrägschichtungsblätter auch noch die Strömungsrichtung nachvollziehen. Auch die Ausrichtung der Bivalvenschalen innerhalb der Strömungsschille weist auf eine generell nach Norden bzw. Osten schwankende Strömungsrichtung hin. Die Flaser- und Rippelschichtungen entstammen genetisch dem tidal beeinflussten Flachmeer, wogegen der Ursprung der Schrägschichtungen vielmehr in infratidalen Rinnensystemen anzusiedeln ist. Dort finden sich auch vereinzelt Großrippelgefüge. Parallelschichtung, vielfach autochthone Makrofossilien sowie große Schichtmächtigkeiten deuten vor allem in den Einheiten 7 bis 10, 27 und 44 bis 49 auf eine Ablagerung in tieferen und ruhigeren Gewässern des Flachscheffs hin.

Im gesamten Profil treten mehrere Erosionshorizonte auf. Sie zeugen nicht nur von der Aktivität strömenden Wassers, sondern auch von immer wiederkehrenden meteorologischen Störungen. Vor allem in Schicht 15 ist ein typisch tempestitisches Gefüge in den hangenden 15 cm oberhalb der Erosionsbasis ausgebildet.

Somit ist insgesamt eine uferparallele sowie eine senkrecht zum Ufer verlaufende Zonierung der Sedimentpetrographie und Schichtungstypen nachweisbar.

3. Stratigraphie

Die stratigraphische Unterteilung der 53 lithostratigraphischen Einheiten folgt dem 1922 von HUBACH vorgeschlagenen Schema. Die Zuordnung einzelner Profilabschnitte des Profils zu überregional gültigen biostratigraphischen Einheiten erfolgt mit Hilfe benthonischer und vor allem planktischer Foraminiferen und eine chronostratigraphische Zuordnung mittels sequenzstratigraphischer Methoden (vgl. Kapitel 6).

Die Einheiten 1 bis 20 an der Basis des Profils entsprechen dem *Asterigerinen*-Horizont nach INDANS (1965) und damit dem unteren Eochatt. *Asterigerina gürichi* (FRANKE 1912) mit ihrem hohen stratigraphischen Leitwert ist am Doberg auf diese Schichten beschränkt. Der Wechsel zum oberen Eochatt vollzieht sich nach der Zonierung nach benthonischen Foraminiferen also mit Schicht 21. Nach einer Zuordnung des Doberger Profils zu der weltweit gültigen Zonierung des Känozoikums mittels planktischer Foraminiferen ist der Wechsel vom unteren zum oberen Eochatt erst mit dem Übergang von der *Globorotalia opima* BOLLI 1957- zur *Globigerina ciperoensis* BOLLI 1957-Zone in Schicht 22 verwirklicht. Diese Divergenz zwischen den Einteilungen nach planktischen und benthonischen Foraminiferen beträgt im Profil maximal 55 cm bei 73 m Gesamtmächtigkeit und kann mit unterschiedlichem Respons von Benthos und Plankton auf ökologische Veränderungen zurückgeführt werden. Da in diesen Einheiten am Doberg die flachstmarinen Sedimentationsräume erreicht sind, kann ein vorzeitiges Aussetzen von *Asterigerina gürichi* (FRANKE 1912) nicht ausgeschlossen werden, da diese Spezies bathymetrische Bedingungen des Flachscheffs präferiert.

Eine Abgrenzung des Eochatts gegen das Neochatt ist mit planktischen Foraminiferen nicht möglich. Hier zeigt die Ostracode *Cytheridea hoerstgenensis* BASSIOUNI 1962 das einsetzende Neochatt an. Am Doberg ist dieser Wechsel mit dem 'Tonband' an der Basis von Schicht 32 scharf zu beobachten.

Zum Hangenden des Profils in den Schichten 51 bis 53 treten die für das Doberger Chatt charakteristischen Mikrofaunen - hier vor allem Nonioniden - zurück, obwohl keine offensichtlichen faziellen Gründe hierfür erkennbar sind. Es ist zu vermuten, daß sich in den höchsten oberoligozänen Einheiten des Dobergs schon ein Wechsel zum Aquitan andeutet. Auch im Vergleich mit POORE & MATHEWS (1984) und HAQ et al. (1988) zeigt sich, daß die höchste chattische Nannoplankton-Zone erst spät im Oberoligozän einsetzt und weit in das untere Miozän reicht. Eine Wende zum Miozän scheint sich bei einigen Gruppen schon früher anzudeuten, zumal auch das Einsetzen der weltweiten Aquitanischen Transgression nach HAQ et al. (1988) in das höchste Chatt zu stellen ist. Es ist daher nicht auszuschließen, daß der Wechsel zwischen Chatt und Aquitan faunistisch gesehen stark durch ökologische Umstände geprägt ist.

4. Paläoökologie

Die paläoökologische Interpretation stützt sich im wesentlichen auf eine paläosynökologische Auswertung der mathematischen Struktur der Taphozönosen benthonischer Foraminiferen sowie aller daneben koexistenten fossilen Organismen. Die steuernden Ursachen für das Auftreten der bearbeiteten Fossilien

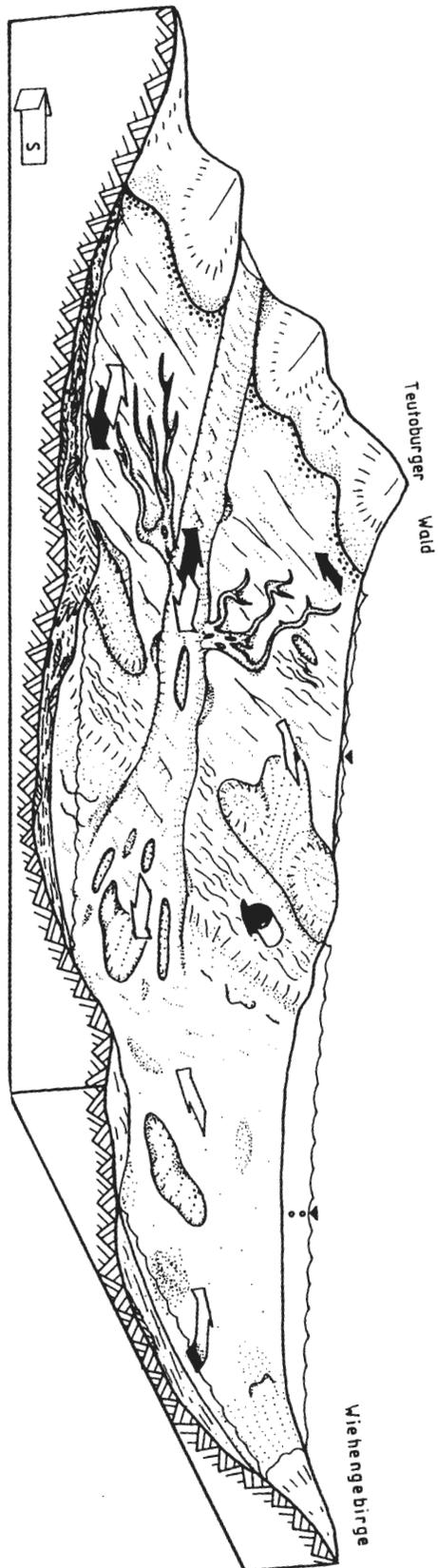


Abb. 4: Idealisierte Blockbildrekonstruktion der oberoligozänen Paläogeographie im Bereich des Dobergs.

und ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität sind zweifellos die bathymetrischen Verhältnisse, Klima, Wasserbewegung und die Beschaffenheit des Substrates. Dabei zeigen die unterschiedlichen Gruppen auch unterschiedliche Toleranzen gegen die verschiedenen Schwankungen der ökologischen Parameter. Im speziellen Fall der Doberger Sedimente kann aber nicht von unverzerrten Biozönosen ausgegangen werden, da unter den dort gegebenen faziellen Umständen eine biostratigraphische Sonderung angenommen werden muß.

Die hohe Quantität fixosessil-phytophiler Foraminiferen, hier vor allem diverser *Cibicides*-Arten und Algen, läßt generell auf Wassertiefen von maximal 20 m schließen. Genauere bathymetrische und auch klimatische Angaben sind in Abschnitt 5 zu finden. Aber schon das zyklische Auftreten von Lithothamnien in den Einheiten 6 und 7, 12 bis 23, 30 bis 36 und 48 bis 53 weist auf flacheres Wasser hin. In den übrigen Schichten, die ebenfalls in nicht tieferem Wasser als 20 bis 25 m sedimentiert wurden, scheint die Rhodokline (LIEBAU 1980), also die chromatisch bedingte untere Verbreitungsgrenze von Rhodophyten, durch hochenergetische Milieus bedingt heraufgesetzt zu sein. Eine grobe ökobathymetrische Zonierung kann auch anhand von Ostracoden vorgenommen werden. Die Ostracoden-Fauna kann der flach-infralitoral oberoligozänen *Eucytheridea fissodentata* (LIENENKLAUS 1894)-Ökozone nach UFFENORDE (1981) zugeordnet werden. Diese Zone ist nach UFFENORDE (1981) die Zone oberhalb der Mikrobenthos-kontrollierenden Wellenbasis oder, nach LIEBAU (1978), die Zone oberhalb der Pterygokline, also die Schlicksandzone.

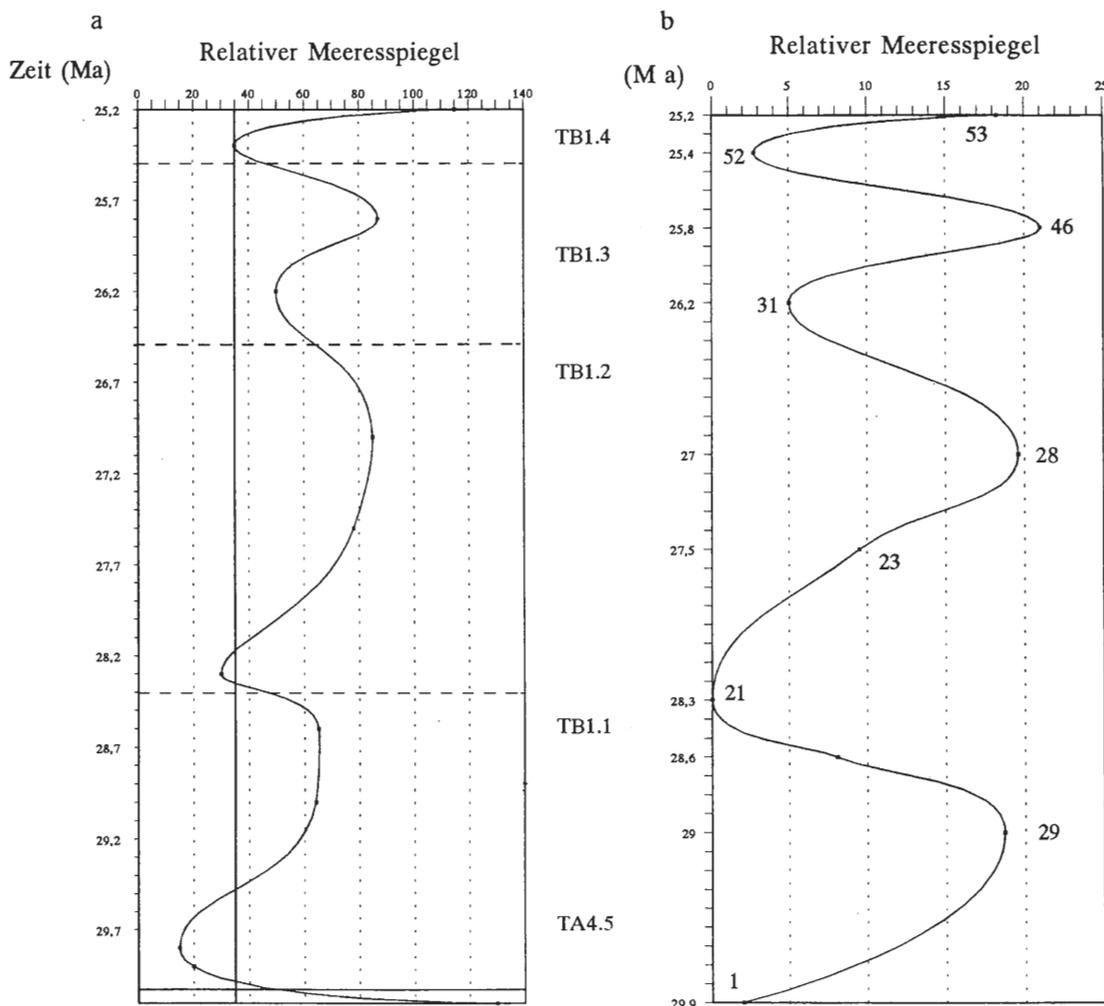


Abb. 5: Geglättete eustatische Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung während des Chatts: a – nach HAQ et al. (1988); b – im Chatt des Dobergs mit Aufführung wichtiger Leithorizonte.

Generell kann für das ganze Profil auch von warmen Temperaturen ausgegangen werden, da zementierende Formen wie *Pycnodonte* und dickschalige Genera wie *Arctica*, *Glycymeris* und *Glossus* in großer Zahl anzutreffen sind. Für solche Formen muß ein ausreichend hohes Kalkangebot bestehen, wie es in subtropischen und tropischen Breiten der Fall ist (STRAUCH 1972). Genauere Temperaturabschätzungen wurden mit Hilfe von benthonischen Foraminiferen vorgenommen. Es konnten Temperaturindex- bzw. Temperaturtrendwerte errechnet werden, die einer Temperaturspanne zwischen 16°C und 21°C mittlerer Jahrestemperatur bei generell um 2°C abnehmender Tendenz für das Bodenwasser entsprechen (KOHNNEN 1995).

Die Gesamtheit aller Faunen bestätigt die sedimentologischen Untersuchungen. Sie zeigen in der Regel mit ihren psammophilen Substratpräferenzen sandige Untergründe an. Dabei belegt die Dominanz von Endobionten gegenüber Epibionten eine nur mäßige Substratstabilität. Ebenso ist dieser Faktor nach BOUCOT (1981) typisch für brachyhalin geprägte Lebensräume. Die vereinzelte große relative Häufigkeit von vagil-nektischen Mollusken ist auf eine bessere Überlieferbarkeit von Pectiniden gegenüber den restlichen Mollusken in hochenergetischen Sedimentationsräumen zurückzuführen (STANTON & DODD 1976). Stärkere Turbulenz oder hohe Strömungsenergie dokumentiert auch die Masse der Suspensionsfiltrierer. Vor allem in den mittleren Profilabschnitten ist das gut verifiziert. Zum Top des Profils nahm die Strömungsenergie dann ab, da Schlinger, Pipettierer, Carnivore und Detritivore überhandnehmen.

Foraminiferen eignen sich im speziellen Ablagerungsraum des Dobergs zur paläoökologischen Interpretation am besten, da sie nicht nur gute Adaptionen an spezielle Biotope zeigen, sondern am Doberg mit Abstand die häufigsten Fossilien sind. Sie werden hier in ihrer Zusammensetzung im Hinblick auf Wassertemperatur, Bathymetrie und Salinität diskutiert. Meist stehen *Cibicides*, *Nonion*, *Bolivina*, *Elphidium* und *Rotalia* im Vordergrund. Solche Faunenkompositionen sind typisch für diverse flachmarine Lebensräume. Es handelt sich um an schnelle zeitliche und räumliche Fazieswechsel vor allem in brachyhalin geprägten Umgebungen ideal angepaßte Faunen. Nur selten setzen sich Gattungen der offenen ozeanischen Bereiche, wie *Uvigerina*, *Angulogerina* oder *Karreriella* durch. Teilweise verarmt das Artenspektrum auch deutlich, was hier auf ökologischen Stress zurückzuführen ist. Als auslösende Mechanismen sind zyklisch stark schwankende Salinität oder rhythmisches Trockenfallen denkbar. Insgesamt zeigen die Faunen auch deutliche jahreszeitliche Temperaturschwankungen an.

Alle mathematischen Faunen lassen sich gut mit rezenten flachmarinen Gemeinschaften (PHLEGER 1960, JARKE 1961, MURRAY 1973) korrelieren und stimmen mit deren Komposition im wesentlichen überein. Es lassen sich mittels dieser Vergleiche Faunen der Wattenmeere, Ästuare, Seegaten, des Schelfs und des noch brachyhalin beeinflussten flachmarinen Phytals differenzieren.

5. Faziesentwicklung

Die Faziesentwicklung der Doberger Sedimente erfolgte generell in vier großen Trans- und Regressionszyklen. Diese sind die Ursachen für die Ausbildung von vier Flachwassersequenzen, die sich wiederum in verschiedene kleinere Parasequenzen unterteilen lassen.

Durchweg lagen hochenergetische, meist brachyhaline und stark tidal beeinflusste Milieus vor (Abb. 4). Die faunistische Rekonstruktion der Paläobathymetrie ergab Wassertiefen von minimal 0 m und maximal 25 m. Damit geht eine stark eingeschränkte aber hochdiverse Mikrofauna einher.

In den Einheiten 1 bis 6, die die Basis des Doberger Chatts markieren, ist eine Transgression am Wechsel der Sedimentation von fluviatilen zu Flachscheff-Sedimenten nachzuvollziehen. Der Verlauf der Rinne, die als Ästuar zwischen Wattplatten ausgebildet ist, verlagerte sich dabei lateral. Mit Schicht 7 ist das Transgressionsmaximum mit vollmarinen Sanden des nun nicht mehr brachyhalin beeinflussten Schelfs vor der Wattkante erreicht. Die große Menge an phytophil-fixosessilen Foraminiferen belegt die Anwesenheit eines deutlich ausgebildeten Phytals.

Erst von Schicht 11 an ist wieder eine regressive Tendenz zu bemerken, die sich bis zum vollständigen Trockenfallen des Steinstrandes in Schicht 21 vollzieht. In den Einheiten 12 bis 21 ist ein kompletter Regressionszyklus vom Flachscheff vor der Wattkante über Seegat-, Ästuar- und Wattensande ausgebildet. Aber schon mit Schicht 22 setzte erneut eine Transgression ein. Nach der Vertiefung und der Ausbildung von Watten- und Seegatsedimenten war das Transgressionsmaximum bei Schicht 27 erreicht. In der darauf folgenden Regressionsphase bis Schicht 31 zeigt sich wiederum ein Sedimentationsbild, das der vorangegangenen Transgression sehr ähnlich ist: Zwischen der Wattplatte verlagerte sich die Ästuar-/Seegatrinne zyklisch lateral.

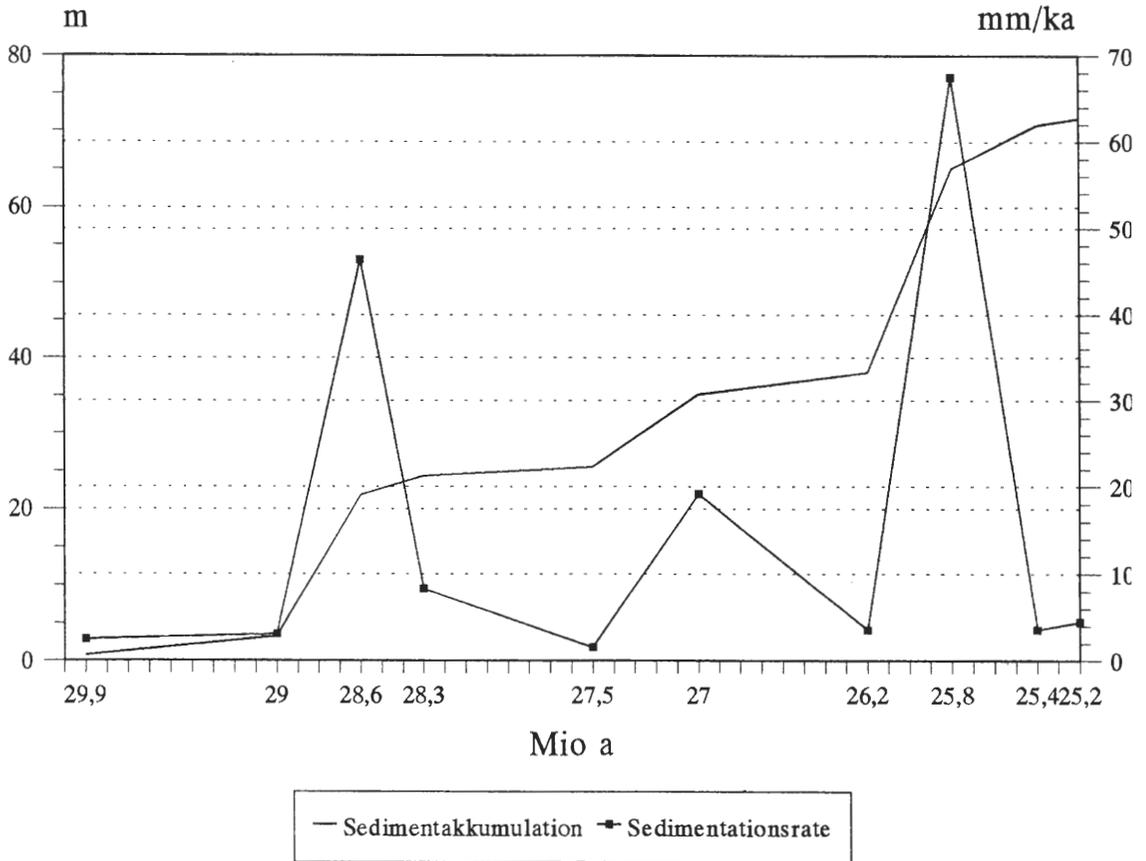


Abb. 6: Sedimentationsrate und Akkumulation der chattischen Sedimente bei Bünde.

Mit dem 'Tonband' (HUBACH 1922), dem Zwischenmittel zwischen den Einheiten 31 und 32, zeigt sich die chattischen Sedimente des Dobergs ein Sonderfall. Es sind reine Tonablagerungen einer Überflutungsfläche der Ästuarmündung. Vermutlich handelt es sich um die Relikte eines einzelnen meteorologischen Ereignisses. Es ist denkbar, daß nach heftigen Regenfällen im Hinterland die Wasserführung und Sedimentfracht des Ästuars kurzzeitig so hoch war, daß er die Wattplate überflutete und die Tone so zum Absatz kamen.

Eine vergleichbare fazielle Entwicklung wie bei den Einheiten 22 bis 25 und 26 bis 27 ist mit der transgressiven Phase von Schicht 32 bis 36 und dem folgenden Hochstand von Schicht 37 bis 46 realisiert. Für die Hochstandsablagerungen kann nun aber - wie vorher während der Transgressionen - die zyklische Verlagerung der Flußrinne nachvollzogen werden. Das dokumentiert sich vor allem an immer wieder einsetzenden brachyhalinen Einbrüchen.

Komplett im Bereich der ästuarinen Rinne sind die Sedimentationsräume der im Hangenden folgenden Einheiten 47 bis 53 anzusiedeln. Doch auch hier fanden Schwankungen des Wasserstandes statt. Zunächst verschob sich der Faziesraum bis zu Schicht 52 vom distalen zum proximalen Ende der Rinne und wanderte dann mit Schicht 53 wieder rapide in Richtung der Wattkante. Somit ist wieder ein Regressions- und Transgressionszyklus ausgebildet.

6. Sequenzanalyse

6.1 Chronostratigraphische Einordnung

Die Ergebnisse der Untersuchung der paläobathymetrischen Entwicklung anhand von Foraminiferen machen das Bild rhythmischer Schwankungen der Wassertiefe sichtbar. Diese können mit den Zyklen der weltweiten eustatischen Meeresspiegelschwankungen (HAQ et al. 1988) korreliert werden. Vor allem nach einer Glättung der Kurve mittels zweifacher gleitender Mittelung werden Zyklen dritter Ordnung im sequenzstratigraphischen Sinn, also Sequenzen, deutlich (HAQ et al. 1988; WAGONER, VAN et al. 1988) (Abb. 5). Diese werden weiterhin von Zyklen vierter bis fünfter Ordnung, also Parasequenzen, überlagert.

Generell ist das bearbeitete Gesamtprofil nach HAQ et al. (1988) in den TEJAS-Megazyklus zu stellen. Dieser umfaßt Paläogen, Neogen und Quartär. Innerhalb des genannten Megazyklus liegt das Profil an der Untergrenze des TEJAS B1-Superzyklus und beinhaltet die Zyklen dritter Ordnung TEJAS B1.1 bis Basis TEJAS B1.4. Letzterer ist eine Sequenz, die im obersten Oligozän einsetzt und sich nahezu über das gesamte Aquitan erstreckt.

Anhand der Datierungen der sequenzstratigraphischen Grenzen nach HAQ et al. (1988) läßt sich das Oberoligozän des Dobergs mit absoluten Altersangaben weiter untergliedern. Eine hochauflösende chronostratigraphische Bearbeitung ist dadurch möglich. Demnach ist das Chatt am Doberg in neun einzelne zeitliche Sektoren zu unterteilen: das Oberoligozän setzt bei 30 Ma ein; ein erstes Transgressionsmaximum ist in Schicht 6 bei 29 Ma erreicht, um bis Schicht 21 bei 28.3 Ma wieder zurückzugehen. Der Wendepunkt zwischen Höchst- und Tiefststand liegt bei der folgenden erneuten Transgression in Schicht 23 bei 27.5 Ma und das Transgressionsmaximum ist in Schicht 29 bei 27 Ma anzusiedeln. Wiederum ein Transgressionshöhepunkt ist bei 26.2 Ma in Schicht 31 erreicht und ein erneutes Transgressionsmaximum in Schicht 46 bei 25.8 Ma. Schicht 52 markiert den letzten Tiefststand des Meeres bei 25.4 Ma und Schicht 53 beschließt das Chatt bei 25.2 Ma.

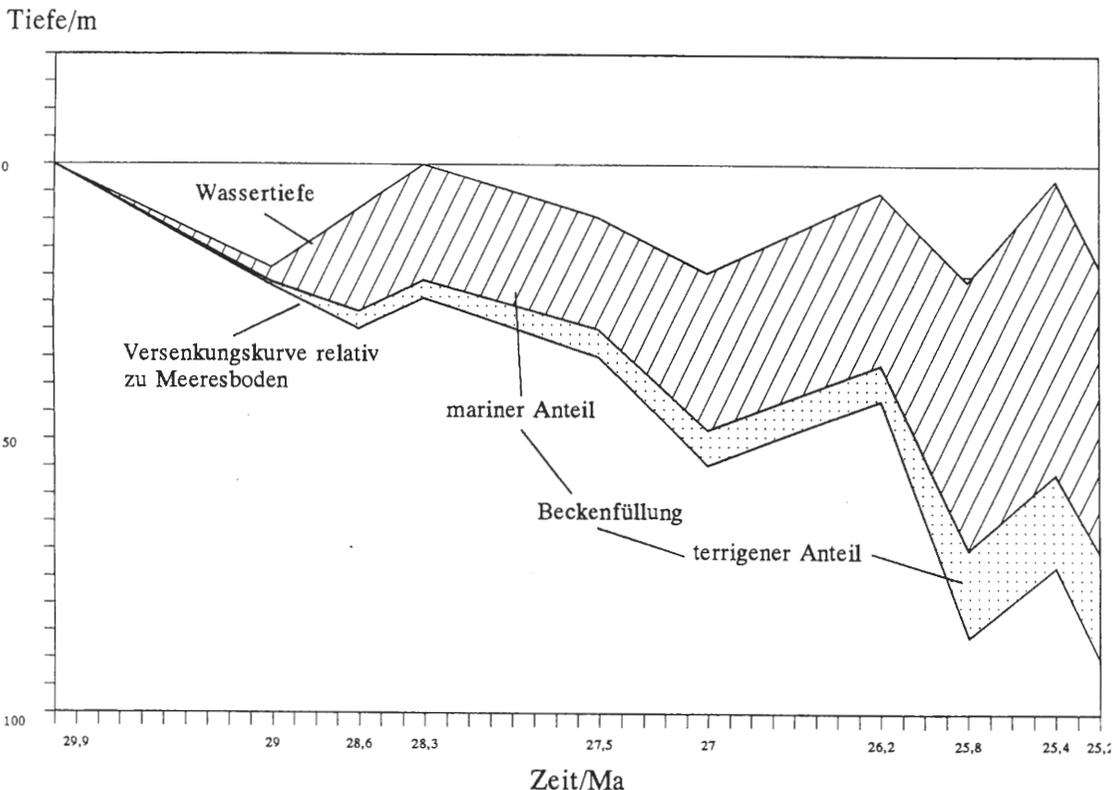


Abb 7: Versenkungspfad, Sedimentfüllung und Meeresspiegelschwankungen des Doberger Chatts.

Mittels dieser Zeitmarken lassen sich die Sedimentationsgeschichte des Dobergs und ihre Steuerungsmechanismen gut entschlüsseln.

6.2 Akkumulatit, Subsidenz und Tektonik

Korreliert man die Schichtmächtigkeiten im Profil mit den Zeitabschnitten, die für den Aufbau der gesamten Mächtigkeit benötigt wurden, so erhält man ein differenziertes Bild der Sedimentakkumulation und der Sedimentationsraten. Vier Phasen stark herabgesetzter oder verzögerter Sedimentation sind hervorzuheben (Abb. 6). In Transgressionsphasen bestand jeweils nur eine Rate von ca. 30 mm/ka. Sprunghaft steigt die Sedimentationsrate jeweils nur in regressiven Phasen auf Werte bis zu 600 mm/ka an.

Als mittlere Sedimentationsrate kann 155 mm/ka gelten. Das liegt innerhalb der Spannweite für den siliklastischen Schelf und geringfügig unterhalb der Werte für tidale Räume (EINSELE 1992).

Hieraus ergibt sich ein komplexes Modell für die Geschichte der Sedimentfüllung des oberoligozänen Meeres am Doberg. Trägt man die Wassertiefe über der Akkumulationskurve auf, so erhält man den Versenkungspfad, also die Subsidenzgeschichte. Auffällig ist retrograde Subsidenz in Zeiten relativen Meeresspiegelminderungs (Abb. 7). Somit läßt sich nicht nur der isostatische Effekt der Krustensubsidenz durch Sediment- sondern auch durch Wasserauflast nachvollziehen. Nach JERVEY (1988) ist bei einem solchen Subsidenzpfad von einem Becken geringer Subsidenz bei moderatem Sedimenteintrag zu sprechen, da zwar in Regressionsphasen teilweise 0 m Wassertiefe, aber auch immer wieder größere Wassertiefen erreicht werden. Insgesamt bestand eine variable Sedimentationsrate bei gleichzeitig variabler Subsidenz, da das Sedimentangebot in regressiven Phasen höher als in transgressiven war. Trotzdem waren Subsidenz und Sedimentangebot relativ gut balanciert, weil keine wesentlichen Änderungen im Eintrag klastischen Materials bestanden. Solche Bedingungen sind typisch für epikontinentale Becken (EINSELE 1992). Die wesentlichen Einflußgrößen der Steuerung des Sedimentangebotes sind hier die eustatischen Meeresspiegelschwankungen.

Bezieht man die Wassertiefe ein, so war die maximale Subsidenz im Chatt am Doberg ca. 90 m, was den Angaben von KOOL & CLOETHING (1989) widerspricht. Diese nehmen für die südliche Nordsee maximale Subsidenzraten von 30 m im Chatt an. Die hohe Subsidenzrate kann aber durch die spezielle tektonische Situation des Dobergs am Südrand des Niedersächsischen Beckens erklärt werden.

Das Niedersächsische Becken liegt auf dem oberkarbonischen variszischen Vortiefe-Becken frontal vor dem variszischen Faltegürtel und hat eine mächtige permische bis jurassische Füllung. Das Becken zeigte während des gesamten Mesozoikums und Känozoikums Subsidenz, die mit Krustenextension des Nordseeriffs in Verbindung gebracht werden kann (BETZ et al. 1987). Das Zentrum liegt bei Hamburg und wird als Pull-Apart-Becken einer vom zentralen Nordsee graben ausgehenden dextralen Strike-Slip-Fault gedeutet (BACHMANN & GROSSE 1989). Folgt man diesen Autoren, wurde das Pull-Apart-Becken als Produkt regionaler Dehnungstektonik im Perm angelegt. Die primäre Anlage des Absinkens und der Extension erklärt REICHERT (1993) so, daß die kristalline Kruste des tiefen Untergrundes nach der Entstehung des Pull-Apart-Beckens unter ihrem eigenen Gewicht isostatisch einsank. Dadurch wurde sie vom Mantel her erhitzt, wodurch wiederum die Extension ausgelöst wurde und Mantelmaterial aufstieg. Ein Beleg hierfür ist der Anstieg der Mohorovicic-Diskontinuität auf nur 24 km unter der Oberfläche gegenüber sonst über 30 km in Norddeutschland. Durch thermische Subsidenz und durch Abkühlung der ausgedünnten Kruste senkte sich das gesamte Becken. Noch für das Chatt nehmen BACHMANN & GROSSE (1989) im Beckenzentrum Subsidenzraten von 100 m an. Diese Struktur hat als südliche Grabenflanke den Pompeckj-Block und nördliche Begrenzung die Rendsburger- und die West-Schleswig-Schwelle. Seine östliche Ausdehnung reicht bis ca. 150 km westlich von Berlin.

Unter Einbeziehung von Intraplattenstress, wie im Oligozän durch den Druck der im Süden aufsteigenden Alpen, muß von vertikalen Bewegungen der Beckenflanken ausgegangen werden (CLOETHING 1988, KOOL & CLOETHING (1989), KOOL et al. 1989). Jene lösen relative Meeresspiegelschwankungen aus. Bei Kompression werden die Beckenränder invertiert, bei Extension sinken sie ein (CLOETHING 1988, KOOL & CLOETHING (1989), KOOL et al. 1989). Da nach GALLOWAY et al. (1993) im Chatt Ost-West-Extension in der Nordsee vorherrschte, die erst mit dem Ende des 'Norwegischen Spreading' im oberen Neochatt in ein kompressives Regime umschlug, müssen also die Flanken des Beckens zunächst eingesunken und dann aufgedommt worden sein. Die ermittelte Subsidenzgeschichte des Dobergs zeigt aber ein exakt konträres Bild. Zunächst herrschte relativ geringe Subsidenz, und erst im oberen Neochatt sinkt das präoligozäne Basement stark ab. Solche Umstände sind mit erst extensiven und dann sekundär kompressiven Bedingun-

gen zu erklären (VAIL et al. 1991). Da jedoch die Flanken des Pull-Apart-Beckens umgekehrt direktional zum Beckenzentrum reagieren, ist diese Versenkungsgeschichte nicht direkt mit den Stressregimen der zentralen Nordseegräben nach GALLOWAY et al. (1993) zu korrelieren.

6.3 Sequenzstratigraphisches Modell

Die Sequenzstratigraphie im Sinne von WAGONER, van et al. (1988) ist die Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Sedimenten, ihren Bildungsbedingungen und einem chronostratigraphischen Rahmen (EINSELE 1992). Nach einer vorangegangenen Fazies- und einer Spannungsanalyse und einer Korrelation mit einer chronostratigraphisch geeichten Kurve der eustatischen Meeresspiegelschwankungen (HAQ et al. 1988) kann die komplexe Sedimentationsgeschichte nach auto- und allozyklischen Prozessen aufgeschlüsselt werden (VAIL et al. 1991). Autozyklen sind beckeninterne zyklische Prozesse, wie Flußbett- oder Wattenmigration. Allozyklen sind Vorgänge überregionaler Steuerung, wie Eustasie, Plattentektonik oder globale Veränderungen des Eisvolumens (EINSELE 1992).

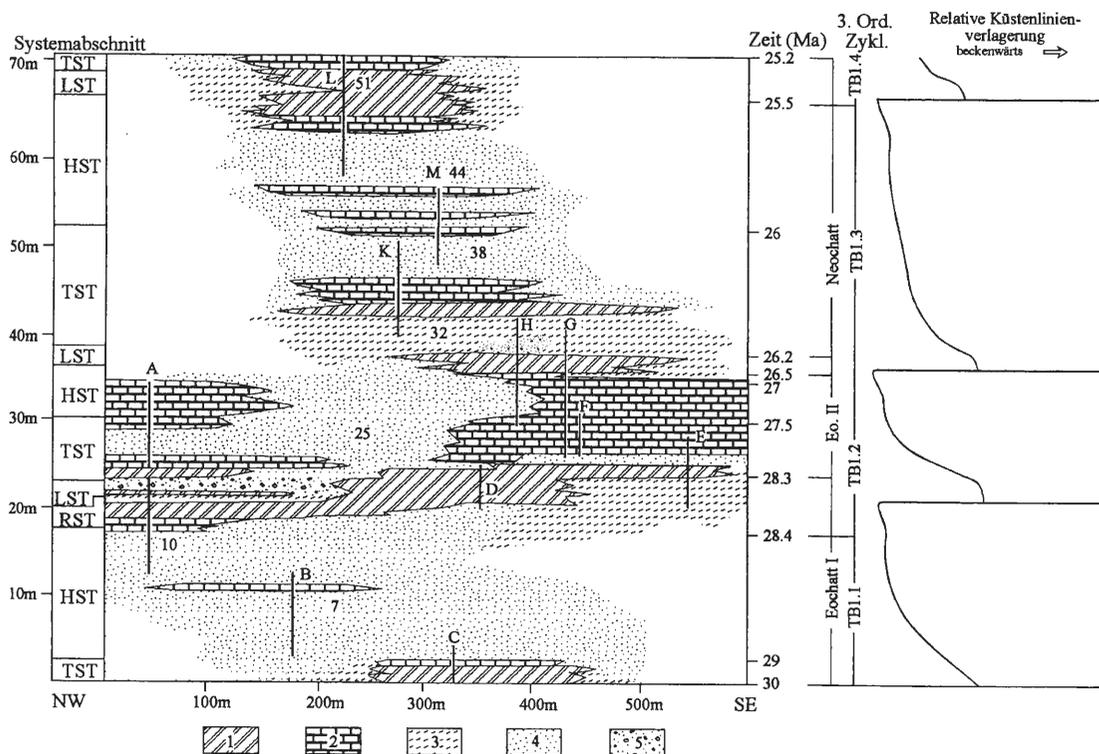
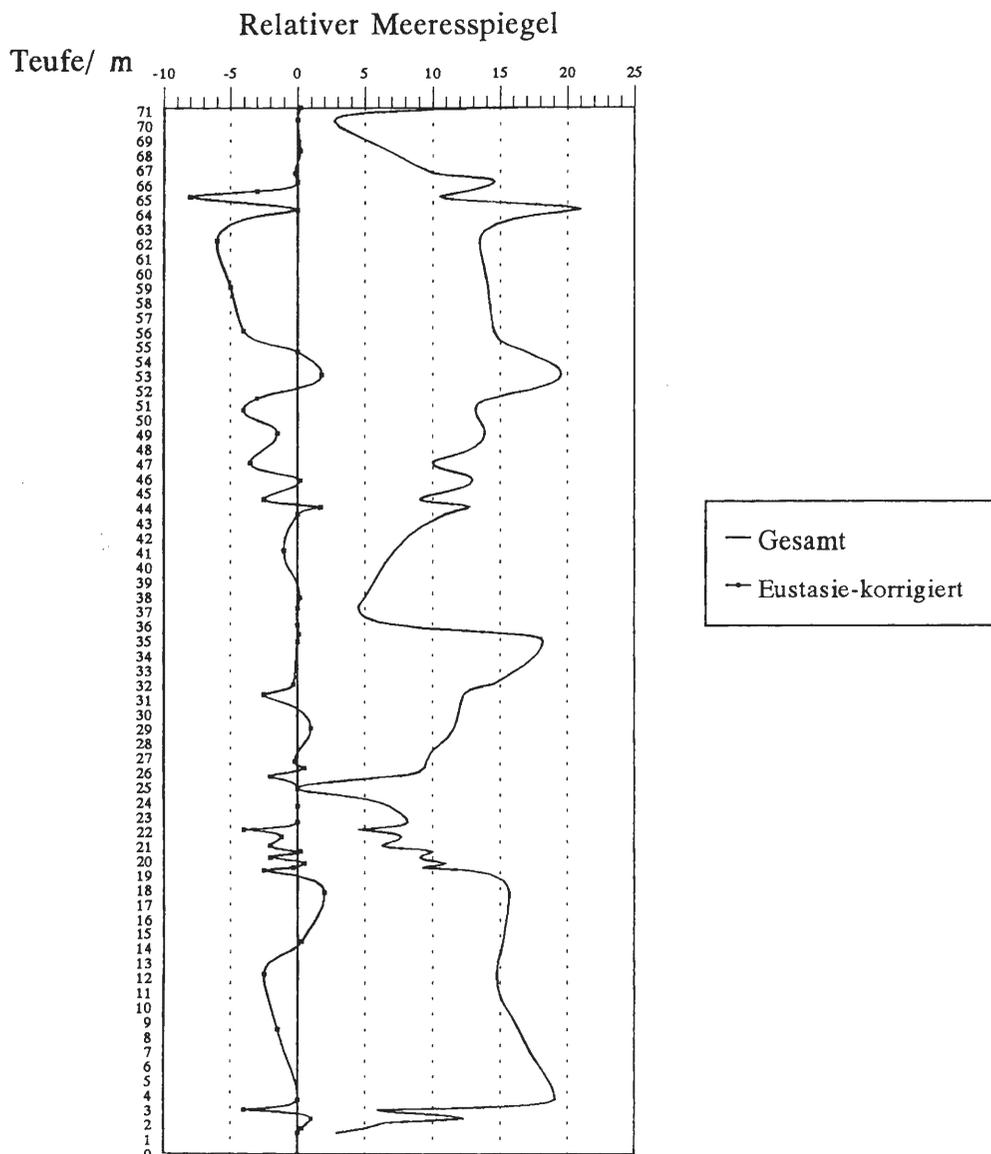


Abb. 8: Synoptische Darstellung sequenzstratigraphischer Parameter. (1 – Ästuar; 2 – Seegat; 3 – Watt; 4 – Schelf; 5 – Strand; Abkürzungen wie im Text).

Für die Sedimente des Dobergs läßt sich ein vierphasiges genetisches Modell entwickeln (Abb. 8). Als erste Phase ist ein Meeresspiegelvorstoß nach Süden ab Schicht 1 zu nennen (Transgressive Systems Tract, TST), der sein Maximum in Schicht 6 findet. Der Wasserstand stagniert nun bis zu Schicht 11 (High-stand Systems Tract, HST), um dann wieder bis Schicht 20 zu fallen (Regressive Systems Tract, RST). Mit Schicht 21 ist der Tiefstand erreicht (Low-stand Systems Tract, LST), womit auch der erste Zyklus, TEJAS B1.1, beendet ist. Die Subsidenz verläuft nur langsam, und der terrigene Eintrag bleibt über den gesamten Zeitraum wie auch in allen weiteren Sequenzen relativ konstant. Überlagert ist dieser Zyklus von Autozyklen vierter bis fünfter Ordnung, die vor allem in den liegenden fünf Einheiten und in Schicht 12 bis 21 ihren Niederschlag finden. Als Ursachen für Zyklen fünfter Ordnung sind periodische Flußbettverlagerungen zu nennen. Parasequenzen vierter Ordnung sind zwischen Schicht 12 und 16 und 16 und 21 festzustellen. Hier progradierte das Watt mit episodisch wechselnder Geschwindigkeit, bedingt durch fallenden Meeresspiegel und abnehmende Subsidenz.

Das Tiefstandssystem von Schicht 21 markiert das Einsetzen der Sequenz TEJAS B1.2, und schon mit Schicht 22 setzte wieder eine erneute Transgression ein. Der Übergang zwischen Schicht 20 und 21 wird von einer Sequenzgrenze vom Typ 1 gebildet, ein Indiz für eine schnell voranschreitende Transgression (POSAMENTIER et al. 1988). Nach einer solchen Vertiefung (TST) folgt mit Schicht 27 bis 29 ein Hochstandssystem (HST). Während der Transgression progradierten das Watt und der Schelf weiter, um mit dem relativen Meeresspiegelhochstand nur noch zu aggradieren. Die Progradation während der Transgression kann mit höherem terrigenem Eintrag als Subsidenz oder eustatisch bedingter Meeresspiegelschwankung erklärt werden, während die Aggradation auf einem ausgeglichenem Sedimentations-Subsidenz-Verhältnis beruht. Bedingt durch einen schnellen Meeresrückzug wurde kein regressiver Systemabschnitt ausgebildet, und es bildete sich an der Grenze zwischen Schicht 30 und 31 eine regressive Sequenzgrenze des Typs 1.



0-Niveau bzgl. Minimum-Wasserstand am Doberg, bzw. als virtuelles Niveau bzgl. Eustasie-Korrektur

Abb. 9: Gemittelte Meeresspiegelschwankungen am Doberg gesamt und korrigiert für die eustatischen Zyklen dritter Ordnung.

In dem nun bestehenden Tiefstandsystem (LST) und der nachfolgenden Transgression (TST) innerhalb der Sequenz TEJAS B1.3 kam es wegen eines relativ schnellen Meeresspiegelanstiegs und gleichzeitig schneller Subsidenz trotz erhöhter Sedimentation zu einer retrograden Schelf- und Wattenentwicklung. Auch innerhalb dieser Phase sind einige autozyklische Entwicklungen vierter Ordnung zu beobachten. Sie beruhen auf einer rhythmischen Verlagerung des beschriebenen Flußbettes. Nach kurzer regressiver Phase bestand mit Schicht 52 aber schon wieder ein Tiefstandsystem (LST), das das Einsetzen der TEJAS B1.4-Sequenz markiert. Auch Schicht 53, ebenfalls ein transgressiver Systemabschnitt, gehört dieser Sequenz an. Das Watt aggradierte, da ein Equilibrium zwischen Eustasie und Subsidenz erreicht war.

Das beschriebene vierphasige Modell bietet eine plausible genetische Erklärung des beschriebenen sequenzstratigraphischen Profilaufbaus. Die thermo-tektonische Subsidenz des Pull-Apart-Beckens und die eustatischen Zyklen dritter Ordnung steuerten die Sedimentation im großen Rahmen. Die niederfrequenten Erscheinungen sind hierbei der Wechsel zwischen Kompression und Extension innerhalb des Intraplattenstresses, also die Änderung des generellen Subsidenztrends bei ca. 26.2 Ma. Das kann mit zeitlichen Maßstäben von Superzyklen zweiter Ordnung im Sinne von WAGONER, van al. (1988) in Verbindung gebracht werden. Hochfrequente autozyklische Effekte mit Zyklen vierter und fünfter Ordnung, also Parasequenzen, überlagern die langwelligen Erscheinungen. Ihre Frequenz muß mit orbitalen Zyklen korreliert werden. Diese Autozyklen, die ebenso steuernd auf Sedimentation und Fauna wirken, sind Flußbettverlagerungen und Wattenmigration. Letztere ist aber in ihrem pro-, retro- und aggradierendem Verhalten wiederum abhängig von Tektonik, Subsidenz und Eustasie.

Da am Doberg die Änderung des Meeresspiegels langsamer als die Subsidenz verläuft, werden nie so große Wassertiefen erreicht, wie nach HAQ et al. (1988) zu erwarten wäre. Dabei weicht die aus der Differenz der eustatischen Meeresspiegelkurve und den relativen Wasserständen am Doberg resultierende Kurve vom zu erwartenden Null-Niveau ab (Abb. 9). Die Divergenzen zwischen Akkomodation und Sedimentation - sowohl negative als auch positive - sind in der variablen Subsidenz und Sedimentationsrate begründet. In Fällen positiver Differenz, also zu großer relativer Wassertiefe, ist dies auf die Verlagerung der Rinne zurückzuführen. Hier lag der Sedimentationsraum innerhalb des tiefen Zentralkanals. Aber auch schnell ansteigende Subsidenzraten wie in Schicht 41 können für relativ zu große Wassertiefen verantwortlich sein. Meist ist die Hintergrundsedimentation jedoch so gut ausgeprägt, daß das Paläorelief ausgeglichen wurde. Steigt der Meeresspiegel schnell an, wie in Schicht 4, 21 und 32, wurden die Reliefunterschiede durch erhöhte Reliefenergie ausgeglichen. Am Doberg zeigt sich dies vor allem am steigenden terrigenen ästuarinen Eintrag, der simultan mit den jeweiligen Hochstandsystemen einsetzt. Das Maximum der terrigenen Sedimentation ist dann aber bei minimalen Wasserständen mit dem maximalen coastal onlap erreicht, wie dies in Schicht 21, 31 und 52 vor allem mit dem hohen Anteil von Tongeröllen belegt ist. Trotzdem bestand bei Beginn einer jeweiligen Transgression Mangelsedimentation. Im sequenzstratigraphischen Sinn sensu WAGONER, van et al. (1988) entspricht das einer normalen lag-Sedimentation einer marinen Überflutungsfläche beim Einsetzen einer neuen Sequenz (POSAMENTIER & VAIL 1988). Klimatische Faktoren sind also nur indirekt über die Höhe des terrigenen Eintrags als Steuerungsmechanismen für die Sedimentation zu ermitteln. Dennoch trägt das Klima über die Stärke der Erosion des Hinterlandes und damit der Hintergrundsedimentation wesentlich zur Ausbildung einer solchen Küstenlandschaft bei. Das Küstenrelief wird aber durch marine und ästuarine Strömungen geprägt.

Die faunistische Antwort auf Meeresspiegelschwankungen dritter bis fünfter Ordnung verläuft graduell. Bei bathymetrischen Änderungen und damit Migrationen der Habitate reagiert die Fauna mit gleichzeitiger Verlagerung. Die Wanderung der Biotope wird nachvollzogen und eine Wiederbesiedlung der Lebensräume vollzieht sich schnell. Nur selten ist eine zwischenzeitliche Etablierung ubiquitärer und in keiner Weise spezialisierter Gemeinschaften zu beobachten.

Dank

Das Westfälische Museum für Naturkunde des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe (Münster) finanzierte dankenswerterweise die wissenschaftliche Bearbeitung des Oberoligozäns am Doberg. Mein besonderer Dank für zahlreiche Diskussionen und Anregungen gilt Herrn Prof. Dr. F. Strauch, Prof. Dr. M. Kaever, Dr. P.P. Smolka und Dr. M. Bertling.

Literatur

- BACHMANN, G.H., & GROSSE, S. (1989): Struktur und Entwicklung des Norddeutschen Beckens - geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouger-Schwerekarte.- Nieders. Akad. Geowiss. Veröff., **2**: 23-47, 19 Abb., 1 Tab., 3 Anl.; Hannover.
- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G., & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin.- *Tectonophysics*, **137**: 127-170, 17 Abb.; Amsterdam.
- BIGGS, R.B. (1978): Coastal Bays.- In: DAVIS, R.A. (Hrsg.)(1978): Coastal Sedimentary Environments.- 69-100, 16 Abb., 5 Tab.; Berlin (Springer).
- BOUCOT, A.J. (1981): Principles of Benthic Marine Paleocology.- 463 S., 331 Abb., 55 Tab.; New York (Academic Press).
- CLOETINGH, S. (1988): Intraplate Stresses: A Tectonic Cause for Third-Order Cycles in Apparent Sea-Level.- In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., & WAGONER, J.C.van (Hrsg.) (1988): Sea-Level Changes: an Integrated Approach.- Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. **42**: 19-29, 6 Abb.; Tulsa.
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins - Evolution, Facies and Sediment Budget.- 628 S., 269 Abb.; Berlin (Springer).
- FINGERHUTH, T. (1983): Der Doberg bei Bünde - Eine Revision der Foraminiferen-Faunen unter besonderer Berücksichtigung der Polymorphiniden.- 241 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf.; Münster (unveröff. Diss.).
- GALLOWAY, W.E., GARBER, J.L., XI JIN, L., & SLOAN, B. (1993): Sequence Stratigraphic and Depositional Framework of the Cenozoic Fill, Central and North Sea Basin.- In: PARKER, J.R. (Hrsg.)(1993): Petroleum Geology of Northwest Europe.- Proceedings of the 4th Conference: 33-43, 4 Abb.; London.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change.- In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., & WAGONER, J.C.van (Hrsg.) (1988): Sea-Level Changes: an Integrated Approach.- Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. **42**: 72-108, 16 Abb. 1 Tab.; Tulsa.
- HUBACH, H. (1922): Das Oberoligozän des Dobergs bei Bünde in Westfalen.- *Ber. Naturhist. Ges.*, **103**, (1957): 1-71, 3 Taf.; Hannover.
- INDANS, J. (1958): Mikrofaunistische Korrelation im marinen Tertiär der Niederrheinischen Bucht.- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **1**: 223-238, 8 Taf., 3 Abb.; Krefeld.
- „ - 1965): Nachweis des Asterigerinen Horizontes im Oberoligozän des Dobergs bei Bünde/Westf.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **123**: 20-24; Stuttgart.
- JARKE, J. (1961): Die Beziehung zwischen hydrographischen Verhältnissen, Faziesentwicklung und Foraminiferenverbreitung in der heutigen Nordsee als Vorbild für die Verhältnisse der Miocän-Zeit.- *Meyniana*, **10**: 21-36, 4 Taf., 9 Kart.; Kiel.
- JERVEY, M.T. (1988): Quantitative Geological Modeling of Siliclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression.-In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., & WAGONER, J.C.van (Hrsg.) (1988): Sea-Level Changes: an Integrated Approach.- Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. **42**: 47-69, 24 Abb.; Tulsa.
- KOHNEN, O. (1995, im Druck): Paläotemperaturen aus dem Oberoligozän des Norddeutschen Beckens.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*: 7 S., 3 Abb.; Stuttgart.
- KOOI, H. & CLOETINGH, S. (1989): Some Consequences of Compressional Tectonics for the Extensional Models of Basin Subsidence.- *Geol. Rdsch.* **78**, (1): 183-195, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KOOI, H., CLOETINGH, S., & REMMELTS, G. (1989): Intraplate Stresses and the Stratigraphic Evolution of the North Sea Central Graben.- *Geol. Mijnbouw*: 49-72, 15 Abb., 2 Tab.; Dordrecht.
- KRINSLEY, D.H. & DOORNKAMP, J.C. (1973): Atlas of Quarz Sand Surface Textures.- 91 S., 1 Abb., 122 Taf.; Cambridge (Cambridge University Press).
- LIEBAU, A. (1980): Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160** (2): 174-216, 5 Abb.; Stuttgart.
- LOMMERZHEIM, A. (1991): Mikropaläontologische Indikatoren für Paläoklima und Paläobathymetrie in der borealen Oberkreide: Bohrung Metelen 1001.- *Facies*, **24**: 183-254, 23 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Erlangen.
- MURRAY, J.W. (1973): Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids.- 274 S., 103 Abb., 25 Tab.; London (Heinemann).

PHLEGER, F.B. (1960): Ecology and Distribution of Recent Foraminifera.- 297 S., 83 Abb., 11 Taf.; Baltimore (John Hopkins Press).

POORE, R.Z., & MATHEWS, R.K. (1984): Oxygene Isotope ranking of the Late Eocene and Oligocene Planktonic Foraminifers; Implications for Oligocene Seasurface Temperatures and Global Ice-Volume.- *Marine Micropaleontology*, **9**: 111-134, 6 Abb., 4 Tab.; Leiden.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., & VAIL, P.R. (1988): Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Conceptual Framework.- In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., & WAGONER, J.C. van (Hrsg.) (1988): Sea-Level Changes: an Integrated Approach.- *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* **42**: 109-124, 19 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Model.- In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., & WAGONER, J.C. van (Hrsg.) (1988): Sea-Level Changes: an Integrated Approach.- *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* **42**: 125-154, 36 Abb.; Tulsa.

REICHERT, J.C. (1993): Ein geophysikalischer Beitrag zur Erkundung des Norddeutschen Beckens längs des refraktionsseismischen Profils NORDDEUTSCHLAND 1975/78.- *Geol.Jb.*, **E 50**: 3-87, 38 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Hannover.

SINDOWSKI, K.H. (1957): Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleichs zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume.- *Geol. Jb.*, **73**: 235-275, 68 Abb.; Hannover.

SMOLKA, P.P. (1990): Das ST-Verfahren - Ein quantitatives Verfahren zur Bestimmung der Environment-Wahrscheinlichkeit.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **181** (1-3): 501-518, 4 Abb.; Stuttgart.

STANTON, R.J., & DODD, J.R. (1976): The Application of Trophic Structure of Fossil Communities in Paleoenvironmental Reconstruction.- *Lethaia*, **9**: 327-342, 10 Abb., 3 Tab.; Oslo.

STRAUCH, F. (1972): Zur Klimabindung mariner Organismen und ihre geologisch-paläontologische Bedeutung.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **40** (1): 82-127, 7 Abb.; Stuttgart.

- „ - (1990): Zur Gliederung einiger känozoischer Schilltypen.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **181**, (1-3): 417-430, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

UFFENORDE, H. (1980): Über die Ostracodenverteilung im Oberoligozän NE-Niedersachsens (NW-Deutschland).- *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 1980, **2**: 116-128, 3 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The Stratigraphic Signature of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview.- In: EINSELE, G., RICKEN, W., & SEILACHER, A. (Hrsg.) (1991): *Cycles and Events in Stratigraphy*: 617-659, 24 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).

VISHER, G.S. (1969): Grain Size Distributions and Depositional Processes.- *Journ. of Sediment. Petrol.*, **39**, (3): 1074-1106, 21 Abb.; Tulsa.

WAGONER, J.C. VAN, POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S., & HARDENBOL, J. (1988): An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions.- In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., & WAGONER, J.C. van (Hrsg.) (1988): Sea-Level Changes: an Integrated Approach.- *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.* **42**: 39-45, 3 Abb.; Tulsa.