BERICHTE
aus dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

Nr. 6

W.H. Berger & G. Wefer

PARTIKELFLUß UND KOHLENSTOFFKREISLAUF IM OZEAN

BERICHT UND KURZFASSUNGEN ÜBER DEN WORKSHOP VOM 3.-4. JULI 1989 IN BREMEN

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 6
57 S., 37 Abb., 1 Tab., Bremen (Dezember) 1989

ISSN 0931-0800

INHALT

		Seite
W.H. Berger & G. Wefer	Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ozean: Vorwort und Einführung	2
W.H. Berger	Produktivitätskarten des Ozeans	6
U. Riebesell	Bedeutung der Aggregatbildung für die Partikelsedimentation: Überblick über den Stand des Wissens	9
G. Wefer & W.H. Berger	Sedimentation organischer Substanz: Beziehung zur Saisonalität der Primärproduktion	12
M. Spindler	Beitrag der Eislebensgemeinschaften zur Partikelsedimentation	14
B. Haake, M. Bartsch & V. Ittekkot	Sedimentationsprozesse im nördlichen Indischen Ozean	18
C. Stienen & W. Beckmann	Partikelfluß im Nordatlantik bei 47°N/20°W (JGOFS Station)	20
J. Bijma	Mondrhythmus und Partikel-Sedimentation	26
R. Gersonde	Partikelfluß kieseliger Mikroorganismen im Antarktischen Ozean	28
U. Bathmann & B. v. Bodungen	Partikelsedimentation im Europäischen Nordmeer: Biologische Steuerung	34
T. Bickert & C. Samtleben	Das kalkige Nannoplankton in Sedimentfallenmaterial aus dem europäischen Nordmeer	37
G. Meinecke	Pteropodensedimentation im Europäischen Nordmeer	39
J. Carstens	Saisonale Verteilung planktischer Foraminiferen im Bereich des Eisrandes	43
H. Berner	Sedimentation terrigener Partikel im Europäischen Nordmeer	48
I. Wollenburg & S. Pfirman	Sedimenttransport durch Arktisches Meereis - Überlegungen zur geologischen Bedeutung und zum Sediment-Fluß	52

Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ozean: Vorwort und Einführung

Wolfgang H. Berger
Scripps Institution of Oceanography
La Jolla, California 92093

Gerold Wefer
Geowissenschaften, Universität Bremen
2800 Bremen

Es ist ein Grundprinzip in der Ozeanographie, daß die Deckschicht des Meeres deshalb arm ist an Nährstoffen, weil der ständige Fluß von Partikeln aus der lichtdurchflossenen Zone die Nährstoffe "ausregnet". Vereinfacht kann gesagt werden, daß die am Kohlenstoffkreislauf teilnehmenden Stoffe zwar gelöst aus der Tiefe aufsteigen, aber bei der Berührung mit Licht ausgefällt werden und dann wieder absinken. Die Reaktionen, die diesen Kreislauf bestimmen, sind Photosynthese und Schalenbau einerseits und bakterielle Zersetzung und anorganische Auflösung andererseits.

Schon vor mehreren Jahrzehnten wurden diese Zusammenhänge klar erkannt und dargestellt (Harvey, 1928; Redfield, 1958; Wyrtki, 1962). Unter anderem errechnete Postma (1971) mit einem relativ einfachen Gedankenmodell, daß der Kohlenstoffffluß aus der photischen Zone etwa 5 bis 6 Gigatonnen C pro Jahr betragen müßte. Ähnliche Zahlen werden auch von späteren Autoren angegeben, die wesentlich differenziertere Modelle benutzen.

Der marine Kohlenstoffkreislauf ist nicht nur wichtig als chemisches Abbild der gesamten Produktivitätsleistung des Ozeans. Er ist auch von großer Bedeutung für die Stabilisierung des Kohlenstoffgehaltes der Atmosphäre und damit für die Stabilisierung des Klimas. Durch die Entdeckung, daß der atmosphärische CO_2-Gehalt über relativ kurze Zeitspannen stark schwanken kann (Barnola et al., 1987) und die Feststellung, daß er zur Zeit über die Maximalwerte der letzten 150 000 Jahre hinausgeht und weiter ansteigen wird (Keeling & Bacastow, 1977), hat die stabilisierende Funktion des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs großes weltweites Interesse gewonnen. Dies drückt sich u.a. in den erhöhten Anstrengungen der letzten Jahre aus, durch geographisch weit verteilte detaillierte Untersuchungen (z.B. Global Ocean Flux Study, siehe Bruland, 1984) zu einem Gesamtbild des Partikelflußes zu kommen.

Die marinen Geologen und Biologen an der Universität Bremen und am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven führen seit Jahren solche Untersuchungen durch. Auch an anderen Instituten in Deutschland wird lebhaft an diesbezüglichen Fragen gearbeitet, z.B. in Hamburg, Kiel und Tübingen. Mit Hinblick auf die bevorstehende engere Einbeziehung deutscher Forschungen in die internationale Planung (z.B. Joint Global Ocean Flux Study von SCOR), aber auch für den internen Austausch von Ergebnissen und Gedanken auf diesem Gebiet, luden wir zu einem zweitägigen Arbeitsseminar ein. Unserer Einladung zum 3. und 4. Juli 1989 folgten etwa 50 Wissenschaftler und Wissenschaftlerinnen, um ihre Ergebnisse vorzustellen und an den Diskussionen teilzunehmen.

Im folgenden werden die Kurzfassungen der Vorträge vorgelegt. Der erste Teil des Symposiums besteht aus einer Reihe von Vorträgen, deren Themen von der Produktivität des Ozeans über den Partikelfluß zur Sedimentation reichen. Der zweite Teil hat Untersuchungen über die Partikelsedimentation im Europäischen Nordmeer zum Inhalt.

Die Vielfalt der angesprochenen Themen zeigt neben den besonderen Interessen der Wissenschaftler auch, daß der Fragenkomplex des Partikelflusses wesentlich über pauschale geochemische Modelle hinausführt. Es geht nicht nur um eine möglichst genaue Beschreibung der betreffenden Kreisläufe, sondern auch um ein Verstehen des Systems, um Einwirkungen von außen auf den ozeanischen Kreislauf (z.B. durch Klimaänderungen) zumindest dem Vorzeichen nach richtig vorauszusagen. Dazu gehört u.a. auch, daß bekannt ist, unter welchen Umständen welche und wieviele Partikel gebildet werden. Dies sind Fragen, die mit all ihren komplizierten Zusammenhängen in die marine Ökologie gehören.

An Schnittstellen, wo Geologen, Geochemiker und Biologen zusammentreffen, kann ein großer Lerngewinn für alle Beteiligten erwartet werden. Geologen und Geochemiker müssen von den Biologen lernen, daß besondere Umstände, die in kurzen Zeiträumen ablaufen, unverhältnismäßig großen Einfluß auf den Export von Partikeln haben können. Es sind nicht nur die "durchschnittlichen" physikalischen Faktoren ausschlaggebend, sondern eben die Extreme und die Besonderheiten (siehe z.B. Berger et al., 1989).

Solche Einsichten kamen in den Vorträgen über die Art und Weise der Aggregatbildung und die biologische Steuerung der Partikelbildung besonders zur Geltung. Bemerkenswert dabei ist die Rolle des sporadischen oder saisonal gehäuften Auftretens von Fressern wie Copepoden, Salpen oder auch Pteropoden. Die Abstimmung des Auftretens der Fresser mit dem Algenwachstum bestimmt wesentlich den Ablauf des Exportgeschehens. Bleiben die Fresser zurück im Wachstum, können sich große Algenmassen bilden und absinken. Halten sie dagegen Schritt mit der Primärproduktion, so wird innerhalb der oberen Wassersäule viel mehr rezirkuliert.

Die biologischen Vorgänge sind so komplex, daß immer die Gefahr besteht, daß bei ihrer Untersuchung der Blick auf das Gesamtsystem verlorengeht. Die Geologen und Geochemiker können dazu beitragen, den globalen Ansatz nicht aus den Augen zu verlieren. Bei allem Respekt für das Detail muß immer wieder versucht werden, die verwirrende Vielfalt der artenspezifischen Abläufe auf generelle Formeln zu bringen und die Wirkung auf lange Zeiträume zu testen.

In der Diskussion wurden diese gegensätzlichen Bestrebungen - Detail und globaler Ansatz - besonders deutlich. Der Begriff der Produktivität - so wurde argumentiert - ist zwar leicht gebraucht (global), aber sehr schwierig zu definieren (Detail).

Partikel, so steht mittlerweile fest, fallen, mit Ausnahme der größeren mineralischen Schalen, wohl im Verbund zum Meeresboden. Unklar ist jedoch, ob sie hauptsächlich als Aggregate verschiedener Typen oder als Kotpillen absinken und welche Art des Transports unter welchen Bedingungen vorherrscht.

Die episodische Produktion, darüber besteht Einigkeit, ist für den Export von Partikeln von größter Bedeutung. Aber wie kann Saisonalität pauschal dargestellt werden? Ist dies überhaupt sinnvoll, oder sollte der Ansatz für hohe und niedrige Breiten getrennt erfolgen (oder für Hoch- und Niedrig-Produktionsgebiete oder beides). Wie kann, um zu pauschalen Aussagen zu kommen, die Pulsierung des Partikelflußes typisiert werden?

Daß die physikalischen Bedingungen des Planktonwachstums die Größenordnung des Partikelflußes bestimmen, wird allgemein angenommen. Wie aber können wir die entsprechenden Faktoren auswählen und erfassen, um die richtigen Beziehungen zwischen Nährsalzzufuhr, Biologie des Oberflächenwassers und Partikelsedimentation herstellen zu können? Wieviel Wissen über die Umgebungsbedingungen ist notwendig, wieviel ausreichend? Dies sind natürlich keine neuen Fragen, aber sie müssen jetzt neu gestellt werden, um den Partikelfluß im Ozean quantitativ erfassen zu können.

Wir danken Frau Dr. Barbara Donner für die Organisation des Workshops und Frau Sarah Middendorf für die technische Bearbeitung der Texte.

Literatur

Barnola, J.M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich & C. Lorius, 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2.- Nature, 329: 408-414.

Berger, W.H., V. Smetacek & G. Wefer (eds.), 1989. Productivity of the Ocean: Present and Past. J. Wiley & Sons, New York.

Bruland, K.W. (ed.), 1984. Global Ocean Flux Study - Proceedings of a Workshop. National Academy Press, Washington D.C.

Harvey, H.W., 1928. Biological chemistry and physics of sea water. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Keeling, C.D. & R.B. Bacastow, 1977. Impact of industrial gases on climate. In: Nat. Acad. of Sciences (ed.), Energy and Climate, pp. 72-95. National Academy of Sciences, Washington D.C.

Postma, H., 1971. Distribution of nutrients in the sea and the oceanic nutrient cycle. In: J.D. Costlow (ed.), Fertility of the Sea, pp. 337-349. Gordon and Breach, New York.

Redfield, A.C., 1958. The biological control of the chemical factors in the environment.- Amer. Sci., 46: 205-221.

Wyrtki, K., 1962. The oxygen minima in relation to ocean circulation.- Deep-Sea Res., 9: 11-23.

Produktivitätskarten des Ozeans

Wolfgang H. Berger
Scripps Institution of Oceanography
La Jolla, California
und
Geowissenschaften, Universität Bremen
2800 Bremen

Die gängigen globalen Karten für die Produktivität des Ozeans gehen auf Daten der fünfziger und sechziger Jahre zurück (Fleming, 1957; Koblentz-Mishke et al., 1968). Diese Daten sind außerordentlich lückenhaft und heterogen. Neuere Karten von Berger et al. (1987) stützen sich auf C14-Bestimmungen der letzten 20 Jahre. Sie sind ebenfalls lückenhaft und heterogenen Ursprungs, aber stimmen erstaunlich gut mit der Kartierung von Koblentz-Mishke et al. (1970) überein.

Schätzungen für die Gesamtproduktion aufgrund dieser verschiedenen Karten sind wie folgt: ca. 20 GtC/yr für die Fleming-Karte (basiert hauptsächlich auf Galathea-Daten von Steemann Nielsen & Jensen, 1957), 23 GtC/yr für Koblentz-Mishke et al. (1970) und 27 GtC/yr für Berger et al. (1987). Die letztere Schätzung ist mit der von Platt & Subba Rao (1975) fast identisch. Andere Schätzungen liegen auch vor, aber sie stützen sich meist auf die erwähnten älteren Karten (oder auf Platt & Subba Rao, 1975) und kommen zu einem "neuen" Ergebnis nur aufgrund von irgendwelchen Umrechnungsfaktoren, welche die "wahre" Produktivität besser erfassen sollen. Diese "wahre" Produktivität gibt es aber nicht, da die Aktivität von den verschiedenen Chlorophyll-haltigen Organismen nicht mit einer einzigen Zahl eindeutig ausgedrückt werden kann.

Für die Zwecke der Paläozeanographie genügt es, einen Produktivitätsindex zu finden, der mit dem Partikelfluß in einer vorhersagbaren Beziehung steht. Solche Karten werden sich wie vorher auf die C14-Messungen stützen, wie auch auf andere Produktivitätsmessungen. Außerdem werden dabei physikalisch-chemische Beziehungen zwischen Primärproduktion und oberer Wassersäule außerordentlich wichtig, sowie auch Satellitenmessungen. Abbildung 1 zeigt eine globale Karte, die auf Korrelationen zwischen Primärproduktion einerseits und physikalischen Faktoren andererseits beruht (Phosphatgehalt bei 100 m, Lichteinstrahlung und Entfernung von der Küste).

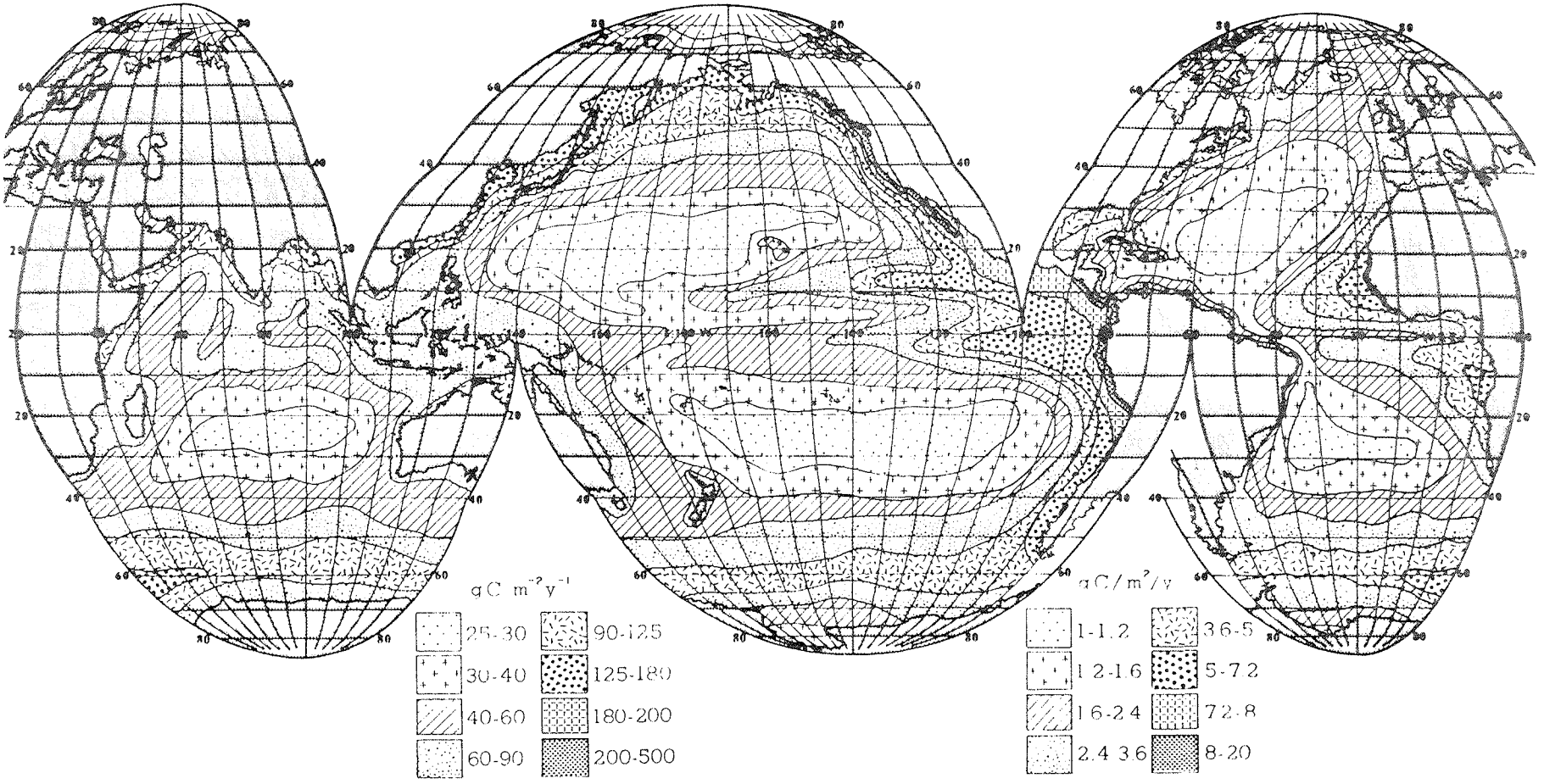


Abb. 1: Primärproduktion im Weltozean (Legende links) und Fallenfluß bei 400 m bis 500 m Tiefe (Legende rechts). Exportproduktion bei 200 m ist 10% der Primärproduktion. Schätzungen beruhen auf (1) Phosphatverteilung bei 100 m Tiefe, (2) Breite (= Sonneneinstrahlung) und (3) Distanz von der Küste (aus Berger et al., 1987).

Für den Sedimentologen verdient der Einfluß der Saisonalität ganz besondere Beachtung: einerseits wegen der nichtlinearen Beziehung zwischen Primärproduktion und Exportproduktion (Eppley & Peterson, 1979), andererseits wegen der zu erwartenden nichtlinearen Beziehung zwischen Partikelfluß und Oxidation des organischen Kohlenstoffs in der Wassersäule, welche die 1/Tiefe-Regel von Suess (1980) beträchtlich modulieren könnte.

Literatur

Berger, W.H., K. Fischer, C. Lai & G. Wu, 1987. Ocean productivity and organic carbon flux. Part I. Overview and maps of primary production and export production. University of California, San Diego, SIO Reference 87-30, 67 pp.

Eppley, R.W. & B.J. Peterson, 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean.- Nature, 282: 677-680.

Fleming, R.H., 1957. General features of the ocean. In: J.W. Hedgpeth (ed.), Treatise on Marine Ecology and Paleoecology.- Geol. Soc. Am., Memoir, 67: 87-107.

Koblentz-Mishke, O.I., V.V. Volkovinsky & Yu.G. Kabanova, 1968. Noviie danniie o velichine pervichnoi produktsii mirovogo okeana.- Doklady Adademii Nauk SSSR, 183: 1189-1192.

Koblentz-Mishke, O.I., V.V. Volkovinsky & Yu. G. Kabanova, 1970. Plankton primary production of the world ocean. In: W. Wooster (ed.), Scientific Exploration of the South Pacific, pp. 183-193. National Academy of Sciences, Washington D.C.

Platt, T. & D.V. Subba Rao, 1975. Primary production of marine microphytes. Photosynthesis and productivity in different environments.- International Biological Programme, 3: 249-279. Cambridge University Press.

Steemann Nielsen, E. & E. Aabye Jensen, 1957. Primary oceanic production, the autotrophic production of organic matter in the oceans.- Galathea Report, 1: 49-136.

Suess, E., 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization.- Nature, 288: 260-263.

Bedeutung der Aggregatbildung für die Partikelsedimentation: Überblick über den Stand des Wissens

Ulf Riebesell
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
2850 Bremerhaven

Der Ausdruck Aggregatbildung bezeichnet das Zusammenballen partikulären Materials im Pelagial. Lebende Organismen (Phytoplankton, Zooplankton, Bakterien), Detritus (incl. Kotballen) und anorganisches Material sind Hauptbestandteile in Planktonaggregaten ("marine snow"). Unterschiedliche Sinkraten von Partikeln verschiedener Größe und Zusammensetzung, laminare und turbulente Scherung, Brown'sche Molekularbewegung sowie die Eigenbewegung der Organismen sind die wesentlichen Mechanismen für die Zusammenführung von Einzelpartikeln. Die Oberflächenbeschaffenheit der Partikel entscheidet darüber, ob und in welcher Form diese Partikel aggregieren.

Im allgemeinen wird davon ausgegangen, daß das Verklumpen kleiner Partikel zu größeren zu einer Erhöhung der Sinkgeschwindigkeit führt (Stoke'sches Gesetz). Aggregatbildung kann daher von wesentlicher Bedeutung für den Partikelfluß sein. Ein wesentlicher Teil des in der euphotischen Zone produzierten organischen Materials sinkt zum Meeresboden in Form von Aggregaten (Asper, 1987). Aggregatähnliche Partikel sind oft als die wesentlichen Komponenten des in Sedimentfallen gesammelten Materials identifiziert worden (Fowler & Knauer, 1986). In zahlreichen Labor- und Feld-untersuchungen wurden Sinkraten von Planktonaggregaten bestimmt (Tabelle 1). Die mit unterschiedlichen Methoden ermittelten Sinkraten zeichnen sich durch eine hohe Variationsbreite aus (1-368 m/Tag), in den meisten Fällen liegen sie jedoch deutlich über 50 m/Tag.

Bei der Interpretation der bisher vorliegenden Ergebnisse ist es wichtig zu beachten, daß die Aggregatforschung mit erheblichen methodischen Schwierigkeiten konfrontiert ist. Klassische Hilfsmittel der Planktologie (Planktonnetze, Wasserschöpfer) sind für die Probennahme von Aggregaten ungeeignet. Bis heute ist es nicht möglich, Aggregate von Bord eines Schiffes zu beproben, ohne sie dabei zu zerstören oder ihre Struktur zu verändern. Deshalb ist die Aggregatforschung weitgehend auf den Einsatz von Schwimmtauchern angewiesen. Der damit verbundene erhebliche logistische Aufwand führt einerseits dazu, daß bisherige Untersuchungen fast ausschließlich in Form von Punktmessungen ohne räumlichen und zeitlichen Zusammenhang durchgeführt wurden. Andererseits ist die Größenauflösung eines ohne visuelle Hilfsmittel arbeitenden Tauchers auf den Bereich >1-2 mm begrenzt. Aus diesem und anderen Gründen bezieht sich die Mehrzahl der zur Verfügung stehenden

Type Material	Method of Measurement	Sinking Rate	Site	Reference
reaggregated, field collected marine snow from submersible	laboratory settling chamber	17 - 260 m/day	Japan neritic	Kajihara, 1971
field collected marine snow (3 mm spherical)	calculated	91 m/day	California neritic	Alldredge, 1979
natural marine snow	in situ settling chamber	68 ± 18 (43 - 95 m/day)	Monteray Bay	Shanks and Trent, 1980
field collected larvacean houses	laboratory settling chamber	57 - 64 m/day	California neritic	Silver and Alldredge, 1981
field collected larvacean houses	laboratory settling chamber	103 - 368 m/day	neritic, Hawaii	Taguchi, 1982
aggregates of phytoplankton detritus from sea floor (2000 m)	calculated from time lapse in situ photography	100 - 150 m/day	north-east Atlantic	Billet et al., 1983
larvacean houses from lab cultured larvaceans	laboratory settling chamber	26 - 157 m/day	Monaco	Gorsky et al., 1984
aggregates of phytoplankton detritus from sea floor	calculated from time lapse in situ photography	100 - 150 m/day	north-east Atlantic	Lampitt, 1985
sediment trap samples from deep water (to 3560 m)	indirect calculation using in situ flux (trap) data and particle concentration data (in situ camera)	1, 26 and 36 m/day	Panama Basin	Asper, 1987
sediment trap sample from deep water (to 3800 m)	calculated time lag from trap collections at different depths	175 m/day	North Pacific (Sta Papa)	Asper, 1986
natural marine snow	in situ visual measurements of undisturbed particles	74 ± 38 m/day (16 - 200 m/day)	Southern Calif. Bight	Alldredge and Gotschalk (in press)

Tabelle 1: Sinkraten mariner Aggregate (nach Alldredge and Silver, 1988).

Informationen auf extrem große Aggregate, die während kurzzeitiger Ereignisse mit besonders hoher Aggregatkonzentration und anschließender Massensedimentation beobachtet wurden. Die sich hieraus ergebenden Sinkraten sind erwartungsgemäß sehr hoch. Feldbeobachtungen zeigen jedoch, daß nicht alle Aggregate sinken. Zwischen den "Riesenaggregaten" und nichtaggregierten Einzelpartikeln befindet sich ein Größenkontinuum, dessen Sinkratenspektrum bisher nicht erfaßt wurde und dessen Bedeutung für den Partikelfluß unbekannt ist. Es bedarf daher viel eingehenderer Untersuchungen des gesamten Größenspektrums, um eine Aussage über die Bedeutung der Aggregatbildung für den Partikeltransport machen zu können.

Stark vereinfachend läßt sich zusammenfassen: *Massensedimentation ist meist die Folge von Aggregation, aber aus Aggregation folgt nicht zwangsläufig Massensedimentation.*

Literatur

Alldredge, A.L. & M.W. Silver, 1988. Characteristics, dynamics and significance of marine snow.- Prog. Oceanogr., 20: 41-82.

Asper, V.L., 1987. Measuring the flux and sinking speed of marine snow aggregates.- Deep-Sea Res., 34: 1-17.

Fowler, S.W. & G.A. Knauer, 1986. Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column.- Prog. Oceanogr., 16: 147-194.

Sedimentation organischer Substanz: Beziehung zur Saisonalität der Primärproduktion

Gerold Wefer, Wolfgang H. Berger
Geowissenschaften, Universität Bremen
2800 Bremen

Es ist bekannt, daß der Teil der Primärproduktion, der die produktive Zone verläßt (= Exportproduktion, XP), in Beziehung steht zur Produktivität und zwar derart, daß die Export-Fraktion ($xf = XP\sqrt{PP}$) mit steigender Produktion zunimmt. Nach der vereinfachten Beziehung: $xf = 2/PP$ verlassen bei einer Primärproduktion von 25 bis 400 g $Cm^{-2}yr^{-1}$ zwischen 10 and 40% der organischen Substanz das Oberflächenwasser. Bei diesen Überlegungen wurde der Einfluß der Saisonalität auf die Höhe der Exportproduktion nicht berücksichtigt. Es wird angenommen, daß bei pulsierender oder episodischer Produktion prozentual mehr absinkt als unter konstanten Produktivitätsbedingungen. Deshalb wurde ein Saisonalitätsfaktor eingeführt, der angibt, in wieviel Monaten 50% der jährlichen Produktion gebildet werden (Produktionshalbzeit). Folgende Gleichung, die sowohl Primärproduktion als auch Saisonalität berücksichtigt, wird vorgeschlagen:

$$xf = 2\sqrt{PP}\ (1+(SI + 1)^4/1000)$$

SI ist der Saisonalitätsindex (6 minus 50%-Produktion in Monaten).

Diese Gleichung besagt, daß bei stark pulsierender Produktion im Oberflächenwasser im Vergleich zu konstanten Bedingungen etwa die doppelte Menge an organischer Substanz absinkt. Beispiele zeigen, daß die gewöhnliche Schwankungsbreite des SI bei 2 bis 5 liegt. Der Einfluß der Saisonalität auf die Höhe der Exportproduktion sollte daher bei der Rekonstruktion früherer Produktionsverhältnisse mit berücksichtigt werden (Abb. 1-3).

Literatur

Berger, W.H. & G. Wefer. Export Production: Seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications. Global and Planetary Change, (im Druck).

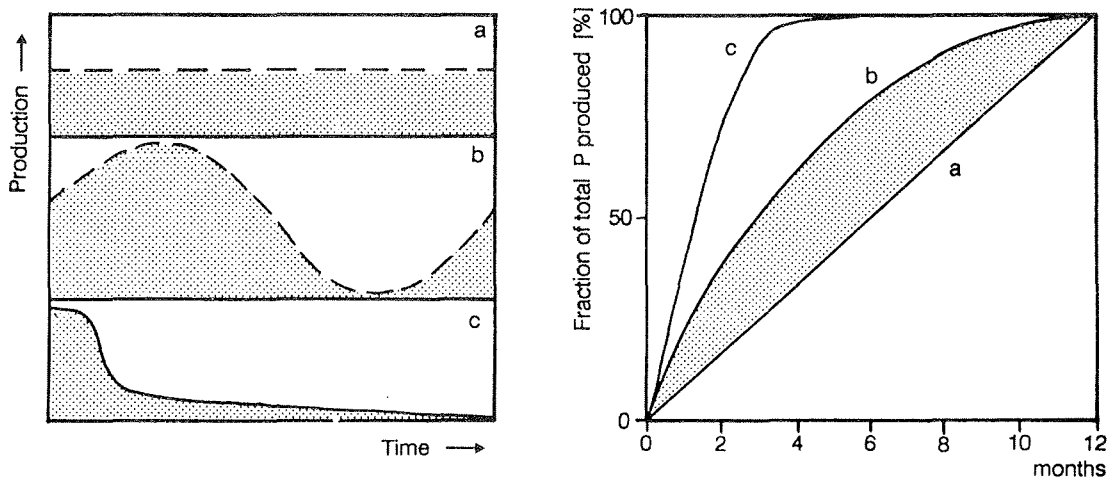


Abb. 1: Idealisierte Produktionsbedingungen: a) konstant, b) sinusförmig, c) episodisch.

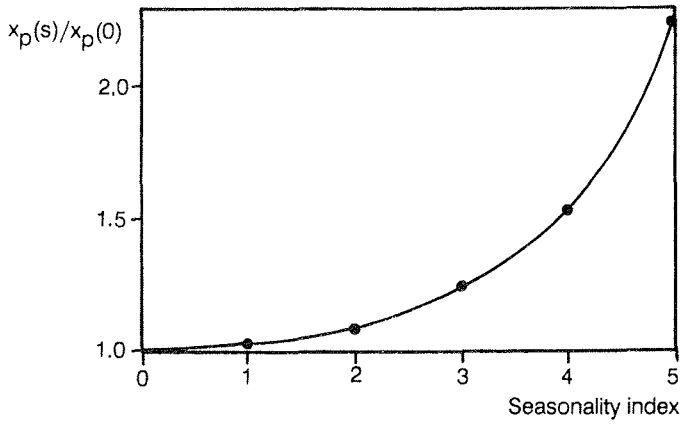


Abb. 2: Erhöhung der Exportproduktion durch die Saisonalität. Saisonalitätsfaktor = 6 minus 50%-Produktion in Monaten.

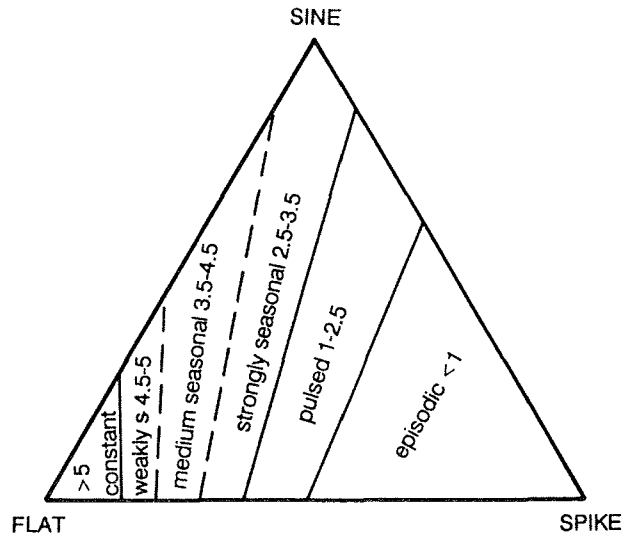


Abb. 3: Klassifikation der Exportproduktionstypen.

Beitrag der Eislebensgemeinschaften zur Partikelsedimentation

Michael Spindler
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
2850 Bremerhaven

Folgende Daten und Prozesse spielen eine Hauptrolle für die Partikelsedimentation, die durch die Meereislebensgemeinschaften verursacht wird:

1. Das Meereis beider Polargebiete ist von einer Vielzahl von Organismen besiedelt. Sowohl in der Besiedlungsdichte, dem Ort der Besiedlung und der Artenzusammensetzung gibt es große Unterschiede zwischen beiden Polargebieten (Abb. 1 + 2) (Horner, 1985a; Spindler, im Druck).

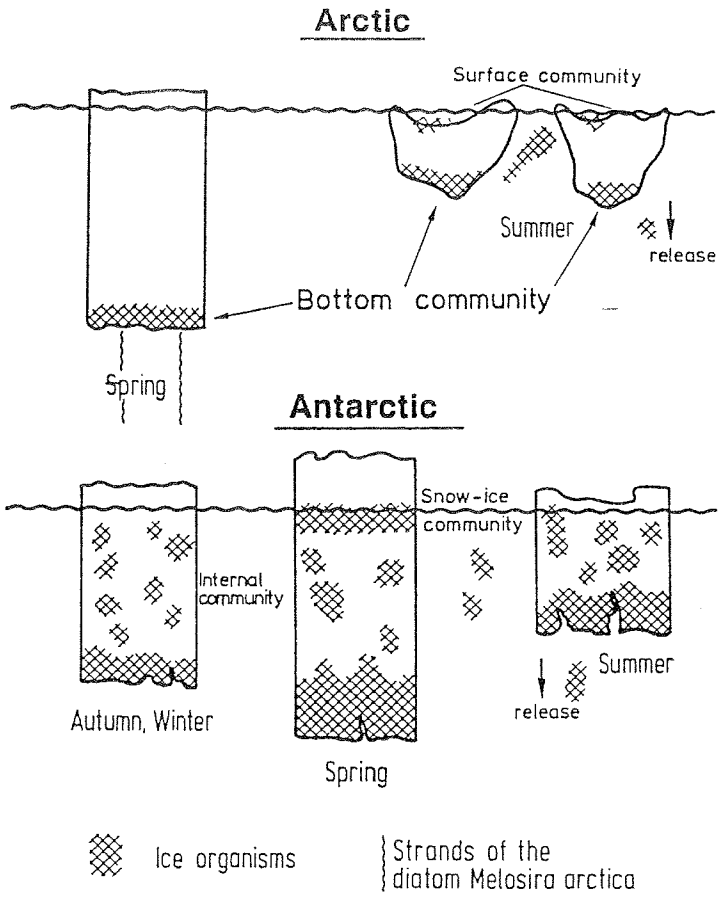


Abb. 1: Unterschiedliche Eislebensgemeischaften der Arktis und Antarktis (Spindler, im Druck).

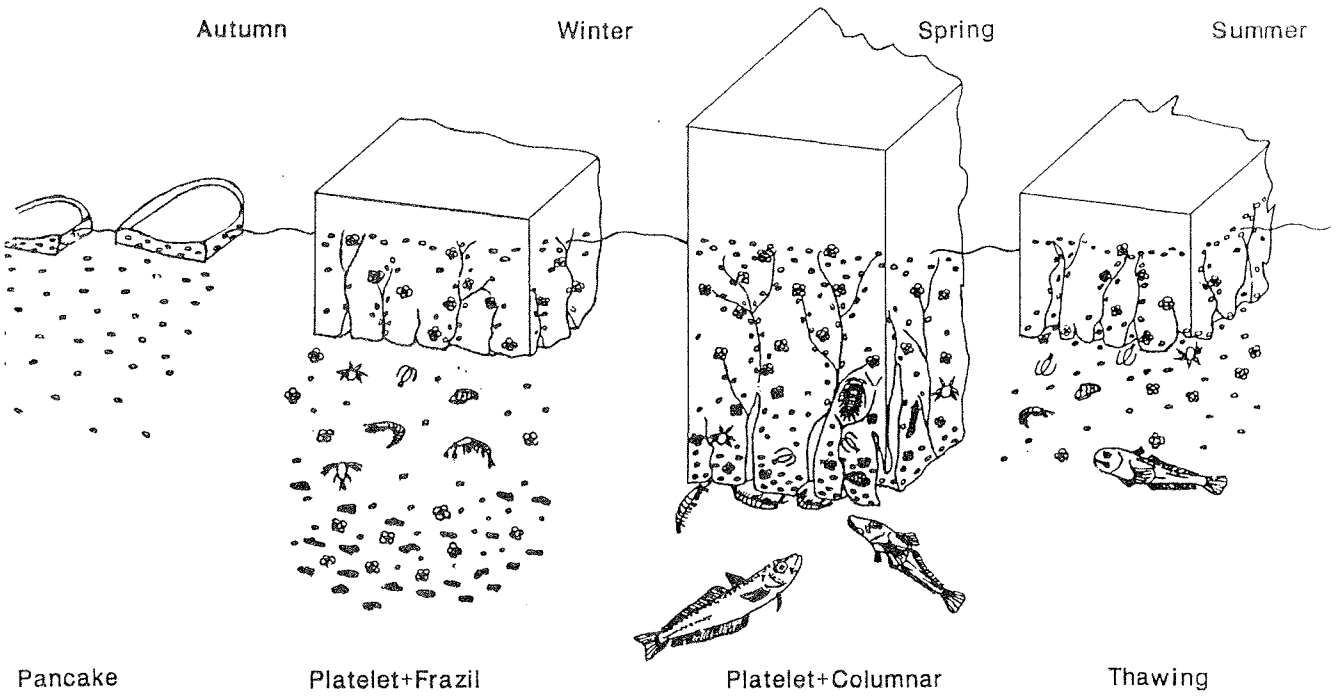


Abb. 2: Schematisierter Jahresgang der Meereisentwicklung (untere Zeile) und Organismenverteilung. Eisbildung beginnt in Form von Pfannkucheneis. Dies nimmt an Dicke während des Herbstes und Anfang des Winters zu durch Plättchen- und Frazileisbildung. Während des Winters kann zusätzlich säulenförmiges Eis gebildet werden. Der Tauprozeß beginnt spät im Frühjahr und setzt sich im Sommer fort. Algenzellen (offene Ovale) und kleine Zooplankter werden in das Eis während seiner Bildung eingeschlossen. In dem Eislückensystem können sie die extremen winterlichen Bedingungen von niedrigen Temperaturen und hohen Salinitäten überdauern und pelagischen Tieren als Futterquelle dienen. Wachstum in größerem Maße beginnt wieder im Frühjahr und ein Freisetzen der Organismen erfolgt im Sommer. Ausgefüllte, unregelmäßig geformte Symbole stellen Eisplättchen dar (Spindler, im Druck).

2. Hauptvertreter im Eis sind Bakterien, Niedere Pilze, Diatomeen, Flagellaten, Haptophyceen, Ciliaten, Foraminiferen, Turbellarien, Nematoden und Crustaceen. Davon sind für die Partikelsedimentation wichtige Gruppen mit festen Schalen bzw. Gehäusen: kieselige Diatomeen (Horner, 1985b) und Flagellaten(cysten) (Kumai et al., 1983; Marchant and McEldowney, 1986) sowie kalkschalige Foraminiferengehäuse (Spindler and Dieckmann, 1986).

3. Die Organismen sind gegenüber der Wassersäule im Eis extrem stark angereicht (10^2 - 10^4 x gegenüber einem gleichen Volumen Wassersäule). Allerdings beschränkt sich diese Besiedlung auf eine nur relativ dünne Eisschicht.

4. Versuche, Eisorganismen oder ihre Reste für die Eisverbreitung in der Vergangenheit zu nutzen, blieben bisher ohne Erfolg. Isotopenuntersuchungen an Foraminiferengehäusen aus dem Eis und der Wassersäule ergaben für ^{18}O keine Unterschiede, obwohl im Eislebensraum stark erhöhte Salinitäten auftreten, die auch von den Foraminiferen toleriert werden (Wefer und Spindler, unveröffentlichte Daten).

5. Im Winter ist die Wassersäule in den Polargebieten fast planktonleer. Durch Nutzung der Eisalgen als Nahrungsgrundlage durch Amphipoden und Fische im Norden (Gulliksen, 1984; Grainger et al., 1985) und den Krill im Süden (Marschall, 1988; O'Brian, 1988; Stretch et al., 1988) gibt es dadurch auch während dieser Zeit eine stärkere Sedimentation, z.B. durch Krillfaeces.

6. Mit dem Schmelzen des Eises im Frühjahr oder durch den Eintrag des Eises in wärmeres Wasser setzt eine erhöhte Sedimentation ein.

7. Die Sedimentation von Eisorganismen findet meist nicht am Ort der Eisbildung statt, an dem die Organismen eingeschlossen werden, da das Eis ständig abtransportiert wird.

Neben den biologischen Einflüßen spielt zumindestens in den Nordpolargebieten Sediment-beladenes Eis für die Partikelsedimentation aus dem Meereis eine größere Rolle (s. dazu den Beitrag von Wollenburg & Pfirman in diesem Heft).

Literatur

Grainger, E.H., A.A. Mohammed & J.E. Lovrity, 1985. The sea ice fauna of Frobisher Bay, Arctic Canada.- Arctic, 38: 23-30.

Gulliksen, B., 1984. Under-ice fauna from Svalbard waters.- Sarsia, 69: 17-23.

Horner, R.A., 1985a. Sea Ice Biota. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.

Horner, R.A., 1985b. Taxonomy of sea ice microalgae. In: R.A. Horner (ed.), Sea Ice Biota, pp. 147-157. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.

Kumai, M.,S.F. Ackley & D.B. Clarke, 1983. Elemental compositions and concentrations of microspherules in snow and pack-ice from the Weddell Sea.- Antarct. J. U.S., 18: 128-131.

Marchant, H.J. & A. McEldowney, 1986. Nannoplanktonic silicious cysts from Antarctica are algae. - Marine Biology, 92: 53-57.

Marschall, H.P., 1988. The overwintering strategy of Antarctic krill under the pack-ice of the Weddell Sea.- Polar Biol., 9: 129-135.

O'Brian, D.P., 1988. Direct observations of the behaviour of *Euphausia superba* and *Euphausia crystallorophias* (Crustacea: Euphausiacea) under pack-ice during the Antarctic spring of 1985.- J. Crust. Biol., 7: 437-448.

Spindler, M. (im Druck). A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. In: U. Bleil & J. Thiede (eds.), Geological History of the Polar Oceans - Arctic Versus Antarctic (im Druck).

Spindler, M. & G.S. Dieckmann, 1986. Distribution and abundance of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in sea ice of the Weddell Sea (Antarctica).- Polar Biol., 5: 185-191.

Stretch, J.J., P.P. Hamner, W.M. Hamner, W.C. Michel, J. Cook, & C.W. Sullivan, 1988. Foraging behavior of krill *Euphausia superba* on sea ice microalgae.- Mar. Ecol. Prog. Serv., 44: 131-139.

Sedimentationsprozesse im nördlichen Indischen Ozean

Birgit Haake, Martin Bartsch, Venu Ittekkot
Geologisch-Paläontologisches Instiut und Museum,
Universität Hamburg
2000 Hamburg

Seit 1986 werden im Arabischen Meer und seit 1987 im Golf von Bengalen Sedimentfallenexperimente durchgeführt. In jedem Meeresgebiet wurden jeweils 6 Sedimentfallen an drei Stationen verankert (Abb. 1). Dies ermöglicht eine Charakterisierung des Sedimentationsgeschehens in unterschiedlichen Teilbereichen der beiden Becken, sowie die Untersuchung des Materialabbaus und Lateraleintrages in der Wassersäule. An jeder Station wurde eine Falle 1000 m unter der Meeresoberfläche und eine zweite 1000 m über dem Meeresboden verankert. Die Beprobungsintervalle betragen 2 bis 4 Wochen, wobei die Sedimentation des ersten Jahres in beiden Gebieten im Abstand von 2 Wochen beprobt werden konnte und dadurch eine detaillierte Auflösung der saisonalen Sedimentationsschwankungen möglich ist.

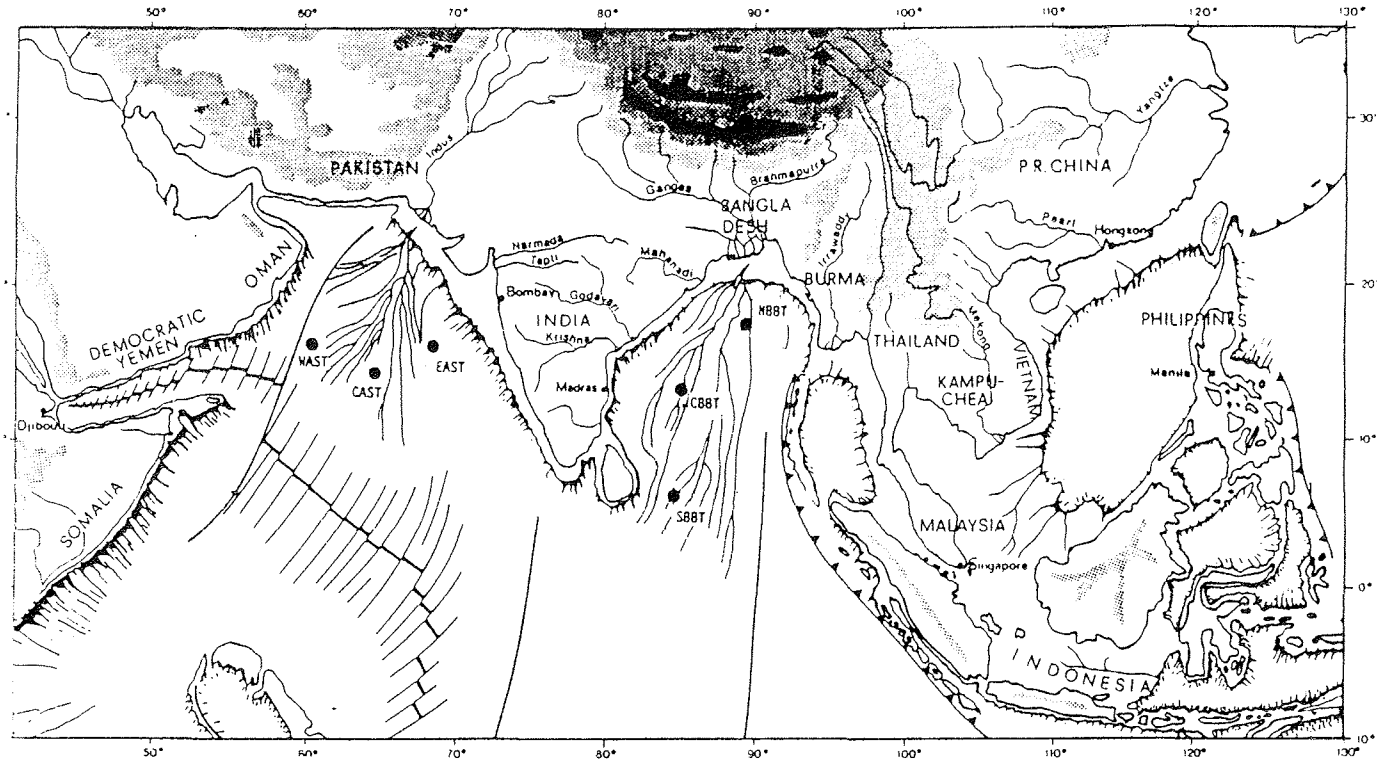


Abb. 1: Sedimentfallenstationen im Arabischen Meer und im Golf von Bengalen.

Beide Meeresgebiete liegen im Bereich der Monsune. Der Sommermonsun weht zwischen Juni und September von SW und bringt die starken Regenfällen auf den indischen Kontinent. Der schwächere NE Monsun (Dezember-Februar) bringt im Arabischen Meer trockene Winde vom Kontinent; im Golf von Begalen treten während dieser Zeit Regenfälle entlang der indischen Ostküste auf.

In beiden Meeresregionen zeigen die Sedimentfallenuntersuchungen eine enge Kopplung des Materialflusses in die Tiefsee an die Monsune:

1) Im Arabischen Meer haben die Partikelflüsse Maxima im Sommer und im Winter - übereinstimmend mit den Maxima der Windgeschwindigkeiten während des Sommer- und Wintermonsuns. Während dieser Zeiten kommt es durch die starken Winde zu einer tieferen Durchmischung und zum Eintrag von nährstoffreicherem Tiefenwasser in die Oberflächenschicht und damit zu einem Produktivitätsmaximum. Innerhalb von weniger als einem Monat hat dieses Signal die Tiefsee erreicht. Zusätzlich wird der Partikelfluß im westlichen und östlichen Arabischen Meer durch den Eintrag von Material bzw. durch die Advektion von Nährstoffen aus den küstennahen Auftriebsgebieten beeinflußt.

2) Im Golf von Bengalen treten ebenfalls Flußmaxima im Sommer und im Winter auf, wobei sich jedoch die Zusammensetzung des absinkenden Materials von der des Arabischen Meeres unterscheidet. Das Sommermaximum im nördlichen Golf von Bengalen wird durch ein Maximum lithogenen Eintrages verursacht, das mit nur geringer Verzögerung auf das Flußmaximum des Ganges-Brahmaputra folgt. Im westlichen Golf von Bengalen tritt ein Maximum während des Winters auf, das auf den Eintrag durch die südindischen Flüsse und Lateraltransport vom Schelf zurückzuführen ist. Die enormen Salinitätsunterschiede und die großen Mengen an Flußfracht bewirken, daß sich das Sedimentationsgeschehen in diesem Gebiet trotz ähnlicher klimatischer Bedingungen deutlich von dem des Arabischen Meeres unterscheidet.

Partikelfluß im Nordatlantik bei 47°N/20°W (*)
(JGOFS Station)

Christian Stienen
Institut für Meereskunde
2300 Kiel

Werner Beckmann
Institut für Hydrobiologie und Fischereiwissenschaft
2000 Hamburg

Während der Meteor Reise 6 wurde im April/Mai 1988 im Rahmen des DFG-Projektes "Partikelfluß im Nordatlantik" bei der zentralen JGOFS-Station 47°N und 20°W eine Situation im Entwicklungszyklus des Ökosystems im Pelagial angetroffen, die bisher für diese Gegend nicht beschrieben ist. Wegen ihres vermutlich großen Einflusses auf die Budgetierung des Gesamtflusses biogener Partikel aus der euphotischen / durchmischten Zone einerseits und andererseits wegen der Wahrscheinlichkeit, daß ähnliche Situationen, wenn auch nicht jährlich, wieder eintreten können, soll hier in Kürze versucht werden, das Erscheinungsbild, seine Ursachen und Folgen zu umreißen.

Zu Beginn des Untersuchungszeitraumes (UZ) Anfang April herrschten keine typischen Vor-Frühjahrsblüten-Bedingungen: trotz windbedingter Durchmischung bis deutlich unter 100 m lagen die Nährstoffkonzentrationen (NO_3 5-6, PO_4 0,4-0,5, SiO_4 2-3 μmol/l) nicht mehr auf Höhe des winterlichen Maximums. Die Chl.a-Konzentrationen lagen bei 0,9 - 1,0 μg/l (integr. Werte, s. Abb. 1), der POC-Gehalt bei 150-160 μg/l. Die Phytoplanktonpopulation war biomassemäßig von Diatomeen der Gattungen *Bacteriastrum*, *Thalassionema* und *Chaetoceros* geprägt. Daneben fanden sich einige gepanzerte Dinoflagellaten (*Ceratium spp.*). Außerdem konnte eine für die Jahreszeit außergewöhnlich große Blaualgenpopulation von bis zu 80 x 10^3 Zellen pro ml nachgewiesen werden (K. Lochte, IfM, Kiel, pers. Mittlg.).

Eine stabile Sprungschicht war nicht ausgebildet. Sie wanderte wiederholt wegen des schlechten Wetters in Tiefen unterhalb der euphotischen Schicht, die über die gesamte Zeit in ihrer Tiefenlage relativ konstant blieb (Abb. 1).

* In Vorbereitung unter dem Titel:
An unusual spring bloom in the North-East Atlantic. I: Development and sedimentation.

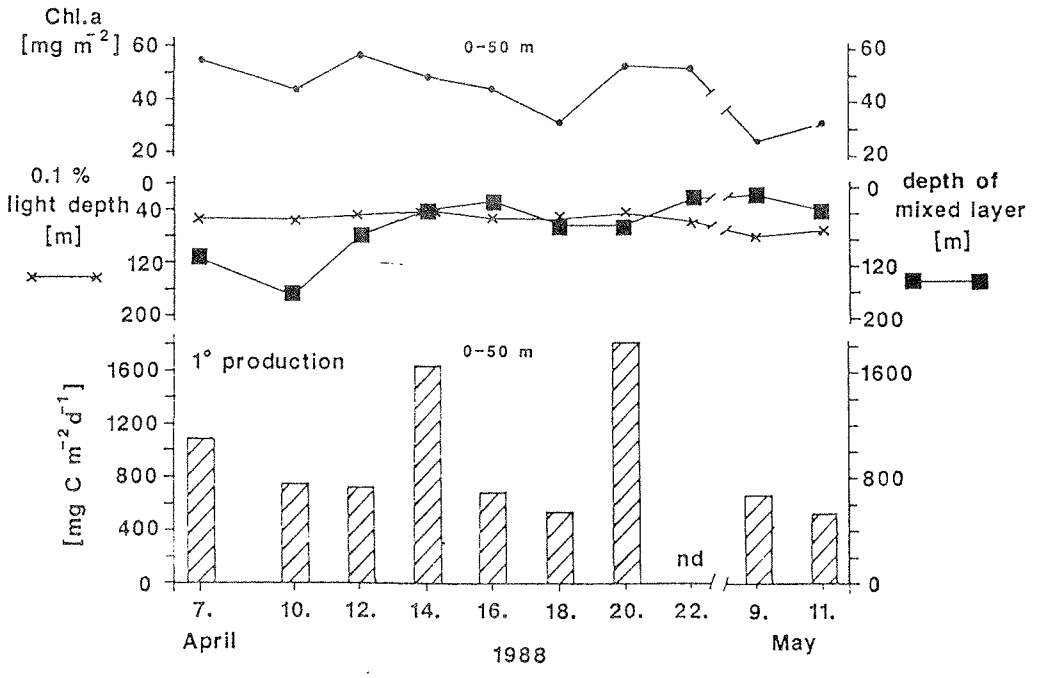


Abb. 1: Physikalische und biologische Entwicklung zwischen dem 7. April und dem 11. Mai 1989.
Oben: Chlorophyll a in mg m^{-2} integriert zwischen 0 und 50 m.
Mitte: 0,1% Lichttiefe und Tiefe der durchmischten Schicht.
Unten: Primärproduktion in mg C m^{-2} d^{-1} integriert zwischen 0 und 50 m. nd = keine Daten.

Trotz einer hohen mittleren Primärproduktionsrate von 1,02 g C m^{-2} d^{-1} über einen Zeitraum von 14 Tagen (Abb. 1) kam es zu keiner Biomassezunahme während des UZ. Wegen der konstanten Artenzusammensetzung im Phytoplankton ist auch keine grundlegende Veränderung im Phytoplanktonkohlenstoff (PPC) : Chl.a-Verhältnis möglich, die eine Biomassezunahme bei gleichem Chl.a-Gehalt hätte verdecken können. Die POC Werte stiegen nur wenig von 7g m^{-2} auf 8,3 g m^{-2} in der Wassersäule zwischen 0 und 50 m. Bei einem angenommenen PPC: Chl.a-Verhältnis von 80:1, was rd. 4 g PPC m^{-2} entspricht, ersetzt die Primärproduktion täglich ca. 25% des standing stock.

Die in Abb. 2 gezeigte Abnahme der Nährstoffe Nitrat und Phosphat kann in Anlehnung an die Redfield-Ratio in Kohlenstoffeinheiten umgerechnet werden. So können aus dem fehlenden Phosphat ebenfalls 1,02 g C m^{-2} d^{-1} aufgebaut werden; aus dem Nitrat 0,55 g C m^{-2} d^{-1}. Die Differenz ist u.a. mit der Verfügbarkeit anderer Stickstoffquellen zu erklären. Auch die Menge von 1,02 g C auf der PO_4-Basis kann eine Unterschätzung der tatsächlich produzierten Menge sein, wenn man die schnelle Remineralisierung von Phosphor berücksichtigt.

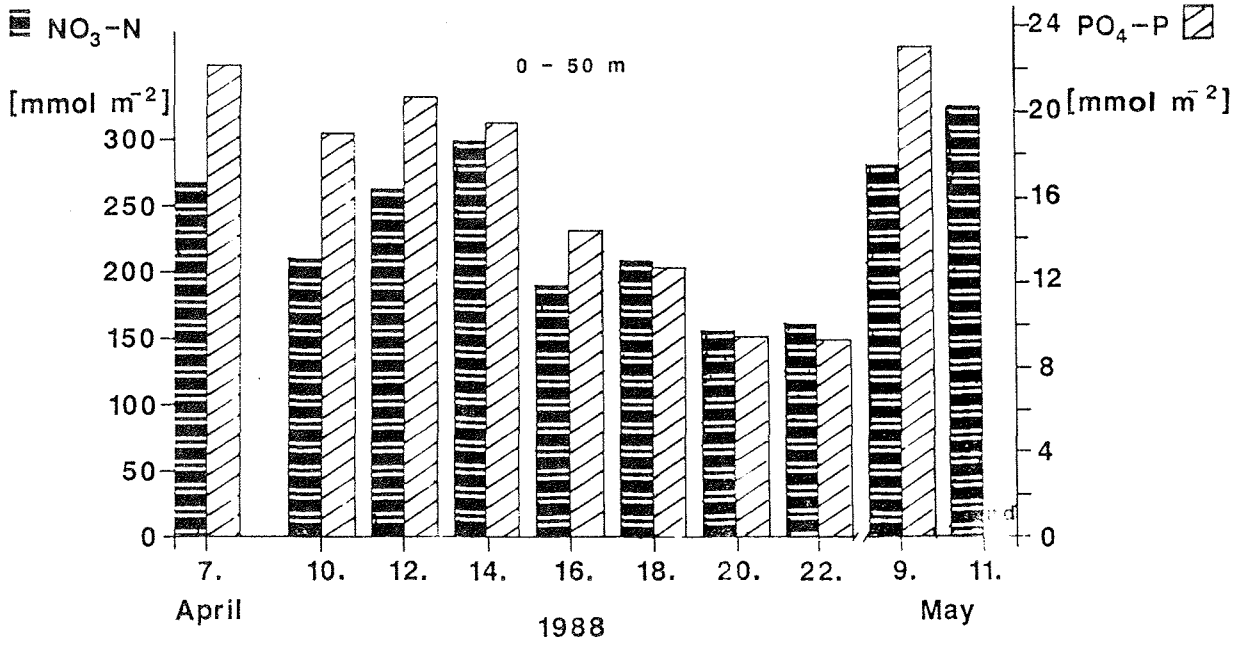


Abb. 2: Nitrat- und Phosphat-Konzentrationen. NO_3-N und PO_4-P in mmol m^{-2} integriert zwischen 0 und 50 m.

Die Sinkstoffallen wurden driftend in 150 m und 300 m eingesetzt. Sie trieben mit 15 cm/s nach Süden, wobei die tiefere etwas schneller war (Abb. 3). Nach den CTD Profilen änderte sich die Dichte des sie umgebenden Wassers während des UZ in den Tiefen 300 m, 150 m und 40 m, als repräsentativ für die durchmischte Schicht, weniger als 0,1 sigma-Einheiten. Man kann daher mit hinreichender Genauigkeit davon ausgehen, daß die hier beschriebene biologische Entwicklung inklusive des Sedimentationsgeschehens in einem Wasserkörper stattfand. Das Material in den Fallengläsern war grünlich, flockig und fiel z.T. schnell auseinander; andere Partikel wie fecal pellets waren gegen mechanische Belastung widerstandsfähiger. Im REM konnten 2 verschieden Arten von Partikeln festgestellt werden: a) solche mit $\pm$ unregelmäßiger Form, deren Inhalt offensichtlich aus ursprünglich einer Phytoplanktonart, oft *Thalassiosira spp.* oder *Coscinodiscus spp.*, bestand, an die sich nach ihrer Formung andere Partikel (z.B. Coccolithen) angelagert hatten und b) solche, die regelmäßiger länglich-oval geformt waren. Diese enthielten Zellbruchstücke von Diatomeen und Coccolithophoriden, Coccolithen und noch unzerstörte Diatomeen verschiedener Gattungen.

Besonders auffällig war, daß in keinem der Fallengläser große Mengen an "Schwimmern" gefunden wurde. Nach den Erfahrungen der vorangegangenen Jahre im BIOTRANS-Gebiet scheinen Schwimmer erst später im Jahr aufzutreten. - Das Problem ist evtl. durch eine größere Einsatztiefe (>500 m) auch von treibenden Fallen zu umgehen, wobei man auf "primäre" Sinkstoffe, d.h. solche, die die euphotische/durchmischte Zone gerade verlassen haben, verzichtet. -

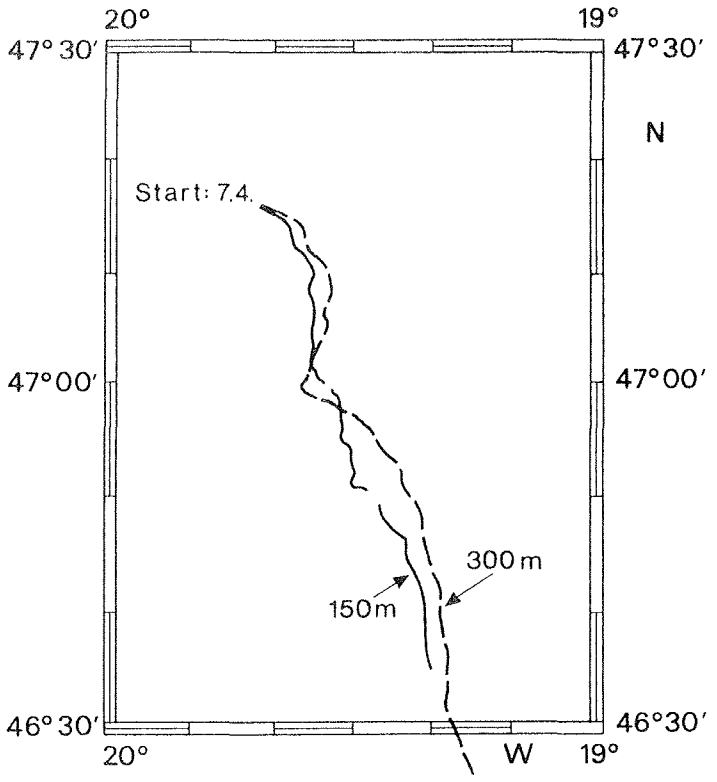


Abb. 3: Driftstrecken der treibenden Sinkstoffallen in 150 m und in 300 m.

Die Menge der in den Fallen gefundenen Sinkstoffe (Abb. 4 zeigt die Ergebnisse aus 150 m) ist im Vergleich zur Primärproduktion gering. In 300 m war die Menge der Sinkstoffe etwas größer. Ein geringerer POC Anteil von 6,6% am Seston in 300 m verglichen mit 9,3% in 150 m und ein etwas höheres POC/PON Verhältnis in dem Material aus 300 m deutet auf einen stärkeren Abbau hin. Erste Pigmentmessungen (HPLC) zeigten sehr geringe Chl.a-Konzentrationen, aber um ein Vielfaches höhere Phaeopigmentmengen, was auf einen starken Freßdruck durch Metazooplankter und den anschließenden Export dieses Materials hinweist.

Einen wesentlichen Anteil am Export biogenen Materials dürften die in großen Mengen während des gesamten UZ aufgetretenen Salpen gehabt haben (Abb. 5). Es zeigte sich, daß sie nicht nur nachts an der Oberfläche zu finden waren, sondern an einigen Tagen auch tagsüber in hohen Konzentrationen dort auftraten, was ihren Freßdruck noch erhöhte. Obwohl sich ihr Einfluß z. Zt. noch nicht quantifizieren läßt, kann aus den mikroskopischen Analysen der Proben aus der Wassersäule, den Sinkstoffen, aus

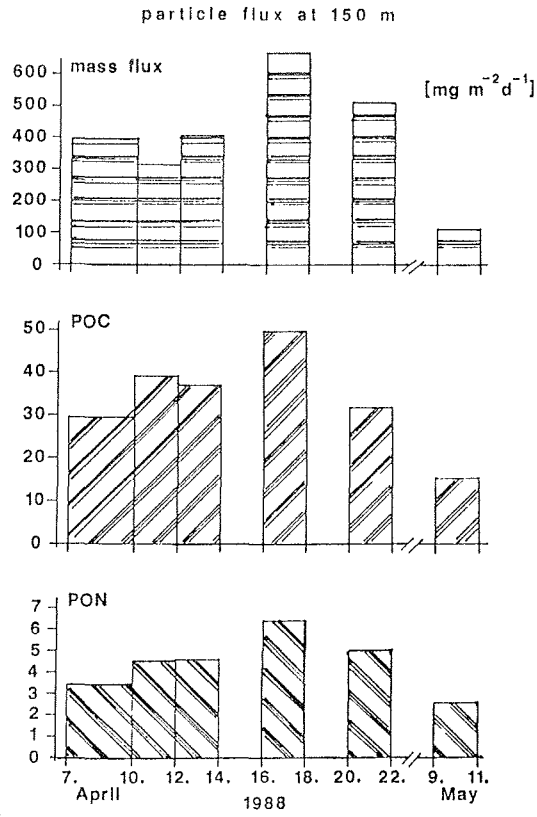


Abb. 4: Sedimentation in 150 m. Von oben nach unten: Massenfluß, partikulärer, organischer Kohlenstoff (POC) und partikulärer, organischer Stickstoff (PON) in mg m^{-2} d^{-1}.

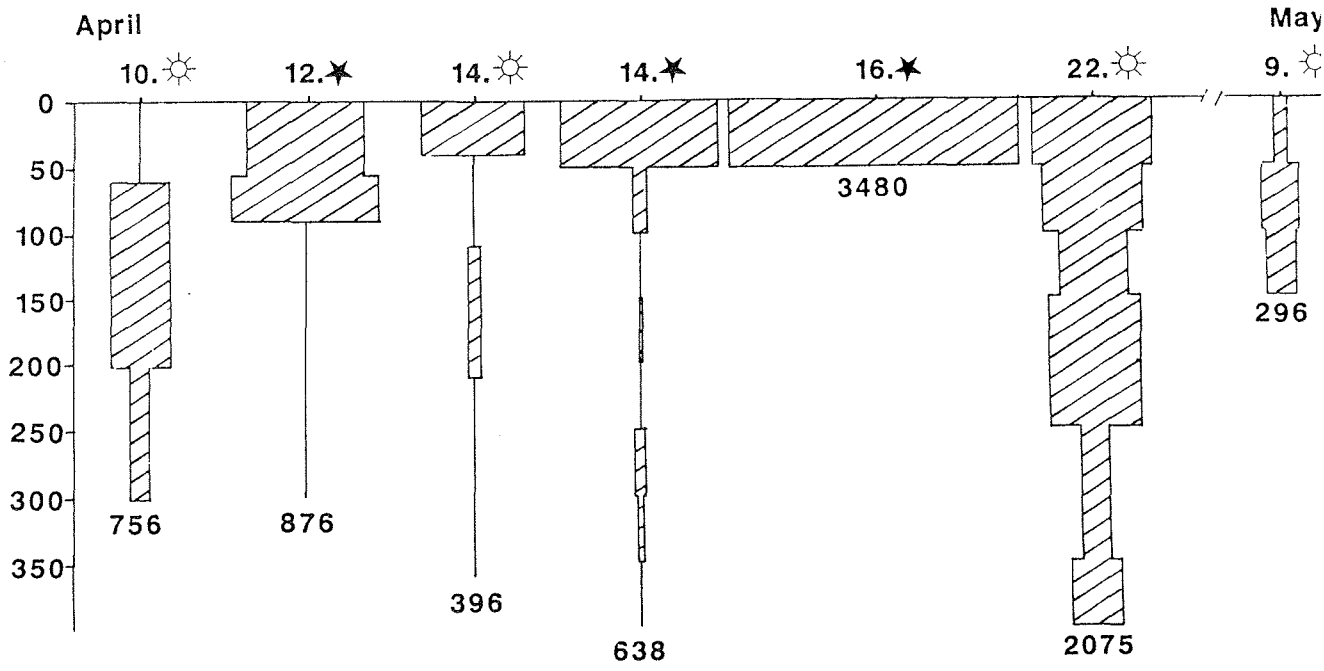


Abb. 5: Verteilung der Salpen in der Wassersäule. Angaben als Individuen pro m^2 über der jeweiligen Tiefe. Die Symbole "Sonne" und "Stern" bedeuten Tag- bzw. Nachtfang.

Salpendärmen und -kotpillen und von der Sedimentoberfläche geschlossen werden, daß ein großer Teil der Synechococcuspopulation von den Salpen (*Salpa fusiformis*) gefressen und in schnellsinkende Kotpillen verpackt wurde. Durchflußcytometrische Analysen zeigten, daß die in den Sinkstoffen gefundenen Blaualgen vermehrt in Partikeln >50 μm Durchmesser vorkamen. Für den Export von Organismen mit einer Größe um 1 μm kommt nur ein Grazertypus in Frage, der

1. so kleine Organismen filtrieren kann, der
2. diese Zellen in schnellsinkende Kotpillen verpackt, da die Zellen noch am Meeresboden eine sehr starke Eigenfluoreszenz aufwiesen, und der
3. durch aktive Wanderungen einen Teil dieser Transportvehikel erst in größeren Tiefen freisetzt.

Diese Voraussetzungen erfüllen Salpen in hohem Maße, auch wenn man nicht davon ausgehen kann, daß sie bei ihrer hohen Filtrationsleistung die Reste der aufgenommenen Nahrung erst nach Erreichen ihrer Tagestiefe abgeben.

Zusammenfassung:

Die im Frühjahr 1988 im offenen Atlantik vorgefundene pelagische Situation unterschied sich deutlich von den normalerweise in gemäßigten Breiten zur Zeit der Frühjahrsblüte beschriebenen Situationen. Zwei voneinander unabhängige Ereignisse, die wiederholte tiefe Durchmischung und die Massenentwicklung von *Salpa fusiformis* sorgten auf der einen Seite für eine langanhaltende Periode hoher Primärproduktion durch wiederholte Nährstoffzufuhr, verhinderten anderseits aber den Aufbau einer hohen Phytoplanktonbiomasse. Dabei konnte durch die Salpen eine sonst für Metaozooplankter nicht zu erreichende Gruppe der autotrophen Organismen vermutlich nahezu quantitativ genutzt werden und durch "Konzentrierung" in schnell sinkende Transportvehikel zumindest zum Teil den größeren Ozeantiefen und dem Benthal zur Verfügung gestellt werden. Obwohl solche Massenentwicklungen von Salpen nicht in regelmäßigen Zyklen auftreten, wird ihr Anteil am Export biogener Partikel in größere Wassertiefen auch über die Jahre gemittelt nicht zu vernachlässigen sein. Vom Standpunkt der Budgetierung des vertikalen Kohlenstofftransportes jedenfalls dürfte es dringend notwendig sein, den Einfluß stochastischer Ereignisse, wie sie Salpenblüten offensichtlich darstellen, auch quantitativ zu erfassen.

Mondrhythmus und Partikel-Sedimentation

Jella Bijma
Institut und Musem für Geologie und Paläontologie,
Universität Tübingen
7400 Tübingen

Der steigende CO_2-Gehalt der Atmosphäre kann drastische Klimaänderungen einleiten. Inwiefern sich die Klimaänderungen durchsetzen, hängt primär davon ab, wie schnell der Überschuß an anthropogenem CO_2 durch die Ozeane aufgenommen werden kann. Es gibt verschiedene Mechanismen, die dabei eine Rolle spielen. Besonders wichtig sind:

(1) Änderung der Biomasse, (2) Änderung der Karbonat-Produktion, (3) Änderung der Karbonat-Einbettung und (4) Änderung der Lösung des Karbonats im Sediment.

Im JGOFS-Rahmen sollen diese und andere Aspekte des Kohlenstoff-Flußes im Ozean untersucht werden. Ein Teil des Kohlenstoffs sedimentiert als Kalziumkarbonat, und die Karbonat-Produktion der planktonischen Foraminiferen spielt dabei eine bedeutende Rolle. Um diesen partikulären Kohlenstoff-Fluß im Ozean abzuschätzen, werden oftmals Sinkstoff-Fallen eingesetzt. Am Beispiel von *Globigerinoides sacculifer* soll gezeigt werden, daß Kenntnisse der Populationsdynamik von größter Wichtigkeit sind bei der Interpretation von Daten aus Sinkstoff-Fallen. *G. sacculifer* hat einen mondabhängigen Lebenszyklus (Abb. 1).

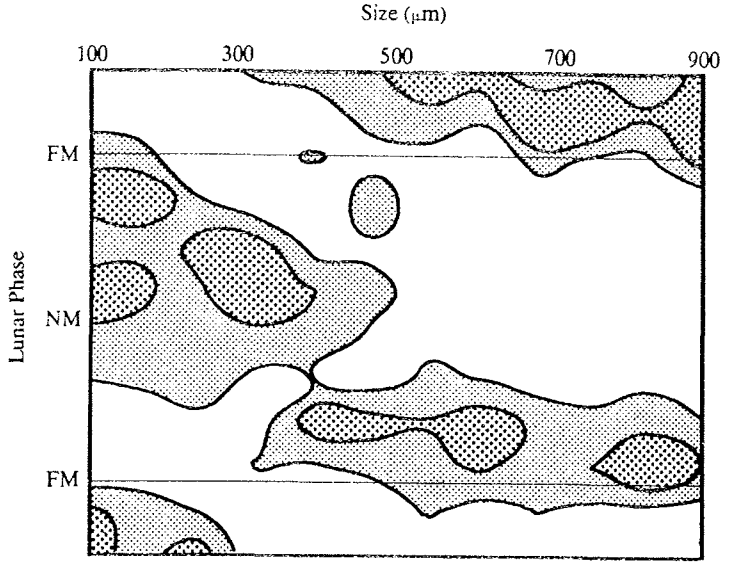


Abb. 1: Die Größenklassen-Verteilung von *G. sacculifer* im Golf von Aqaba gegen die Mondphasen (FM = Vollmond; NM = Neumond). Mittels eines Konturprogramms wurden die 0,0 und 0,5 Isolinien berechnet aus einer Matrix mit "Residuals". In den dunkel getönten Bereichen sind die Größenklassen überrepräsentiert. Die dunkelsten Stellen zeigen, wann die verschiedenen Stadien maximal vertreten sind.

Dies bedeutet, daß der Foraminiferen-Fluß innerhalb eines Monats nicht homogen und kontinuierlich sein wird. Mit Hilfe eines Sedimentationsmodels wurde das Absinken der Gehäuse simuliert. Es wurden zwei Situationen simuliert, wobei von der *G. sacculifer* Population aus dem Golf von Aqaba ausgegangen wurde. Die Öffnungszeit beträgt jeweils eine Woche und die hypothetischen Fänge unterscheiden sich nur im Moment des Öffnens bezüglich der Mondphase (Abb. 2).

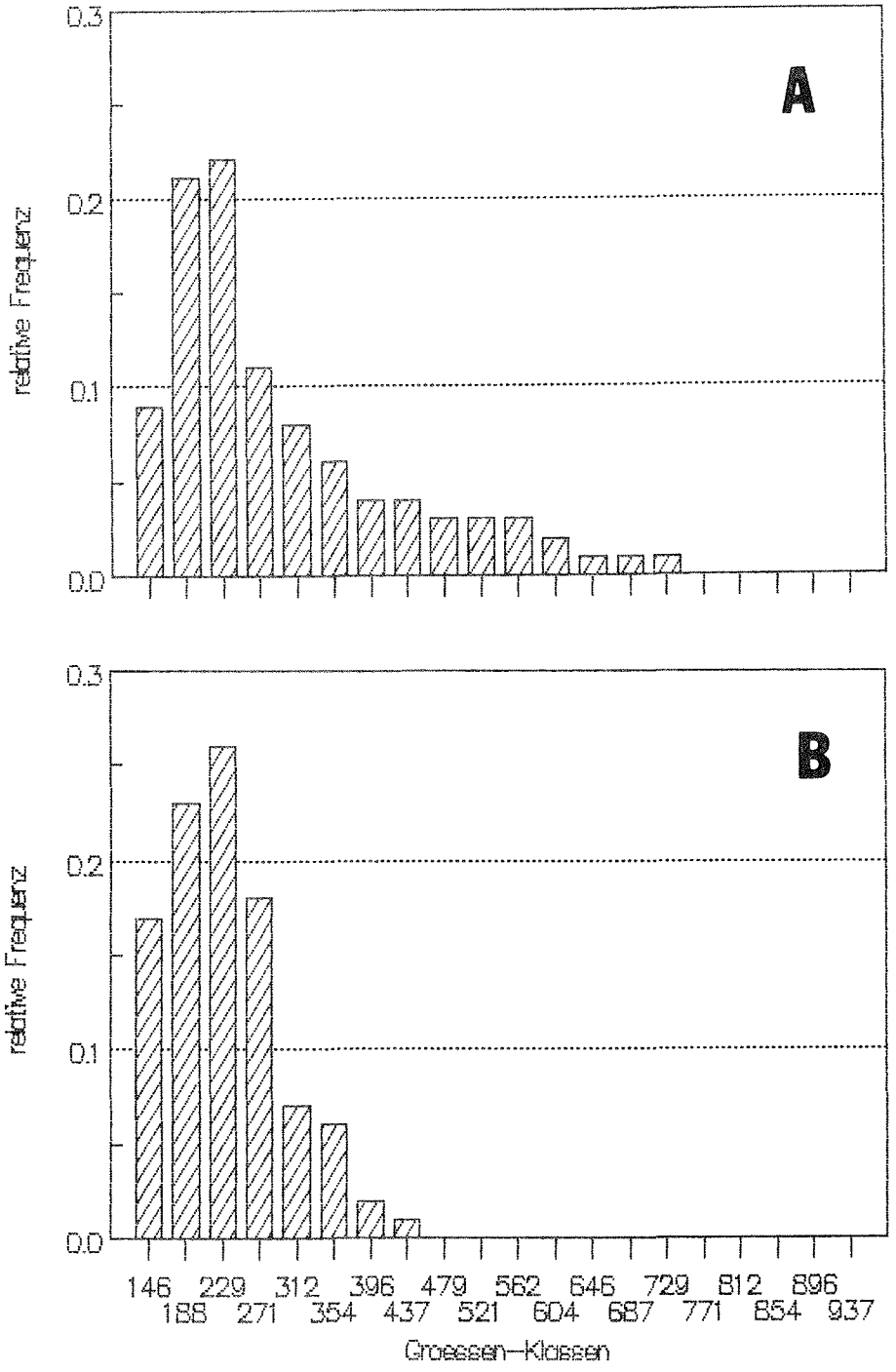


Abb. 2: Hypothetische Größenklassen-Verteilungen von *G. sacculifer* in einer Sinkstoff-Falle im Golf von Aqaba auf einer Tiefe von 3000 m. A: Bei Vollmond geöffnet; B: Bei Neumond geöffnet. Die Öffnungszeit beträgt jeweils 7 Tage.

Partikelfluß kieseliger Mikroorganismen im Antarktischen Ozean

Rainer Gersonde
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
2850 Bremerhaven

Kieselige Hartteile planktischer Mikroorganismen (Diatomeen, Radiolarien und Silikoflagellaten) sind wichtige Mikrofossilien in den tertiären und quartären Sedimenten des zirkumantarktischen Ozeans. Die kieseligen Mikrofossilien können einerseits als "palökologische Indikatoren" zur Rekonstruktion von Umweltbedingungen in geologischer Zeit und andererseits zur Datierung der Sedimente herangezogen werden.

Um das in Form von Mikrofossilvergesellschaftungen in den Sedimenten gespeicherte Signal bei der Rekonstruktion von Umweltbedingungen richtig deuten zu können, müssen die Vorgänge, die mit der Sedimentation der kieseligen Hartteile der Mikroorganismen verbunden sind, verstanden werden. Dazu zählen vor allem: die Absinkprozesse durch die Wassersäule und die Veränderung der Partikelzusammensetzung während des Absinkens, sowie die jahreszeitliche Veränderung des Partikelflusses. Aufschluß über diese Vorgänge liefern zeitgeschaltete Sinkstoff-Fallen, die in einer Folge vorgegebener Sammelintervalle (1-7 Wochen) ganzjährig Partikel in der Wassersäule auffangen. Seit 1983 setzen wir Verankerungen mit solchen Fallen in Zusammenarbeit mit dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen (zum Teil auch Woods Hole Oceanographic Institution) im Antarktischen Ozean ein (Abb. 1). Im Rahmen dieses Programmes betrieben wir von Dezember 1983 bis Mai 1986 eine Langzeitverankerung in der Bransfield Straße und von Januar 1985 bis März 1986 eine Einjahresverankerung im nordwestlichen Weddellmeer. Zwei weitere Verankerungen mit Sinkstoff-Fallen, die ein Jahr im Bereich der Antarktischen Konvergenz sowie im östlichen Weddellmeer eingesetzt waren, wurden von FS POLARSTERN Anfang 1988 wieder aufgenommen.

Das Probenmaterial aus den Sinkstoff-Fallen der Bransfield Straße (King George Becken) und des NW-Weddellmeeres besteht überwiegend (> 60%) aus biogenem Silikat, das in der Hauptsache (ca. 90%) in Form von Diatomeenschalen und deren Detritus vorliegt. Daneben kommen organisches Material sowie lithogene und biogene kalkige Partikel vor.

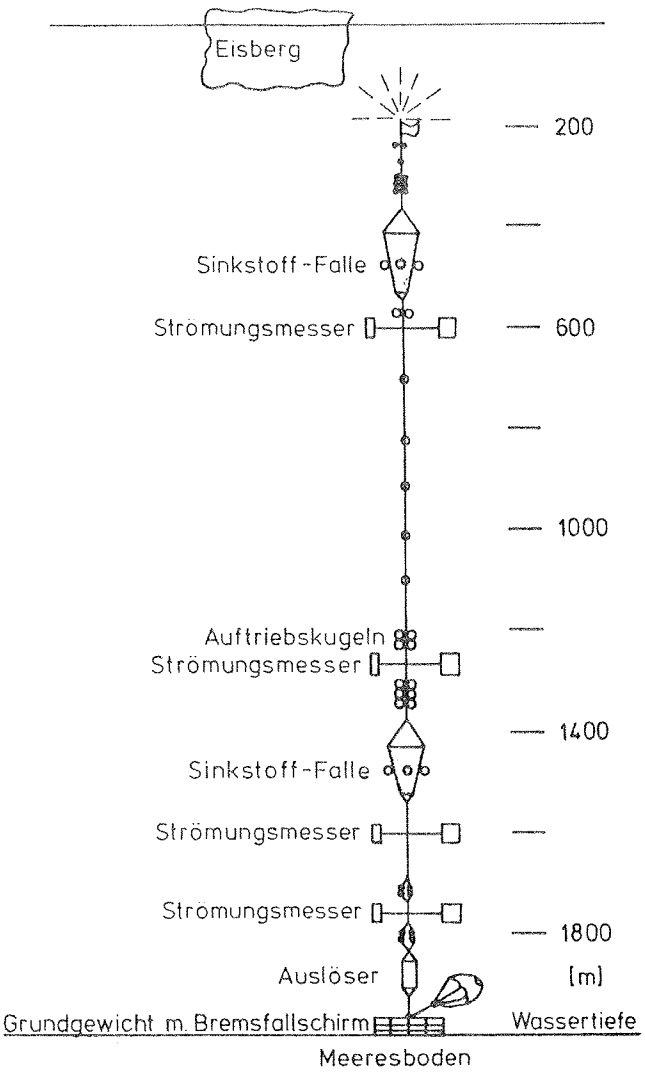


Abb. 1: Schematischer Aufbau einer Verankerung mit Sinkstoff-Fallen.

Die Gehäuse der in der euphotischen Zone produzierten Diatomeen werden während ihres Absinkens durch die Wassersäule einerseits durch Zooplanktonfraß (u.a. Krill) mechanisch zerkleinert, andererseits werden sie teilweise im Meerwasser gelöst. Beide Vorgänge verändern die ursprünglich produzierte Diatomeenvergesellschaftung. Dabei spielt die mechanische Zerkleinerung vor allem im Bereich des Oberflächenwassers eine Rolle. Dies wird besonders in der Bransfield Straße deutlich, wo große Diatomeenarten (u.a. *Corethron criophilum*) fast vollständig durch Krillfraß zerstört werden. Trotzdem erreicht in der Bransfield Straße ein signifikanter Anteil der produzierten Diatomeenarten das Sediment und kann sinnvoll zu palökologischen Rekonstruktionen genutzt werden. Am Material aus dem NW-Weddellmeer wird vor allem der Einfluß durch Opallösung in der Wassersäule - insbesondere an der Grenzfläche Meer/Meeresboden - deutlich. Dabei kommt es zu einer starken Anreicherung von Arten, die die Umweltbedingungen in der euphotischen Zone nicht mehr widerspiegeln. Dies kann einerseits mit der großen Wassertiefe (ca. 4000 m), andererseits mit der relativ geringeren Produktion biogenen Opals im NW-Weddellmeer erklärt werden.

Die Absinkgeschwindigkeit des sedimentierten Materials kann Werte bis zu 200 m/Tag erreichen. Diese hohen Geschwindigkeiten weisen darauf hin, daß Transportmechanismen das Absinken von kleinen Partikeln (5-100 μm) - wie Diatomeen - beschleunigen. Eine wichtige Rolle beim Transport biogenen Opals spielen Kotballen, die vom Zooplankton (u.a. Krill, Copepoden) produziert werden. Aus unseren Daten konnten Flüsse bis zu 6 x 10^5 Kotballen/m^2/Tag abgeleitet werden. Allerdings enthalten vor allem Krill-Kotballen zumeist stark beim Freßvorgang zerkleinerte Diatomeengehäuse, die - da sie nicht bestimmbar sind - nicht als "palökologische Indikatoren" im Sediment genutzt werden können (Abb. 2a, b). Aufgrund dieser Befunde postulieren wir, daß ein großer Teil der im Sediment überlieferten Diatomeenvergesellschaftungen in Form von Aggregaten ("mariner Schnee") durch die Wassersäule absinkt. Leider sind solche Aggregate nur selten im Fallenmaterial nachweisbar, da sie bei den hier einwirkenden Beanspruchungen (u.a. beim Probentransport) zerfallen.

In der Bransfield Straße und im NW-Weddellmeer erfolgen > 90% des ganzjährigen Partikelflusses in einem kurzen Zeintintervall während der antarktischen Sommerperiode. In der Bransfield Straße ist dieses Zeitintervall auf wenige Wochen im Dezember und Januar begrenzt. Dabei werden Gesamtpartikelflüsse bis zu 2 g/m^2/Tag mit Diatomeenanteilen bis zu 10^8-10^9 Diatomeenklappen/m^2/Tag erreicht (Abb. 3). Im NW-Weddellmeer liegt das Maximum des Partikelflusses im Februar und März, wobei der Fluß an Diatomeenklappen gegenüber der Bransfield Straße allerdings um ein bis zwei Zehnerpotenzen niedriger liegt. Da also der weitaus größte Teil der Diatomeen in einem eng begrenzten Zeitintervall produziert und sedimentiert wird, können die im Sediment überlieferten Diatomeenvergesellschaftungen auch nur die Bedingungen während dieser Zeit im antarktischen Sommer widerspiegeln. Diese Einschränkung ist bei der Bewertung von palökologischen Rekonstruktionen von entscheidender Bedeutung.

In der Bransfield Straße wurden in dem Zeitabschnitt Dezember 1983 bis November 1985 Diatomeenvergesellschaftungen sedimentiert, die weitgehend und gleichmäßig von Arten der Gattung *Chaetoceros* bestimmt werden und in ähnlicher Zusammensetzung auch in den Sedimenten der Bransfield Straße überliefert sind (Abb. 4). Da die Vergesellschaftungen in den Oberflächensedimenten das Produkt vieler Jahre sind, mag diese Übereinstimmung ein Hinweis darauf sein, daß dieser Sedimentationsablauf typisch für die Bransfield Straße ist. Demgegenüber wurde während des Zeitabschnittes Dezember 1985 bis Mai 1986 im selben Gebiet eine völlig anders zusammengesetzte Artengemeinschaft sedimentiert, die eine zeitliche Aufeinanderfolge des vegetativen und des Dauersporen-Stadiums der Art *Thalassiosira antarctica* erkennen läßt. Das Vorkommen dieser Artengemeinschaft, die für den an die Bransfield Straße anschließenden westlichen Abschnitt des Weddellmeeres charakteristisch ist, weist auf einen Zustrom von Oberflächenwasser aus diesem Bereich hin. Die Zusammensetzung der Diatomeenvergesellschaftungen in den Oberflächensedimenten spricht allerdings dafür, daß solche Zuströme in den zentralen Bereich der Bransfield Straße lediglich sporadisch vorkommen. Insgesamt läßt sich aus den sedimentierten Artengemeinschaften kein Hinweis auf die zeitweilig starke Meereisbedeckung der Bransfield Straße ableiten.

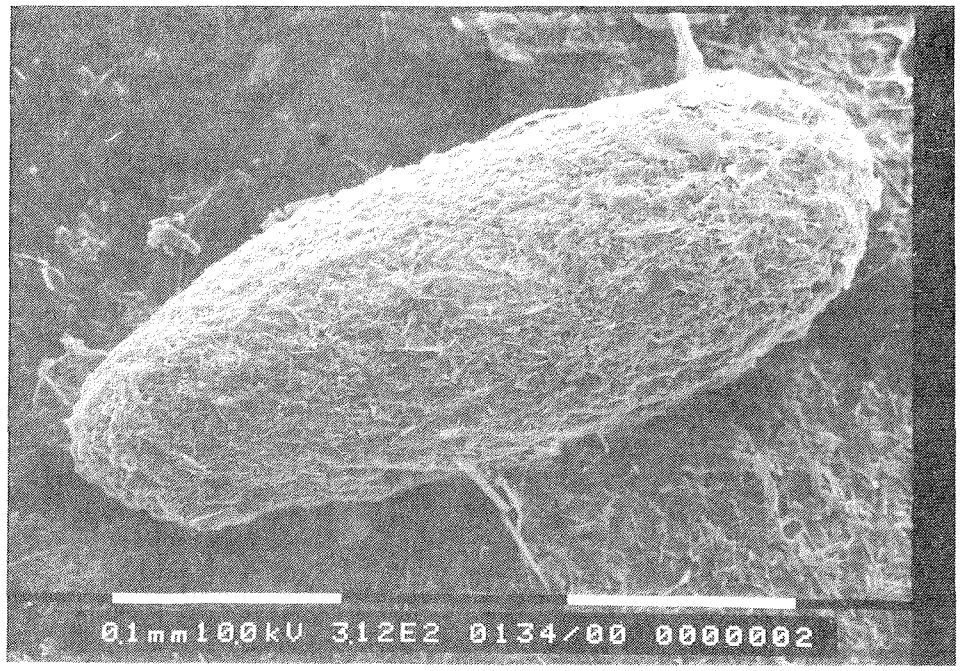


Abb. 2a: Kotballen von Krill.

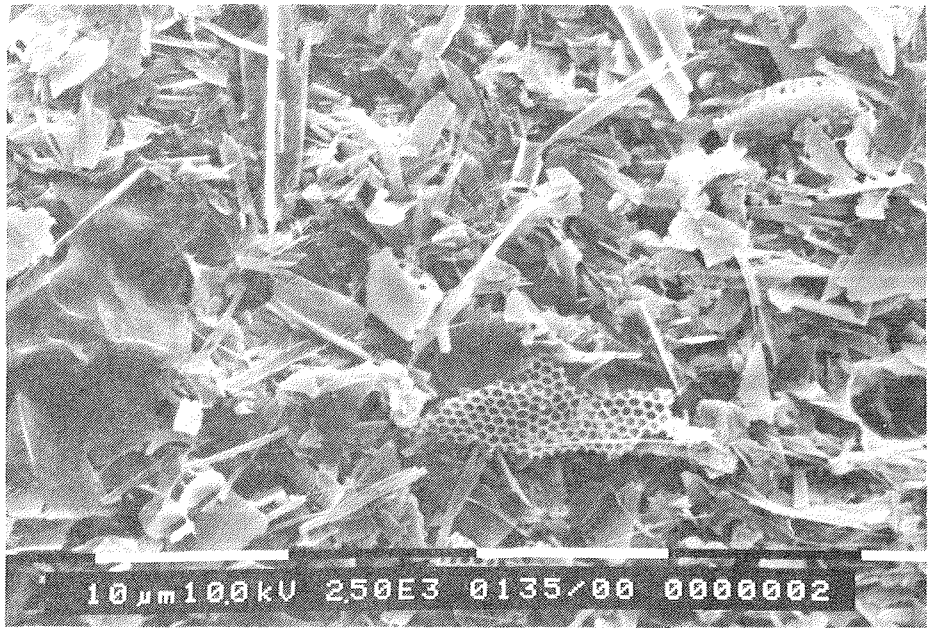


Abb. 2b: Detailaufnahme des Kotballen-Inhaltes mit stark zerkleinerten Diatomeengehäusen.

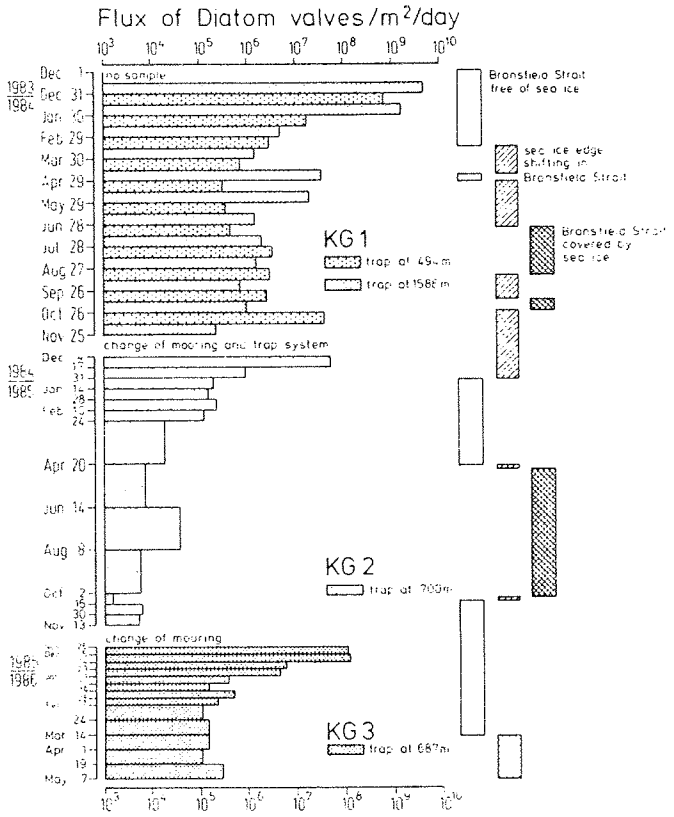


Abb. 3: Diatomeen-Partikelfluß (Anzahl Diatomeenklappen/m^2/Tag) im Bereich der Bransfield Straße (King George Becken) für den Zeitraum Dezember 1983 bis Mai 1986 und Verbreitung des Meereises in der Bransfield Straße.

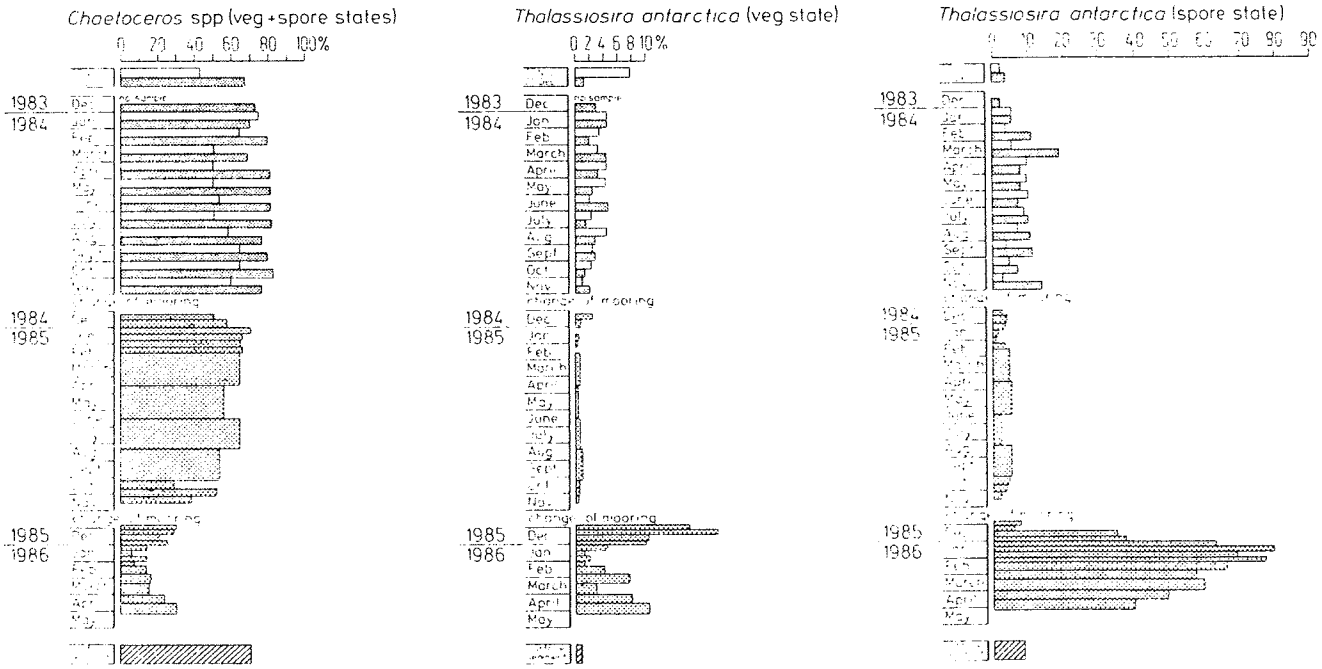


Abb. 4: Häufigkeitsverteilung der wichtigsten Diatomeenarten (in Prozent) in den Sinkstoff-Fallen aus der Bransfield Straße (Zeitraum Dezember 1983-Mai 1986) und in den Oberflächensedimenten des gleichen Gebietes.

Die Artengemeinschaften, die in der Sinkstoff-Falle im NW-Weddellmeer aufgefangen worden sind, zeigen ebenfalls keine Diatomeensukzessionen. Ein großer Teil der Vergesellschaftungen setzt sich aus Diatomeenarten zusammen, die als "Eisalgen" bekannt sind. Dies weist darauf hin, daß zumindest ein Teil der in diesem Gebiet im antarktischen Sommer produzierten Arten aus abgeschmolzenem Winter-Meereis stammt. Wegen der starken Opallösung in der Wassersäule und an der Grenzfläche Meer/Meeresboden, die besonders die Gehäuse der "Eisdiatomeen" betrifft, wird dieses Signal allerdings nicht im Sediment gespeichert.

Partikelsedimentation im Europäischen Nordmeer: Biologische Steuerung

Ulrich Bathmann
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
2850 Bremerhaven

Bodo von Bodungen
Sonderforschungsbereich 313, Universität Kiel
2300 Kiel

Die Ergebnisse von Jahresverankerungen auf dem Voeringplateau (östliche Norwegische See) zwischen 1986 und 1988 werden mit den Befunden aus Kurzzeiteinsätzen (14 Tage) mit driftenden Fallen aus dem gleichen Gebiet zu verschiedenen Jahreszeiten verglichen. Die Jahresverankerungen erbrachten regelmäßig wiederkehrende Sedimentationssignale, die sich durch geringe Raten im Frühjahr und maximale Fluxraten im Sommer und Herbst auszeichnen. Zwischen den Jahren variiert die absolute Höhe dieser Raten jedoch beträchtlich. So steht einer jährlichen Sedimentation von Trockensubstanz in 500 m Wassertiefe von 25,82 g m^{-2} yr^{-1} zwischen Juni 1986 und Juni 1987 eine Sedimentation von 37,23 g m^{-2} yr^{-1} in den Jahren 1987 bis 1988 gegenüber. Erklärungen für dieses Phänomen liefert die detaillierte mikroskopische Analyse der Sinkstoffe, die hohe vertikale Flüsse von einzelligen Heterotrophen im Jahr 1986 erbrachte, die 1987 nicht erreicht wurden.

Auffällig sind die niedrigen Sedimentationsraten während der Frühjahre 1986-88. Die Kurzzeitstudien der pelagischen Prozesse dieser Jahreszeit ergaben, daß vor Beginn der Wachstumsperiode des Phytoplanktons bereits Copepoden aus den tiefen Überwinterungsstrata der Wassersäule an die Oberfläche gewandert waren und vermutlich durch ihre Fraßaktivitäten den Aufbau einer klassischen Frühjahrsblüte mit Diatomeen verhinderten. Erst das Abwandern eines Teils der Copepodenpopulation zur erneuten Winterruhe schon im Juni führte zu Instabilitäten im pelagischen Nahrungsgefüge, die sich in hohen Sedimentationsraten niederschlugen (Abb. 1).

Während der nächsten vier bis sechs Wochen dominierten Protozooplankter und Mikrophytoplankter die biologischen Prozesse im Pelagial. Sukzessive Sedimentation von Arten aus diesen Gruppen deutet auf Verschiebungen auch in diesem Nahrungsgefüge hin.

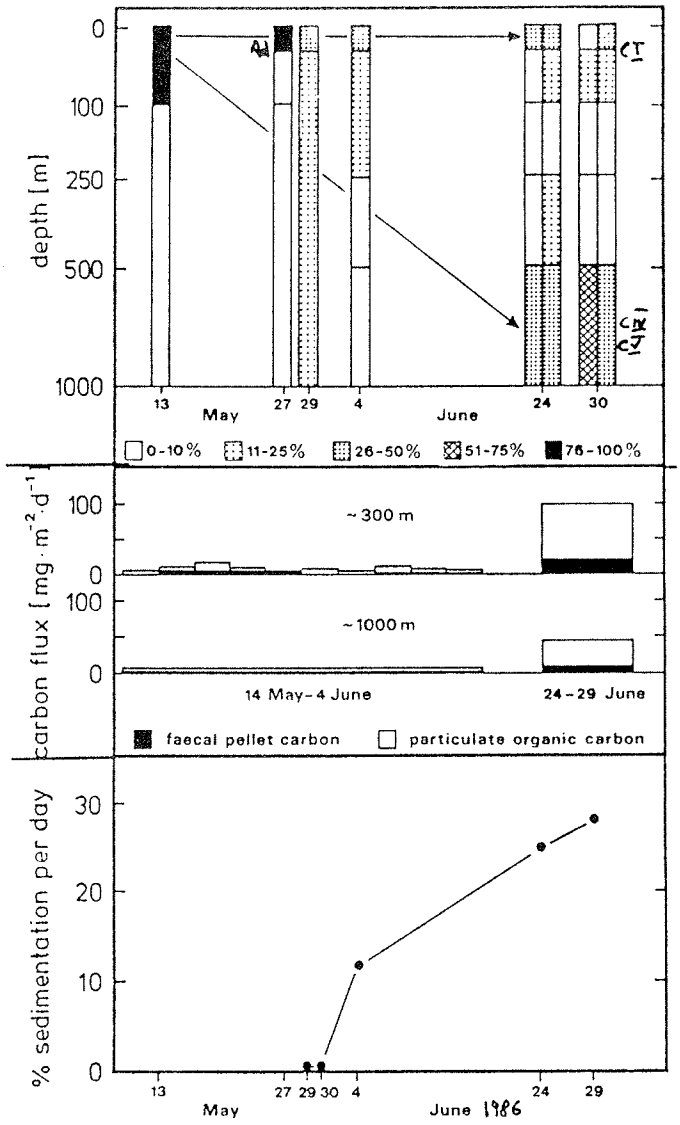


Abb. 1: Abwanderung einer Teilpopulation (C IV und C V) von *Calanus finmarchicus* in tiefe Wasserschichten (oberer Graphikteil);
Sedimentationsraten in 300 und 1 000 m Tiefe (mittlerer Graphikteil); Kohlenstoff von sedimentierenden Kotballen in % des gesamten partikulären abgesunkenen Kohlenstoffes (unterer Graphikteil).

Das herbstliche Massenauftreten des Pteropoden *Limacina retroversa* beendet dieses sommerliche pelagische System. Die extrem hohen und effektiven Fraßleistungen dieser Pteropoden führen erst zu einem kurzen Anstieg des vertikalen pelagischen Stoff-Flusses in Form von aggregierten Schleimnetzen, die bei der Nahrungsaufnahme von *Limacina* produziert werden. Das folgende Sedimentationssignal von Kalkschalen abgestorbener Tiere dieses Pteropoden scheint ein regelmäßig wiederkehrendes Ereignis (Abb. 2). Die Höhe dieser Sedimentationsraten ist ebenfalls jährlichen Schwankungen unterworfen (Maximalwert für 1986: 8 000 Individuen m^{-2} Tag^{-1}, für 1987: 2 000 Individuen m^{-2} Tag^{-1} und für 1988: 56 600 Individuen m^{-2} Tag^{-1}), deren Ursachen noch nicht näher bekannt sind.

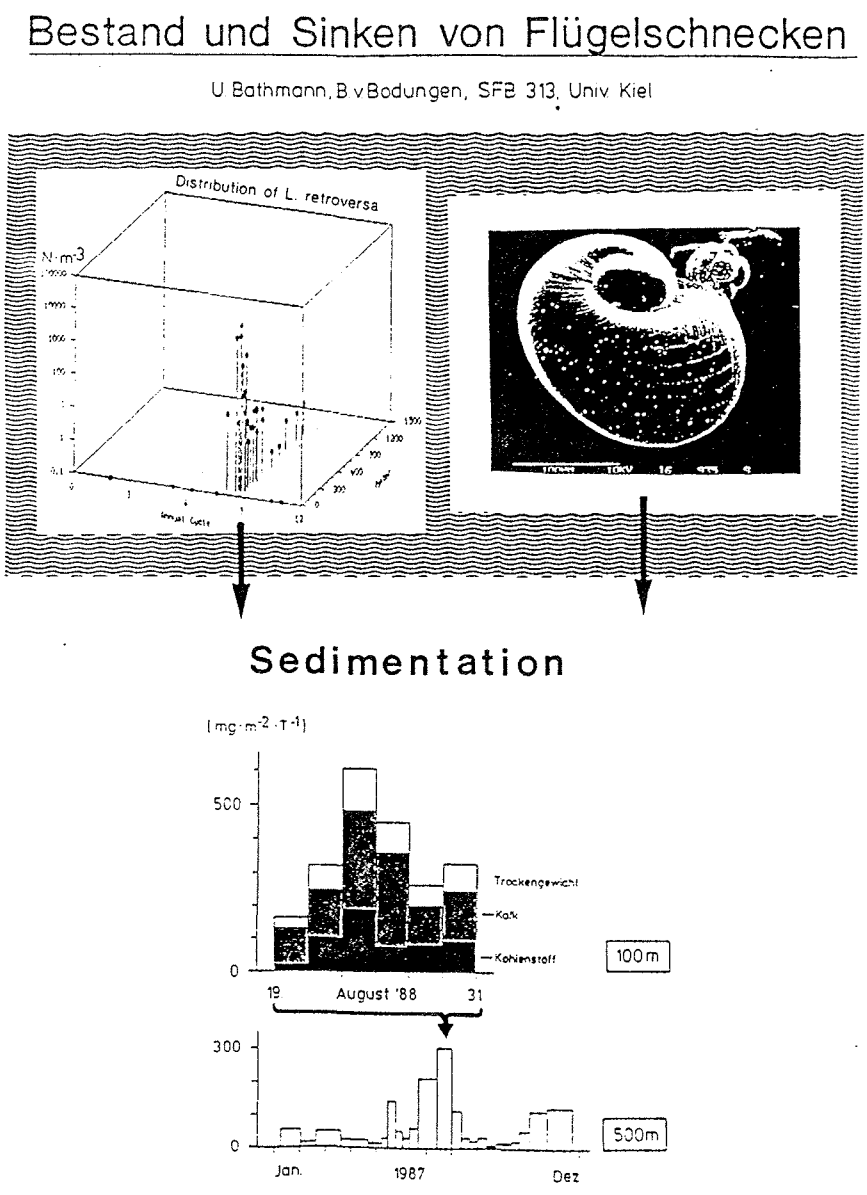


Abb. 2: Bestand und Sinken von Flügelschnecken.

Neben den regelmäßig wiederkehrenden Sedimentationsereignissen im Verlauf der Jahre wurden einmalige Ereignisse aufgezeichnet (November/Dezember 1987, April 1988). Die Ursachen dieser Sedimentationsschübe muß ebenfalls unklar bleiben, da die Expeditionen unserer Arbeitsgruppen ins Untersuchungsgebiet nicht zu solchen Zeiten stattfanden.

Der kombinierte Einsatz verankerter Sinkstoff-Fallen mit kurzzeitigen prozessorientierten pelagischen Studien zu Zeiten markanter Sedimentationsereignisse scheint eine geeignete Methode, Steuermechanismen der pelagischen Sedimentation aufzuklären.

Das kalkige Nannoplankton in Sedimentfallenmaterial aus dem europäischen Nordmeer (Kurzfassung)

Torsten Bickert
Geowissenschaften, Universität Bremen
2800 Bremen

Christian Samtleben
Geologisch-Paläontologisches Institut,
Universität Kiel
2300 Kiel

Untersuchungen an Oberflächensedimenten im europäischen Nordmeer ergaben in der Feinfraktion einen unerwartet hohen Anteil an kalkigem Nannoplankton. Die Akkumulation dieses Materials im Zusammenhang mit der stark saisonal geprägten biologischen Produktion war das Ziel von Sedimentfallenuntersuchungen im Lofotenbecken (69°N, 1983/4), bei der Bäreninsel (75°N, 1984/5) und in der Framstraße (78°N, 1984/5), (Abb. 1).

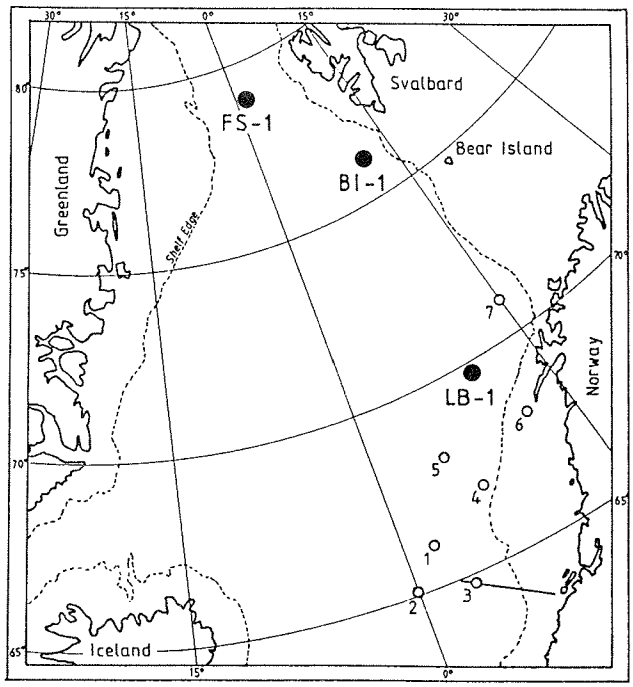


Abb. 1: Position der Sedimentfallen-Verankerungen (Punkte) und Oberflächensedimente (Kreise).

Artenbestimmungen und Zählungen unter dem Elektronenmikroskop ergaben, daß die Nannoplanktongemeinschaften fast ausschließlich von den zwei Arten *Emiliania huxleyi* und *Coccolithus pelagicus* gebildet werden, deren Anteile die aus den Fallenproben bestimmbaren Coccolithenkarbonat-Flußraten steuern (Abb. 2). Weitere acht Arten spielen dabei nur eine untergeordnete Rolle.

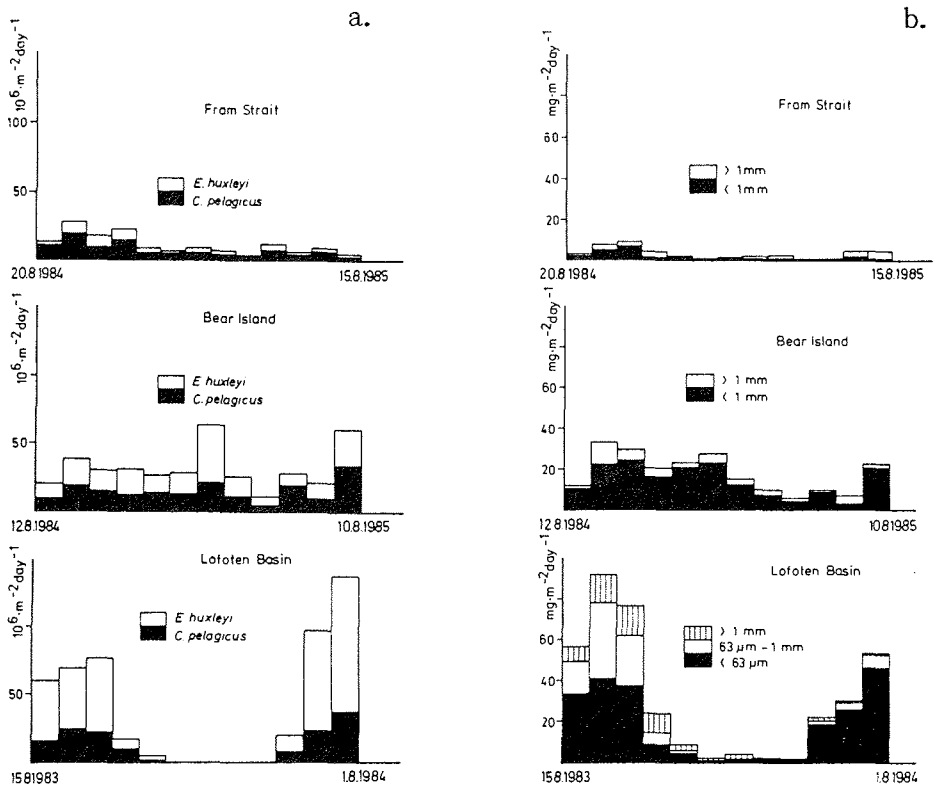


Abb. 2: Saisonalität der Coccolithen- (a) und Karbonatverteilung (b).

Während im Lofotenbecken sich eine deutliche Saisonalität in Zellenzahl und Karbonatfluß auch im Verhältnis der beiden Hauptarten und im Anteil erhaltener Coccosphären widerspiegelt, ist die Saisonalität in den beiden anderen Fallen weniger klar ausgeprägt. Allgemein nimmt der Coccolithenfluß nach Norden hin ab, wobei vor allem der Anteil von *E. huxleyi* stark zurückgeht, während die Zahl der vielfach massiveren *C. pelagicus*-Coccolithen - und damit auch der Karbonatfluß - deutlich langsamer abnimmt.

Zum Vergleich zum Fallenmaterial herangezogene Wasserproben aus der Norwegischen See zeigten eine andersartige Zusammensetzung der lebenden Coccolithophoriden-Gemeinschaft, was einen Hinweis gibt auf selektive Veränderungen beim Übergang von der lebenden Nannoplanktongemeinschaft zur sedimentierten Coccolithenansammlung.

Pteropodensedimentation im Europäischen Nordmeer

Gerrit Meinecke
Geowissenschaften, Universität Bremen
2800 Bremen

An Probenmaterial aus drei Sedimentfallenverankerungen der Norwegisch-Grönländischen See (Lofotenbecken I, 69°N; Bäreninsel I, 76°N; Framstraße I, 79°N) wurden die planktischen Pteropoden *Limacina helicina sp.* (polare Art) und *Limacina retroversa sp.* (subpolare Art) untersucht.

Durch den küstenparallelen Norwegenstrom, einem Ausläufer des Golfstromes, wird dem Lofotenbecken atlantisches Wasser zugeführt. Die subpolare Pteropodenart *Limacina retroversa* findet in diesem relativ warmen, salinen Wasser gute Lebensbedingungen. Die Pteropodensedimentation im Lofotenbecken beschränkt sich die auf die Monate August bis November (Abb. 1).

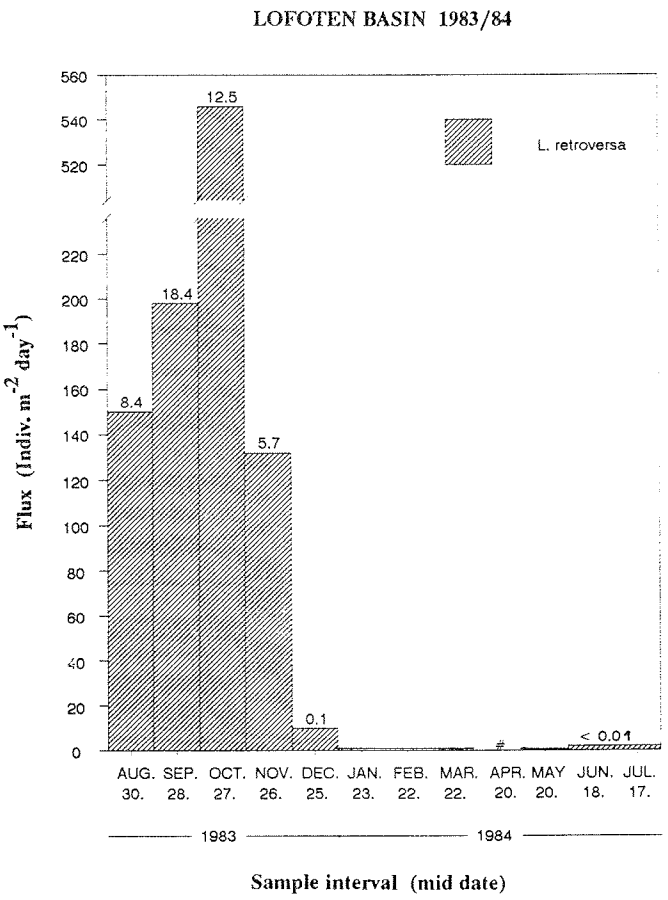


Abb. 1: Pteropodenfluß im Lofotenbecken (Station LB1) als Individuenfluß und in mg m^{-2} d^{-1}.

Die Analyse des Pteropodenmaterials zeigt deutliche Veränderungen im Korngrößenspektrum in Abhängigkeit vom Fangmonat der Verankerung. Im August und September werden Pteropodengehäuse in den Größen von 100 µm bis weit über 2600 µm angetroffen, die Individuen aller Altersstufen zuzuordnen sind. Das Korngrößenspektrum verändert sich bis zum November unter zunehmender Verringerung des Medianwertes auf einen Korngrößenbereich von 200 µm bis 800 µm (Abb. 2).

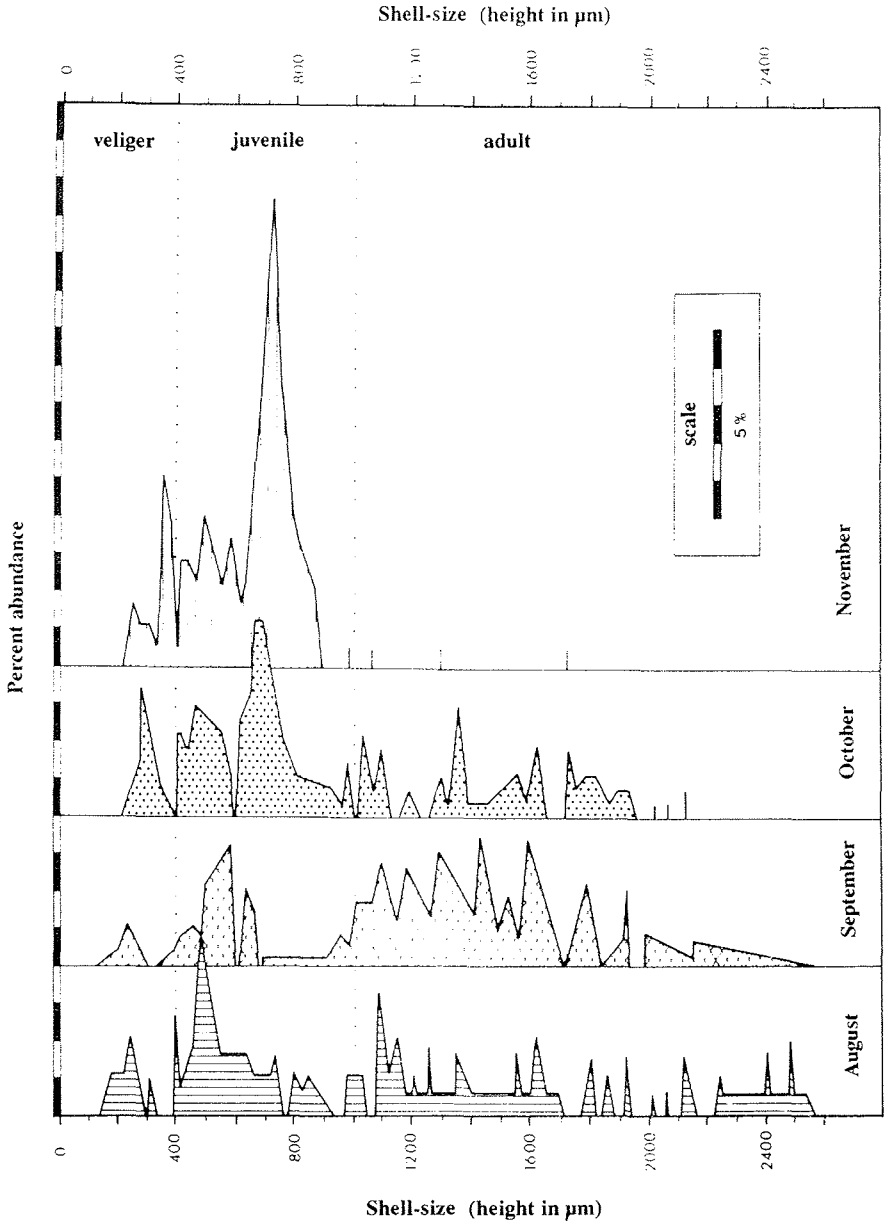


Abb. 2: Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung der Gehäusegrößen (Höhe) von *L. retroversa* im Lofotenbecken (Station LB1). Häufigkeitsangaben in Prozent pro Meßintervall (10 µm).

Die Veränderungen in den Häufigkeitsverteilungen der Gehäusegrößen lassen auf eine aktive Reproduktion in diesem Zeitraum schließen. Im November besteht das Pteropodenmaterial zu 95% aus Jungstadien. Der Anteil des Pteropodenkarbonates am Gesamtkarbonat, bezogen auf die Gesamtfangdauer der Verankerung, beträgt ca. 11% der Gesamtkarbonatsedimentation. In den Monaten August bis November sind die Pteropoden mit 15% bis 24% am monatlichen Karbonatfluß im Bereich der Lofotenbecken-Verankerung beteiligt.

Die Flußdiagramme der Framstraßen- und der Bäreninsel-Verankerung zeigen veränderte Verteilungsmuster (Abb. 3, 4). Kalte, niedrig saline Wassermassen polaren Ursprungs gelangen durch die Vermischung des Ostgrönlandstromes mit dem Norwegenstrom in den Bereich dieser Verankerungen. Im Gegensatz zur Lofotenbecken-Verankerung setzen sich die Pteropodenfaunen in der Bäreninsel- und in der Framstraßen-Verankerung aus zwei Arten zusammen. Das Auftreten der polaren Pteropodenart *Limacina helicina sp.*, deren Anteil in der Framstraßen-Verankerung auf 69% ansteigt, zeigt deutlich den verstärkten polaren Einfluß. Gleichzeitig geht der Anteil der subpolaren *Limacina retroversa sp.* mit höherer geographischer Breite zurück.

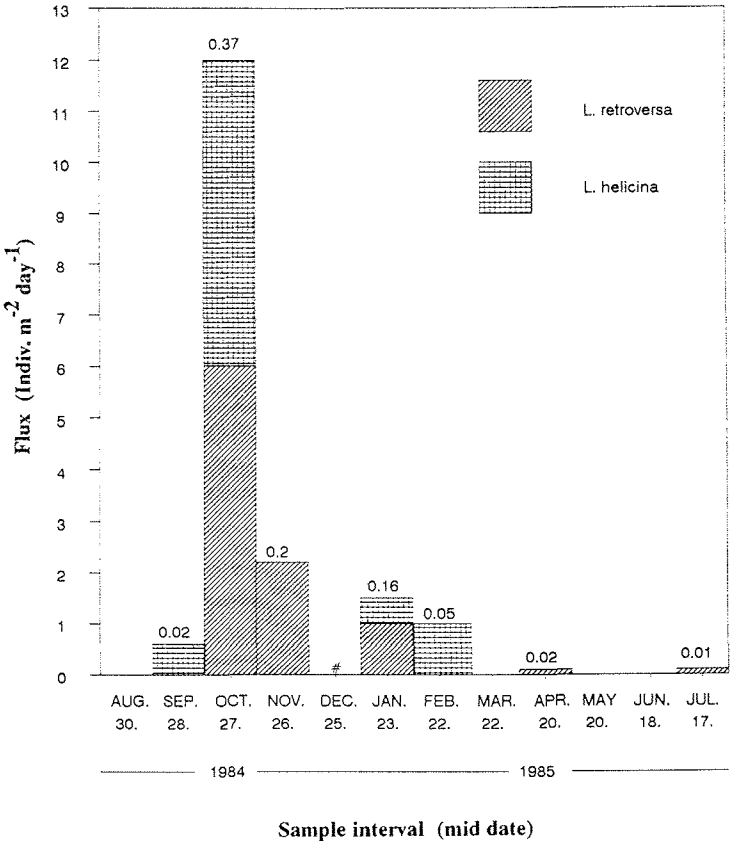


Abb. 3: Pteropodenfluß im Bereich der Bäreninsel (Station BI 1) als Individuenfluß und in mg m^{-2} d^{-1}.

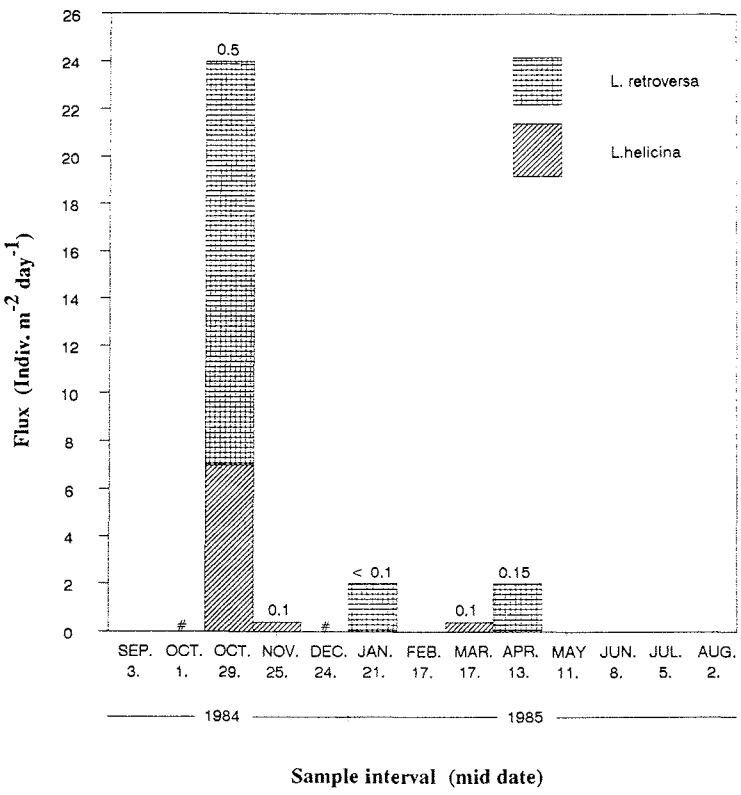


Abb. 4: Pteropodenfluß in der Framstraße (Station FS 1) als Individuenfluß und in mg m^{-2} d^{-1}.

Die Pteropodensedimentation setzt bei diesen Verankerungen erst im September (Bäreninsel) bzw. im Oktober (Framstraße) ein und reicht bis in den Februar (Bäreninsel) bzw. April (Framstraße). Die Analysen des Pteropodenmaterials dieser Verankerungen zeigen unregelmäßige Korngrößenspektren, die gegen eine aktive Reproduktion sprechen. Vielmehr werden die Pteropoden mit den Wassermassen aus Reproduktionsgebieten (Lofotenbecken, Ostgrönländischer Schelf) verdriftet und gelangen so in den Bereich dieser Verankerungen. Der Pteropoden-Karbonatfluß ist dem Lofotenbecken gegenüber um das 52-fache (Bäreninsel) bzw. um das 57-fache (Framstraße) reduziert. Der Anteil des Pteropodenkarbonates am Gesamtkarbonat, bezogen auf die Gesamtverankerungsdauer, beträgt 1,7% (FS1) und weniger als 1% (BI1).

Saisonale Verteilung planktischer Foraminiferen im Bereich des Eisrandes

Jörn Carstens
Geowissenschaften, Universität Bremen
2800 Bremen

Planktische Foraminiferen sind die wichtigsten kalkschaligen Mikrofossilien, mit denen das "Paläoenvironment" rekonstruiert wird. Die Lebensweise dieser Protozoen ist in tropischen und subtropischen Gebieten gut untersucht, in den polaren Gebieten gibt es bisher nur vereinzelte Studien zu diesen Mikrofossilien.

In dieser Arbeit wird die Verteilung planktischer Foraminiferen, die Veränderungen in der Individuendichte an Probennahmestationen vor und im Eis der Framstrasse, jahreszeitliche Veränderungen in der Lebensweise der Tiere und der saisonal stark schwankende Foraminiferenfluß in Sinkstoffallen dargestellt. Aus den Veränderungen der Faunen aus Planktonnetzfängen, Sinkstoffallen und im Sediment wird die Interpretierbarkeit von Foraminiferendaten im Fossilen diskutiert.

Für die Untersuchungen wurde ein "Kiel-Multinetz" mit einer Maschenweite von 63 μm in den Tiefenintervallen 500-300, 300-200, 200-100, 100-50 und 50-0m eingesetzt. Die Netzproben wurden in einer gepufferten 4%-igen Formalinlösung, die Fallenproben mit Quecksilberchlorid fixiert und bei 2°C gelagert.

Die Konzentration planktischer Foraminiferen in den oberen 200 m auf zwei Profilen (78° und 80°N) liegt in Probenmaterial aus freiem gegenüber eisbedecktem Wasser etwa um den Faktor 20 höher (Abb. 1). Auffällig ist auf dem 78°N-Profil ein ausgeprägtes Maximum an der Eiskante. Phytoplanktonmaxima an der Eiskante sind nachgewiesen, so daß dieses Verteilungsmuster durch erhöhtes Nahrungsangebot gut zu erklären ist. Es können drei Provinzen unterschieden werden:

1. Das eisbedeckte Gebiet mit Konzentrationen um 30 Ind./m^3
2. Das eisfreie Gebiet mit Konzentrationen zwischen 300 und 500 Ind./m^3
3. Maxima an der Eiskante mit über 1100 Ind./m^3.

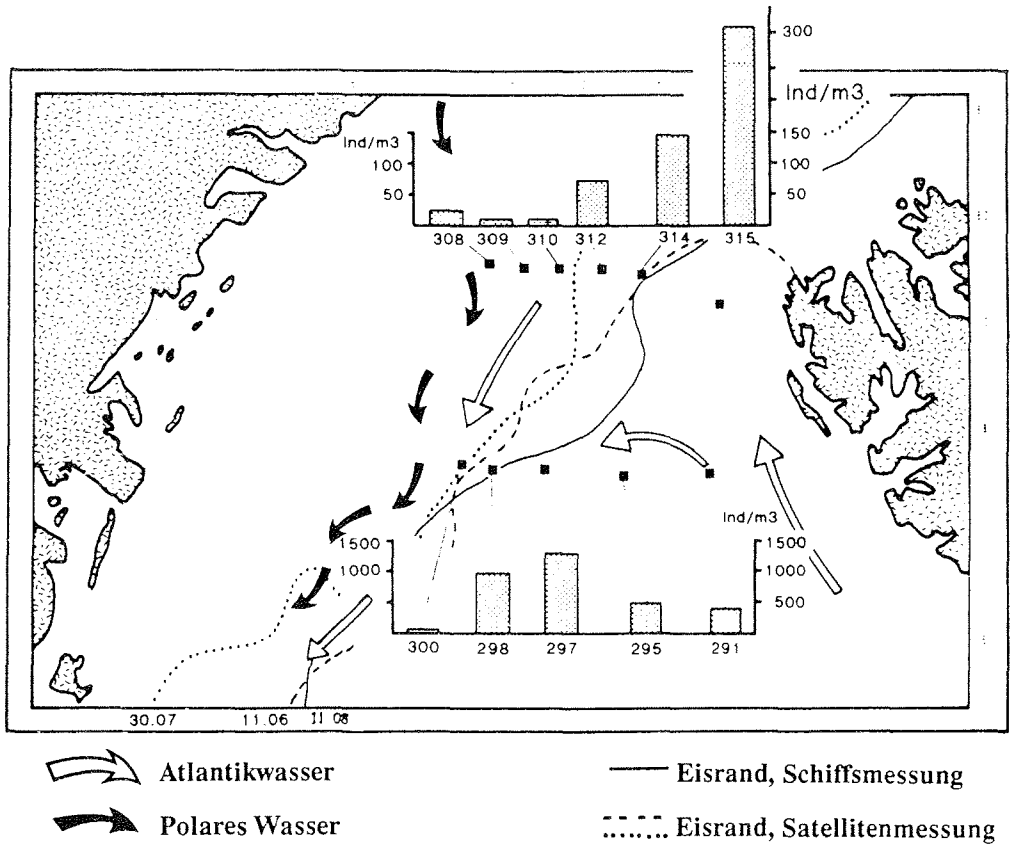


Abb. 1: Konzentration planktischer Foraminiferen (>63 µm) in den oberen 200 m der Wassersäule, Linien zeigen die Eiskante an. Durchgezogene Linie = Lage der Eiskante am Ende der Untersuchung.

Die beobachteten Foraminiferenkonzentrationen im eisbedeckten Bereich sind mit Ergebnissen älterer Arbeiten vergleichbar. Im eisfreien Bereich sind die hier beobachteten Konzentrationen 5 bis 20 mal höher als in vergleichbaren Gebieten und stellen die bisher höchsten bekannten Individuendichten dar.

In der Tiefenverteilung (Abb. 2) zeigt sich, daß sich die meisten Foraminiferen in Wassertiefen zwischen 100 und 200 m aufhalten. Dabei zeigt sich ein Trend zu tieferen Wasserschichten in Richtung des eisbedeckten Gebietes. Dies kann durch Reproduktionszyklen erklärt oder als ein Ausweichen vor dem kalten und salzärmeren Oberflächenwasser des Ostgrönlandstromes in tiefere Wasserschichten hin gedeutet werden.

Veränderungen in der Hauptlebenstiefe werden auch zu verschiedenen Jahreszeiten beobachtet (Abb. 3). In den Sommermonaten befinden sich fast 50% der Individuen im Tiefenintervall 100-200 m. Ein Großteil der Tiere ist dabei tot, was in Kombination mit den verstärkt auftretenden Schalenmerkmalen "Kümmerkammer" und "Kalzitkruste" auf starke Reproduktion zurückgeführt werden kann.

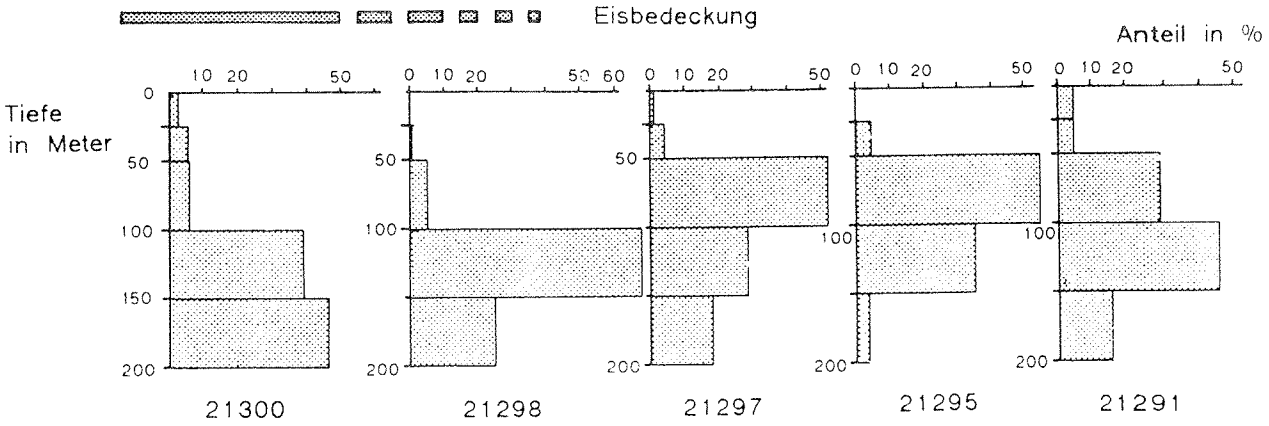


Abb. 2: Tiefenverteilung planktischer Foraminiferen auf 78°N in der Framstraße im Sommer 1985.

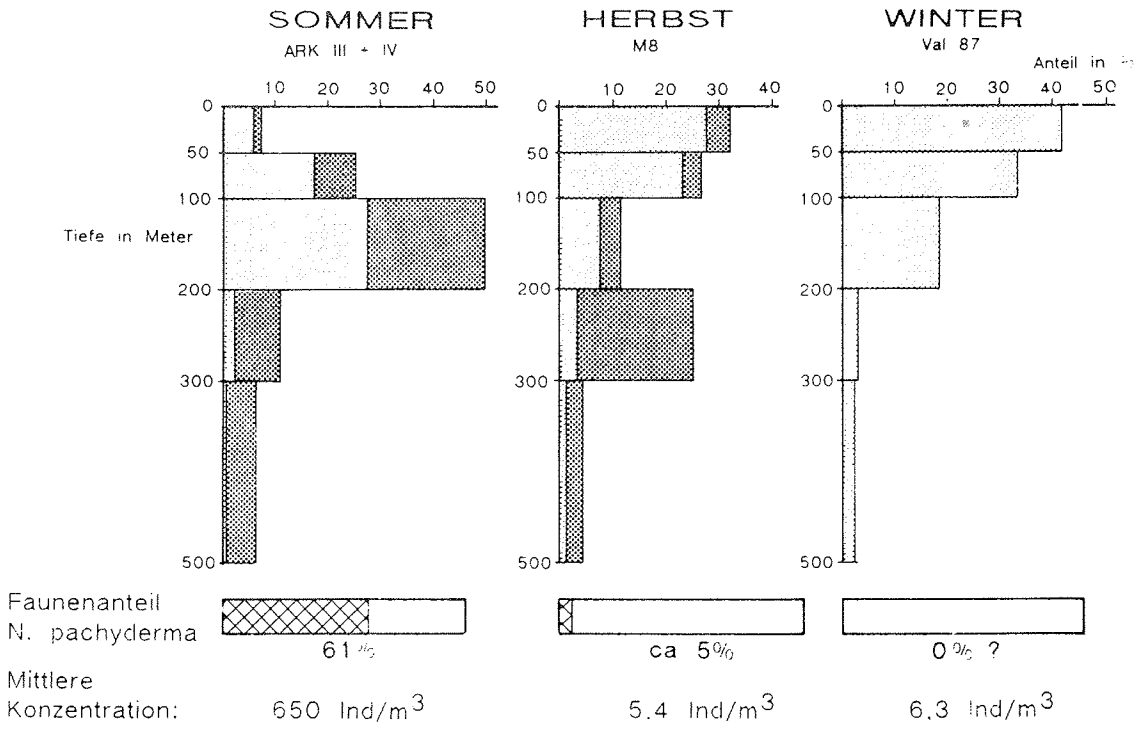


Abb. 3: Jahreszeitliche Veränderung in Lebenshabitat, Fauna und Konzentration planktischer Foraminiferen.

Im Herbst werden die oberen 50 m der Wassersäule bevorzugt. Eine gleichmässige Abnahme mit zunehmender Wassertiefe ist zu beobachten. Eine Ausnahme bildet die Tiefenstufe 200-300 m, in der sich jedoch überwiegend tote Individuen befinden. Die winterliche Durchmischung bis zu dieser Tiefe verhinderte ein weiteres Absinken. Die lebenden Foraminiferen haben sich bereits auf die Wintersaison eingestellt und sind in die oberen Wasserschichten gewandert. In der absoluten Konzentration liegen die höchsten Konzentrationen um 650 Ind./m^3 in den Sommermonaten, während die Konzentrationen der Wintermonate etwa 1% der des Sommers betragen.

Jahreszeitliche Veränderungen zeigen sich auch in der Faunenzusammensetzung: Im Sommer stellt *Neogloboquadrina pachyderma* mit 61% den höchsten Faunenanteil, um im Herbst auf ca. 5% und im Winter unter 0,5% abzusinken.

Das starke saisonale Muster findet sich auch im Foraminiferenfluß in den Sinkstoffallen wieder (Abb. 4). In den Monaten September bis Oktober erreichen 70% des gesamten Foraminiferenflusses den Meeresboden.

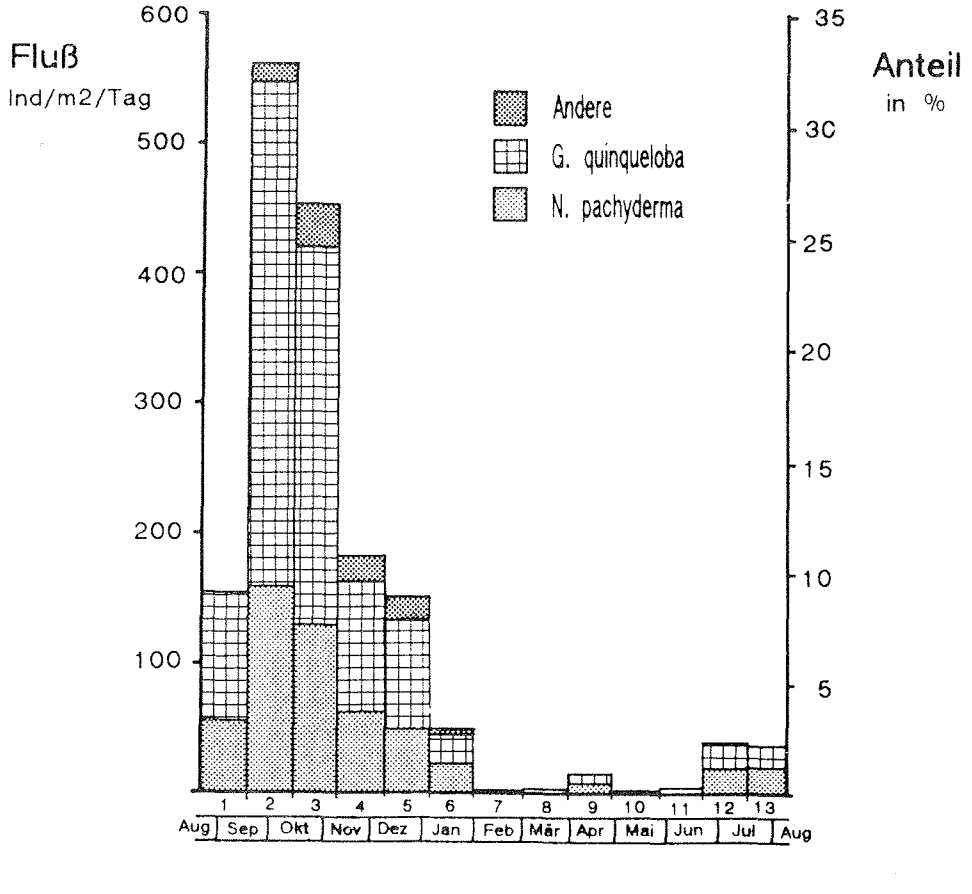


Abb. 4: Individuenfluß planktischer Foraminiferen in der Framstraße (FS 1, 1984-1985).

Ein Vergleich des Materials aus Netzfängen, Sinkstoffallen und Sediment zeigt starke Veränderungen in der Korngrößenverteilungen der Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma*. Es wird deutlich, daß kleine Foraminiferen in der Sedimentfalle im Verhältnis zu den Individuen mittlerer Größe unterrepräsentiert sind. Betrachtet man das Sinkstoffallenmaterial eines ganzen Jahres im Vergleich zu den Foraminiferen aus dem Sediment, so wird das Fehlen kleiner Individuen noch deutlicher. Lösungsvorgänge auf der Sedimentoberfläche sind für diese Veränderung verantwortlich. Die kleinen, dünnschaligen Exemplare werden stärker weggelöst als die großen, zum Teil stark kalzifizierten Exemplare. Die einsetzende Karbonatlösung läßt sich ebenfalls in der in Sedimentmaterial weniger häufigen, lösungsanfälligeren *Globogerina quinqueloba* erkennen.

Sedimentation terrigener Partikel im Europäischen Nordmeer

Heinrich Berner
Geowissenschaften, Universität Bremen
2800 Bremen

Wie wird die Zusammensetzung der Oberflächensedimente und Sinkstoffe im Europäischen Nordmeer und der Framstraße von den heutigen sehr komplexen hydrographischen Verhältnissen bestimmt? Lassen sich daraus Transport- und Sedimentationsmechanismen sowie Herkunftsgebiete der Sedimente ableiten?

Probenserien, die mit verankerten Sinkstoffallen gesammelt wurden, Sedimentproben von Kastengreiferoberflächen und Proben aus sedimentbeladenem Eis der Framstraße (Abb. 1) wurden unter diesen Gesichtspunkten korngrößenanalytisch und röntgendiffraktometrisch untersucht. Von Sinkstoffallenproben stehen meist nur geringe Probenmengen zur Verfügung, die für die verschiedenen Untersuchungen aufgeteilt werden müssen. Es wurde ein Aufbereitungsverfahren und spezielle Probenträger entwickelt, die es ermöglichen, semiquantitative Tonmineralanalysen an wenigen mg Probensubstanz durchzuführen.

Am Beispiel der Framstraße wird exemplarisch der Einfluß der hydrographischen Bedingungen, der Eisbedeckung und der Planktonproduktivität auf die Sedimentation terrigener Partikel in einem teilweise von Meereis bedeckten Seegebiet vorgestellt (Abb. 2).

Hydrodynamische Energie im Ablagerungsraum kann anhand der Korngrößenverteilung im Sediment beurteilt werden. Wichtig sind die Korngrößenklassen, in denen die fein- und grobkörnigen Sedimentanteile erfaßt sind. Die Verteilung der Sedimenttypen folgt weitgehend der Bathymetrie. Die Tiefenlage des Meeresbodens ist der wesentliche Faktor für die Wirksamkeit der sedimentbeeinflussenden Meeresströmungen.

Bestimmte Tonminerale bilden sich nur unter geeigneten klimatischen Umweltbedingungen. Sie können als Anzeiger für Sedimentliefergebiete verwendet werden. Erhöhte Kaolinitgehalte können als Indikator für Advektion von Schwebstoff angesehen werden. Das Muster der Verteilung der Kaolinit/Illit Verhältnisse ist nicht in gleicher Weise von der Bathymetrie geprägt wie die flächenhafte Verteilung der Korngrößenparameter.

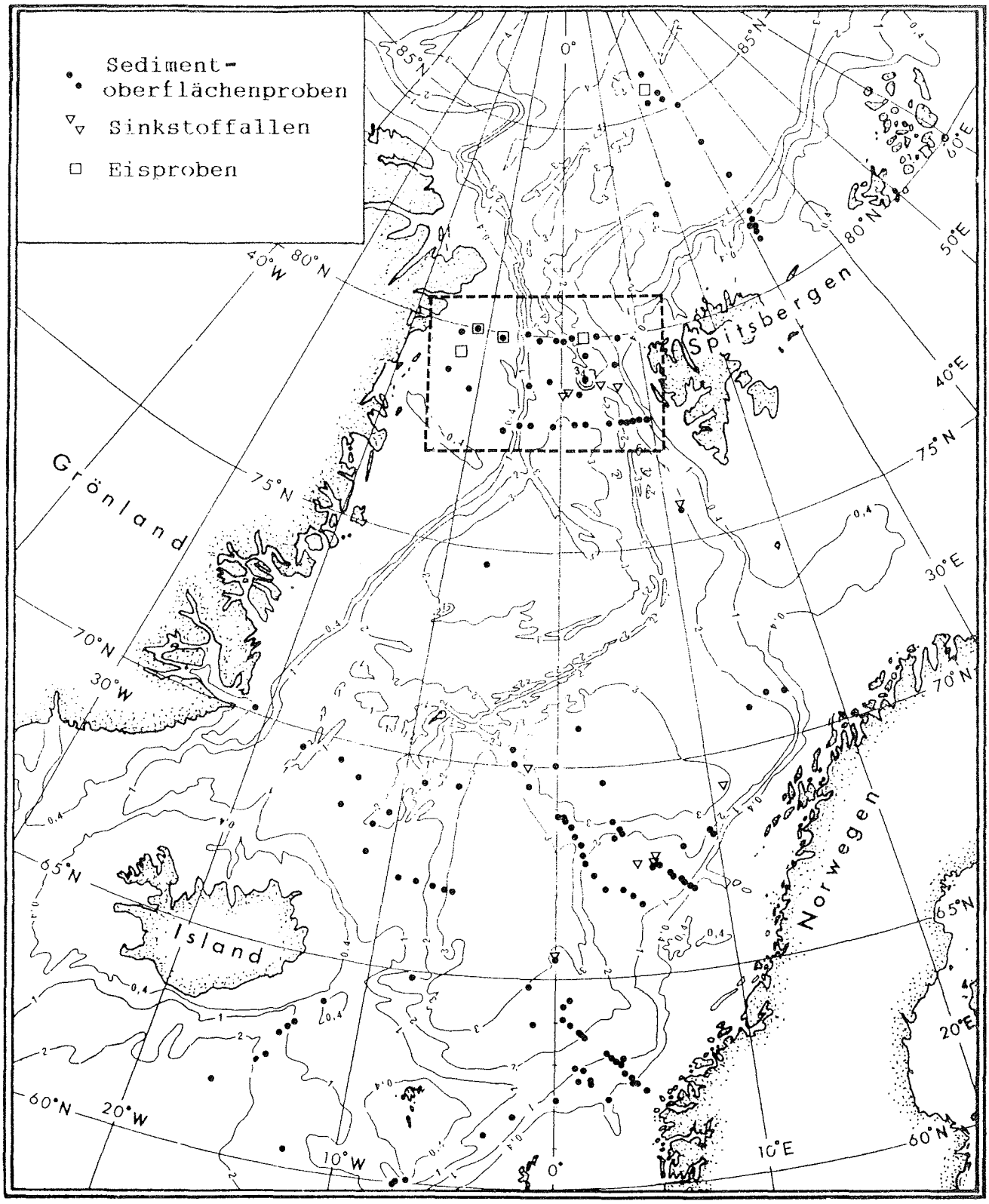


Abb. 1: Probennahmepositionen in der grönländisch-norwegischen See, der Framstraße und im arktischen Ozean.

Arbeitsgebiet Framstraße:

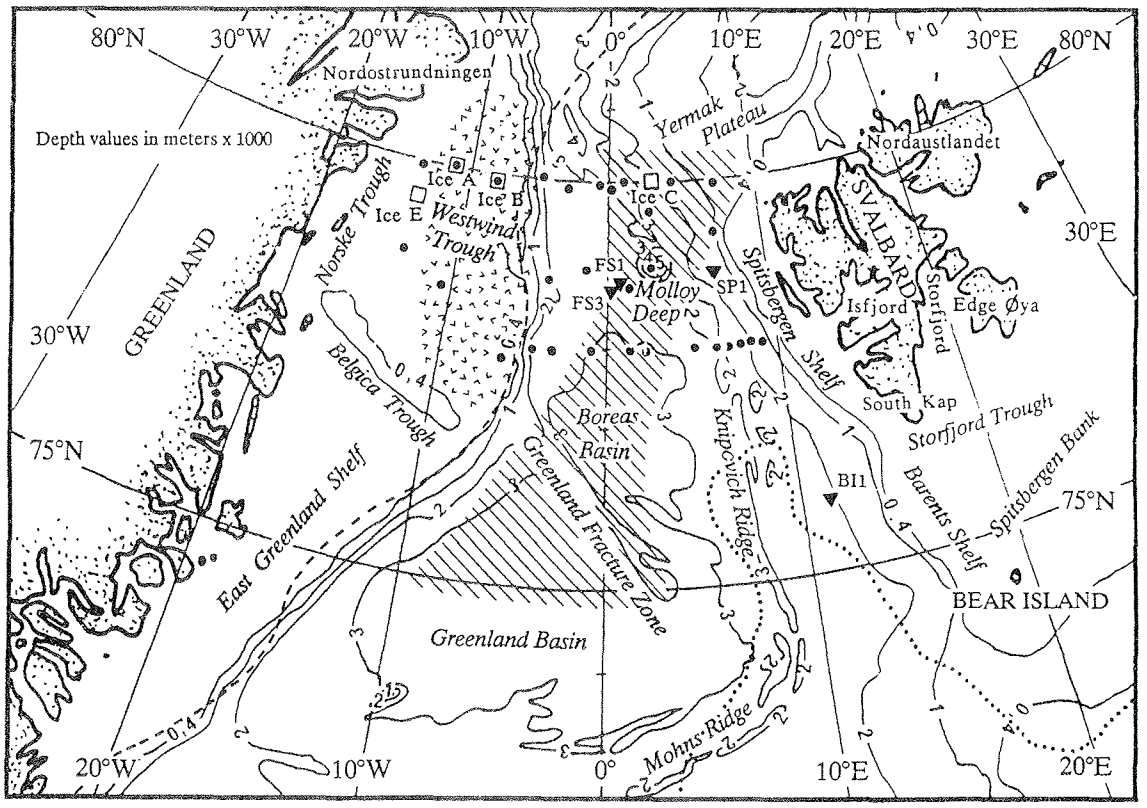


Abb. 2: Probennahmepositionen und Eisbedeckung in der Framstraße.

Das mit Sinkstoffallen gesammelte Material ist überwiegend feinkörnig. Größere, verfestigte, tonige Partikel, die als "mudpellets" bezeichnet werden, sind als Bruchstücke von Kryokoniten, also eistransportiertes Material, gedeutet worden. Die Werte der Kaolinit/Illit Verhältnisse des Sinkstoffallenmaterials zeigen von Westen nach Osten steigende Tendenz. Entscheidend für die Variation in der Mineralogie des sedimentierten Materials ist die Nähe zum Eisrand. Das Material der Tonbrocken (mudpellets) wurde separat analysiert. Die Kaolinit/Illit Verhältnisse liegen alle deutlich unter den Werten der nicht verfestigten Sinkstoffe.

Die Sedimente, die aus Eisproben gewonnen wurden, sind alle feinkörnig. Dropstones wurden nicht gefunden. Die Korngrößenverteilungen der Eisproben sind denen der Meeresbodensedimente sehr ähnlich. Die Werte der Kaolinit/Illit Verhältnisse sind niedrig.

Sedimente mit erhöhten Kaolinitgehalten in der Tonfraktion finden sich in der Framstraße in einer Zone vor dem Eisrand und im Bereich der Polynyas auf dem ostgrönländischen Schelf. Als Herkunftsgebiete des Kaolinits kommen verschiedene Regionen in Frage:

1) Mit dem Nordatlantikstrom wird dieses, in niederen Breiten gebildete Tonmineral nach Norden transportiert. Die Tonmineralzusammensetzungen von Sediment- und Sinkstoffallenproben aus der norwegisch-grönländischen See weisen nach Süden hin steigende Kaolinitgehalte auf.
2) Auf dem Barentsschelf stehen kaolinitreiche fossile Sedimente am Meeresboden an und werden dort erodiert. Mit Winterwasserabflüssen wird dieses Material dem Westspitsbergenstrom beigemischt. Direkt aus dem Eis freigesetzte Sedimente kommen als Kaolinitquelle nicht in Frage. Die Zusammensetzung von Eisproben gibt keinerlei Hinweise auf eine Zufuhr aus dem arktischen Ozean.

Die wechselnden Tonmineralzusammensetzungen der Sinkstoffallenproben zeigen, daß die Sedimentation kaolinithaltigen Materials stark an Eisränder mit intensiven Planktonblüten gebunden ist. Kotballen sind in den entsprechenden Sammelintervallen in großer Menge vorhanden. Vor dem Eisrand kommt es zu kräftigen Planktonblüten und verstärktem Auftreten von Zooplankton. Die stabile Schichtung der Wassersäule und die Freisetzung von Nährstoffen beim Auftauen des Meereises begünstigen das Wachstum der Phytoplanktonorganismen, die vom Zooplankton, zumeist Copepoden, gefressen werden. Am Phytoplankton kleben vielfach feinkörnige terrigene Partikel. Zusammen mit den unverdauten Nahrungsresten werden diese Sedimentpartikel als Kotballen ausgeschieden und sinken schnell zum Meeresboden. Die Sinkgeschwindigkeit in Kotballen gebundener feinster Sedimentpartikel ist um ein Vielfaches höher als die des suspendierten Materials der entsprechenden Korngröße. Schwebstoffe, die in eisfreien Gebieten nicht sedimentiert würden, werden auf diese Weise in Eisrandnähe und bei Auftreten von Planktonblüten zur Ablagerung gebracht (Abb. 3).

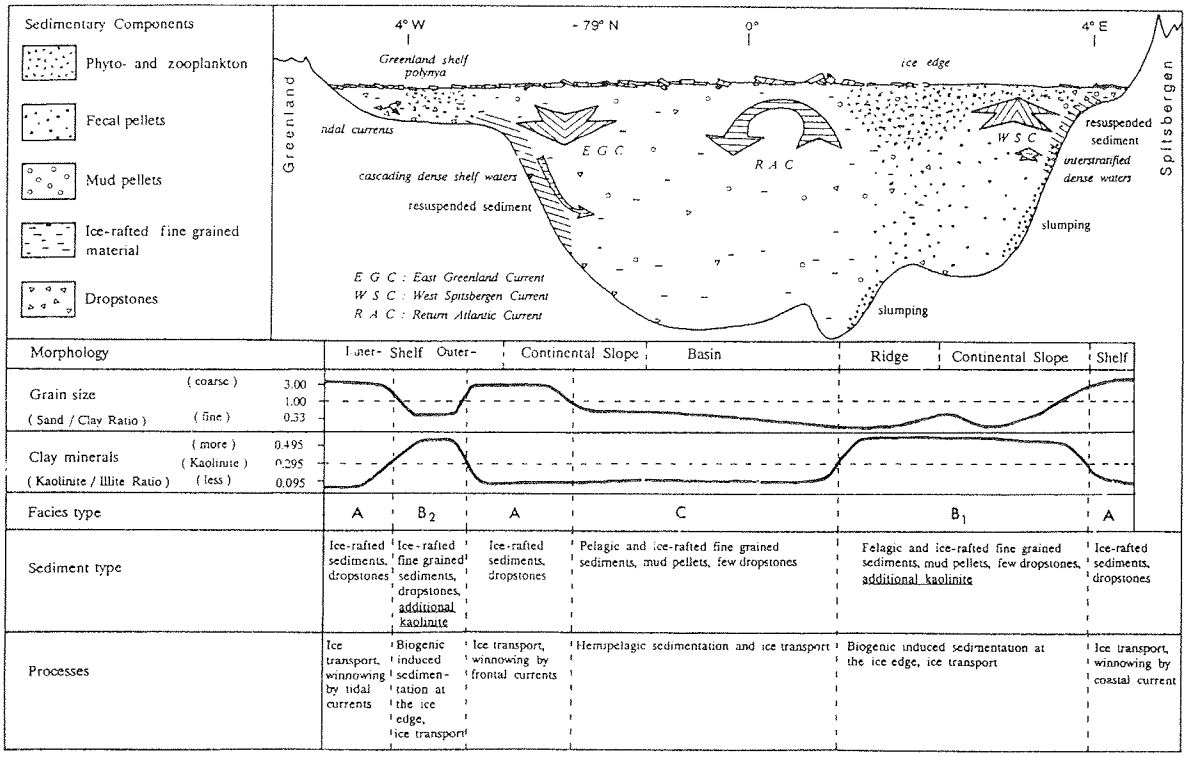


Abb. 3: Sedimentation in teilweise meereisbedeckten Seegebieten. Ein konzeptionelles Modell.

Sedimenttransport durch Arktisches Meereis - Überlegungen zur geologischen Bedeutung und zum Sediment-Fluß

Ingo Wollenburg, Stephanie Pfirman
Forschungszentrum GEOMAR
2300 Kiel

Während der Ark IV/3-Expedition in den östlichen, zentralen Arktischen Ozean und der Expeditionen in den darauffolgenden Jahren in die Framstraße, die Grönland- und die Barentssee wurden große Sedimentakkumulationen auf und im arktischen Meereis beobachtet (Pfirman et al. 1989a und b).

Aufgrund der relativ gut bekannten Haupteisdriftmuster, der Eintragsmechanismen und bestimmter Charakteristika der Meereissedimente (z. B. Vorkommen von Flachwasserorganismen) sind die Eintragsgebiete für das Sediment sehr wahrscheinlich identisch mit den Bildungsgebieten des Meereises (Abb. 1). Das sind für das Eis im Bereich des Transpolardriftstromes die sibirischen Schelfgebiete (Ostsibirische -, Kara - und Laptev See) und für das Eis des Beaufort Wirbels der Schelf vor Alaska.

Nahe der nördlichsten Position der Ark IV/3-Reise (86°N), im Bereich des "sibirischen Armes der Transpolardrift" (Abb. 1), waren über 50% der Eisoberfläche durch Sedimente bräunlich bis schwarz verfärbt. Stellenweise konnten bis zu 2 cm mächtige Sedimentlagen auf dem Eis beobachtet und beprobt werden. Die Konzentrationen im Oberflächenschnee erreichten Werte von bis zu 560 g Sediment/kg Schnee oder Eis in den schmutzigen Stellen (Pfirman et al. 1989a). Das Sediment ist typischerweise sehr feinkörnig (toniger Silt bis siltiger Ton). Die maximale Korngröße liegt bei etwa 0,3 mm.

Wie entstehen diese hohen Oberflächenkonzentrationen?
In flachen Meeresgebieten, wie z.B. den sibirischen Schelfen mit Wassertiefen von durchschnittlich 30-40 m, wird das Wasser bei starken herbstlichen Stürmen bis zum Meeresboden aufgewühlt und durchmischt. Durch den Kontakt mit der Atmosphäre unterkühlt die Wassersäule sehr stark und es kommt zur Neueisbildung (frazil ice - Barnes & Reimnitzt (1974), Barnes et al. (1982), Reimnitz & Kempema (1987)). Dabei wirken suspendierte Partikel oder Organismen als Kristallisationskeime für die Eiskristalle und werden in die sich bildende Eisdecke eingebracht (turbid ice). Gleichzeitig kann es zur Eisbildung am Meeresboden kommen (anchor ice), wodurch dann z. B. auch benthische Organismen im Eis eingeschlossen werden können. Zusätzlich können Flußfracht, Windeintrag und Küstensedimente zu den Meereissedimenten beitragen. Während der Eisdrift schmilzt das Eis im Sommer oberflächlich ab und das eingeschlossene Material akkumuliert sich als Rückstand auf der Eisoberfläche (Abb. 2).

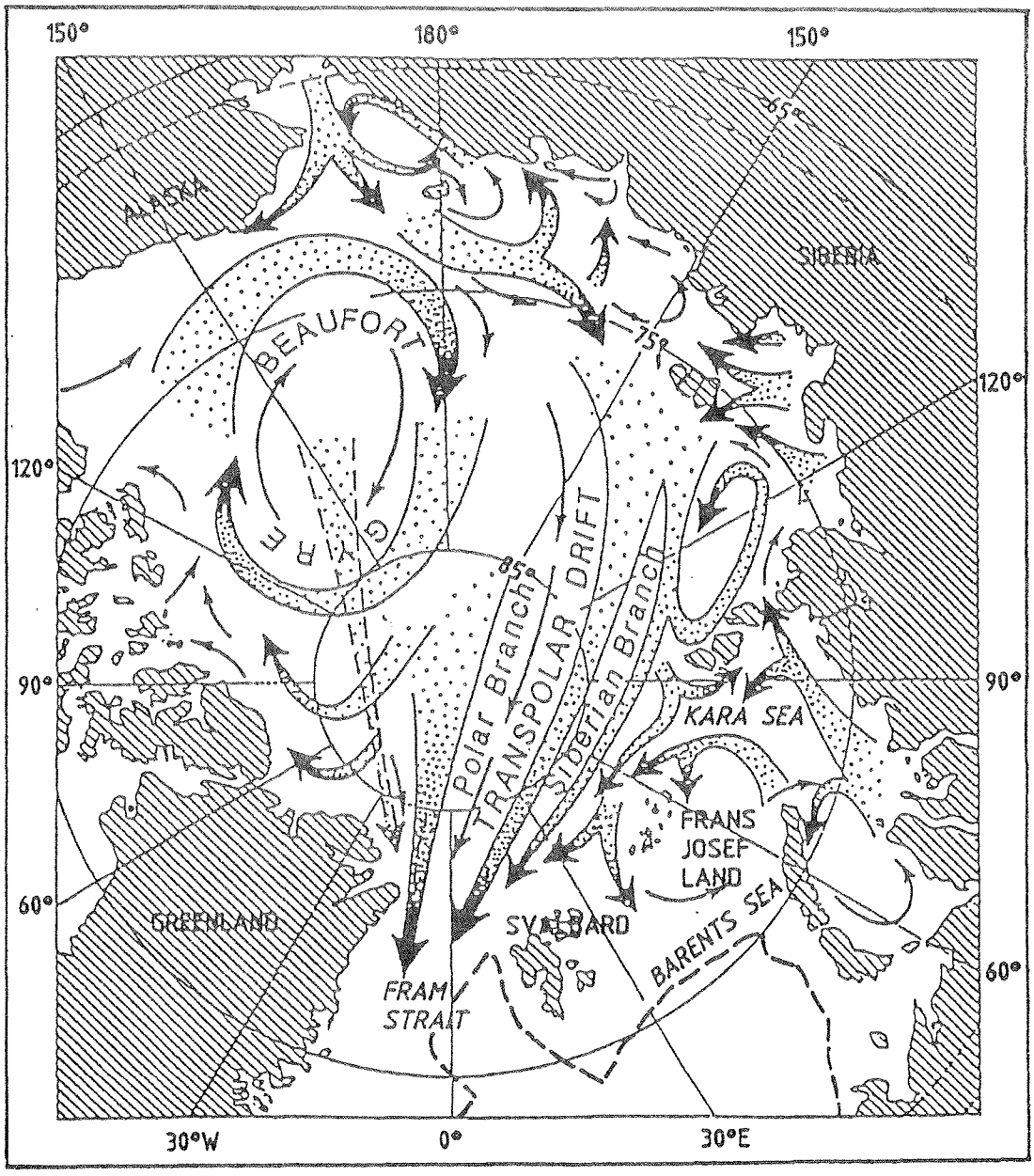


Abb. 1: Hauptdriftmuster des Meereises im Arktischen Ozean (nach Gordienko & Laktionov, 1969).

Über mehrere Jahreszyklen können sich durch diesen Prozeß große Sedimentmengen auf der Oberfläche anreichern, während das im Winter an der Unterseite gebildete Eis im offenen Ozean kaum Materialeinschlüsse enthält (Abb. 2). Durch Zerbrechen und Übereinanderschieben sedimentbeladener Schollen, sogenannte Eistektonik, können Lagen und Bänder im Eis entstehen, die ebenfalls hohe Sedimentgehalte aufweisen.

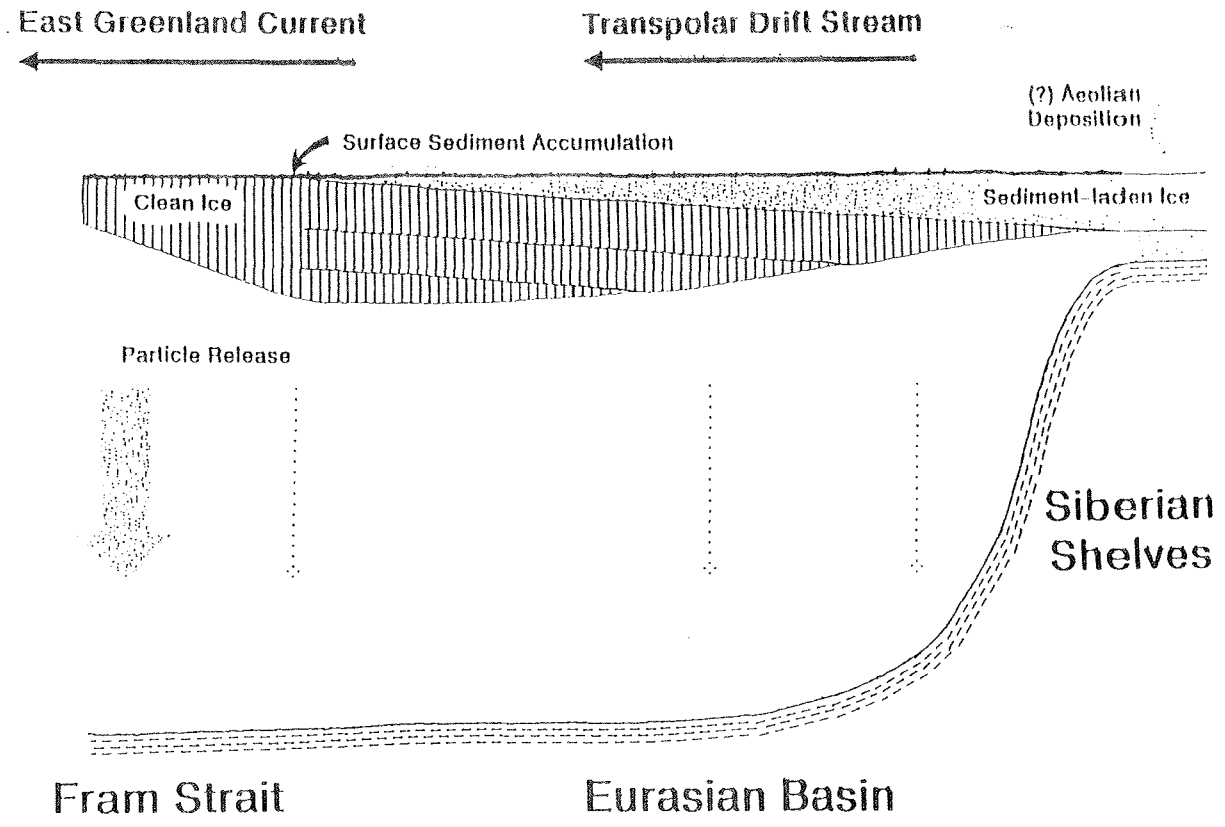


Abb. 2: Schematische Darstellung (nicht maßstabsgetreu) über Eiswachstum, Abtau- (Sommer) und Gefrierprozesse (Winter) und Anreicherung von Sediment auf der Oberfläche während des Transportes sedimentbeladener Eisschollen mit dem transpolaren Driftstrom.

Eine der Hauptfragen im Zusammenhang mit den Untersuchungen der Sedimentfracht des arktischen Meereises ist die Frage nach der Bedeutung dieser Quelle oder dieses Transportmechanismus von terrigenem Material für die marine Sedimentation in hohen Breiten. Dazu können aufgrund fehlender Langzeituntersuchungen und relativ geringer Probendichte bisher nur Abschätzungen gemacht werden:

Bei einer durchschnittlichen Sedimentationsrate von 2,5 cm/1000 Jahre (Jones & Keigwin, 1988) in der Framstraße, kann man von einem dafür notwendigen Sedimentfluß von 3,75 mg/cm^2 ausgehen. Nimmt man für das Meereis eine Konzentration von 50 g/kg in einer nur 1 cm mächtigen Oberflächenlage an, die nur 1% des Eises bedeckt, so würde man einen jährlichen Flux von 0,5 mg/cm^2 aus dem Eis erhalten. Das sind 13,3% des tatsächlichen Sedimentflusses (für die oben angegebene Sedimentationsrate), oder, anders ausgedrückt, es müßten nur 7,5% der Eisdecke in der angenommenen Konzentration mit Sediment bedeckt sein, um die gesamte Sedimentation in der Framstraße nur mit dem Eintrag durch Meereis zu erklären.

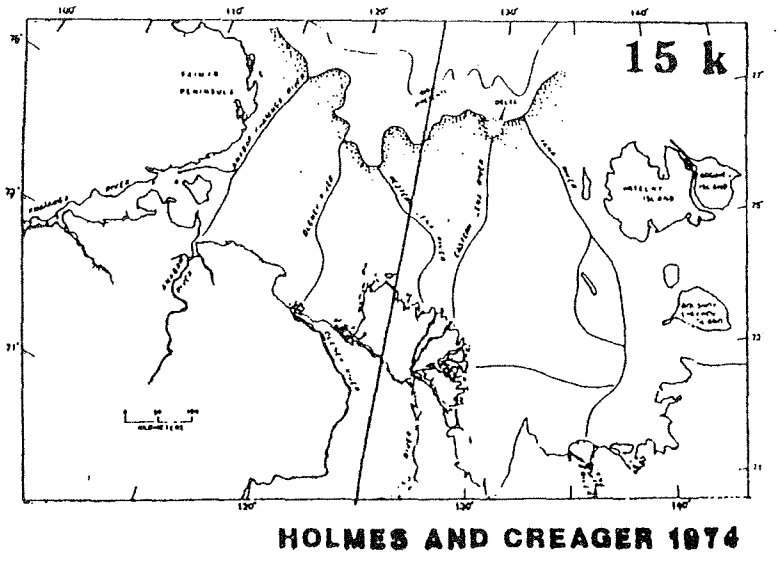
Wieviel Sediment wird jährlich vom Meereis transportiert?
In jedem Jahr passieren ca. 1 Mill. km^2 Eis die Framstraße (Gordienko & Karelin (1945), Volkov & Gudkovic (1967), Koerner (1973), Zacharov (1976), Hibler III (1979), Vinje & Finnekåsa (1986)). Bei einem Anteil von nur 1% schmutziger Schollen mit einer Konzentration von 50 g Sediment/kg Schnee wären das 5 Mill. t Sediment jährlich für den Bereich der Framstraße.

Problematisch bei allen diesen Abschätzungen sind die Schwankungen, denen die Prozesse der Meereisbildung, -drift und des Sedimenteintrages unterworfen sind. Zum anderen kann die jährliche Menge des Eisexportes durch die Framstraße stark variieren. Die Eintragsmechanismen für das Sediment, z.B. Herbststürme für Resuspension und "frazil ice"-Bildung, genau wie die jährlichen Sedimenteinträge der Flüsse, unterliegen starken Schwankungen in der Intensität. Insgesamt gesehen wird die Menge an Meereissediment von vielen jeweils sehr variablen Parametern bestimmt, so daß nur Langzeituntersuchungen über große Gebiete gute und aussagekräftige Daten für umfassende Massenbilanzen liefern können.

Auch Überlegungen zur Bedeutung des Meereistransportes von terrigenem Material in der geologischen Vergangenheit, speziell bei den Übergängen von Glazial- und Interglazialzeiten, sind von großem Interesse. Ein Problem dabei ist, daß bis jetzt noch kein eindeutiges Indiz für Meereis-transportiertes Sediment gefunden wurde, bzw. daß man noch Schwierigkeiten bei der Unterscheidung zwischen Meereis- und Eisberg-transportierten Sedimenten in der geologischen Überlieferung der Meeresbodensedimente hat.

Vor 18.000 Jahren, während des glazialen Maximums, grenzte das Meer direkt an die relativ steil abfallende Schelfkante (Abb. 3). Es gab wenig Möglichkeiten, außer durch den Eintrag durch Wind oder Flußtransport, Sediment aufzunehmen. Beim Meeresspiegelanstieg bis 15.000 Jahre vor heute entstanden nur wenig größere, flache Meeresgebiete, während in der Zeit danach schon eine geringe Anhebung des Meeresspiegels zu enormen Ausweitungen flacher Meeresgebiete und , damit verbunden, ein viel größeres Potential für Meereis zur Aufnahme von, auch grobem, Sediment durch Resuspension oder Anfrieren vom Grund zur Verfügung stand.

Zusammenfassend kann man sagen, daß der Transport von feinkörnigem terrigenen Material durch Meereis rezent einer der bedeutensten Faktoren für die Sedimentation in eisbedeckten Gebieten ist. Wegen der natürlichen Variabilität des Systems und der geringen Probendichte sind Fluxberechnungen, Massenbilanzen und Aussagen über die Bedeutung in der geologischen Vergangenheit gegenwärtig problematisch.



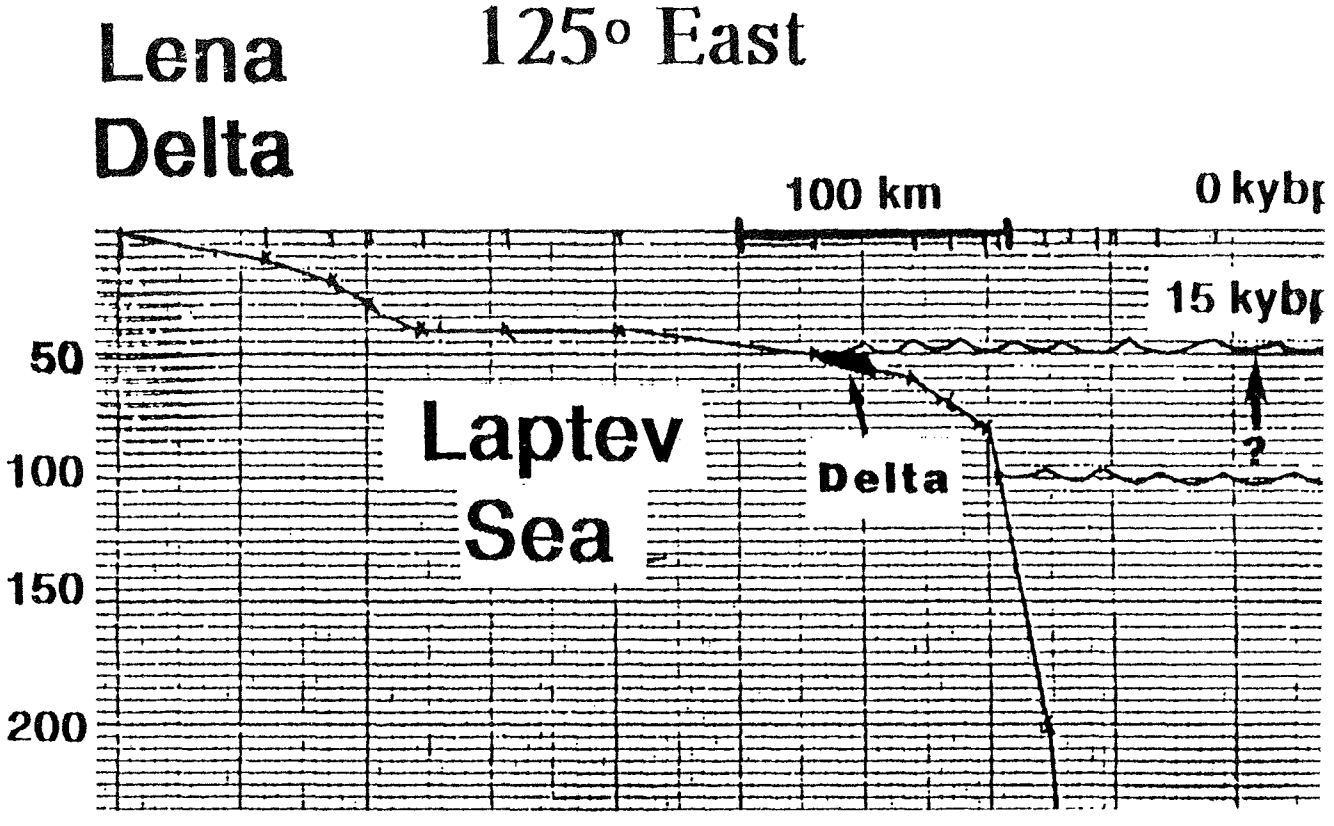


Abb. 3: Schnitt bei 125°E, ausgehend vom Lena Delta, über den Laptev Schelf (überhöht), wobei die Küstenlinien und die Meeresspiegelstände auf der Datierung der Deltagebiete sibirischer Flüsse (Holmes & Creager, 1974) und alter Küstenterrassen (Biryukov et al., 1988), sowie geomorphologischer Anhaltspunkte (Biryukov et al., 1988) beruhen.

Literatur

Barnes, P.W. & E. Reimnitz, 1974. Sedimentary processes on Arctic Shelves off the northern coast of Alaska. In: J.C. Reed & J.E. Sater (eds.), The Coast and Shelf of the Beaufort Sea. Arctic Inst. of North Am.

Barnes, P.W., E. Reimnitz & D. Fox, 1982. Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska.- J. Sediment. Petr., 52(2): 493-502.

Biryukov, V.Y., M.A. Faustova, P.A. Kaplin, Y.A. Pavlidis, E.A. Romanova & A.A. Velichko, 1988. The paleogeography of Arctic Shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation (18.000 yr B.P.).- Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., 68: 117-125.

Gordienko, P.A. & D.B. Karelin, 1945. Problemy peremescenija i respredelenja l'dov v Arkticeskom basejne.- Probl. Arktiki, 3.

Gordienko, P.A. & A.F. Laktionov, 1969. Circulation and physics of the Arctic Basin waters. Annals of the Internat. Geoph. Year, XLVI Oceanogr., 94-112.

Hibler III, W.D., 1979. A dynamic thermodynamic sea ice model for climate studies.- J. Phys. Oceanogr., 9(4).

Holmes, M.L. & J.S. Creager, 1974. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf. In: Y. Herman (ed.), Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas, pp. 211-229. Springer-Verlag.

Jones, G.A. & Keigwin, L.D., 1988. Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation.- Nature, 336: 56-59.

Koerner, R.M., 1973. The mass balance of the sea ice in the Arctic Ocean.- J. Glaciol., 12: 173-185.

Pfirman, S., J.-C. Gascard, I. Wollenburg, P. Mudie & A. Abelmann, 1989a. Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987.- Polar Res., 7: 59-66.

Pfirman, S., I. Wollenburg, J. Thiede & M.A. Lange, 1989b. Lithogenic sediment on Arctic pack ice: potential aeolian flux and contribution to deep sea sediment. In: M. Leinen & M. Sarnthein (eds.), Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport.- NATO ASI Series C., 282: 463-493.

Reimnitz, E. & E.W. Kempema, 1987. Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters.- Mar. Geol., 77: 219-231.

Vinje, T. & O. Finnekåsa, 1986. Norwegian ice drift experiment. Buoy drift data 1976-1979. Norsk Polarinst. Rapport No. 28.

Volkov, N.A. & I.M. Gudkovic, 1967. Osnovnye itogi izucenija dreifa l'dov v Arkticeskom bassejne. - Probl. Arkt. i Antark., 27 (Transl. at Norsk Polarinst.).

Zacharov, V.F., 1976. Pocholodanie Arktiki i ledjanoj pokrov arktischeskich morej (Cooling of the Arctic and the ice cover of the Arctic Seas).- AANI Trudy, 337 (Transl. at Norsk Polarinst.).