

Klimageschichte aus Tiefseesedimenten der Antarktis

Dieter Karl Fütterer und Hannes Grobe

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven

Zusammenfassung

Mit vorwiegend sedimentologischen und mikropaläontologischen Methoden können aus langen Sedimentkernabfolgen vom antarktischen Kontinentalrand des Weddellmeeres spezifische Sedimentfazies rekonstruiert werden, die bestimmten klimagesteuerten Ursachen und Wechselwirkungen zugeordnet werden können. Die Zyklizität der Faziesabfolgen entspricht dem klimatischen Geschehen im kleinregionalen Bereich des Weddellmeeres im Quartär und läßt sich vermutlich über 1,2 Millionen Jahre zurückverfolgen.

Summary

Specific sediment facies along the Antarctic continental margin of the Weddell Sea can be identified by sedimentological and micropaleontological investigations of long gravity core sections. These sediment facies are governed by or correlated to certain climatic or climate related conditions such as sea ice, ice shelves, iceberg drift and/or sea level. Sediment facies cyclicity corresponds to local paleoclimatic variations in the Quaternary of the Weddell Sea. It most probably can be observed over a period of 1,2 million years.

Einleitung

Die langfristige Geschichte des Klimas wird am vollständigsten in den Sedimenten der Tiefsee überliefert. Die globalen quartären Klimazyklen konnten im Verlauf des letzten Jahrzehnts in den Sedimentabfolgen aller Ozeane sehr detailliert nachgewiesen werden. Die dabei am häufigsten und sehr erfolgreich angewendete Methode ist die Bestimmung der Sauerstoffisotopenverteilung in kalkigen Mikrofossilien (Emiliani 1955, Prell et alii 1986). Die Variation des $\delta^{18}O$ über der Zeit beschreibt dabei die Variation des auf den Kontinenten gebundenen Eisvolumens, das in Abhängigkeit von der klimatischen Entwicklung im wesentlichen in Nordeuropa und Nordamerika, den asiatischen Hochgebirgen und in der Antarktis akkumuliert wird.

Information über das kleinräumige Klimageschehen in einem begrenzten Gebiet ist jedoch eher aus der Zusammensetzung der Sedimente direkt, aus den Sedimentkomponenten, aus ihrer Herkunft und Erhaltung im Sediment sowie aus den Ablagerungsprozessen zu erhalten. Mit Hilfe sehr detaillierter sedimentologischer und mikropaläontologischer Untersuchungen lassen sich spezifische Sedimentfazies identifizieren, die bestimmten, von lokalen Klimaverhältnissen gesteuerten Ursachen und ihren Wechselwirkungen zugeordnet werden können (Orheim und Elverhoi, 1981).

Die Untersuchungen des Alfred Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung zur quartären Klimageschichte der Antarktis konzentrieren sich auf den antarktischen Kontinentalrand des Weddellmeeres. Man kann hier davon ausgehen, daß im unmittelbaren Verzahnungsbereich von Inlandeis (Schelfeise und Eisströme) und Ozean das Verhalten des antarktischen Eispanzers im Verlauf der jüngeren Erdgeschichte detaillierter und vielleicht auch ausgeprägter in den Sedimenten aufgezeichnet ist als in der Antarktis ferner liegenden Meeren.

Verhalten und Wechselwirkungen von kontinentalem Eis, Meereis, Meeresspiegel und Meeresströmungen im Grenzgebiet Inlandeis/Ozean sind zur Zeit in weiten Bereichen noch offene Fragen. Ausgehend von der rezenten Situation soll im folgenden kurzen Abriß aus der quartären Sedimen-

tabfolge die paläoklimatisch gesteuerte Entwicklung der antarktischen Hydrosphäre und Kryosphäre im Grenzgebiet Inlandeis/Ozean rekonstruiert werden.

Untersuchungsgebiet

Die rezente Hydrographie des Weddellmeeres (Hellmer et alii, 1985) wird durch den im Uhrzeigersinn verlaufenden Weddellwirbel beherrscht (Bild 1). Das Weddellmeer ist westlich 35 Grad West ganzjährig von dichtem Packeis bedeckt; von Mai/Juni bis November/Dezember ist die gesamte Region von Meereis bedeckt. Bedingt durch ablandige, katabatische Winde werden entlang der Küste fast ganzjährig offene Wasserflächen, Küstenpolynyen, gebildet, die vermutlich für die biogene Partikelproduktion von erheblicher Bedeutung sind. Nach Südosten und Süden wird das Weddellmeer von der geschlossenen Eiskappe der Ostantarktis beziehungsweise dem Filchner-Ronne-Eisschelf begrenzt. Vom Kontinent abbrechende Eismassen werden mit dem Küstenstrom des Weddellwirbels durch das Weddellmeer geführt und verlieren dabei durch basale Abschmelzvorgänge sukzessive ihre terrigen-detritische Fracht.

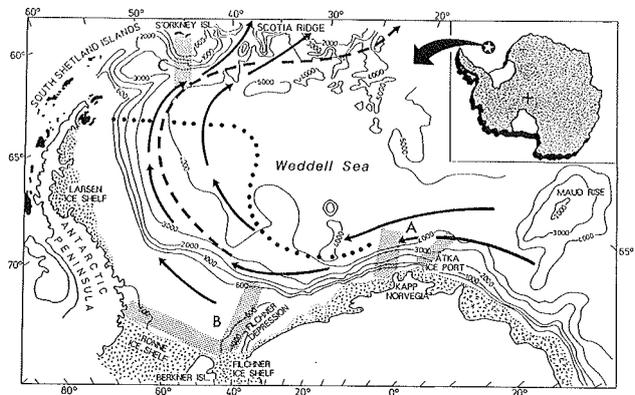


Bild 1: Übersicht über Bathymetrie und Hydrographie des Weddellmeeres. Durchgezogene Pfeile = Oberflächenströmung, unterbrochener Pfeil = Bodenwasserkonturströmung, punktiert = Grenze der ganzjährigen Packeisbedeckung westlich 35 Grad West, schraffiert = Untersuchungsgebiete am antarktischen Kontinentalrand, Winkelsignatur = Schelfeisgebiete in der Umrahmung des Weddellmeeres

Eine Rekonstruktion paläoklimatischer Sedimentationszyklen am antarktischen Kontinentalrand läßt sich besonders dort erfolgsversprechend durchführen, wo eine kontinuierliche und ungestörte Sedimentation in unmittelbarer Nähe einer oszillierenden Schelfeiskante erfolgte. Eine entsprechende Situation ist am Kontinentalhang des östlichen Weddellmeeres vor Kapp Norvegia (Bild 1) gegeben. Die einfache morphologische Gliederung des Hanges (Bild 3) mit einer etwa 100 Kilometer breiten Hangterrasse zwischen 2000 und 3000 Meter Wassertiefe ermöglichte hier die Entstehung einer weitgehend ungestörten Sedimentabfolge, die deutlich oberhalb der Karbonatkompensationstiefe abgelagert wurde.

Sedimentfazies

Die detaillierte sedimentologische und mikropaläontologische Analyse von bis zu 15 Meter langen Sedimentkernabfolgen ermöglichte eine Klassifizierung von insgesamt sechs

Sedimentfazies (Grobe 1987), die spezifischen Ablagerungsbedingungen und Ablagerungsräumen sowie stratigraphisch verschiedenen Klimazuständen zugeordnet werden können. Der Abstand der in den Kernen untersuchten Proben entspricht Zeitschnitten von 5 000 bis 10 000 Jahren.

Die wesentlichen für die Faziesgliederung verwendeten Parameter sind:

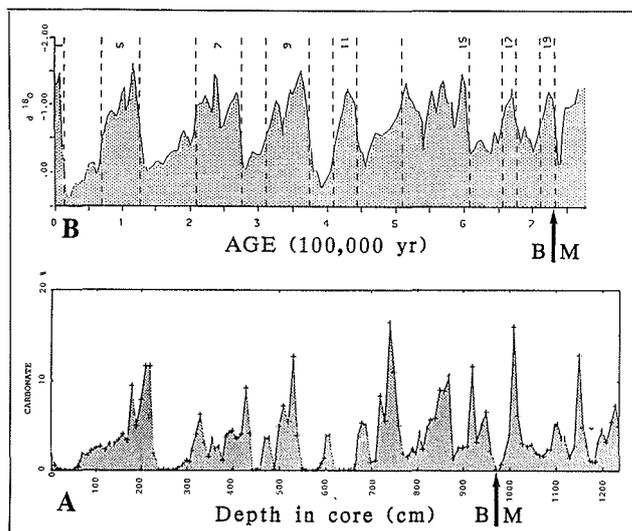
- Korngrößenverteilung,
- Anteil der Kiesfraktion als Maß für das durch Eisberge transportierte Material (ice-rafted-detritus = IRD),
- Tonmineralvergesellschaftung (Illit-Chlorit-Montmorillonit),
- Anteil der biogenen Komponenten (Radiolarien, Diatomeen, planktische Foraminiferen, Benthos) und
- Sedimentstrukturen beobachtet an Sedimentkern-Radiographien.

Die stratigraphische Einstufung der Sedimente erfolgte durch ^{14}C (Carbon)-Analysen (Grobe 1986), ^{230}Th (Thorium)-Datierungen (Mangini unpubliziert), Paläomagnetik und Karbonatstratigraphie (Grobe und Spieß, Manuskript). Im Detail müssen hier noch zahlreiche methodische Probleme gelöst werden, so daß zur Zeit noch viele Zusammenhänge ungeklärt sind. Dies, da einmal nur zu kurze Zeiträume abgedeckt werden (^{14}C -Analyse), zum anderen nur über die Sedimentationsrate abgeleitete, indirekte chronologische Angaben (^{230}Th -Überschußbestimmung) oder wie bei der Paläomagnetik bisher nicht allgemein anerkannte Daten („lokale“ Ereignisse innerhalb der Brunhes Epoche) zur Verfügung stehen.

Vielversprechend zeigt sich hier ein neuer Ansatz mit einer Karbonatstratigraphie, die am antarktischen Kontinentalrand einen wesentlichen Fortschritt bringen könnte. In zahlreichen Sedimentkernen aus dem Untersuchungsgebiet vor Kapp Norvegia findet sich ein ganz charakteristisches Muster in der Variation der Karbonatgehalte über der Kerntiefe (Bild 2 a). Schon ein flüchtiger Vergleich mit der chronostratigraphisch geeichten $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (Bild 2 b, Sarnthein et alii, 1984) zeigt eine erstaunliche Übereinstimmung). Als sicherer chronostratigraphischer Korrelationspunkt bietet sich bisher nur die paläomagnetisch bestimmte Brunhes/Matuyama-Grenze mit 730.000 Jahren an der Basis des Isotopenstadiums 19 (Bild 2 b). Inwieweit die Karbonatmaxima mit den

Bild 2 a: Karbonatverteilung über der Kerntiefe im Sedimentkern AWI-1388-3 vom antarktischen Kontinentalrand vor Kapp Norvegia.

Bild 2 b: Isotopenstratigraphie und Isotopenstadien für den äquatorialen Ostatlantik, aus Sarnthein et alii, 1984. Der Pfeil bezeichnet die Lage der paläomagnetischen Brunhes/Matuyama-Grenze bei 730.000 Jahren vor heute.



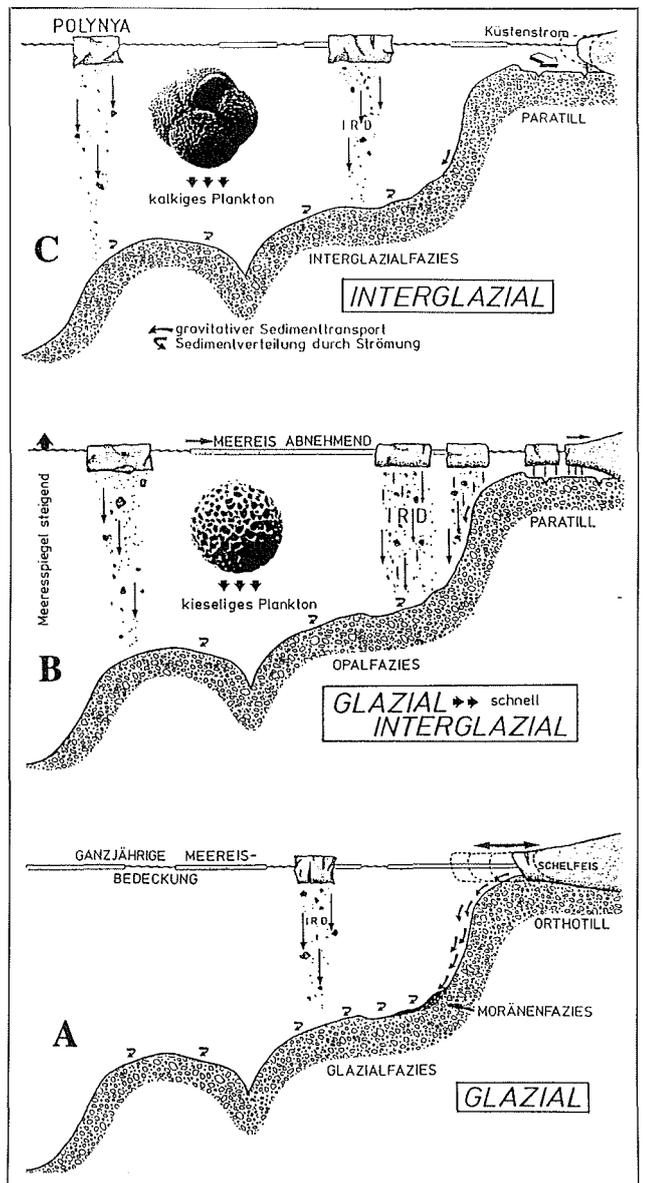
$\delta^{18}\text{O}$ -Minima chronostratigraphisch korrelieren, müssen weitere Untersuchungen zeigen. Die bislang vorliegenden Daten lassen ein systematisch phasenverschobenes Vorseilen der Isotopenkurve erkennen.

Generell ist die Übereinstimmung der Karbonatkurve von der Sedimentoberfläche und der Isotopenkurve von heute bis zurück zur Brunhes/Matuyama-Grenze jedoch so gut, daß als Arbeitshypothese davon ausgegangen werden kann, daß während der quartären Warmphasen — entsprechend den Minima der Isotopenkurve — am Kontinentalrand des Weddellmeeres relativ karbonatreiche Sedimente abgelagert wurden. Weiter spiegelt dann die Karbonatkurve die Variation des Paläoklimas (mit Glazial- und Interglazialphasen) in den letzten 1,2 Millionen Jahren im Weddellmeer wider.

Sedimentation und Klima

Aus der Analyse der Sedimentfazies, ihrer regionalen Verteilung und stratigraphischen Abfolge läßt sich ein Sedimentationsmodell für den antarktischen Kontinentalrand vor Kapp Norvegia ableiten, das die Umweltbedingungen im Wechsel von Glazial- zu Interglazialzeiten beschreibt (Bild 3).

Bild 3: Schematische Darstellung der Sedimentation und Umweltverhältnisse während eines Glazials (A), Übergang vom Glazial zum Interglazial (B) und Interglazials (C) am antarktischen Kontinentalrand vor Kapp Norvegia. IRD = eis-transportierter Detritus

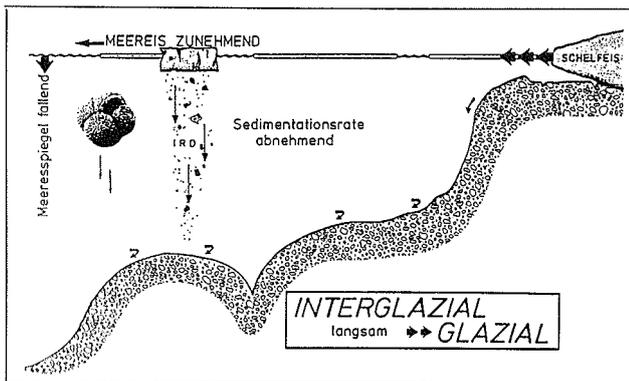


Während eines Glazials (Bild 3 a) ist der Meeresspiegel abgesenkt, das Schelfeis liegt auf dem Schelf auf und stößt oszillierend bis über die Schelfkante vor. Die Schelfsedimente werden zum Teil aufgearbeitet vor allem kompaktiert und von einem Orthotill überlagert. Grobes, terrigenes Material wird den Hang hinabgeschüttet und kommt am Hangfuß als Moränenfazies zur Ablagerung. Die Bildung von Eisbergen und damit die Anlieferung von eistransportiertem Material ist relativ gering, so daß die Sedimentationsrate mit 1-2 Zentimetern pro 1000 Jahre gering ist. Permanente dichte Meereisbedeckung verhindert die Entstehung einer biogenen Komponente; die Sedimente sind daher weitgehend fossilfrei.

Während des relativ rasch verlaufenden Übergangs vom Glazial zum Interglazial (Bild 3 b) steigt der Meeresspiegel an. Das Schelfeis schwimmt auf und zerbricht unter Bildung zahlreicher Eisberge, an deren Basis große Mengen eingefrorenes Sediment haftet, das vom Schelf losgerissen worden ist. Die Ablagerung dieses Materials erfolgt auf dem Schelf und oberen Hang. Die Sedimentationsrate ist hoch und kann bis 10 Zentimeter pro 1000 Jahre betragen. Dichte und Dauer der Meereisbedeckung nimmt ab. Bessere Durchlichtung und eventuell Auftrieb führen zur Produktion und Sedimentation größerer Mengen kieseliger Organismen im Sediment (Opalfazies). Der Anteil kieseliger Schalenreste nimmt noch während dieser Übergangsphase rasch ab und wird schließlich durch karbonatisches Plankton und Benthos ersetzt.

Das Interglazial (Bild 3 c) entspricht der heutigen Situation. Der postglaziale Schelfeisabbau ist beendet; zwischen Eisbergkalbung und Schelfeis besteht ein Gleichgewicht. Die Anzahl der Eisberge und damit die Menge eistransportierten Materials ist stark reduziert. Die Meereisbedeckung hat weiter abgenommen und ist nur noch saisonal vorhanden. Über

Bild 4: Schematische Darstellung der zukünftigen Sedimentation und Umweltentwicklung am antarktischen Kontinentalrand, rekonstruiert aus der fossilen Sedimentabfolge.



weiten Bereichen, besonders im Küstenraum vor dem Schelfeis, ist fast ganzjährig offenes Wasser (Küsten-Polynyen) vorhanden. Vermutlich in ursächlichem Zusammenhang damit steht die starke Zunahme des karbonatischen Planktons (nahezu ausschließlich von der Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* gebildet) als wesentliches Merkmal der Interglazialfazies. Die Sedimentationsrate geht wieder zurück auf 2-4 Zentimeter pro 1000 Jahre.

Die Beschreibung der Bedingungen beim Übergang von einem Interglazial zu einem Glazial (Bild 4) entspricht einem Blick in die zukünftige Entwicklung, rekonstruiert aus der fossilen Faziesabfolge im Sediment. Während des relativ langsamen Übergangs zum Glazial verlagert sich die Schelfeis-kante seewärts. Der Meeresspiegel sinkt. Das Schelfeis beginnt auf dem Schelf aufzuliegen; damit ist verbunden eine starke Abnahme der Kalbungsfrequenz und Abnahme der Eisfracht im Sediment. Die Meereisbedeckung nimmt zu. Die biogene Partikelproduktion ist rückläufig und die Häufigkeit der planktischen Foraminiferen nimmt deutlich ab. Insgesamt sinkt die Sedimentationsrate auf etwa 1 Zentimeter pro 1000 Jahre.

Dieses Szenario einer kontinuierlichen, nach der erdgeschichtlichen Dokumentation schon häufiger abgelaufenen Entwicklung von einer Warmzeit zu einer Kaltzeit kann natürlich nur eintreten, wenn nicht anthropogene Einflüsse hier neue Voraussetzungen schaffen.

Literatur

C. Emiliani: Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, 63 (6) 539-578, 1955

H. Grobe: Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See, *Ber. Polarforschung*, 27, 127 pp., 1986

H. Grobe: Fazielle Gliederung glazialmariner Sedimente in der Antarktis, *Facies*, 17, 99-108, 1987

H. H. Hellmer, M. Bersch, E. Augstein und J. Grabemann: The Southern Ocean: A survey of oceanographic and marine meteorological research work, *Ber. Polarforschung*, 26, pp. 115, 1985

O. Orheim and A. Elverhoi: Model for submarine glacial deposition, *Ann. Glaciol.*, 2, 123-128, 1981

W. L. Prell, J. Imbrie, D. G. Martinson, J. J. Morley, N. G. Pisias, N. J. Shackleton and H. F. Streeter: Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary, *Paleoceanography*, 1 (2) 137-162, 1986

M. Sarnthein, Erlenkeuser, R. von Grafenstein and C. Schröder: Stable isotope stratigraphy for the last 750.000 years; „Meteor“ core 13519 from the eastern equatorial Atlantic, „Meteor“ *Forsch. Ergebnisse*, C, 38, 1-7, 1984