

Zu Sedimentationsgeschichte und Paläomilieu der Darß-Zingster Boddenkette (Barther-Bodden und Grabow)

von ANNE MÜLLER, Canberra

mit 6 Abbildungen und einer Tabelle

Zusammenfassung

Im vorliegenden Artikel werden holozäne Sedimentationsgeschichte und Paläomilieu der Darß-Zingster Boddenkette diskutiert. Die C_{org}/S-Verhältnisse der fünf untersuchten Sedimentkerne aus dem Barther Bodden und aus dem Grabow fallen trotz geringer Salinitäten der brackischen Gewässer mehrheitlich in die Größenordnung der C_{org}/S-Ratios normaler Meeressedimente. Die C_{org}/N-Verhältnisse in den Sedimenten deuten neben der Einlagerung autochthoner organischer Substanz auf Einträge organischen Materials von Land. Die Kohlenstoffisotopenwerte ($\delta^{13}\text{C}$) in beiden Gewässern sind recht hoch, wobei sie im Grabow so schwere Werte erreichen, daß ein Eintrag von C4-Pflanzen-Detritus in die Sedimente denkbar erscheint. Die Stickstoffisotopenwerte ($\delta^{15}\text{N}$) würden dieser Auffassung nicht widersprechen. Die Opal-Gehalte in den untersuchten Sedimenten übersteigen nur vereinzelt 3 %. Die Kalziumkarbonatgehalte in den Sedimenten beider Gewässer sowie die Akkumulationsraten von Kalziumkarbonat im Barther Bodden sind ausnehmend gering, was mit dem Vorkommen von Staubeckensanden und der Existenz von Randmooren im Umland begründet wird.

Summary

Holocene sedimentation history and paleoenvironment of the Darß-Zingster coastal lakes (i.e. the lagoons behind the barrier islands Darß and Zingst) are discussed using the results from stratigraphical and geochemical investigations of five sediment cores (Barther Bodden and Grabow). The C_{org}/S ratios of the sediments show the same magnitude as normal marine sediments despite considerably lower (i.e. brackish) salinities of the water bodies. The C_{org}/N ratios in the sediments indicate the burial of autochthonous organic matter as well as a supply of organic material from land. The stable carbon isotope ratios ($\delta^{13}\text{C}$) are high in the sediments of both water bodies. A maximum value in the sediments of the Grabow points towards an introduction of C4-plant detritus into the sediments. The nitrogen isotope values ($\delta^{15}\text{N}$) would support this theory. The opal contents in the sediments only rarely exceed 3 %. The calcium carbonate contents in both water bodies, as well as the CaCO₃ accumulation rates in the Barther Bodden, are very low. This is due to the occurrence of sandy areas and bogs in the surrounding region.

1. Einführung

Eine der prognostizierten Folgen der globalen Erwärmung ist die Zunahme des Meeresspiegels. Gegenwärtig besteht die Auffassung, daß der Meeresspiegel seit der Mitte der 30er Jahre des 20. Jahrhunderts um einen Betrag von 2 mm/a angestiegen ist. Eine deutliche Erhöhung dieser Anstiegsrate scheint nicht auszuschließen zu sein. Ein solcher Anstieg des Meeresspiegels, verbunden mit der üblichen - oder intensivierten - Sturmtätigkeit, könnte für viele Küstenregionen negative Auswirkungen haben (BERGER & LABEYRIE 1987).

Die Küstenlandschaft der südlichen Ostsee reagierte über Jahrtausende hinweg besonders empfindlich auf Meeresspiegelschwankungen. Die heutige Boddenlandschaft mit ihren zum Teil nur wenige Dezimeter über dem Meeresspiegel liegenden Seesandebenen zwischen isolierten Pleistozänkernen würde im Falle eines signifikanten Meeresspiegelanstiegs in ihrer jetzigen Form kaum bestehen können. Neben einem globalen Trend der Meeresspiegelanhebung mit bisher noch unterschiedlich prognostizierten Anstiegsraten (SCHELNHUBER & STERR 1993) können auch regional wirkende Phänomene wie neotektonische Bewegungen der Erdkruste, lokale atmosphärische Zirkulationsmuster und die präexistente Küstenmorphologie von Bedeutung für eine mögliche Umgestaltung der Boddenlandschaft sein.

Die holozäne Entwicklungsgeschichte der Boddengewässer ist bisher nur lückenhaft stratigra-

phisch belegt (STRAHL 1996). Die hier vorliegende Arbeit ist daher als Beitrag zu werten, das Natursystem Boddenlandschaft in seiner natürlichen Entwicklung zu verstehen. Durch die stratigraphische und geochemische Untersuchung ausgewählter Sedimentkerne aus den Bodden- und Haffgewässern sollen neue Erkenntnisse zu vergangenen Entwicklungsetappen des Natursystems Boddenlandschaft gewonnen und frühere, vor allem auf dem Festland durchgeführte Arbeiten (z.B. KLIEWE & JANKE 1978, 1991) ergänzt werden.

2. Untersuchungsgebiet

Die Darß-Zingster Boddenkette (Abb.1) ist genetisch an die Velgaster Staffel gebunden. Sie ist horizontal und vertikal mäßig gegliedert (KLIEWE 1987). Der Grabow im Osten der Boddenkette nimmt eine Fläche von 41.5 km^2 ein, er hat eine Nord-Süd-Erstreckung von bis zu 7.4 km und eine Ost-West-Ausdehnung von 6.5 km. Sein Volumen beläuft sich auf $93.8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Die mittlere Tiefe beträgt 2.3 m, die maximale Tiefe 4.5 m. Die Verbindung des Grabow zum Barther Bodden wird durch Sandbänke stark eingeengt. Diese Querschnittsverengung resultiert in hohen Strömungsgeschwindigkeiten und damit verbundener Erosion (BROSIN 1965; CORRENS 1976). Der Barther Bodden westlich des Grabow hat eine Oberfläche von 19.4 km^2 . Seine maximale Ost-West- bzw. Nord-Süd-Ausdehnung beträgt nur 4.6 km. Er hat ein Volumen von $34.1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. In seinem Mittelteil erstreckt sich in Verlängerung des Salzhakens eine Sandbank rund 1.7 km nach Süden, auf der die Wassertiefen bis auf 0.8 m abnehmen können. Dadurch wird eine Zweiteilung des Boddens angedeutet. Die mittlere Tiefe beläuft sich auf 1.8 m, die maximale Tiefe ist 6 m (BROSIN 1965; CORRENS 1976).

Von größter Bedeutung für die Wasserbilanz der Darßer und Zingster Bodden ist der Wasseraustausch mit der Ostsee. Obwohl die Verbindung zur offenen Ostsee nur schmal ist, finden beträchtliche Wassertransporte statt (BROSIN 1965). Der Grabow und der Barther Bodden kommunizieren - verglichen mit den weiter westlich gelegenen Gewässern der Boddenkette - relativ stark mit der vorgelagerten Ostsee.

Die räumliche und zeitliche Verteilung des Salzgehaltes wird durch die von außen her gesteuerte Verteilung von Ein- und Ausstrom bestimmt. Bei Einstrom werden Wassermassen aus den Hiddenseer Bodden und vor allem salzreiches Wasser aus der Ostsee in das Gebiet transportiert. Wichtig ist daher auch der Salzgehalt der Außenküste. Bei Ausstrom gelangen die durch Festlandsabflüsse stark ausgesüßten Wasserkörper des Saaler Boddens nach Osten. In einer zusammenfassenden Arbeit geben NAUSCH & SCHLUNGBAUM (1995) mittlere Salzgehalte von 7 psu für den Grabow (mit einer Spannweite von 2-14 psu) bzw. 5-6 psu für den Barther Bodden (Spannweite 1.5-9 psu) an.

Das Boddenwasser ist infolge der geringen Wassertiefe und der starken Durchmischung in der Regel nicht geschichtet. Lediglich am Beginn kräftiger Einstromlagen kann sich das salzreiche Ostseewasser keilförmig unter das Boddenwasser verschieben. Mit dem Aufhören des Einstroms kommt es dann zu einer Schichtung salzärmerer Wassermassen über das salzreiche und daher schwere Einstromwasser. In den flachen Gewässern der Boddenkette reichen Windgeschwindigkeiten von 5 m/s aus, um den Wasserkörper bis zum Grund zu durchmischen. Stärkere Winde bewirken Sedimentaufwirbelungen. Für 1975-1979 lag an nur 25-30 % aller Tage im Jahr eine Windgeschwindigkeit von < 5 m/s vor. Allein an 35-40 % aller Tage wurden Windgeschwindigkeiten von 5 m/s registriert (SCHLUNGBAUM et al. 1994a).

3. Material und Methoden

Die untersuchten Sedimentkerne wurden im Zeitraum Sommer 1994 bis Herbst 1995 gewonnen (Abb.1, Tab.1). Die Entnahme der Planktonproben im Kleinen Haff und im Greifswalder Bodden

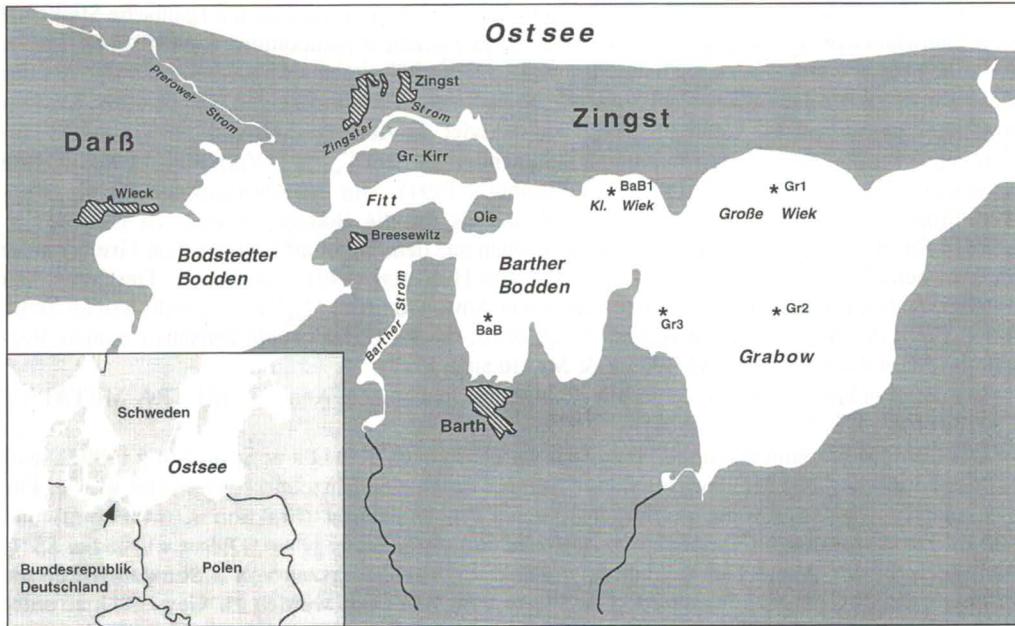


Abb. 1. Darstellung des Untersuchungsgebietes mit Beprobungspunkten.

Tab. 1. Überblick zu den Probenahmestationen: Koordinaten, Wassertiefe (m) und Länge der entnommenen Sedimentkerne.

Sedimentkern	Gewässer	Breite Nord	Länge Ost	Wassertiefe	Kernlänge
BaB	Barther Bodden	54° 23.2	12° 43.8	2.15 m	1.32 m
BaB1	Barther Bodden	54° 24.8	12° 46.7	2.75 m	1.52 m
Gr1	Grabow	54° 24.8	12° 50.5	3.55 m	1.32 m
Gr2	Grabow	54° 23.2	12° 50.5	3.70 m	1.48 m
Gr3	Grabow	54° 23.2	12° 47.9	2.50 m	4.50 m

erfolgte am 7. Juni 1995 bzw. 8. August 1995 mit einem Netz, das eine Maschenweite von 63 µm hatte.

Die Sedimentkerne wurden im Labor bei ihrer Öffnung am nachfolgenden Tag beschrieben und in 3 cm dicke Subproben unterteilt, wobei jede zweite Probe für Diatoomeen- und Pollenanalysen verwendet wurde. Das übrige Material wurde gefriergetrocknet, vorsichtig gemörsernt und homogenisiert. Die Fraktion < 0.063 mm wurde durch Siebung von der übrigen Probe abgetrennt und für die chemischen Analysen verwendet.

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff wurde aus der Differenz der Gehalte von Gesamtkohlenstoff und anorganischem Kohlenstoff berechnet. Die Bestimmung des Gehaltes an Gesamtkohlenstoff erfolgte mit einem CHN-Analyser (LECO CHN-1000) bei 1050°C ($\sigma = 0.18\%$). Der anorganische Kohlenstoff wurde nach gleichem Verbrennungsprinzip bei 1200°C im Karbonatmodul eines C-S-Analyzers (ELTRA METALYT CS 100) bestimmt. Zur Bestimmung des anorganischen Kohlenstoffs wurde 50 %-ige Phosphorsäure zugesetzt ($\sigma = 0.08\%$). Die Berechnung der Kalziumkarbonatgehalte erfolgte durch Multiplikation der Gehalte an anorganischem Kohlenstoff mit einem Faktor 8.33.

Die Bestimmung der Gesamtstickstoffgehalte erfolgte im gleichen Meßvorgang wie die Analyse des Gesamtkohlenstoffgehaltes ($\sigma = 0.03\%$). Der Gesamtstickstoff N_{ges} setzt sich aus einem

anorganischen Teil N_{anorg} und einem organischen Teil N_{org} zusammen. Der anorganische Stickstoff liegt hauptsächlich in Form von in Tonmineralen gebundenem Ammonium vor (MÜLLER 1977). Im allgemeinen werden bei der Diskussion von C/N-Verhältnissen als Parameter für die Art der Zusammensetzung der organischen Substanz im Sediment Verhältnisse von organischem Kohlenstoff zu organischem Stickstoff ($C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$) angewendet. In Abhängigkeit von der Tonmineralzusammensetzung können jedoch in einigen Sedimenten mit dem $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Verhältnis ebenfalls gute Aussagen erzielt werden (MÜLLER 1977; HEBBELN 1991). Um die Aussagekraft des $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Verhältnisses im Vergleich zum $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Verhältnis für die Boddenwässer zu überprüfen, wurden für 50 stichprobenartig ausgewählte Proben aus dem Oderhaff und aus dem Greifswalder Bodden beide Verhältnisse nach der Methode von HEBBELN (1991) verglichen. Der Vergleich ergab, daß eine Interpretation der Daten durch die Anwendung der $C_{\text{org}}/N_{\text{ges}}$ -Verhältnisse an Stelle der $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Verhältnisse nicht beeinträchtigt wird, da die Unterschiede zwischen beiden Verhältnissen relativ gering sind (MÜLLER & MATHESIUS 1997).

Die Bestimmung der Schwefelgehalte erfolgte mit einem C-S-Analyzer (ELTRA METALYT CS 100) bei 1400°C ($\sigma = 0.17\%$).

Die Opalbestimmung erfolgte in modifizierter Form nach MÜLLER & SCHNEIDER (1993), wobei der kontinuierliche Meßvorgang dieser Autoren durch eine Einzelmessung ersetzt wurde. Für die Analyse wurden 100 mg gefriergetrocknetes Probenmaterial (Fraktion < 0.063 mm) und 100 ml 1M Natronlauge (NaOH) in ein Edelstahl-Reaktorgefäß gegeben. Dieses wurde bei 85°C 40 min. in einem Wasserbad geschüttelt. Nach einer Abkühlungszeit von 2 Stunden wurde die Lösung zentrifugiert und dekantiert. Die Werte von %Si-Opal wurden zu Gew.-%Opal unter Berücksichtigung des gebundenen Wassergehaltes umgerechnet (Opal [Gew.-%] = SiO_2 [mg/l] * 2.38/10, $\sigma < 0.5\%$) (vgl. MORTLOCK & FROELICH 1989).

Für die Isotopenmessungen im Sediment wurde jeweils die gesamte gefriergetrocknete Probe gemörsert und in Silberschiffchen eingewogen. Die Entfernung des Karbonats erfolgte durch Zusatz von 2 %-iger Salzsäure (HCl). Das Häufigkeitsverhältnis der stabilen Kohlenstoff-Isotopen ^{12}C und ^{13}C und der stabilen Stickstoff-Isotopen ^{14}N und ^{15}N erfolgte an reinem CO_2 - bzw. N_2 -Gas mit einem Finnigan MAT Delta S, das an einen Carlo Erba/Fisons 1108 CHN-Analyzer gekoppelt war ($\sigma = 0.15\%$ für $\delta^{13}\text{C}$ bzw. < 0.2 % für $\delta^{15}\text{N}$). Als Referenzgas diente reines CO_2 bzw. N_2 , das gegen Karbonat (NBS-18, -19 bzw. -20) bzw. atmosphärischen Stickstoff (MARIOTTI 1984) als Standard kalibriert war. Die folgenden herkömmlichen Formeln wurden zur Berechnung angewendet (FAURE 1986):

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}] \cdot 1000 / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standard}}$$

und

$$\delta^{15}\text{N} (\text{‰}) = [(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{sample}} - (^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{standard}}] \cdot 1000 / (^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{standard}}$$

Zur unabhängigen Quantifizierung des Eintrages von CaCO_3 , C_{org} und Opal von dem terrigenen Eintrag und anderen biogenen Komponenten wurden die Gewichtsprozentanteile in Akkumulationsraten umgerechnet. Die Akkumulationsraten des Gesamtsediments (AR_{tot}) und der biogenen Komponenten (AR_{komp}) berechnen sich nach VAN ANDEL et al. (1975) und THIEDE et al. (1982) folgendermaßen:

$$\begin{aligned} AR_{\text{tot}} &= SR * TRG \\ AR_{\text{komp}} &= Ar_{\text{tot}} * \text{Gew.\%}_{\text{komp}} / 100 \end{aligned}$$

Dabei sind: Ar_{tot} und AR_{komp} in $\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot 1000 \text{ Jahre})$,
 SR linear interpolierte Sedimentationsrate in $\text{cm}/1000 \text{ Jahre}$,
 TRG Trockenraumgewicht in g/cm^3 , entspricht dem Trockengewicht des Gesamtsediments pro Naßvolumen, und
 $\text{Gew.\%}_{\text{komp}}$ Gewichtsanteil der biogenen Komponenten am Gesamtsediment in %

Da für Arbeiten im limnischen Bereich hauptsächlich AR in g/(m²*Jahr) angegeben werden und zudem die Primärproduktion im Oberflächenwasser häufig in dieser Einheit angegeben ist, wird die letztgenannte Gleichung wie folgt geändert (MÜLLER & SUESS 1979; REA et al. 1980):

$$AR_{\text{komp}} = AR_{\text{tot}} * \text{Gew.-\%}_{\text{komp}} / 10$$

Zur Bestimmung des Trockenraumgewichts wurde nach Öffnung der Kerne am Tag nach der Probennahme mit einem Stechzylinder ein gegebenes Volumen an Sediment entnommen, das bei 60°C im Trockenschrank bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und dann gewogen wurde.

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1. Sedimentationsgeschichte

Die Probennahmen in den Bodden und Haffen ergaben für die einzelnen Kerne sowohl Gemeinsamkeiten als auch Unterschiede in der prinzipiellen Sedimentabfolge. Die Schlicksedimente des Grabow und des Barther Bodden werden z.T. von Basistorf unterlagert. Vereinzelt stehen an Stelle dieser terrestrischen Bildungen limnische Sedimente an. So lagert im südwestlichen Teil des Grabow (Kern Gr3) eine Schalen-Organomudde über dem Torf. Darunter folgen, soweit erbohrt, Sande fröhholozänen bis spätglazialen Alters, die Einmengungen von Torfen bis Mudden enthalten können.

Die Darß-Zingster Boddenkette (mit Barther Bodden und Grabow) wurde vom Litorina-Meer zwischen 7000 und 4000 BP erreicht, wobei der Grabow zuerst erfaßt wurde (KLIBO 1995). Die Sedimente des Litorina-Meeres werden vom "Basistorf" (Schilf- bzw. Bruchwaldturf, im oberen Abschnitt oft verschlickt) vorwiegend des Älteren Atlantikums unterlagert. Die brackische Sedimentation setzte in Abhängigkeit vom Niveau des Boddenbodens sowie vorhandener Schwellen in den einzelnen Bodden zeitlich unterschiedlich ein. Sie weist zumeist an der Basis eine Schillage bzw. besonders molluskenreiche Schlicklage auf. Im zentralen Bereich ist oft eine Wechselfolge von schillreichen Bändern und Schlicklagen charakteristisch.

Die zunehmende Abriegelung der Boddenbecken, die für den Barther Bodden und den Grabow wahrscheinlich erst im Subatlantikum einsetzte, widerspiegelt sich in der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Sedimente. Die für die heutigen Boddengewässer charakteristische Schlicksedimentation setzte erst nach erfolgter Schließung der Außenküstennehrungen ein. Verbunden damit waren ein immer geringer werdender Ostseewassereinstrom und somit eine zunehmende Aussüßung und Eutrophierung der Gewässer sowie eine Beschleunigung der Schlicksedimentation.

4.2. Zusammensetzung organischer Substanz in den Sedimenten

Bei sedimentologischen Arbeiten im ozeanischen Bereich hat man sich des C/N-Verhältnisses zur Unterscheidung organischer Substanz mariner bzw. terrestrischer Herkunft bedient (z.B. MÜLLER 1977; HEBBELN 1991). So gehen BORDOVSKIY (1965) von einem C/N-Ratio von < 8 in mariner und PRAHL et al. (1980) von > 12 in terrestrischer organischer Substanz aus. Für Makrophyten in den Boddengewässern geben CONRAD et al. (1995) ein mittleres C/N-Verhältnis von 13.6 an. Für die Bodden und Haffe kann darüberhinaus angenommen werden, daß emerse Makrophyten, die das Ufer besiedeln, erheblich zum Eintrag organischer Substanz in das Sediment beitragen. Auch Erosionsprozesse von Torf und Böden können für die Bodden und Haffe eine nicht unerhebliche Rolle spielen.

Im **Barther Bodden** (Kern BaB1) wurden nur Proben aus dem Subatlantikum analysiert. Der Kern BaB zeigt ähnliche C_{org}/N-Verhältnisse wie die Proben des Kerns BaB1. Im Barther Bodden

erreichen die C/N-Verhältnisse in den Schlichen mehrheitlich Werte bis zu 20. Im nordöstlichen Teil treten in der ersten Hälfte des Subatlantikums vereinzelt höhere Werte auf. In den Beckensanden im südwestlichen Barther Bodden können ebenfalls erheblich höhere Werte auftreten. Die gemessenen C_{org}/N-Werte im datierten Kern BaB1 schwanken stark, und aus ihnen läßt sich nur schwer ein Trend ableiten. Deutlich ist nur, daß bis ca. 1.10 m (-3.85m NN) weite C_{org}/N-Verhältnisse vorliegen, die durch die Dominanz terrestrischen Materials bedingt sein müssen. Darüber bewegen sich die Werte in einer Spannweite, die den Bereich von eindeutig marinem bis zu terrestrisch dominiertem Material abdeckt.

Neben den C/N-Verhältnissen sind auch die stabilen Isotopenverhältnisse organischer Substanz ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) angewandt worden, um die Herkunftsquellen des in das Sediment eingelagerten organischen Materials zu bestimmen und um so Informationen zu den Sedimentationsvorgängen abzuleiten (THORNTON & McMANUS 1994; SWEENEY & KAPLAN 1980a, b; PETERS et al. 1978). In gemäßigten Breiten werden $\delta^{13}\text{C}$ Werte zwischen -25 ‰ bis -30 ‰ für den überwiegenden Teil (d.h. von C3-Pflanzen stammend) der terrigenen organischen Substanz angegeben (FONTUGNE & JOANNEAU 1987; EMERSON & HEDGES 1988). Im marin Milieu variieren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -19 ‰ und -22 ‰ in Abhängigkeit vom hydrologischen Regime (FONTUGNE & JOANNEAU 1987). Für Süßwasserplankton wird davon ausgegangen, daß dieses niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hat als marines Plankton, wobei GALIMOV (1985) einen Schwankungsbereich von -20 ‰ bis -30 ‰ angibt.

$\delta^{15}\text{N}$ -Werte für terrestrische Pflanzen bewegen sich zwischen -5 ‰ und +18 ‰, sind aber im Durchschnitt isotopisch leichter. Stickstofffixierende Pflanzen haben einen Bereich von -6 ‰ bis +6 ‰ (FOGEL & CIFUENTES 1993). Marine Organismen haben mittlere $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen +7 und +10 ‰ (PETERS et al. 1978). $\delta^{15}\text{N}$ -Signaturen sind deutlichen Modifikationen durch kinetische Isotopenfraktionierungseffekte ausgesetzt, die während der biogenen Umformung und im Kreislauf der gelösten und partikulären Stickstoffverbindungen auftreten. Biogeochemische Hauptprozesse, die die $\delta^{15}\text{N}$ -Zusammensetzungen der Gesamt Mengen der verschiedenen Stickstoffformen modifizieren, schließen Ammonifizierung, Nitrifizierung, Denitrifikation, dissimilative Nitratreduktion und Nährstoffassimilation ein, wobei die Isotopenfraktionierung bei jedem dieser Prozesse bewirkt, daß die Reaktionsprodukte isotopisch leichter sind als die Ausgangssubstrate (OWENS 1987). Der allgemeine Effekt der Diagenese organischer Substanz ist folglich, daß der residuale Stickstoff, durch die Anreicherung von ¹⁵N, vom Charakter her "mariner" wird. Dieser Effekt tritt ungeachtet der Herkunft von frischem organischem Material auf und hat damit ernsthafte Auswirkungen für Isotopenstudien, denn der gemessene Wert kann damit das Ausmaß der biogenen Veränderungen unter Umständen deutlicher reflektieren als die Herkunft des Materials (z.B. SWEENEY & KAPLAN 1980a).

Die $\delta^{13}\text{C}$ - (und $\delta^{15}\text{N}$ -) Verhältnisse submerser Makrophyten zeigen in den Bodden einen breiten Schwankungsbereich zwischen -11.4 und -28.1 ‰ (bzw. $\delta^{15}\text{N}$ zwischen 9.5 und 14.1 ‰) (MÜLLER & VOSS 1997). Auch OSMOND et al. (1981) berichten von großen Spannweiten der Isotopenwerte submerser Makrophyten. Für die Diskussion möglicher Ursachen sei auf die Arbeit von STEPHENSON et al. (1984) verwiesen. Planktonproben aus dem Kleinen Haff und aus dem Greifswalder Bodden hatten niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -24.3 ‰ und -25.1 ‰ (entsprechende $\delta^{15}\text{N}$ -Werte zwischen 12.5 ‰ und 15.5 ‰) (MÜLLER & VOSS 1997).

Im Barther Bodden bestätigen die Kohlenstoffisotope (Abb. 2A) am Beginn des Subatlantikums (-27.8 ‰) die Interpretation der zeitlich entsprechenden C_{org}/N-Werte im Sinne eines Vorherrschens terrestrischen Materials in der in das Sediment eingebetteten organischen Substanz. Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte (Abb. 2B) zeigen zu Beginn des Subatlantikums ebenfalls einen terrestrischen Wert (2.8 ‰). Darüber sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte außerordentlich hoch (zwischen -19.8 ‰ und -23.2 ‰). Plankton allein kann diese Werte nicht verursacht haben, da die C_{org}/N-Verhältnisse in vielen Proben Werte über 12 erreichen. Auffällig ist jedoch, daß alle Proben ab ca. 2000 BP diese

Barther Bodden

Kern BaB1

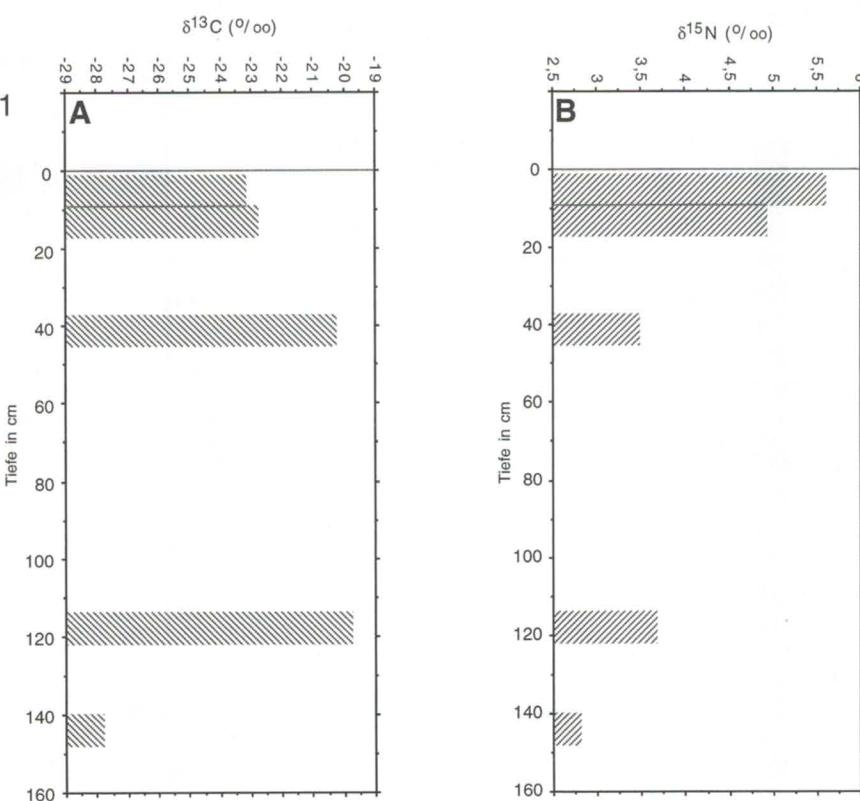
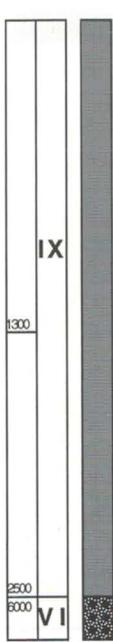


Abb. 2. Verhältnisse stabiler Isotope aus dem Barther Bodden (Kern BaB1): (A) $\delta^{13}\text{C}$, (B) $\delta^{15}\text{N}$. Links zeitliche Einordnung in BP und Pollenzonen. Die Sedimentabfolge zeigt im oberen grau markierten Abschnitt Schlicke, im unteren dunklen Teil Torf. Isotopendaten aus MÜLLER & VOSS (1997).

schweren Kohlenstoffisotopenverhältnisse aufweisen. Aufgrund der hohen $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ -Werte liegt es hier nahe, diese Daten mit einer Dominanz der submersen Makrophyten zu erklären. Die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte werden zur Oberfläche hin zunehmend mariner (Spannweite 3.7 bis 5.6 ‰ mit dem größten Wert an der Oberfläche). Sie unterstützen damit den Trend der $\delta^{13}\text{C}$ -Daten.

Für die Sedimente aus dem Grabow (Kern Gr3) liegt bisher keine Datierung vor. Im Grabow zeigt die Mehrzahl der Proben C/N-Verhältnisse bis 20. Im nördlichen Teil treten zudem in den Schlickern auch mehrere höhere C/N-Werte um 30 auf. Die Kohlenstoffisotopenwerte im Grabow sind außerordentlich hoch (Abb. 3A). Bei 1.40 m Tiefe (-3.90 m NN) wird ein absolutes Maximum mit -16.3 ‰ erreicht, bei 0.65 m (-3.15 m NN) beträgt der Wert -21 ‰, um dann in den rezenten Sedimenten an der Oberfläche (aus ca. 9 cm Tiefe) bis auf -23.6 ‰ abzunehmen. Alle Proben in diesem Kern scheinen damit ein Sedimentationsmilieu zu repräsentieren, in dem die organische Substanz kaum terrestrischen Ursprungs ist, sondern von den Überresten des Planktons und der submersen Makrophyten herstammen muß. Es ist aber für diesen Fall nicht möglich, aus den Isotopenwerten eine mögliche Verschiebung in der relativen Bedeutung von Plankton und submersen Makrophyten zur Gegenwart hin abzuleiten, da für die submersen Ma-

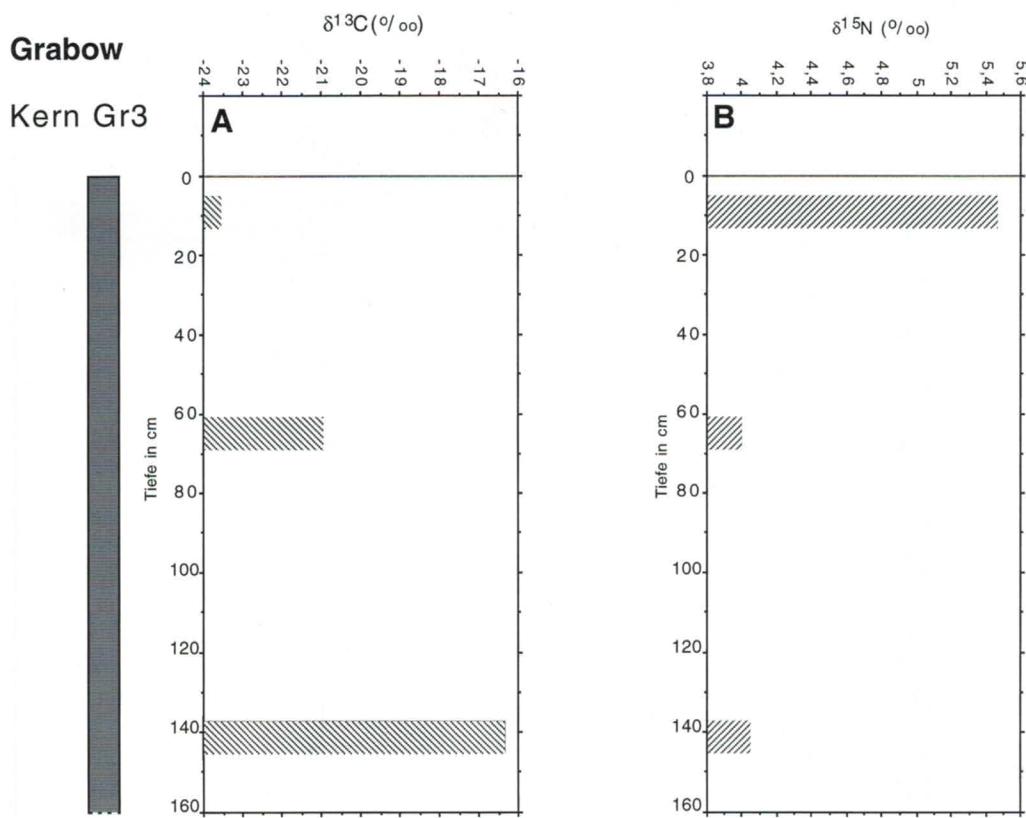


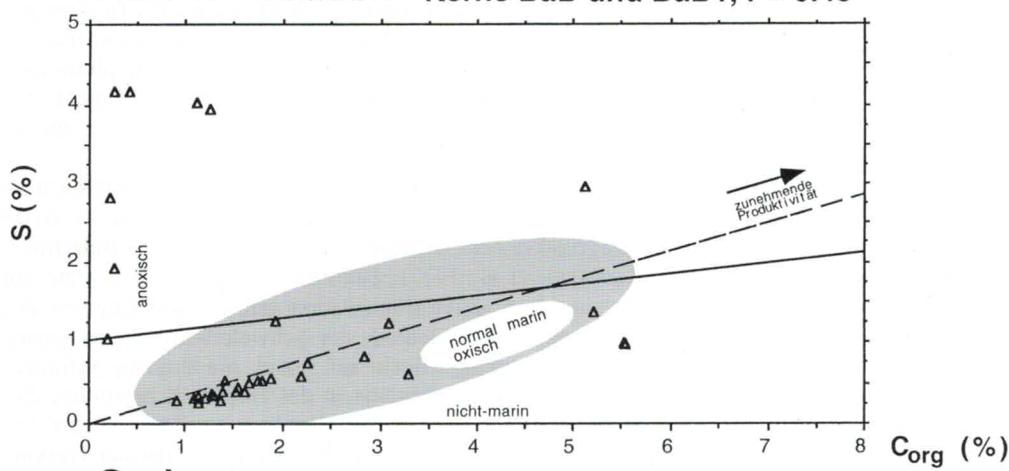
Abb. 3. Verhältnisse stabiler Isotope aus dem Grabow (Kern Gr3): (A) $\delta^{13}\text{C}$, (B) $\delta^{15}\text{N}$. Die Sedimentabfolge zeigt für den gesamten Kernabschnitt Schlicke. Isotopendaten aus MÜLLER & VOSS (1997).

krophyten bisher keine Ergebnisse systematischer Untersuchungen ausgedehnten Umfangs vorliegen. Allerdings ist nicht auszuschließen, daß Salzgrasfarnen für die Sedimente des Grabow eine Rolle spielen. So wurde bei Bohrungen auf dem heutigen Festland an der Südostflanke des Grabow massenhaft Chenopodiaceae nachgewiesen (KLIBO 1995), wobei es sich wahrscheinlich um *Atriplex* sp. handelt (JANKE, pers. Mitt.). Für letztere beschrieb z.B. DOWNTON (1975) für einen Teil der Arten einen C4-Photosynthesepfad, der hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Pflanzen bewirkt. Dann könnte die Hypothese von einer Dominanz von Plankton und submersen Makrophyten nicht gehalten werden. Die Sedimentbohrungen auf dem Festland deuten gegenwärtig darauf hin, daß es sich dabei um zwei Zeitgruppen von Salzgrasfarnen handeln muß (JANKE, pers. Mitt.). Einerseits wurden diese für das Atlantikum nachgewiesen, das allerdings am Untersuchungsstandort nur geringmächtig erhalten ist. Andererseits kann es sich um Salzgraswiesen handeln, die durch intensive Beweidung und damit verbundenen Verschiebungen im Vegetationsbild insbesondere nach 1400/1300 BP großflächig entstanden (LANGE et al. 1986; STRAHL 1996). In den Sedimenten aus dem Grabow liegt der höchste gemessene $\delta^{13}\text{C}$ -Wert bei etwa 1300 BP vor.

Aus den $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ -Werten läßt sich ableiten, daß Plankton und submerse Makrophyten in das Sediment eingebettet wurden, wobei - allein aus den $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ -Werten abgeleitet - auch ein Eintrag von Land denkbar wäre. Im Kern Gr3 sind in Tiefen von 0.90 - 1.00 m (-3.40 bis -3.50 m NN) und von 1.30 - 1.40 m (-3.80 bis -3.90 m NN) die $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ -Werte so weit, daß ein Eintrag

terrestrischen Materials denkbar ist: Bei ca. 1.40 m Tiefe (-3.90 m NN) liegt damit bei einem hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (s.o.) ein relativ niedriger $\delta^{15}\text{N}$ -Wert vor (Abb. 3B), der kaum durch marines Material allein bedingt sein kann. Auch tritt mit -16.3 ‰ ein Kohlenstoffisotopenverhältnis auf, daß durch Plankton und möglicherweise auch zusätzlich durch submerse Makrophyten allein nicht erkläbar ist. Bei 0.65 m (-4.15 m NN) ist der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert noch immer 4 ‰, wobei der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert leicht abgenommen hat. An der Sedimentoberfläche ist der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert deutlich mariner (5.5 ‰). Es ist nicht belegbar, ob aufgrund von Gewässerberuhigung (z.B. bedingt durch die Seegattschließung seit dem Mittelalter, KLIGO 1995) zur Gegenwart hin eine erhöhte autochthone Produktion im Grabow erfolgte.

Barther Bodden Kerne BaB und BaB1, $r = 0.48$



Grabow Kerne Gr1, Gr2 und Gr3, $r = 0.64$

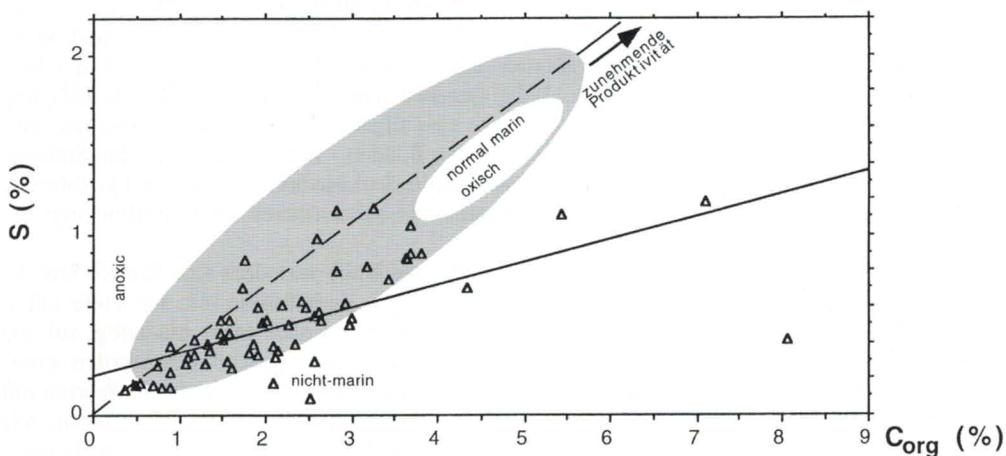


Abb. 4. Darstellung der Gehalte an organischem Kohlenstoff gegen Schwefel in den Sedimenten des Barther Boddens (Kerne BaB und BaB1) - oben - und des Grabows (Kerne Gr1, Gr2 und Gr3) - unten. Die gepunkteten Bereiche markieren jeweils das empirisch bestimmte Feld für normale Meeressedimente nach BERNER & RAISWELL (1983). Die gestrichelte Linie im Diagramm ist die Regressionsgerade für die Daten der o.g. Autoren, die durchgehende Linie ist die Regressionsgerade für die hier gezeigten Daten

4.3. Kohlenstoff-Schwefel-Systematik der Sedimente

Eine Darstellung der Gehalte an Schwefel gegen organischen Kohlenstoff unter Anwendung des empirischen Diagramms von BERNER & RAISWELL (1983) wurde benutzt, um das Paläomilieu des Barther Bodden und des Grabow zu charakterisieren (Abb. 4). Der punktierte Bereich um die Regressionsgerade kennzeichnet normale marine Sedimente mit oxischem Bodenwasser. Die Begriffe "anoxisch", "normal marin/oxisch" und "nicht-marin" dienen dazu, das bodennahe Wasser zur Zeit der Ablagerung zu charakterisieren (EMEIS & MORSE 1993). In den hier betrachteten Gewässern korrelieren die C_{org} -Gehalte in den untersuchten Sedimenten positiv mit den Schwefelgehalten, wobei sie deutlich geringere Anstiege aufweisen als die der normalen marinen Sedimente nach BERNER & RAISWELL (1983). Für die Sedimente aus dem Grabow ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von $r = 0.64$ ($p < 0.05$). Der relevante Wert im Barther Bodden beträgt $r = 0.48$ ($p < 0.05$), wobei in diesem Bodden die geringen C_{org}/S -Verhältnisse der Beckensande in den unteren Lagen der erbohrten Sedimentkerne den Verlauf der Regressionsgeraden erheblich beeinflussen. Sowohl die Probenserien aus dem Barther Bodden als auch die des Grabow fallen in das von BERNER & RAISWELL (1983) empirisch bestimmte Feld für Meeressedimente normaler Salinitäten. Die Mehrzahl der Sedimente aus dem Barther Bodden liegt sogar um die von diesen Autoren gegebene Regressionsgerade.

Das erscheint zunächst merkwürdig, weil ja die Bodden relativ geringe Salinitäten besitzen. Außerdem handelt es sich bei den Bodden um sehr flache Gewässer mit hoher Turbulenz, so daß zu erwarten wäre, daß dem System aufgrund seiner "Offenheit" große Mengen an Sulfidschwefel wieder verlorengehen können (GOLDHABER et al. 1977). JØRGENSEN (1977) beobachtete eine solche Tendenz in Küstensedimenten, in denen aktive Bioturbation auftrat. Allerdings ist es ja auch möglich, daß die in dieser Arbeit angewandte Methode der Schwefelbestimmung generell die Pyritschwefelgehalte überschätzt. In der Lumparn-Bucht auf Åland, die ähnliche Salinitäten (5-6 psu) aufweist, fielen die Oberflächensedimente ebenfalls in das empirisch bestimmte Feld von BERNER & RAISWELL (1983). Für diese Sedimente ließ sich allerdings aus den sehr niedrigen C_{org}/N -Verhältnissen ableiten, daß der Hauptanteil des organischen Materials mariner Herkunft und damit eventuell reaktiver war als die organische Substanz in den Sedimenten der Bodden. Zudem waren die C_{org} -Gehalte deutlich geringer als in den Bodden (MÜLLER 1996).

Im Rahmen dieser Arbeit erfolgte keine Berechnung des Pyritisierungsgrades und keine Messung der Porenwasser-Sulfatkonzentrationen. Daher müssen Aussagen allein nach der herkömmlichen Klassifizierung nach BERNER (1970) gegeben werden. Unter der Berücksichtigung der bekannten Parameter sollte aber in diesem Sinne eine allgemeine Einschätzung möglich sein. Man kann davon ausgehen, daß die Pyritbildung in den Bodden - wie auch generell für Süßwasser - sulfatlimitiert ist. Aufgrund geringer Salinität geht die Sulfatreduktion bzw. die Pyritbildung in den Sedimenten mit geringerer Intensität vorstatten als bei normalen Meeressedimenten mit gleich hohen Anteilen an organischem Kohlenstoff.

Die Proben aus dem **Barther Bodden** (Kerne BaB1 und BaB) verhalten sich ähnlich wie die Sedimente aus dem Grabow: Bei der Betrachtung der C_{org}/S -Verhältnisse mit der Tiefe fallen einige Proben in den Bereich für normal marine Sedimente, wobei nicht eindeutig auf die Salinität - ob normal marin oder nahe einem limnischen Gewässer - geschlossen werden kann. Das mehrheitliche Auftreten von C_{org}/S -Verhältnissen, die in dem Grenzbereich mit Werten um 2.8 bis 5 liegen, ist möglicherweise speziell für ein brackisches Flachwassermilieu typisch, wie es in den Bodden und Haffen für längere Zeitabschnitte bereits nachgewiesen werden konnte. Deutlich höher als im nördlichen Barther Bodden (Kern BaB1) sind dagegen mit Werten > 8 die Verhältnisse für die Sedimente aus dem südwestlichen Teil des Gewässers (Kern BaB).

Die Feinsande unterhalb 0.80 m (-2.95 m NN) haben extrem niedrige C_{org}/S -Verhältnisse < 1. Anhand dieser Werte läßt sich nicht nachweisen, ob ein zusätzlicher Sulfateintrag (z.B. vertikal nach oben gerichtet oder lateral) überhaupt denkbar ist: Es gibt keine weiteren Indikatoren für eine solche Annahme und, anders als in den beiden Teilen des Oderhaffs (MÜLLER 1997),

liegen mit Einsetzen der Torfbildung und der Schlicksedimentation hohe C_{org}/S -Werte vor. Für die Schlicke sind diese prinzipiell nur mit dem Vorherrschen von ausgesüßten Bedingungen im Gewässer zu erklären.

Da es sich bei diesen Feinsanden um (frühe) spätglaziale Beckensande handelt, die zudem in den untersten Lagen noch nicht humos waren, kann hier die Methode der C_{org}/S -Verhältnisse aufgrund der geringen Menge eines zu erwartenden Eintrages organischer Substanz für die spätglazialen Sande wohl nicht angewendet werden.

Im Grabow (Kerne Gr1, Gr2 und Gr3) verhält sich ein Großteil der Sedimente normal marin mit den typischen C_{org}/S -Verhältnissen um 2.8 ± 0.8 . Ebenfalls deutlich präsent sind jedoch auch Sedimente, die die für Süßwasserbedingungen beschriebenen hohen C_{org}/S -Werte $>> 2.8$ zeigen. Für Kern Gr2 aus dem zentralen Bereich des Grabow fällt auf, daß die Werte überhalb etwa 0.70 m (-4.40 m NN) geringer sind, obwohl mehrere Proben noch immer in den für Süßwasserbedingungen typischen Bereich fallen. Diese Werte erreichen erstmalig ab 0.80 m (-4.50 m NN) den für normale Meeressedimente angegebenen Bereich von 2.8 ± 0.8 .

Im Kern Gr3 im westlichen Grabow liegt in einer Tiefe von 3.08-3.11 m (-5.58 bis -5.61 m NN) ein extrem hoher C_{org}/S -Wert vor, der nicht als repräsentativ angesehen werden sollte. Zwischen 2.70 und 2.90 m Sedimenttiefe (-5.20 bis -5.40 m NN) fallen die Verhältnisse allerdings wieder in den Bereich für normal-marine Sedimente, um dann ab 0.15 m (-2.65 m NN) wieder ein süßwassernahes Milieu zu reflektieren. Eine solche Aussage stimmt überein mit den Ergebnissen der Diatomeenuntersuchungen, die ebenfalls auf eine Aussüßung des Grabow in den letzten Jahrhunderten deuten (JANKE, pers. Mitt.). Der Verlauf der C_{org}/S -Verhältnisse mit der Tiefe in den rezenten Sedimenten kann allerdings auch dadurch bedingt sein, daß die frühdiagenetische Pyritbildung noch nicht abgeschlossen ist.

Abb. 5 zeigt eine Darstellung von Akkumulationsraten organischer Substanz gegen Sedimentakkumulationsraten für die Proben aus dem Barther Bodden (Kern BaB1). Zum Vergleich ist in den Diagrammen auch die empirische Regressionsgerade von MÜLLER & SUESS (1979) dargestellt, die von einer größeren Menge von Oberflächenproben aus verschiedenen marinen Milieus abgeleitet wurden.

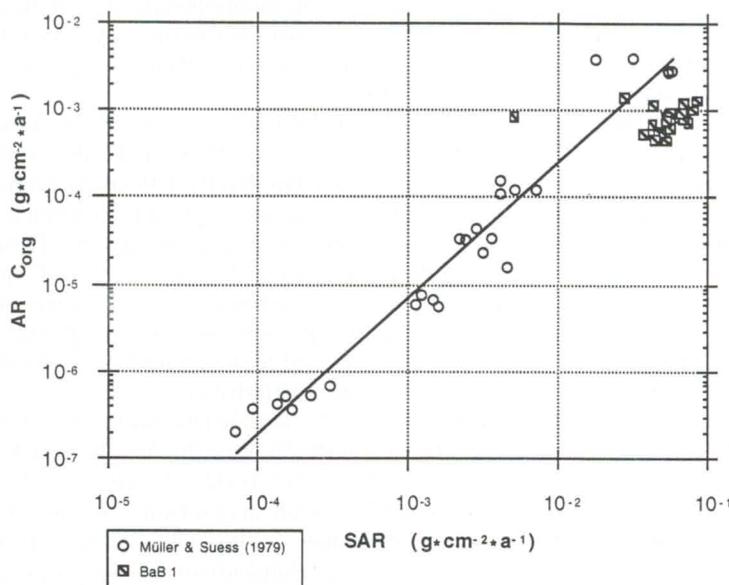


Abb. 5. Logarithmische Darstellung der Akkumulationsraten des Gesamtsediments und des organischen Kohlenstoffs für die Sedimente aus dem Barther Bodden (Kern BaB1) im Vergleich mit den Daten und der Regressionsgeraden aus MÜLLER & SUESS (1979).

Nahezu alle Proben aus dem Barther Bodden liegen unterhalb der von MÜLLER & SUESS (1979) gegebenen Linie. Das legt nahe, daß eine geringere Fraktion organischen Kohlenstoffs in das Sediment eingelagert wird, als es nach dem von MÜLLER & SUESS (1979) gegebenen Zusammenhang bei der vorhandenen Sedimentakkumulationsrate zu erwarten wäre.

Betrachtet man noch einmal die Schlicke als repräsentativen Sedimenttyp, so scheint der Zusammenhang einer zunehmenden Einlagerung von organischem Kohlenstoff mit steigender Sedimentakkumulationsrate offenbar bei den hier untersuchten Gewässern aufgrund der Flachwasserdy namik doch nicht vordergründig gegeben zu sein. Auch bei hohen Sedimentationsraten scheint es eine gute Umarbeitung und Resuspension des Sedimentes in einem Maße zu geben, welches bewirkt, daß der biologische Abbau der organischen Substanz vor ihrer Einlagerung gefördert wird. OWENS & LAW (1989) erwähnen z.B. in ihrer Studie, daß das Gebiet maximaler Turbulenz und Trübe des Wasserkörpers identisch mit dem Standort war, an dem verstärkt chemische und mikrobiologische Aktivität im Zusammenhang mit Mineralisierungsprozessen beobachtet werden konnte.

Die Sedimentationsraten im Barther Bodden sind relativ niedrig, so daß noch weniger denkbar erscheint, daß eine große Fraktion organischen Kohlenstoffs gegen den mikrobiellen Abbau versiegelt wird. SCHIEWER (1994) hebt neben der Charakterisierung des Barther Boddens als polymiktisches Flachgewässer auch dessen sehr gute Durchmischbarkeit hervor, die dann einhergehen könnte mit relativ unruhigeren Sedimentationsbedingungen. Zudem wurde der hier betrachtete Sedimentkern aus dem Barther Bodden aus einer geringen Wassertiefe von 2.75 m entnommen.

4.4. Biogene Komponenten

Die biogene Komponente mariner Sedimente besteht neben organischen Verbindungen hauptsächlich aus zwei Substanzen, die als Hartteile von Organismen produziert werden. Diese sind Kalzit und Opal, die durch das im Wasser lebende Plankton ausgefällt werden. Die Opal- und CaCO_3 -Anteile sind nicht direkt abhängig von der Primärproduktion, da neben den Primärproduzenten auch das Zooplankton erheblich am Eintrag biogener Komponenten in das Sediment beteiligt ist. Dabei reflektiert das Vorkommen dieser Phasen am Gewässerboden im Ozean sowohl die Produktionsrate in der überliegenden Wassersäule als auch den Umfang, in dem diese Phasen der Lösung ausgesetzt sind (BROECKER & PENG 1982).

Meerwasser - und auch das Wasser der Bodden und Haffe - ist mit Hinblick auf Kieselsäure in der Regel immer untersättigt (BROECKER & PENG 1982). Es kommt daher immer zu Auflösungserscheinungen, wie sie auch an Diatomeen des Greifswalder Boddens beobachtet werden können (C. SCHNICK & W. JANKE, pers. Mitt.). Damit ist eine Fehlinterpretation der Resultate denkbar, wenn diese Anwendung als Paläoproduktivitätsindikatoren finden. Trotzdem wird in vielen Arbeiten davon ausgegangen, daß Perioden erhöhter Produktivität mit Perioden erhöhter Einlagerung von biogenem Opal in das Sediment einhergehen, weil man annehmen kann, daß Produktion, Auflösung und Einlagerung in gleichen Proportionen erfolgen (BROECKER & PENG (1982). Die Auflösung von Karbonatschalen in den Sedimenten wird für die Bodden und Haffe am Beispiel des Greifswalder Boddens in FRENZEL (1996) diskutiert.

In den Sedimenten des **Barther Bodden** können die Opalgehalte bis um 2 % betragen, in den rezenten Oberfächensedimenten werden Gehalte über 3 % erreicht. Die Kalziumkarbonatanteile betragen für die Mehrzahl der Proben aus dem Barther Bodden weniger als 0.2 %. Für den Barther Bodden erscheint die Erfassung zeitlicher Trends in den Gewichtsanteilen der einzelnen Komponenten problematisch, da mit der vorliegenden Sedimentabfolge nur das Subatlantikum erfaßt wurde. Zudem sind die Gewichtsanteile an Kalziumkarbonat im Sediment sehr gering. In den rezenten oberflächennahen Sedimenten der obersten 10 cm liegt jeweils ein hoher C_{org}^- , Opal- bzw. CaCO_3 -Wert vor, wobei ersterer auch in der relativ höheren C_{org}^- -Akku mulationsrate dieser Probe reflektiert wird. Es ist denkbar, daß in den letzten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts eine

höhere Produktivität aufgrund der ausgeprägten Eutrophierungstendenzen (SCHLUNGBAUM et al. 1994b) vorlag. Auch aus den Akkumulationsraten für Opal und CaCO_3 lassen sich keine detaillierten, zeitlich bezogenen Entwicklungstendenzen ableiten. Die C_{org} -Akkumulationsraten zeigen zur Gegenwart hin, insbesondere ab 2100 BP, zunehmende Werte.

In den Sedimenten des **Grabow** liegen die Opalgehalte hauptsächlich zwischen 0.5 und 1.5 % mit Einzelwerten über 2 bzw. 3 % in allen drei entnommenen Sedimentkernen. In den Sedimenten des nördlichen Grabow waren die CaCO_3 -Anteile immer unter 0.2 %. Im zentralen Teil des Gewässers können etwas höhere CaCO_3 -Werte in den Sanden in etwa 1.10-1.20 m Tiefe auftreten, die allerdings nur selten 1 % überschreiten. Im westlichen Bodenteil sind die CaCO_3 -Gehalte auch in den Schlickern geringfügig höher mit Werten zwischen 0.2-0.6 %, wobei einzelne Gehalte leicht darüber liegen können. Für den Grabow fällt im Kern Gr3 auf, daß die CaCO_3 -Anteile in den obersten 40 cm sehr gering sind (ab 3.00 m). Ein zeitlicher Bezug der Opal-, C_{org} - und CaCO_3 -Werte, der auf Entwicklungstendenzen der Produktivität hindeuten könnte, ist jedoch nicht erkennbar. Allerdings zeigen im Kern Gr1 die Gehalte an Opal und an organischem Kohlenstoff sowie die Kalziumkarbonatanteile zu den C_{org} -Gehalten einen linearen Zusammenhang ($r = 0.78$, $p < 0.05$ bzw. $r = 0.89$, $p < 0.05$).

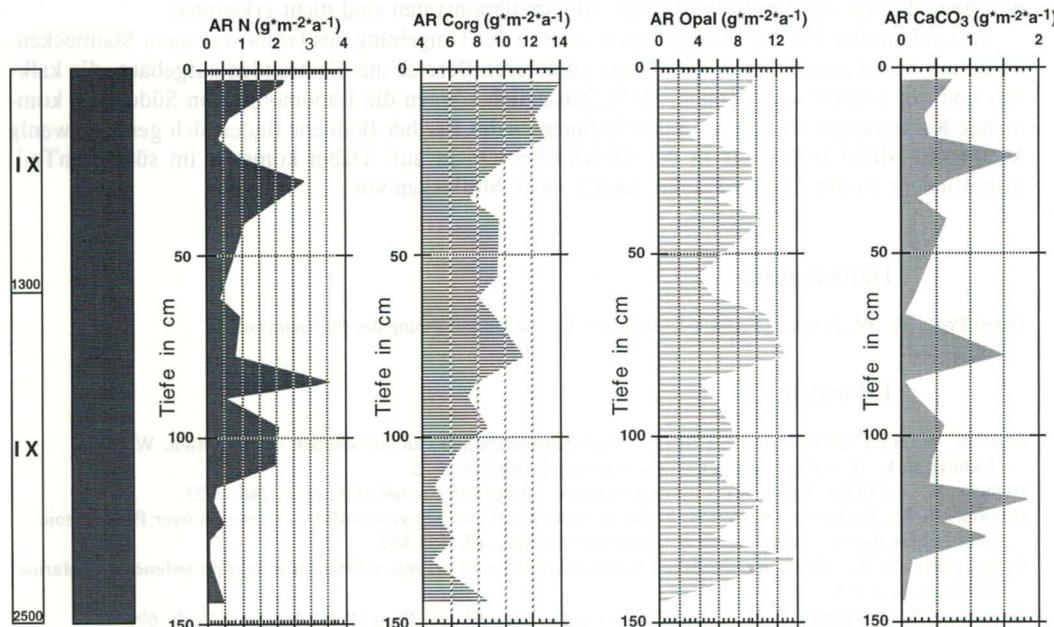


Abb. 6. Akkumulationsraten für die Sedimente aus dem Barther Bodden (Kern Ba1): Stickstoff, organischer Kohlenstoff, Opal und Kalziumkarbonat (jeweils in $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$). Links: Pollenzonen mit Altersangaben in BP und Sedimentabfolge. Letztere zeigt das Vorkommen von Schlickern für das gesamte Subatlantikum.

4.5. Akkumulationsraten einzelner Komponenten

Die Akkumulationsraten (AR) einzelner Komponenten des Sediments sind ein Maß für die Trockenmasse von Material, das pro Flächeneinheit und Zeiteinheit akkumuliert. Die Anwendung von AR erlaubt den Vergleich der tatsächlichen Ablagerungsraten in Sedimenten mit variierendem Wassergehalt (REA et al. 1980). Der wohl am häufigsten diskutierte Parameter bei der Charakterisierung von Sedimenten mit Hilfe von Akkumulationsraten ist der Flux organischen Kohlenstoffs. Er kann Auskunft geben über Einträge organischer Substanz, die Höhe der Produktivität

eines Gewässers aber auch über die Intensität von Abbauprozessen organischer Substanz als Funktion anderer Milieuparameter. Für die Bodden und Haffe kann angenommen werden, daß emerse Makrophyten, die das Ufer besiedeln, erheblich zum Eintrag organischer Substanz in das Sediment beitragen. Auch Erosionsprozesse von Torf und Böden können eine nicht unerhebliche Rolle spielen. Daher ist der Parameter organischer Kohlenstoff nur eingeschränkt als Produktivitätsindikator in den Küstengebieten anwendbar.

Im Barther Bodden (Kern BaB1) bewegen sich die Werte für die C_{org}-Akkumulationsraten bei einem verhältnismäßig engen Streubereich in einer Größenordnung zwischen 4.4 g.m⁻²a⁻¹ und 14.0 g.m⁻²a⁻¹ (Abb. 6). Deutlich sichtbar ist, daß die C_{org}-Akkumulationsraten im nordöstlichen Barther Bodden über das gesamte Subatlantikum zur Gegenwart hin relativ höhere Werte zeigen. Während sie in den ersten Jahrhunderten Werte erreichen, die nur um 5 g.m⁻²a⁻¹ liegen, wurden in rezenter Zeit bis zu maximal 14 g.m⁻²a⁻¹ in das Sediment eingelagert.

Die Stickstoffakkumulationsraten im Barther Bodden (Abb. 6) zeigen größere Schwankungen. Ab ca. 2200/2100 BP liegen relativ höhere Werte vor, die sich zwischen 0.5 und 3.5 g.m⁻²a⁻¹ bewegen. Die Akkumulationsraten für Opal streuen im Bereich 0.05 bis 13.60 g.m⁻²a⁻¹, während die CaCO₃-Akkumulationsraten zwischen 0.01 und 1.84 g.m⁻²a⁻¹ liegen (Abb. 6). Zeitlich bezogene Trends der Opal- und CaCO₃-Akkumulationsraten sind nicht erkennbar.

Im Umland des Barther Boddens (wie auch in der Umgebung des Grabow) liegen Staubecken-sande an. So ist zum Beispiel der Zingst im unteren Bereich aus Feinsanden aufgebaut, die kalkfrei und gut sortiert sind (KLIBO 1995). Zusätzlich können die Randmoore von Süden her kommende Kalkeinträge abfangen. In den Sedimenten des Barther Boddens finden sich generell wenig Mollusken, diese treten nur in der Oberflächenschicht auf. Dabei kommen im südlichen Teil, insbesondere an der Südost-Flanke, relativ mehr Mollusken vor.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. W. JANKE, Greifswald, danke ich für die Durchführung der Pollenanlysen.

Literatur

- BERGER, W. H.; LABEYRIE, L. D. (1987): Abrupt climatic change - an introduction.- In: BERGER, W. H.; LABEYRIE, L. D. (eds.): *Abrupt Climatic Change*. Dordrecht: 3-22.
- BERNER, R. A. (1970): Sedimentary pyrite formation. - *American Journal of Science*, **268**: 1-23.
- BERNER, R. A.; RAISWELL, R. (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 855-862.
- BORDOVSKIY, O. K. (1965): Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. - *Marine Geology*, **3**: 3-114.
- BROECKER, W. S.; PENG, T. H. (1982): *Tracers in the Sea*.- Eldigio Press, Palisades, New York, 690 S.
- BROSIN, H. J. (1965): Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und des Zingst. - Veröffentl. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2. Ser. (XVII/3): 277-381.
- CONRAD, K.; BARTELS, S.; EIDAM, J.; JÖNSSON, N.; KLÜBER, U.; LUTHER, T.; MEYER, H.; MISKE, V.; SUCHAU, A.; VIETINGHOFF, U.; WINTER, M. (1995): Erfassung des Bewuchses des Greifswalder Boddens mit submersen Makrophyten und der Akkumulation von C, N, P, S, Mg und Spurenelementen durch Potamogeton pectinatus und andere Arten. - GOAP 2. Statusseminar, Greifswald, 35-36.
- CORRENS, M. (1976): Charakteristische morphometrische Daten der Bodden und Haffgewässer der DDR. - *Vermessungstechnik*, **24**: 459-461.
- DOWNTON, W. J. S. (1975): The occurrence of C4 photosynthesis among plants. - *Photosynthetica*, **9** (1): 96-105.
- EMEIS, K.-C.; MORSE, J. W. (1993): Zur Systematik der Kohlenstoff-Schwefel-Eisen-Verhältnisse in Auftriebs-sedimenten. - *Geologische Rundschau*, **82**: 604-618.
- EMERSON, S.; HEDGES, J. I. (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. - *Paleoceanography*, **3**: 621-634.
- FAURE, G. (1986): *Principles of Isotope Geology* (2nd edition).- New York, 589 pp.
- FOGEL, M. L.; CIFUENTES, L. A. (1993): Isotope fractionation during primary production.- In: ENGEL, M. H.; MACKO, S. A. (eds.): *Organic Geochemistry*. New York, 73-98.

- FONTUGNE, M. R.; JOUANNEAU, J. M. (1987): Modulation of the particulate organic carbon flux to the ocean by a macrotidal estuary - evidence from measurements of carbon isotopes in organic matter from the Gironde system. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **24** (3): 377-387.
- FRENZEL, P. (1996): Rezente Faunenverteilung in den Oberflächensedimenten des Greifswalder Boddens (südliche Ostsee) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden (Crustacea). - *Senckenbergiana maritima*, **27** (1/2): 11-31.
- GALIMOV, E. M. (1985): The Biological Fractionation of Isotopes. Orlando, 261 S.
- GOLDHABER, M. B.; ALLER, R. C.; CHOCHRAN, J. K.; ROSENFELD, J. K.; MARTENS, C. S.; BERNER, R. A. (1977): Sulfate reduction, diffusion, and bioturbation in Long Island Sound sediments: report of the FOAM group. - *American Journal of Science*, **277**: 193-237.
- HEBBELN, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläoceanographie in der Fram-Straße. - *Berichte FB Geowissenschaften Univ. Bremen*, **22**: 174 S.
- JØRGENSEN, B. B. (1977): The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark). - *Limnology and Oceanography*, **22**: 814-832.
- KLIBO-Jahresbericht 1995 (Klimawirkung und Boddenlandschaft). BBWFT-Projekt 01 LK 9405/4, 55 S.
- KLIEWE, H. (1987): Zur Morphogenese der Bodden und ihrer Randniederungen. *Wiss. Zeitschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Math.-nat.wiss.Reihe*, **36** (2-3): 94-98.
- KLIEWE, H.; JANKE, W. (1978): Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **122**: 81-91.
- KLIEWE, H.; JANKE, W. (1991): Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. - *Petermanns Geogr. Mitt.*, **1**: 1-14.
- LANGE, E.; JESCHKE, L.; KNAPP, H. D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseecinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen. - *Schriften zur Ur- und Frühgeschichte*, **38**: 175 S.
- MARIOTTI, A. (1984): Natural ^{15}N abundance measurements and atmospheric nitrogen standard calibration. - *Nature*, **311**: 251-252.
- MORTLOCK, R. D.; FROELICH, M. A. (1989): A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sedimentS. - *Deep-Sea Research*, **36**: 1415-1426.
- MÜLLER, A. (1996): Sedimentmiljön i Lumparnbukten (The Sedimentary Environment of Lumparn Bight, Åland). - *Terra*, **108** (1): 20-29.
- MÜLLER, A. (1997): Die Rekonstruktion der Paläomilieus von Bodden und Haffen der südlichen Ostsee unter Anwendung der $\text{C}_{\text{org}}/\text{S}$ -Verhältnisse in den Sedimenten. *Chemie der Erde* (eingereicht).
- MÜLLER, A.; MATHESIUS, U. (1997): The application of sedimentary $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios as source indicators of organic matter in coastal lagoons of the southern Baltic Sea. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (in Vorber.).
- MÜLLER, A.; VOSS, M. (1997): The paleoenvironment of coastal lagoons in the southern Baltic Sea as derived from $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ ratioS. - *Continental Shelf Research* (in Vorber.).
- MÜLLER, P. J. (1977): C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**: 765-776.
- MÜLLER, P. J.; SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and organic matter in the oceans. - I. Organic carbon preservation. - *Deep-Sea Research*, **26**: 1347-1362.
- MÜLLER, P. J.; SCHNEIDER, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep-Sea Research*, **40** (3): 425-444.
- NAUSCH, G.; SCHLUNGBAUM, G. (1995): Nährstoffdynamik in einem flachen Brackwassersystem (Darß-Zingster Boddengewässer) unter dem Einfluß varierender meteorologischer und hydrographischer Bedingungen. - *Bodden*, **2**: 153-163.
- OSMOND, C. B.; VALAANE, N.; HASLAM, S. M.; UOTILA, P.; ROKSANDIC, Z. (1981): Comparison of $\delta^{13}\text{C}$ values in leaves of aquatic macrophytes from different habitats in Britain and Finland; some implications for photosynthetic processes in aquatic plants. *Oecologia*, **50**: 117-124.
- OWENS, N. J. P. (1987): Natural variations in ^{15}N in the marine environment. - *Advances in Marine Biology*, **24**: 411-451.
- OWENS, N. J. P.; LAW, C. S. (1989): Natural variations in ^{15}N content of riverine and estuarine sediments. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **28** (4): 407-416.
- PETERS, K. E.; SWEENEY, R. E.; KAPLAN, I. R. (1978): Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. - *Limnology and Oceanography*, **23**: 598-604.
- PRAHL, F. G.; BENNETT, J. T.; CARPENTER, R. (1980): The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 1967-1976.
- REA, D. K.; BOURBONNIERE, R. A.; MEYERS, P. A. (1980): Southern Lake Michigan sediments: Changes in accumulation rate, mineralogy, and organic content. - *Journal Great Lakes Research*, **6**: 321-330.

- SCHELLNHUBER, H.-J.; STERR, H. (1993): Klimaänderung und Küste. Berlin-Heidelberg, 400 S.
- SCHIEWER, U. (1994): Stoffkreisläufe in der Darß-Zingster Boddenkette: Kohlenstoffkreislauf. - Rostocker Meeresbiologische Beiträge, 2: 121 - 138.
- SCHLUNGBAUM, G.; BAUDLER, H.; NAUSCH, G. (1994a): Die Darß-Zingster Boddenkette - ein typisches Flachwasserstäuar an der südlichen Ostseeküste. - Rostocker Meeresbiologische Beiträge, 2: 5-26.
- SCHLUNGBAUM, G.; NAUSCH, G.; BAUDLER, H. (1994b): Sedimentstruktur und Sedimentdynamik in den Darß-Zingster Boddengewässern. - Rostocker Meeresbiologische Beiträge, 2: 27-40.
- STEPHENSON, R. L.; TAN, F. C.; MANN, K. H. (1984): Stable carbon isotope variability in marine macrophytes and its implications for food web studies. - *Marine Biology*, 81: 223-230.
- STRAHL, J. (1996): Pollenanalytische Untersuchung eines Vibrokernprofils aus dem NW-Teil des Greifswalder Boddens, südliche Ostsee. - *Senckenbergiana maritima*, 27 (1/2): 49-56.
- SWEENEY, R. E.; KAPLAN, I. R. (1980a): Natural abundance of ^{15}N as a source indicator for near-shore marine sedimentary and dissolved nitrogen. - *Marine Chemistry*, 9: 81-94.
- SWEENEY, R. E.; KAPLAN, I. R. (1980b): Tracing flocculent industrial and domestic sewage transport on San Pedro shelf, southern California by nitrogen and sulfur isotope ratios. - *Marine Environmental Research*, 3: 214-224.
- THIEDE, J.; SUESS, E.; MÜLLER, P. J. (1982): Late Quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African continental slope. - In: VON RAD, U.; HINZ, K.; SARNTHEIN, M.; SEIBOLD, E. (eds.): *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer Verlag, Berlin, 605-631.
- THORNTON, S. F.; McMANUS, J. (1994): Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. - *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38: 219-233.
- VAN ANDEL, T. H.; HEATH, G. R.; MOORE, T. C. (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean. - *Geol.Soc.Am.Mem.*, 143: 134 S.

Manuskript eingegangen: 27.6.1997, angenommen: 10.6.1998

Anschrift der Autorin:

Anne MÜLLER, Department of Geology, Australian National University, Canberra, ACT 0200, AUSTRALIA