

**Glazialmarine Sedimentationsentwicklung
am westantarktischen Kontinentalrand
im Amundsen- und Bellingshausenmeer
– Hinweise auf Paläoumweltveränderungen
während der quartären Klimazyklen**

**Glaciomarine sedimentation
on the continental margins of the Amundsen
and Bellingshausen Seas, West Antarctica
– indications for paleoenvironmental changes
during the Quaternary climatic cycles**

Claus-Dieter Hillenbrand

**Ber. Polarforsch. 346 (2000)
ISSN 0176 - 5027**

"Kommenden Generationen wird noch ausreichend Ruhm und Arbeit vorbehalten sein, aber ein erster Anfang liegt doch nunmehr im Bereich naher Möglichkeit, und mit Sicherheit läßt sich behaupten, daß das antarktische Problem im Verlauf des 20. Jahrhunderts nicht mehr von der wissenschaftlichen Tagesordnung, auf die es von dem 19. gesetzt worden ist, verschwinden werde."

aus: Günther, S. (1900): Was ist auf der Erde noch unerforscht?. - Die Woche, 32: 1419-1422.

Claus-Dieter Hillenbrand

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstrasse
Postfach 12 01 61
D-27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich leicht veränderte Fassung einer Dissertation, die im September 1999 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
KURZFASSUNG.....	IV
ABSTRACT	VII
1. EINLEITUNG.....	1
2. UNTERSUCHUNGSGEBIET	4
2.1. Geographie und Morphologie	4
2.2. Geologische Entwicklung und Aufbau	6
2.3. Wassermassen und Strömungsverhältnisse.....	13
2.4. Eisverbreitung.....	17
3. BATHYMETRIE UND SEDIMENTECHOGRAPHIE	19
3.1. Zentrales Amundsenmeer	19
3.2. Westliches Bellingshausenmeer.....	21
3.3. Östliches Bellingshausenmeer	22
4. SEDIMENTE DER OBERFLÄCHENPROBEN	25
4.1. Verteilung von Kalziumkarbonat, organischem Kohlenstoff, biogenem Opal, Barium und Aluminium	26
4.2. Korngrößenverteilung.....	31
4.3. Tonmineralverteilung.....	33
5. SEDIMENTABFOLGEN AN DEN KERNSTATIONEN.....	37
5.1. Lithologie, Sedimentfarbe und Sedimentstrukturen.....	40
5.2. Paläoproduktivitäts-Indikatoren.....	45
5.2.1. Gehalte an Kalziumkarbonat und organischem Kohlenstoff.....	46
5.2.2. Gehalte an biogenem Opal	49
5.2.3. Barium- und Aluminiumgehalte	50
5.3. Korngrößenverteilung des karbonatfreien Sediments.....	53
5.3.1. Sand/Silt/Ton-Verhältnisse.....	53
5.3.2. Eisfrachtverteilung.....	56
5.4. Tonmineralverteilung.....	58
5.5. Komponentenverteilung in der Grobfraktion (>63µm).....	60
5.5.1. Komponentenverteilung in der Sandfraktion	60
5.5.2. Petrographie der Kiesfraktion	63
5.6. Sedimentphysikalische Parameter	64
5.6.1. Wassergehalt und Porosität.....	64
5.6.2. Sedimentdichten	65

Inhaltsverzeichnis

5.6.3. Magnetische Volumenssuszeptibilität.....	69
5.6.4. P-Wellengeschwindigkeit.....	70
6. STRATIGRAPHIE.....	72
6.1. Stratigraphie der Sedimentabfolgen aus dem Amundsenmeer	73
6.1.1. Verhältnisse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	73
6.1.2. Biostratigraphie.....	76
6.1.3. Paläomagnetik.....	76
6.1.4. Lithostratigraphie und Altersmodelle.....	78
6.2. Stratigraphie der Sedimentabfolgen aus dem Bellingshausenmeer.....	85
6.2.1. Biostratigraphie	85
6.2.2. Lithostratigraphie und Altersmodelle.....	85
6.3. Sedimentations- und Akkumulationsraten	88
6.3.1. Lineare Sedimentationsraten und Gesamt-Akkumulationsraten	88
6.3.2. Akkumulationsraten biogenen und terrigenen Materials	89
6.3.3. Akkumulationsraten von eisbergtransportiertem Detritus.....	95
7. GLAZIALMARINE SEDIMENTATIONSPROZESSE IM AMUNDSEN- UND BELLINGSHAUSENMEER.....	98
7.1. Terrigener Sedimenteintrag	98
7.2. Transportpfade und Ablagerung von eisbergtransportiertem Detritus	101
7.3. Tonmineralverteilungen als Anzeiger von Liefergebieten und Transportpfaden des feinkörnigen Sedimentanteils.....	104
7.4. Hinweise auf Umlagerungsprozesse aus Sand/Silt/Ton-Verhältnissen.....	110
7.5. Biologische Produktion und Überlieferung biogenen Materials	113
7.5.1. Verteilung und Akkumulation von CaCO ₃ und Opal.....	113
7.5.2. Ozeanographische Einflüsse auf die CaCO ₃ - und Opalsedimentation	115
7.5.3. Ba _{bio} -Akkumulation und biologische Produktionsraten.....	118
7.5.4. Steuerung der CaCO ₃ - und Opalakkumulation durch biologische Produktion und Terrigeneintrag	120
8. PLIO-/PLEISTOZÄNE SEDIMENTFAZIES IM AMUNDSEN- UND BELLINGSHAUSENMEER.....	122
8.1. Sedimentfazies und ihre Bildungsbedingungen.....	122
8.1.1. Opalfazies	122
8.1.2. Karbonatfazies.....	125
8.1.3. Laminitfazies.....	129
8.1.4. IRD-Fazies	133

8.2. Modell des klimagekoppelten Sedimentationsverlaufs	135
8.2.1. Warmzeit	136
8.2.2. Übergang Warmzeit/Kaltzeit.....	138
8.2.3. Kaltzeit.....	140
8.2.4. Übergang Kaltzeit/Warmzeit.....	144
8.2.5. Oberes Pliozän.....	147
9. DYNAMIK DES WESTANTARKTISCHEN EISSCHILDES IM QUARTÄR.....	148
9.1. Der Westantarktische Eisschild – ein instabiler Eisschild?.....	148
9.2. Abschmelzrelevante Sedimentparameter am Kontinentalrand des Amundsen- meeres – keine Hinweise auf einen Eisschildabbau.....	152
10. SCHLUSSBEMERKUNGEN UND AUSBLICK.....	159
DANKSAGUNG	166
LITERATURVERZEICHNIS.....	168

KURZFASSUNG

Glazialmarine Sedimentabfolgen vom antarktischen Kontinentalrand stellen ein geologisches Archiv dar, in dem Informationen über die klimagekoppelte paläo-glaziologische Entwicklung der Antarktis und über die paläozeanographischen Veränderungen im umgebenden Südpolarmeer gespeichert sind. Zur Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte am pazifisch-antarktischen Kontinentalrand während der quartären Klimazyklen wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit 34 Oberflächensedimentproben und sieben Sedimentabfolgen an Kernstationen aus dem Amundsenmeer und dem Bellingshausenmeer mittels sedimentologischer, geochemischer und tonmineralogischer Methoden analysiert. Anhand der Bearbeitung des Oberflächenprobensatzes konnten die (sub-)rezent im Untersuchungsgebiet wirkenden Eintrags-, Transport- und Sedimentationsprozesse identifiziert und charakterisiert werden. Es konnte nachgewiesen werden, daß der Terrigeneintrag in das östliche Bellingshausenmeer deutlich höher als in das westliche Bellingshausen- und in das zentrale Amundsenmeer ist, was vor allem auf die "subpolaren" glaziogenen Eintragsmechanismen an der Küste der Antarktischen Halbinsel zurückzuführen ist. Die tonmineralogische Zusammensetzung der Oberflächensedimente konnte in Beziehung zur Hinterlandgeologie gesetzt und somit bestimmten Liefergebieten auf dem antarktischen Festland zugeordnet werden. Aus der Tonmineralverteilung liessen sich auf diese Weise für beide Randmeere Transportpfade der feinkörnigen Terrigenpartikel rekonstruieren. Korngrößenanalysen ergaben, daß von Eisbergen eingetragener Detritus ein komplexes Verteilungsmuster aufweist und daß strömungsbedingte Umlagerungsprozesse die Sedimentation lediglich an der Schelfkante des Arbeitsgebietes sowie am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres beeinflussen.

Anhand von Akkumulationsraten biogenen Bariums im Oberflächensediment liessen sich erhebliche lokale Unterschiede in der Primär- und Exportproduktion nachweisen. Die von der langen Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung kontrollierte, niedrige Produktion im Oberflächenwasser des Amundsen- und des westlichen Bellingshausenmeeres bildet sich in der Ablagerung foraminiferenreicher Sedimente ab. Im östlichen Bellingshausenmeer dagegen führt eine hohe Produktion zu einem erhöhten C_{org} -Fluß ins Tiefen- und Bodenwasser und somit zu einer Verflachung der sedimentären Kalzitkompensationstiefe (CCD), so daß der Biogenanteil des Sediments ausschließlich aus Opal besteht. Die Ablagerung dieser opalreichen Sedimente wird durch einen höheren Anteil kieseliger Mikro-

organismen in der Plankton-Vergesellschaftung und durch eine bessere Opal-erhaltung infolge hoher terrigener Eintragsraten zusätzlich begünstigt.

Für die Sedimentabfolgen an den Kernstationen konnten mittels einer Verknüpfung von Magneto-, Bio-, Sauerstoffisotopen- und Lithostratigraphie Altersmodelle erstellt werden. Aus diesen Altersmodellen ergibt sich, daß während der quartären Klimazyklen das warmzeitliche Sedimentationsmilieu im Untersuchungsgebiet durch eine reduzierte Lateralzufuhr von terrigenem Detritus aufgrund der bis zur Küste zurückgezogenen Gletscher und Schelfeise und durch einen erhöhten Eintrag biogener Partikel aufgrund einer nur jahreszeitlichen Meereisbedeckung charakterisiert war. In den Kaltzeiten hingegen dominierten gravitative Transportmechanismen, da bis zur Schelfkante vorrückende Eisströme dem Kontinentalhang große Mengen an glazigenem Schutt zuführten. Gleichzeitig war die Produktion im Oberflächenwasser infolge der nahezu permanenten Meereisbedeckung stark reduziert.

Am Kontinentalfuß des zentralen Amundsenmeeres wurden während der Warmzeiten und während Abkühlungsphasen kondensierte Schichten der Karbonatfazies abgelagert. Diese Sedimentfazies besteht aus bioturbirten, foraminiferenhaltigen, siltigen Tonen mit niedrigen Anteilen des für das Hinterland typischen Tonminerals Kaolinit und mit hohen Gehalten an eisbergverfrachtetem Detritus. Im östlichen Bellingshausenmeer dagegen wurden ähnliche Sedimente ausschließlich während der Übergänge von Warmzeiten zu Kaltzeiten abgelagert. Die Warmzeiten waren dort durch die Ablagerung von Sedimenten der Opalfazies geprägt, die durch bioturbirte, opalhaltige, tonige Silte mit niedrigen Anteilen des für das Hinterland typischen Tonminerals Chlorit sowie mit erhöhten Eisfrachtgehalten charakterisiert ist. Während der Kaltzeiten wurden in beiden Randmeeren Sedimente der Laminitfazies abgelagert. Die Sedimente dieser Fazies setzen sich aus dünnen Lagen feinkörniger Terrigenpartikel mit hohen Anteilen der für das jeweilige Hinterland charakteristischen Tonminerale zusammen. Die Abfolgen der Laminitfazies wurden als feinkörnige Turbidite und Konturite interpretiert. Die Mächtigkeit der Laminitfazies im Amundsenmeer wurde maßgeblich von dem unruhigen Meeresbodenrelief beeinflusst. Im östlichen Bellingshausenmeer wurden während der Terminationen eisfrachtreiche Sedimente der IRD-Fazies abgelagert, während die synchrone Ablagerung von Sedimenten der Laminitfazies im Amundsenmeer das Andauern kaltzeitlicher, ozeanographischer und glaziologischer Paläoumweltverhältnisse in diesem Teil des Arbeitsgebietes anzeigt.

Kurzfassung

Der pleistozäne Sedimentationsverlauf im zentralen Amundsenmeer unterschied sich von demjenigen im östlichen Bellingshausenmeer durch einen insgesamt geringeren Terrigeneintrag und durch eine niedrigere Akkumulation biogener Komponenten. Außerdem reagierten die Paläoumweltverhältnisse im Bereich der Antarktischen Halbinsel rasch auf die globalen Klimaänderungen, weil dort die Meereisbedeckung an die Lufttemperatur und die Ausdehnung der kontinentalen Eiskappe an den globalen Meeresspiegel gekoppelt waren. Hingegen änderten sich die paläoglaziologischen und paläozeanographischen Verhältnisse im Amundsenmeer meist spät, da sie stärker von den verzögert erfolgten Änderungen im Massenhaushalt des Westantarktischen Eisschildes und im Wärmehaushalt des Südpolarmeeres abhingen. Die späte Reaktion des Westantarktischen Eisschildes könnte die Ursache dafür sein, daß sich in den quartären Sedimentabfolgen des zentralen Amundsenmeeres keine Hinweise auf einen in der Literatur postulierten vollständigen Eisschildabbau finden lassen.

ABSTRACT

Glaciomarine deposits at the Antarctic continental margin represent an important paleoglaciological and paleoceanographical record of environmental changes in both Antarctica and the adjacent Southern Ocean. In order to reconstruct the climatic-controlled sedimentation history in the Amundsen and Bellingshausen Seas during Quaternary glacial cycles, sedimentological, geochemical and clay mineralogical investigations were carried out on 34 surface sediment samples and on 7 sediment cores. The study of the surface sediment samples allows one to decipher the recent sediment supply and transportation processes. The input of glacial debris is highest in the eastern Bellingshausen Sea because of the subpolar climatic conditions prevailing over the adjacent Antarctic Peninsula. Fine sediment pathways of transport in the Amundsen and Bellingshausen Seas were reconstructed by analysing the clay mineralogical composition of the surface sediments and connecting it with specific source rocks in the West Antarctic hinterland. Grain size data show a complex dispersal pattern of ice-rafted debris (IRD). According to these data, redeposition by currents plays a major role near the shelf break both in marginal seas and on the continental rise in the eastern Bellingshausen Sea.

Significant local differences in biological productivity are revealed by calculating Holocene accumulation rates of biogenic barium. In the Amundsen and western Bellingshausen Seas, where long-term sea-ice cover is reducing primary productivity, foraminiferal muds are deposited. In the eastern Bellingshausen Sea, high primary productivity is associated with high export values of organic matter. Carbonate dissolution in deep and bottom waters increases owing to an intensified decomposition of organic components leading to a shallow local calcite compensation depth (CCD). Consequently, in the eastern Bellingshausen Sea silica-bearing muds are deposited. The accumulation of biogenic silica is additionally favoured by rapid burial as a result of the high terrigenous input and by a higher abundance of diatoms and radiolarians in the planktonic community.

Age models for sediment cores were constructed by using a combination of magnetic stratigraphy, biostratigraphy, oxygen isotope stratigraphy and lithostratigraphy. Sedimentation and accumulation rates based on these age models indicate that during warm times, relatively small amounts of glacial debris were supplied offshore by retreating glaciers and ice shelves, whereas high productivity due to seasonal sea-ice cover enhanced vertical settling of biogenic particles. Gravitational transport processes dominated during cold periods when ice streams

advanced to the shelf break, bulldozing glacial debris downslope. Synchronously long-term sea-ice extent reduced biological productivity to a minimum.

A so-called carbonate facies was deposited in the central Amundsen Sea both during peak warm times and during cooling phases. This facies consists of bioturbated foraminifer-bearing silty clays with high IRD concentrations and relatively low contents of the clay mineral kaolinite. Kaolinite has been shown to be an indicator for the Amundsen Sea hinterland. Similar sediments accumulated in the eastern Bellingshausen Sea only during cooling phases. There an opal facies was deposited during peak warm times. The opal facies is characterized by bioturbated diatom- and radiolarian-bearing clayey silts with high IRD concentrations and low contents of the clay mineral chlorite. Chlorite is an indicator for source rocks on the northern Antarctic Peninsula. A laminite facies accumulated in the Amundsen Sea and in the Bellingshausen Sea and during cold periods. This facies consists of terrigenous, laminated muds, interpreted as a mixture of fine-grained turbidites with contourites. The laminite facies is characterized by high kaolinite contents in the Amundsen Sea and by high chlorite contents in the eastern Bellingshausen Sea, respectively. The thickness of the laminites in the Amundsen Sea is primarily controlled by sea-bottom morphology. While during the glacial terminations these laminites were also deposited in the Amundsen Sea, IRD-rich sediments settled in the eastern Bellingshausen Sea as a so-called IRD facies.

Pleistocene depositional patterns at the Amundsen Sea continental margin differ markedly from those at the eastern Bellingshausen Sea continental margin by a lower terrigenous input and a lower export of biogenic particles. Furthermore, oceanographic and glaciological paleoenvironmental changes at the Antarctic Peninsula margin responded quickly to global climate changes because the sea-ice extent was strongly coupled with atmospheric temperature and the extent of the local ice cap depended on the global sea-level. In contrast, paleoenvironmental conditions in the Amundsen Sea exhibited a late reaction as they were closely linked to the delayed response of the West Antarctic ice sheet and to the slowly changing heat budget in the Southern Ocean's coastal zone. No evidence for a Quaternary collapse of the West Antarctic ice sheet as suggested in the literature was found in the continental margin sediments of the Amundsen Sea.

1. EINLEITUNG

Die Vereisungsdynamik der Antarktis und die damit gekoppelten ozeanographischen Veränderungen im Südpolarmeer nehmen im globalen Klimageschehen eine Schlüsselposition ein. Seit der Eozän/Oligozän-Wende wirken sich die Volumenänderungen der ost- und westantarktischen Eisschilde über glazieostatische Meeresspiegelschwankungen und die Änderungen der Meereisausdehnung im Südpolarmeer über Albedoeffekte auf das Ökosystem Erde aus. Die durch das Anwachsen und Abschmelzen der antarktischen Eiskappen und ihrer Meereisgürtel gesteuerte Bildung von Tiefen- und Bodenwassermassen im Südpolarmeer trägt wesentlich zu Änderungen im Zirkulationsmuster und im Wärme- und Salzhaushalt des Weltozeans bei und beeinflusst damit indirekt wichtige Zustandsgrößen der Erdatmosphäre wie Temperatur und CO₂-Gehalt.

In der Verteilung und Zusammensetzung der glazialmarinen Sedimente am antarktischen Kontinentalrand spiegeln sich die durch die pliozänen und pleistozänen Klimaschwankungen bedingten Veränderungen der glaziologischen, ozeanographischen und biologischen Prozesse in der südlichsten Zone des Südpolarmees sowie die Volumenänderungen der antarktischen Eisschilde direkt wider (Grobe & Mackensen 1992, Barker 1995). Anhand der Verknüpfung sedimentologischer, geochemischer und tonmineralogischer Parameter glazialmariner Abfolgen vom ostantarktischen Kontinentalrand des Weddellmeeres konnten Grobe & Mackensen (1992) für den atlantischen Sektor des Südpolarmees ein Modell des Sedimentationsverlaufs während der spätquartären Glazial-Interglazialzyklen entwickeln. Auch die glazialmarine Sedimentation am pazifischen Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel läßt sich mit Hilfe dieses Modells beschreiben (Hillenbrand 1994, vgl. Pudsey & Camerlenghi 1998).

Große Probleme bei der Untersuchung proximaler Sedimentabfolgen vom antarktischen Kontinentalrand bereitet ihre Altersbestimmung. Bedingt durch einen hohen Terrigeneintrag und eine relativ niedrige Produktion enthalten die hemipelagischen Ablagerungen nur geringe Mengen an datierbarem Biogenmaterial. Darüber hinaus können Sedimentproben aus der küstennahen Zone des Südpolarmees aufgrund der langen Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung lediglich während weniger Wochen im Jahr gewonnen werden. Der Schwerpunkt der meeresgeologischen Antarktisforschung liegt deshalb hauptsächlich auf der Analyse von Biogenschlämmen, die in Nähe zum Frontensystem des Südpolarmees abgelagert wurden (Howard & Prell 1994, Frank et al. 1996, Brathauer & Abelmann 1999). Gerade im Frontenbereich werden aber die atmosphärischen

1. Einleitung

Klimasignale und ozeanographischen Veränderungen aus der Nordhemisphäre relativ rasch übertragen, so daß eine Überlagerung der regionalen antarktischen Klimasignale mit globalen Klimasignalen zu erwarten ist. Aus diesem Grund liefern Proxidaten, die an pelagischen Sedimentabfolgen dieser distalen Lokationen gewonnen werden, zwar wichtige Informationen bezüglich genereller paläozeanographischer und paläoklimatischer Änderungen im Südpolarmeer, ihre Relevanz im Hinblick auf das Verhalten der kontinentalen antarktischen Eismassen ist jedoch beschränkt (Hodell 1993).

Die Untersuchung proximaler Sedimentabfolgen vom westantarktischen Kontinentalrand ist von besonderem Interesse, da der Westantarktische Eisschild im Verdacht steht, schon bei einer geringfügigen globalen Erwärmung, wie sie rezent zu beobachten ist, instabil zu werden (Bindschadler et al. 1998, Oppenheimer 1998). Ein vollständiges Abschmelzen des Eisschildes würde in einem globalen Meeresspiegelanstieg von ca. 6 m resultieren, was zu einer Überschwemmung großer Küstengebiete führen würde. In den Ablagerungen vom antarktischen Kontinentalrand im pazifischen Sektor des Südpolarmeeres sollten Informationen darüber gespeichert sein, ob und wann die natürlichen Klimaschwankungen der jüngeren geologischen Vergangenheit einen Abbau des Westantarktischen Eisschildes ausgelöst haben. Diese Informationen würden zu einem besseren Verständnis der Dynamik des Eisschildes in Abhängigkeit von globalen Klimaänderungen beitragen.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung geeigneter sedimentologischer, geochemischer und tonmineralogischer Parameter glazialmariner Ablagerungen aus dem Amundsenmeer und dem Bellingshausenmeer - zwei Randmeeren im pazifischen Sektor des Südpolarmeeres - die plio-/pleistozänen Sedimentationsprozesse am westantarktischen Kontinentalrand zu rekonstruieren. Dabei sollen Antworten auf die folgenden Fragestellungen gefunden werden :

1. Welche Eintrags-, Transport- und Ablagerungsprozesse wirken unter den heute herrschenden warmzeitlichen Klimaverhältnissen? Läßt die Verteilung und Zusammensetzung der Oberflächensedimente Rückschlüsse auf die heutigen glaziologischen und ozeanographischen Umweltbedingungen zu? Können bestimmte Liefergebiete unterschieden werden?

2. Können aus den plio- und pleistozänen Sedimentabfolgen Änderungen in den Eintrags-, Transport- und Ablagerungsmechanismen rekonstruiert werden? Welche räumlichen und zeitlichen Unterschiede gibt es?
3. Wie reagierte der Westantarktische Eisschild auf die globalen Klimaschwankungen des Pleistozäns? Wie veränderten sich die paläozeanographischen Verhältnisse im angrenzenden Südpolarmeer im Wechsel der Glaziale und Interglaziale?
4. Welche Veränderungen der Paläoumwelt sind während eines vollständigen Abschmelzens des Westantarktischen Eisschildes zu erwarten? Wie müßte sich ein Eisschildabbau in den glazialmarinen Ablagerungen aus dem Untersuchungsgebiet abgebildet haben? Liefern die bearbeiteten Sedimentabfolgen Hinweise auf ein einzelnes oder mehrere Abschmelzereignisse während des Quartärs?

2. UNTERSUCHUNGSGEBIET

2.1. Geographie und Morphologie

Das Bellingshausenmeer und das Amundsenmeer bilden zwei Randmeere im östlichen pazifischen Sektor des Südpolarmeeres. Das Bellingshausenmeer liegt zwischen 60 °W und 100 °W und wird im Südosten von der Antarktischen Halbinsel und im Süden vom Ellsworthland begrenzt. Westlich davon erstreckt sich bis ca. 140 °W das Amundsenmeer, das im Süden bis an die Küste von Marie-Byrd-Land heranreicht (Abb. 2.1.). Das pazifisch-antarktische Rückensystem bildet die nördliche Grenze der beiden Randmeere.

Die Bathymetrie des Untersuchungsgebietes ist bislang nur im östlichen Bellingshausenmeer - dem nordwestlich von Grahamland gelegenen Teil dieses Randmeeres - genauer untersucht (Rebesco et al. 1998). Im westlichen Bellingshausen- und im Amundsenmeer liegen der GEBCO-Karte des Südpolarmeeres nur wenige schiffsgestützte Tiefenmessungen zugrunde (LaBrecque et al. 1983). Die während der "Polarstern"-Expedition ANT-XI/3 durchgeführten bathymetrischen Vermessungen zeigen - vor allem im Gebiet einer Gruppe von Tiefseebergen, den sogenannten Amundsenrücken (Abb. 2.1.) - erhebliche Abweichungen vom GEBCO-Datensatz (Miller & Grobe 1996). Eine präzisere Meeresbodentopographie bietet der Datensatz von Smith & Sandwell (1997), der auf einer von Satellitenaltimetrie-messungen abgeleiteten Schwerefeldkarte sowie auf Schiffssondierungen basiert. Der Datensatz reicht aufgrund der für Satellitenmessungen hinderlichen Meereisbedeckung allerdings nur bis 72 °S. Nitsche (1998) konnte anhand eines Profilvergleichs im Amundsenmeer die relativ gute Übereinstimmung dieser errechneten Meeresbodentopographie mit den während der Expedition ANT-XI/3 gewonnenen Tiefendaten nachweisen.

Der Schelf des Bellingshausenmeeres zeigt eine sehr variable Ausdehnung. Die Distanz zwischen Küste und Schelfkante beträgt vor Grahamland und vor der Thurstoninsel etwa 140 km, im Gebiet westlich der Alexanderinsel bis zu 450 km. Die Längserstreckung und die Breite des Kontinentalschelfs im Amundsenmeer ist bislang nur lückenhaft untersucht. Vor der Pineinsel-Bucht mißt die Schelfbreite 380 km, vor der Sipleinsel knapp 100 km. Der Schelf weist mit Wassertiefen zwischen 350 m und 600 m die für den antarktischen Kontinentalschelf typische Übertiefung auf. Glaziale Erosionsrinnen haben sich vor der Antarktischen Halbinsel (Vannoy & Johnson 1976a, Larter & Barker 1991a, Tomlinson et al. 1992, Pope & Anderson 1992, Pudsey et al. 1994, Bart & Anderson 1995, Vanneste &

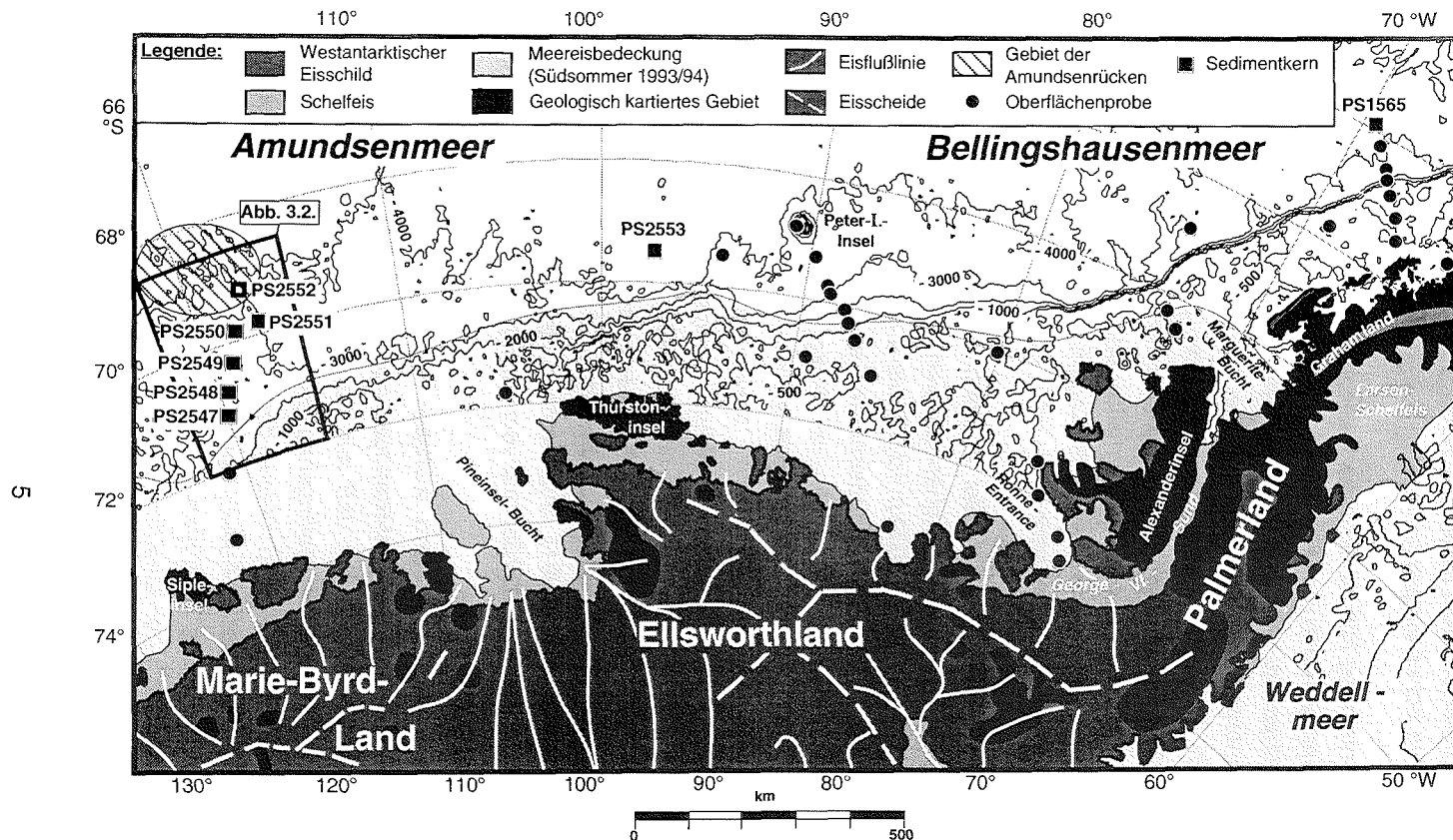


Abb. 2.1.: Karte des Untersuchungsgebietes mit der Bathymetrie nach Smith & Sandwell (1997). Die Stationsnummern sind ausschließlich für die in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne angegeben. Die Nummern aller bearbeiteten Stationen sind in Abbildung 2.2. angegeben. Station PS2552 im Gebiet der Amundsenrücken erbrachte keinen Kerngewinn. Die Meereisausdehnung zur Zeit der Probenahme (im Südsommer 1993/94) wurde aus Miller & Grobe (1996), die geologisch kartierten Aufschlüsse (siehe Abb. 2.2.) aus Tingey (1991) übernommen. Die Eisflußlinien und die Eisscheiden, welche unterschiedliche Eisdrainagegebiete voneinander trennen, sind nach Drewry (1983) dargestellt.

2. Untersuchungsgebiet

Larter 1995), im Küstenbereich südwestlich der Alexanderinsel (Miller & Grobe 1996) und in der Pineinsel-Bucht (Kellogg & Kellogg 1987b, Jacobs et al. 1996) bis zu 1000 m tief in den Schelf eingeschnitten.

Der obere Kontinentalhang fällt im östlichen Bellingshausenmeer mit 13-17° relativ steil ab (Larter & Barker 1991b, Larter & Cunningham 1993, Nitsche et al. 1997). Im westlichen Bellingshausen- und im Amundsenmeer hingegen variiert das Gefälle des oberen Kontinentalhangs zwischen 1° und 4° (Cunningham et al. 1994, Nitsche et al. 1997). Der untere Kontinentalhang ist im gesamten Untersuchungsgebiet von zahlreichen Rinnen durchzogen, die überwiegend senkrecht zur Schelfkante verlaufen und sich bis auf den Kontinentalfuß erstrecken (Vanney & Johnson 1976a, Tucholke 1977, Yamaguchi et al. 1988, Kagami et al. 1991, Tomlinson et al. 1992, McGinnis & Hayes 1995, Rebesco et al. 1997, Nitsche 1998).

Der Kontinentalfuß im Bellingshausenmeer ist durch vorwiegend subparallel neben den Rinnen gelegene Sedimentrücken charakterisiert. Ihre Kämme überragen den umgebenden Meeresboden bis zu 1000 m (McGinnis & Hayes 1995, Rebesco et al. 1996, 1997, Nitsche 1998). Im Amundsenmeer wurden östlich von 110 °W vergleichbare Sedimentstrukturen vorgefunden (Nitsche 1998). Weitere morphologische Besonderheiten des Kontinentalfußes stellen Vulkane - wie die Peter-I.-Insel und die Amundsenrücken (Abb. 2.1.) - sowie Sedimentwellen mit Wellenlängen bis zu einigen Kilometern und mit Höhen von mehreren zehn Metern dar (Vanney & Johnson 1976b, Tucholke 1977, Nitsche 1998). Die angrenzenden Tiefseeebenen des Bellingshausen- und des Amundsenbeckens sind im Übergangsbereich zum Kontinentalfuß von Tiefseefächern bedeckt (Vanney & Johnson 1976b, Tucholke 1977, Kagami et al. 1991). Submarine Hügel vulkanischen Ursprungs wurden von Vanney & Johnson (1976b) und von Tucholke (1977) beschrieben.

2.2. Geologische Entwicklung und Aufbau

Eine umfangreiche Kenntnis der Hinterlandgeologie des Arbeitsgebietes ist die unabdingbare Voraussetzung dafür, daß aus der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimentabfolgen im Bellingshausen- und Amundsenmeer spezielle Liefergebiete identifiziert und Transportpfade des terrigenen Detritus rekonstruiert werden können. Der geologische Aufbau der Westantarktis (Abb. 2.2.) ist infolge der durch ihre Eisbedeckung bedingten geringen Anzahl und Fläche sowie der schweren Zugänglichkeit ihrer Gesteinsaufschlüsse nur grob bekannt (Tingey 1991). Allerdings ist der geologische Aufbau eng mit der komplexen geodynami-

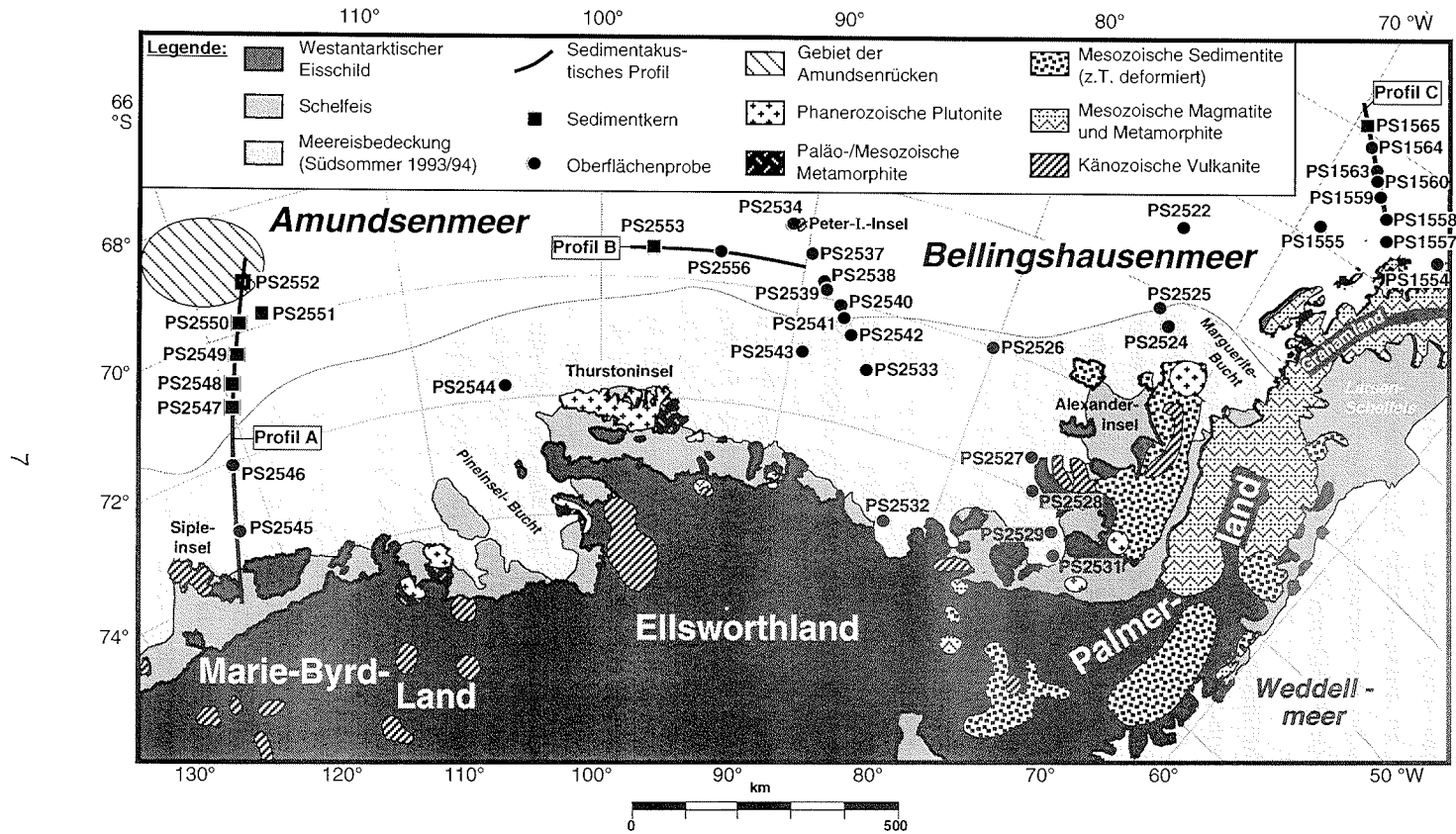


Abb. 2.2.: Übersichtskarte aller im Rahmen dieser Arbeit bearbeiteten Probenstationen mit schematischer Geologie der Westantarktis (vereinfacht nach Tingey 1991). Zusätzlich ist die Lage der sedimentakustischen Profile aus Kapitel 3 dargestellt.

2. Untersuchungsgebiet

schen Entwicklung der Westantarktis während des Phanerozoikums verknüpft, die anhand von gesteinsmagnetischen, geochemischen und isopenchronologischen Untersuchungen an antarktischen Magmatiten und anhand von Vergleichen mit Gesteinsformationen der benachbarten Südkontinente rekonstruiert werden kann (Weaver et al. 1994, Pankhurst et al. 1998).

Die heutige Westantarktis besteht aus vier großen Kontinentalblöcken: Antarktische Halbinsel, Ellsworth-Whitmore-Gebirge, Thurstoninsel und Marie-Byrd-Land (Abb. 2.3a) (Dalziel & Elliot 1982). Die Antarktische Halbinsel, die Thurstoninsel und Marie-Byrd-Land wurden als Mikroplatten im Verlauf des Paläozoikums durch magmatische und tektonische Akkretion an den ostantarktischen Kraton angeschweißt. Sie bildeten von Perm bis Oberkreide zusammen mit der südamerikanischen Platte und dem Neuseelandblock, einschließlich des Campbellplateaus und der Chathamsschwelle, einen Orogengürtel am konvergenten Plattenrand des Superkontinents Gondwana (Abb. 2.3b) (Elliot 1991). Dagegen lag der Ellsworth-Whitmore-Gebirgsblock während des frühen und mittleren Mesozoikums im Inneren Gondwanas (Lawver et al. 1992, Storey et al. 1996). Marie-Byrd-Land sowie Neuseeland waren in je zwei Terrane aufgespalten (DiVenere et al. 1996).

Die Trennung zwischen Afrika und der Antarktis - und somit das Auseinanderbrechen Gondwanas - setzte mit einer initialen Riftphase im unteren bis mittleren Jura vor ca. 200 Ma bis 160 Ma ein (Lawver et al. 1992, Storey et al. 1996). Eine sinistrale Scherzone, die im Zeitraum zwischen 120 Ma und 100 Ma vor heute zur tektonischen Akkretion der Marie-Byrd-Land- und der neuseeländischen Platten führte, wird von DiVenere et al. (1996) postuliert. Mit der Abspaltung Indiens während der Unterkreide vor ca. 120 Ma und mit der Trennung Neuseelands und Australiens während der Oberkreide vor ca. 85 Ma bzw. vor ca. 80 Ma setzte sich der Zerfall Gondwanas in die heutigen Südkontinente fort (Lawver et al. 1992). Südamerika und die Antarktische Platte trennten sich schließlich vor ca. 23,5 Ma mit der Öffnung der Drakestraße (Barker & Burrell 1977).

Im Laufe der letzten 150 Ma näherten sich die zwischen der Paläopazifik- und der Phönix-Platte (Abb. 2.3b) gelegenen mittelozeanischen Rückensegmente der den westantarktischen Krustenblöcken vorgelagerten Tiefseerinne. Die Subduktion der ozeanischen Kruste unter die jeweils gegenüberliegende antarktische Mikroplatte endete in der Regel mit dem Abtauchen eines Rückensegments in der Tiefseerinne und schritt sukzessive von SW nach NE voran (Barker 1982, Larter & Barker 1991a, 1991b). Im Anschluß an das jeweilige Kollisionsende ging der entsprechende

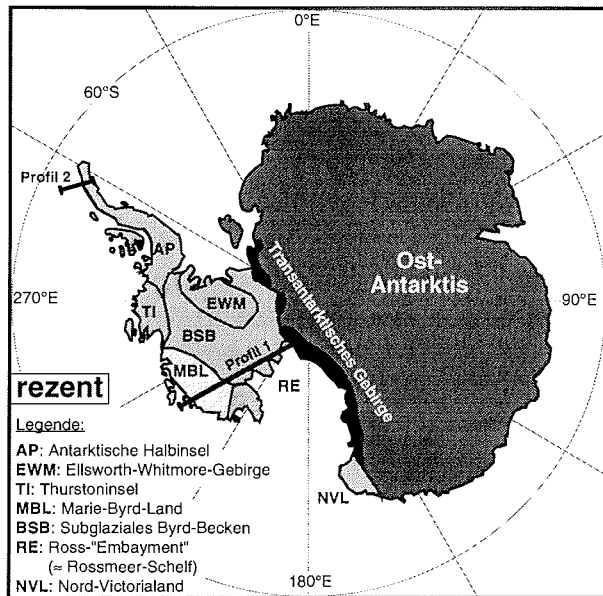


Abb. 2.3a: Rezente plattentektonische Konfiguration der Antarktis (nach DiVenere et al. 1996). Die geologischen Profile 1 und 2 sind in Abb. 2.4. dargestellt.

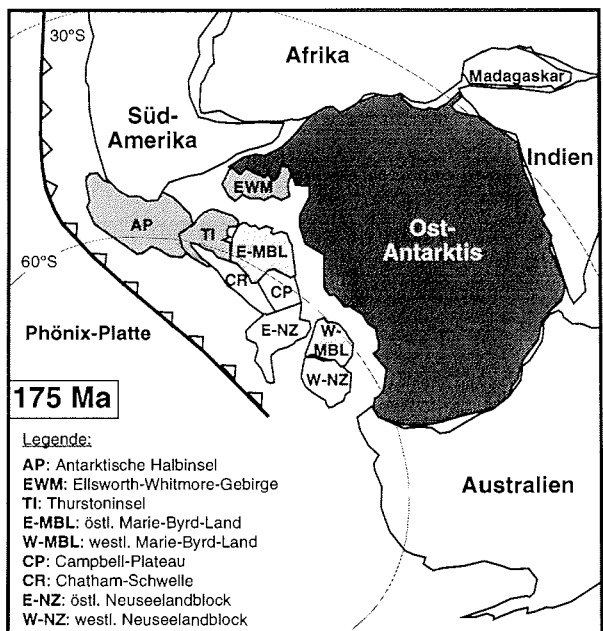


Abb. 2.3b: Plattentektonische Situation am Südrand Gondwanas während des mittleren Jura (nach DiVenere et al. 1996).

2. Untersuchungsgebiet

Abschnitt des antarktischen Kontinentalrandes in einen passiven Zustand über, begleitet von einer Aufstiegsphase mit nachfolgender Subsidenz (Kellogg & Rowley 1991, Larter & Barker 1991a, 1991b). Vor Marie-Byrd-Land führte die Rücken-Rinnen-Kollision zu großräumigen Dehnungsbewegungen, die schließlich in der Ablösung des Neuseelandblocks kulminierten. Als Dehnungsursache nimmt Luyendyk (1997) einen verstärkten Plattenzug ozeanischer Kruste an, der durch die noch vor der Rücken-Subduktion erfolgten Verschweißung der Pazifik-Platte mit der Phönix-Platte hervorgerufen wurde. Alternativ dazu schlagen Weaver et al. (1994) das Aufdringen eines Manteldiapirs vor. Die Kollision ozeanischer Kruste mit Ellsworthland endete vor ca. 70 Ma (Kellogg & Rowley 1991). Die Subduktion unter die Antarktische Halbinsel dauerte bis 4 Ma vor heute an, als die Bildung neuen Ozeanbodens an den Segmenten des Phönix-Antarktis-Rückens noch vor Erreichen der Südshetland-Rinne aufhörte (Barker 1982, Barker et al. 1991).

Mit dem Neuseelandblock hatten sich auch alle subduktionsbezogenen Sedimente des äußeren Randbeckens von Marie-Byrd-Land gelöst (Cooper et al. 1982, Katz 1982). Syn- und postkinematische Hebungs- und Erosionsprozesse führten zur Denudation von Grundgebirgsstockwerken eines mittelpaläozoischen Orogens, des sogenannten "Ross-Orogens" (Abb. 2.4a) (Cooper et al. 1982, Katz 1982, Luyendyk et al. 1992). Der "Fosdick Metamorphic Complex" im westlichen Marie-Byrd-Land besteht aus Amphiboliten, Gneisen, Migmatiten und Metapeliten, die im Zuge des Gondwanaaufbruchs vor ca. 100 Ma eine syntektonische Regionalmetamorphose bis hin zur Granulitisierung durchlaufen haben (Wilbanks 1972, Richard 1992, Smith 1992). Die nach Pankhurst et al. (1998) auf das westliche Marie-Byrd-Land beschränkte Swanson-Formation setzt sich aus im mittleren Ordovizium verfalteten und grünschieferfaziell metamorphisierten Grauwacken, Sandsteinen, Tonschiefern, Marmoren, Hornfelsen und Vulkaniten zusammen (Grindley & Mildenhall 1981, Wade & Couch 1982, Bradshaw et al. 1983). In den Küstenregionen vom westlichen Marie-Byrd-Land bis hin zum westlichen Ellsworthland, einschließlich der Thurstoninsel, dokumentieren paläozoische, triassische und kretazische Intrusivgesteine vorwiegend granitisch-granodioritischer Zusammensetzung syn- und postkinematische magmatische Phasen (Abb. 2.2.) (Halpern 1972, Wade & Wilbanks 1972, Lopatin & Orlenko 1972, Halpern & Wade 1979, Storey et al. 1991). Darüber hinaus verursachte die mit der Abtrennung des Neuseelandblocks verbundene Dehnungsbewegung während der unteren Oberkreide vulkanische Fördertätigkeit von rhyolitisch-dazitischen Magmen und mafi-

schen Gangschwärmen (Grindley & Oliver 1983, LeMasurier & Rex 1994, Leat et al. 1993, Weaver et al. 1994).

Nach Lisker (1996) verliefen die Hebungs- und Erosionsprozesse in Marie-Byrd-Land schrittweise mit einem spätkretazisch-känozoischen Gesamthebungs- und Denudationsbetrag von ca. 3000 m. Einer kurzen Aufstiegsphase, die der Krustendehnung bei der Ablösung des Neuseelandblocks vor 105 Ma vorausging, folgte von etwa 85 Ma bis 75 Ma vor heute eine marine Einebnungsphase, welche sich als Abrasionsebene von Marie-Byrd-Land bis Ellsworthland sowie auf der Südinself Neuseelands nachweisen läßt (LeMasurier & Rex 1983, LeMasurier & Landis 1996, 1997). Die sogenannte "Westantarktische Erosionsoberfläche" schneidet präkänozoische Magmatite und Metamorphite, wobei ihr Erosionsrelief stets weniger als 100 Höhenmeter beträgt (LeMasurier & Landis 1996, 1997). Nach einer weiteren Hebungsphase vor ca. 70 Ma bis 60 Ma erfolgte seit dem Unteroligozän die endgültige Heraushebung Marie-Byrd-Lands mit einem Aufstiegs- und Denudationsbetrag von etwa 2000 m bis 2500 m (LeMasurier & Rex 1983, Lisker 1996). Die hohen neogenen Hebungsbeträge gehen auf die Krustendehnung des "Westantarktischen Riftsystems" zurück, das sich vom Ellsworth-Whitmore-Gebirge durch das subglaziale Byrd-Becken bis ins Rossmeer erstreckt und dessen Entstehung auf das spätmesozoische Auseinanderbrechen Gondwanas in Verbindung mit einem aufsteigenden Manteldiapir zurückgeführt wird (Behrendt et al. 1992).

Die seit ca. 30 Ma andauernde Aufdomung in Marie-Byrd-Land verursachte eine tektonische Zerlegung in Horste und Gräben und die Extrusion großer Mengen basischer und saurer Vulkanite und Tephra (Abb. 2.2., 2.4a) (LeMasurier & Rex 1989, 1991). Die dem präkänozoischen Grundgebirge diskordant aufsitzenden Vulkane entstanden vor allem entlang von Verwerfungszonen und bilden ein großes zusammenhängendes Vulkanfeld, die "Marie Byrd Volcanic Province" (LeMasurier & Rex 1989, 1991, LeMasurier & Thomson 1990). Die Schicht- und Schildvulkane bilden die wenigen vorhandenen Aufschlüsse (Nunatakker) (Abb. 2.2.) und wurden bereits Ende der sechziger Jahre kartiert, petrologisch-geochemisch untersucht und radiometrisch datiert (Gonzales-Ferran & Gonzales-Bonorino 1972, Gonzales-Ferran & Vergara 1972, LeMasurier 1972). Die vulkanische Aktivität ist bis in die Gegenwart belegt (LeMasurier & Rex 1982b, Gonzalez-Ferran 1991). Anhand datierter Wechselfolgen von subaerisch geförderten pyroklastischen Gesteinen mit Kissenlaven und Hyaloklastiten, welche infolge des Lava-Schmelzwasser-Kontakts bei subglazialen Ausbrüchen abgeschreckt wurden, und anhand der rezenten Höhenlage der "Westantarktischen Erosions-

2. Untersuchungsgebiet

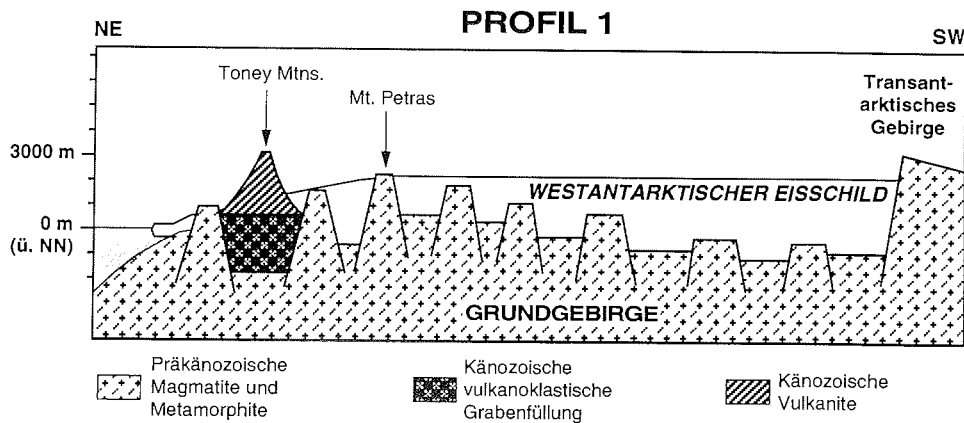


Abb. 2.4a: Schematisches geologisches Profil durch Marie-Byrd-Land (nach LeMasurier & Landis 1996), das den einfach strukturierten geologischen Aufbau dieser Region widerspiegelt. Lage des Profils in Abb. 2.3a.

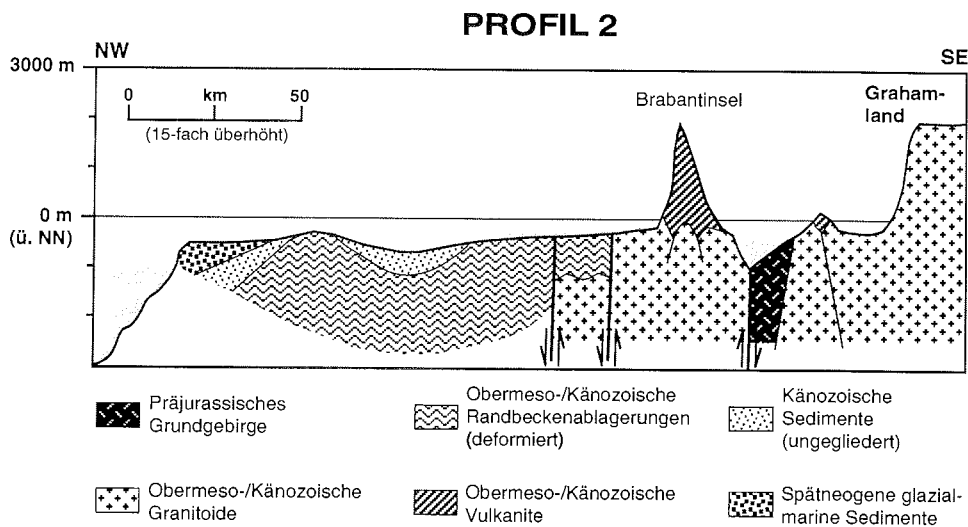


Abb. 2.4b: Schematisches geologisches Profil über den pazifischen Kontinentalrand von Grahamland (nach Elliot 1997), das den komplexen geologischen Aufbau der nördlichen Antarktischen Halbinsel widerspiegelt (vgl. Abb. 2.4a). Lage des Profils in Abb. 2.3a.

oberfläche" lassen sich vertikale tektonische Versatzbeträge und Mächtigkeitsfluktuationen des Westantarktischen Eisschildes für das Neogen rekonstruieren (LeMasurier & Rex 1982a, 1983, Palais et al. 1988, LeMasurier et al. 1994).

Im Gegensatz zu Marie-Byrd-Land und dem westlichen Ellsworthland sind die Antarktische Halbinsel und das östliche Ellsworthland infolge der fortgesetzten Subduktionsprozesse durch einen wesentlich heterogeneren geologischen Aufbau charakterisiert (Abb. 2.2., 2.4b). Als Teil des von Südamerika bis Neuseeland reichenden paläozoisch-frühmesozoischen Subduktionskomplexes besteht das selten aufgeschlossene Grundgebirge aus den deformierten Gesteinsabfolgen des magmatischen Bogens und der assoziierten Randbecken (Elliot 1991). Im Zusammenhang mit dem Gondwanaaufbruch erfolgte die Faltung und Metamorphose dieser Einheiten während des unteren bis mittleren Jura, begleitet von Hebung und Erosion (Elliot 1983, Storey et al. 1996). Die Entstehung der resultierenden Diskordanzfläche ging mit kalkalkalischem Magmatismus (Thomson & Pankhurst 1983, Thomson et al. 1983) und der Schüttung des Abtragungsmaterials in tektonisch neu angelegte äußere und innere Randbecken einher (Abb. 2.4b) (Elliot 1983, 1991). Weiträumige Dehnung führte auf der pazifischen Flanke der Antarktischen Halbinsel hauptsächlich im späten Jura zur Ablagerung mächtiger Flyschsedimente mit Einschaltungen vulkanischer Lagergänge und vulkanosedimentärer Einheiten (Kellogg & Rowley 1991, Laudon 1991, Rowley et al. 1991). Im Oberjura und der späten Unterkreide führten Kompressionsbewegungen zur Deformation dieser Randbeckensedimente (Abb. 2.4b) (Rowley et al. 1991, Storey et al. 1996).

Subsequent zum sich nach NE verlagernden Kollisionsende hörte der subduktionsbezogene kalkalkalische Magmatismus im überfahrenden Krustenblock der Antarktischen Halbinsel auf (Thomson & Pankhurst 1983). Im östlichen Ellsworthland endeten granitische Intrusionen in der höheren Unterkreide (Kellogg & Rowley 1991). Hingegen kam es im nördlichen Grahamland noch während des Paläogens zur Platznahme granitischer Plutone (Elliot 1997). Vulkanische Aktivität ist in Ellsworthland bis ins Miozän und im nördlichen Grahamland bis rezent nachgewiesen (LeMasurier & Thomson 1990, Gonzalez-Ferran 1991). Dieser alkalische Vulkanismus ist allerdings auf Dehnungsdynamik im Bereich der Bransfield-Straße zurückzuführen.

2.3. Wassermassen und Strömungsverhältnisse

Das Südpolarmeer verbindet als zirkumantarktischer Ringozean Atlantik, Pazifik und Indik und gewährleistet den Wassermassenaustausch zwischen den drei Weltmeeren. Zirkumantarktische Fronten, an denen die physikalisch-chemischen Parameter der verschiedenen Wassermassen starke Gradienten aufweisen, unter-

2. Untersuchungsgebiet

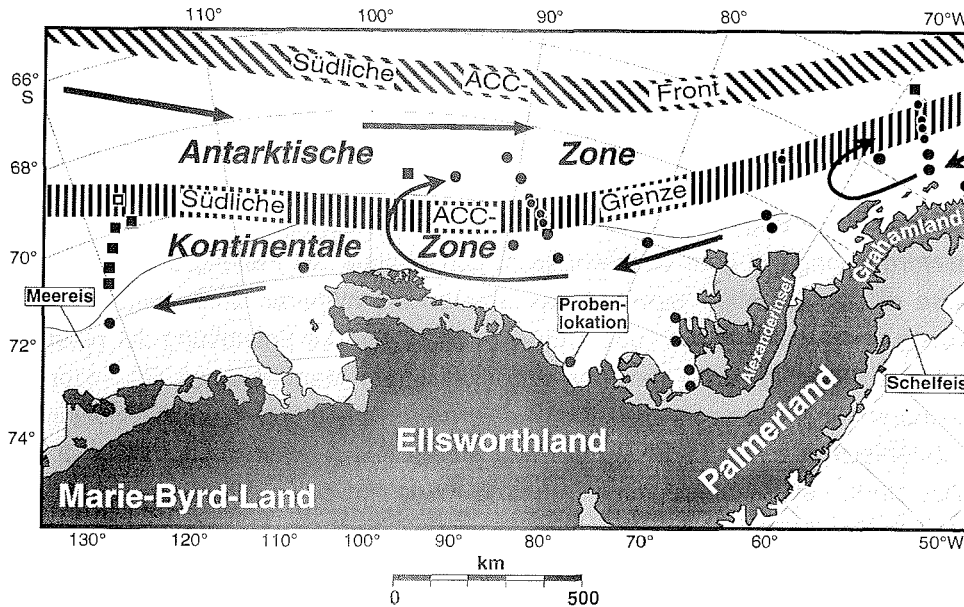


Abb. 2.5.: Verlauf ozeanischer Fronten und generalisierte Oberflächenwasserzirkulation (Pfeile) im Amundsen- und Bellingshausenmeer. Frontenbezeichnung nach Orsi et al. (1995), Lage der Fronten nach Orsi et al. (1995) und Read et al. (1995). Zirkulation im Oberflächenwasser nach Angaben von Talbot (1988), Keys (1990), Patterson & Whitworth (1990), Koshlyakov et al. (1994), Read et al. (1995), Hofmann et al. (1996), Nechaev et al. (1997) und Smith et al. (1999).

teilen das Südpolarmeer in konzentrische Zonen (Hellmer et al. 1985). Hauptströmungssystem ist der von Westwinden angetriebene Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC), der die Antarktis im Uhrzeigersinn umströmt und die Wassermassen von der Oberfläche bis in Bodennähe umfaßt. Das südlich der Polarfront gelegene, vom ACC beeinflusste Meeresgebiet wird als Antarktische Zone bezeichnet. Sie wird von der "südlichen ACC-Front" (Orsi et al. 1995) oder "südlichen Polarfront" (Read et al. 1995) durchzogen (Abb. 2.5.). Im Bellingshausenmeer (bei 85 °W) reicht die 70 bis 80 km breite Front bis zum Meeresboden und ist durch ostwärtigen Wassermassentransport mit Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 10 und 50 cm/s charakterisiert (Pollard et al. 1995, Read et al. 1995). Das Stromsystem des ACC reicht bis zur "südlichen ACC-Grenze" (Orsi et al. 1995) oder "Kontinentalen Wassergrenze" (Read et al. 1995), die entlang des antarktischen Kontinentalrandes verläuft (Abb. 2.5.). Die südlich dieser Front gelegene Kontinentale Zone unterliegt dem Einfluß der Ostwinddrift, die auch als Antarktischer Küstenstrom bezeichnet

wird. Im Bellingshausen- und im Amundsenmeer, vor allem westlich der als Windbarriere wirkenden Antarktischen Halbinsel, ist ihr vorwiegend westwärts gerichteter Fluß durch ein sehr komplexes Zirkulationsmuster mit mäandrierenden Strömungen und zyklonalen Wirbeln gekennzeichnet (Abb. 2.5.; Talbot 1988, Patterson & Whitworth 1990, Hofmann et al. 1996, Nechaev et al. 1997, Smith et al. 1999). Die Strömungsgeschwindigkeit des Antarktischen Küstenstroms im George-VI.-Sund beträgt bis zu 20 cm/s (Potter et al. 1988). Direkte Messungen weiter westlich wurden bislang nicht durchgeführt. Doch driftete innerhalb der Kontinentalen Zone bei 85 °W das britische Forschungsschiff R.R.S. *James Clark Ross* während einer Expedition im Jahr 1994 mit Geschwindigkeiten zwischen 6 und 28 cm/s westwärts (Read et al. 1995). Eine Besonderheit des Arbeitsgebietes zwischen 63 °W und 120 °W ist das Fehlen einer mit der sogenannten "Antarctic Slope Front" assoziierten westwärts gerichteten Strömung am Kontinentalhang (Whitworth et al. 1998).

Die Hydrographie im Bellingshausen- und Amundsenmeer ist verhältnismäßig einfach strukturiert, da dort keine Schelf- und Bodenwassermassen gebildet werden. In der Antarktischen und in der Kontinentalen Zone überschichten kalte, salzarme Oberflächenwassermassen - Antarktisches Oberflächenwasser (AASW) und Winterwasser (WW) - wärmeres, salzreicheres Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW) (Abb. 2.6) (Read et al. 1995, Hofmann et al. 1996, Jacobs & Comiso 1997, Hellmer et al. 1998). Das CDW besteht aus einer nährstoffreichen, O₂-armen Komponente - dem Oberen Zirkumpolaren Tiefenwasser (UCDW) - und aus einer salzreichen Komponente - dem Unteren Zirkumpolares Tiefenwasser (LCDW). Die hydrographischen Eigenschaften des LCDW gehen auf Nordatlantisches Tiefenwassers (NADW) zurück, welches im atlantischen Sektor ins Südpolarmeer eingespeist wird (Patterson & Whitworth 1990). Die südliche ACC-Grenze markiert nach Orsi et al. (1995) die südlichste Ausbreitung des UCDW. Das bis zu +2 °C warme Tiefenwasser, das südlich der ACC-Grenze generalisierend nur als "CDW" bezeichnet wird, strömt den Kontinentalhang hinauf und dringt weit nach Süden bis auf den Schelf vor, wo es Schelfeise an deren Unterseite abschmilzt (Talbot 1988, Potter et al. 1988, Jacobs et al. 1996, Jenkins et al. 1997). Während der CDW-Kern dabei weitgehend unverändert bleibt (Hellmer et al. 1998), bildet sich zwischen einer relativ stabilen Pyknokline in ca. 130 m Wassertiefe und dem ausgesüßten, bis zu -1,5 °C kalten AASW in etwa 50 m Wassertiefe eine Durchmischungsschicht aus (Read et al. 1995, Jacobs & Comiso 1997).

Widersprüchliche Angaben existieren über Bodenströmungen in der Tiefsee von

2. Untersuchungsgebiet

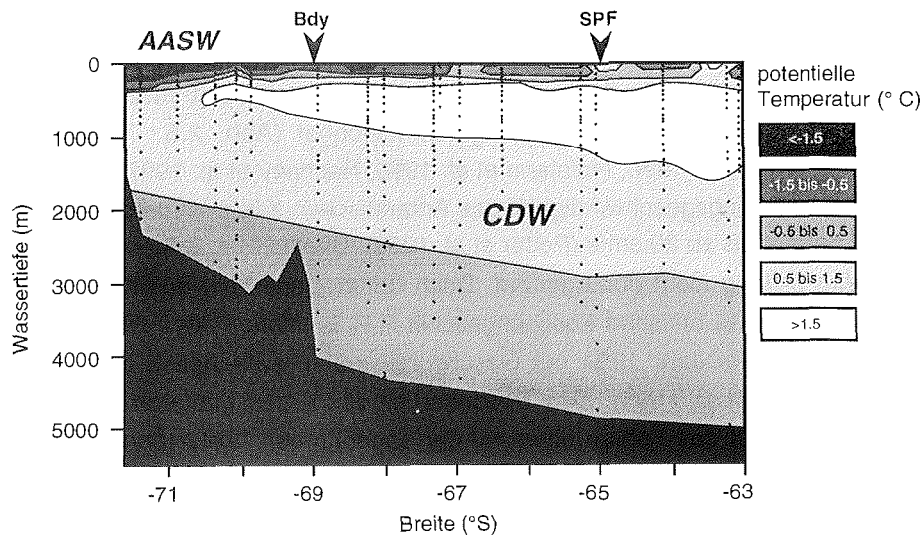


Abb. 2.6a: Temperaturverteilung in einem hydrographischen Schnitt über den antarktischen Kontinentalrand und das angrenzende Tiefseebecken im Amundsenmeer bei 120 °W. **CDW:** Zirkumpolares Tiefenwasser, **AASW:** Antarktisches Oberflächenwasser, **Bdy:** südliche ACC-Grenze, **SPF:** südliche ACC-Front. CTD-Daten von der Internetseite "http://www.esdim.noaa.gov/story/nodc_occndrom.html". Lage der Fronten nach Orsi et al. (1995) und Read et al. (1995).

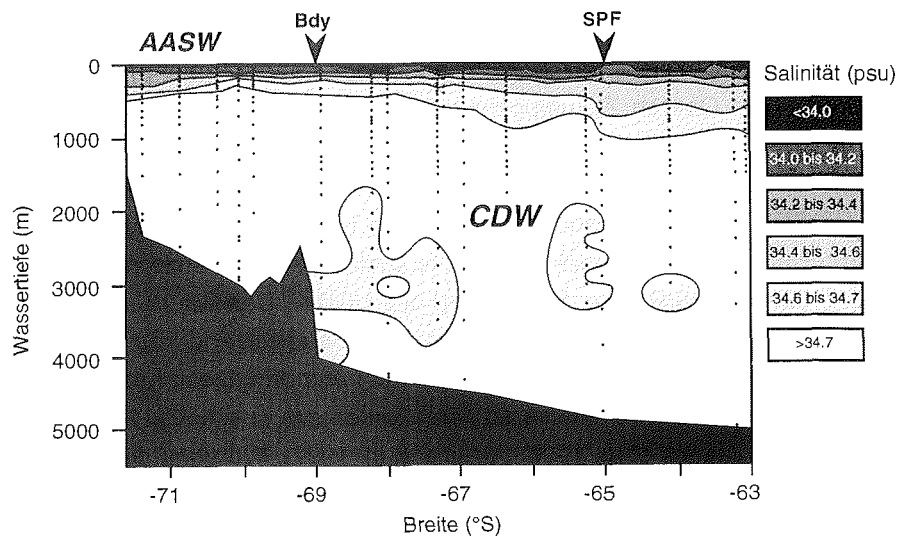


Abb. 2.6b: Salzgehaltverteilung in einem hydrographischen Schnitt über den antarktischen Kontinentalrand und das angrenzende Tiefseebecken im Amundsenmeer bei 120 °W. **CDW:** Zirkumpolares Tiefenwasser, **AASW:** Antarktisches Oberflächenwasser, **Bdy:** südliche ACC-Grenze, **SPF:** südliche ACC-Front. CTD-Daten von der Internetseite "http://www.esdim.noaa.gov/story/nodc_occndrom.html". Lage der Fronten nach Orsi et al. (1995) und Read et al. (1995).

Bellingshausen- und Amundsenmeer. Aus der Orientierung von Sedimentstrukturen auf dem Ozeanboden, direkten Stömungsmessungen und Bestimmungen der Bodenwassertemperaturen rekonstruierten Hollister & Heezen (1967), Tuchoike (1977) und Camerlenghi et al. (1997) einen von der Meeresbodentopographie geführten, generell westwärts gerichteten Konturstrom direkt am Kontinentalfuß. Die durchschnittliche Strömungsgeschwindigkeit des Bodenwassers, bei dem es sich um modifiziertes Weddellmeer-Tiefenwasser (WSDW) handeln soll, beträgt nördlich der Alexanderinsel rund 6 cm/s (Camerlenghi et al. 1997). Die Bodenströmung reicht nach Hollister & Heezen (1967) bis ca. 140 °W und wird im Norden von einem starken, mit dem ACC assoziierten Bodenstrom im Uhrzeigersinn begrenzt. Mantyla & Reid (1983) schlußfolgern aus Silikat- und Sauerstoffkonzentrationen und Hellmer et al. (1998) aus Temperatur-Salinitäts-Gradienten der bodennahen Wasserschichten, daß Rossmeer-Bodenwasser (RSBW) bzw. Antarktisches Bodenwasser (AABW) nicht nur mit dem ACC, sondern auch unmittelbar am Kontinentalfuß nordostwärts aus dem Rossmeer bis in das Amundsen- und das Bellingshausenmeer fließt. Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangen auch Nechaev et al. (1997), die die Bodenwasserzirkulation aus hydrographischen Parametern der Wassersäule und dem Windfeld modellierten. Durch Mischung mit dem CDW weist das resultierende Bodenwasser allerdings schon im Amundsenmeer potentielle Temperaturen von über 0 °C auf, so daß die ozeanographischen Definitionskriterien für RSBW bzw. AABW (Hellmer et al. 1985) nicht mehr erfüllt sind.

2.4. Eisverbreitung

Die Westantarktis ist von einem Eisschild bedeckt, dessen Basis - im Gegensatz zur Basis des ostantarktischen Eisschildes - größtenteils unterhalb des Meeresspiegels liegt. Das Eis der beiden antarktischen Eisschilde fließt entlang diskreter Eisflußlinien ab (Abb. 2.1.). Es lassen sich - ähnlich wie bei Flüssen - geographisch begrenzte Einzugsgebiete unterscheiden, welche durch Eisscheiden voneinander getrennt sind. Die Eismassen gelangen als Eisströme und Gletscher an die Ränder der Eisschilde. Im Bellingshausen- und Amundsenmeer setzt sich die Peripherie des Westantarktischen Eisschildes aus kleinen Schelfeisen, Gletschern sowie Gletscher- und Eisbergzungen zusammen. Eiswälle und Fjordgletscher sind an der Westküste der Antarktischen Halbinsel zu beobachten (Keys 1990, Domack & McClennen 1996). Einige Schelfeise, wie z.B. das George-VI.- und das Wordie-Schelfeis sowie der Pineinsel-Gletscher, zeigten in den vergangenen Jahren und Jahrzehnten deutliche Auflösungserscheinungen wie Ausdünnung, Rück-

2. Untersuchungsgebiet

verlagerung der Aufsetzlinie oder Rückzug der Schelfeiskante (Potter et al. 1988, Vaughan & Doake 1996, Jacobs et al. 1996, Hellmer et al. 1998, Rignot 1998). Dies wird hauptsächlich auf eine regionale atmosphärische Erwärmung im Bereich der Antarktischen Halbinsel in Verbindung mit Abschmelzprozessen durch verstärkten Auftrieb von warmem CDW zurückgeführt.

Bellingshausen- und Amundsenmeer weisen - nach dem Weddellmeer - die ausgedehnteste sommerliche Meereisdecke des Südpolarmeeres auf (Abb. 2.1.). Mögliche Gründe sind die niedrigen sommerlichen Lufttemperaturen ($-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$), die infolge der relativ stabilen Schichtung der Wassersäule ein ganzjähriges Ausfrieren von Meereis ermöglichen, sowie die durch regionale Windzirkulation und Meeresströmungen bedingte Packeiskonzentration an der Westflanke der Antarktischen Halbinsel (Keys 1990, Gloersen et al. 1993, Parkinson 1994). Trotz der massiven Eisbedeckung erzeugen katabatische Winde jeden Sommer südlich von $72\text{ }^{\circ}\text{S}$ Küstenpolynyas. Insgesamt sind die jahreszeitlichen Änderungen der Meereisausdehnung im Bellingshausen- und Amundsenmeer gering. Im Gegensatz dazu fluktuiert der nördliche Verlauf der Meereisgrenze von Jahr zu Jahr extrem stark (Keys 1990, Gloersen et al. 1993). Zudem treten Überlagerungen durch mehrjährige Zyklen auf (Jacobs & Comiso 1997). Im Zeitraum zwischen 1973 und 1993 wurde ein Rückgang der sommerlichen Meereisbedeckung festgestellt (Jacobs & Comiso 1993, Parkinson 1994). Er wird auf ähnliche Ursachen wie die Auflösung der Schelfeise zurückgeführt. Absolute Aussagen sind aber aufgrund der hohen natürlichen Variabilität schwierig (Parkinson 1995, Jacobs & Comiso 1997).

Driftende Eisberge sind im Bellingshausen- und Amundsenmeer häufiger zu beobachten als in den anderen Meeresgebieten des pazifischen Sektors (Keys 1990). Koshlyakov et al. (1994) registrierten auf einem Profil entlang $67\text{ }^{\circ}\text{S}$ starke Unregelmäßigkeiten in der Häufigkeitsverteilung. Zwischen $150\text{ }^{\circ}\text{E}$ und $120\text{ }^{\circ}\text{W}$ erfaßten sie mit dem Schiffsradar durchschnittlich 2 (max. 15) Eisberge in einem Umkreis von 24 Seemeilen, zwischen $120\text{ }^{\circ}\text{W}$ und $70\text{ }^{\circ}\text{W}$ dagegen 25 (max. 60) Eisberge. Vor der Adelaideinsel am östlichen Ende des Profils sichteten sie rund 100 Eisberge. Während es sich bei den Eisbergen im Westen hauptsächlich um große und offenbar junge Tafel eisberge handelte, wiesen die wesentlich kleineren Eisberge weiter im Osten typische Merkmale älterer Eisberge auf. Ein Häufigkeitsmaximum vor der Thurstoninsel geht wahrscheinlich auf einen zyklonalen Wirbel zurück, über den die Eisberge aus der durch die Ostwinddrift beeinflussten Kontinentalen Zone in die Antarktische Zone und somit in den ACC eingespeist werden (Abb. 2.5.; Talbot 1988, Keys 1990, Koshlyakov et al. 1994).

3. BATHYMETRIE UND SEDIMENTECHOGRAPHIE

Während der "Polarstern"-Expedition ANT-XI/3 wurde zur sedimentakustischen Voruntersuchung im zentralen Amundsen- und im westlichen Bellingshausenmeer das bordeigene Sedimentecholot PARASOUND verwendet. Während des Fahrtabschnitts ANT-VI/2 kam im östlichen Bellingshausenmeer ein 3,5-kHz-Echograph zum Einsatz. Technische Einzelheiten sowie Unterschiede der Funktionsweise beider Echolot-Systeme werden von Weber (1992) erläutert.

3.1. Zentrales Amundsenmeer

Das sedimentakustische Profil A (Abb. 3.1.) verläuft senkrecht zum Kontinentalrand von Marie-Byrd-Land in nordnordöstlicher Richtung und beginnt auf dem inneren Schelf, ca. 60 km vor der Küste der Sipleinsel in knapp 500 m Wassertiefe (Profillage in Abb. 2.2.). Der Schelf steigt meerwärts bis auf 380 m Wassertiefe an und fällt dann bis zur Schelfkante wieder auf ca. 460 m Tiefe ab. In den Sedimentecholot-Aufzeichnungen vom Schelf ist ein schallharter Oberflächenreflektor mit nur geringer Signaleindringtiefe zu erkennen, so daß lediglich die Sedimentoberfläche beprobt werden konnte (PS2545). Wahrscheinlich liegt dort ein überkompakter Diamikt vor, der von Kellogg et al. (1982) und Kellogg & Kellogg (1987b) im östlichen Amundsenmeer beschrieben wurde und das vormalige Aufliegen von Eismassen dokumentiert. Der Schelf vor der Sipleinsel ist von zahlreichen Eisbergpflugmarken zerfurcht.

Der obere Kontinentalhang fällt bis in 2000 m Wassertiefe steil ab. In den sedimentakustischen Aufzeichnungen ist ein schallharter Reflektor zu erkennen, der am Übergang zum unteren Kontinentalhang eine von bis zu 10 m tiefen Erosionsrinnen zerschnittene Oberfläche aufweist. Es folgt der bis in 2600 m Tiefe sanft abfallende untere Kontinentalhang, dessen schallharte Sedimente kissen- bis keilförmige, transparente Internstrukturen erkennen lassen und als Rutschmassen interpretiert werden (Nitsche 1998). Die Härte der Hangsedimente erlaubte lediglich die Beprobung der oberflächennahen Sedimente (PS2546). Kontinentalhang und -fuß werden durch eine Schwelle voneinander abgegrenzt, welche den umgebenden Meeresboden um knapp 500 m überragt (Abb. 3.1., 3.2.). Bei dieser offenbar tektonisch angelegten Erhebung handelt es sich um den Ausläufer eines Tiefseeberges oder um eine Rückenstruktur (Nitsche 1998). Innerhalb einer morphologischen Mulde am Kamm der Schwelle lagern gut geschichtete Sedimente mit hoher Schalleindringtiefe, so daß an dieser Lokation ein Sedimentkern (PS2547) gezogen werden konnte.

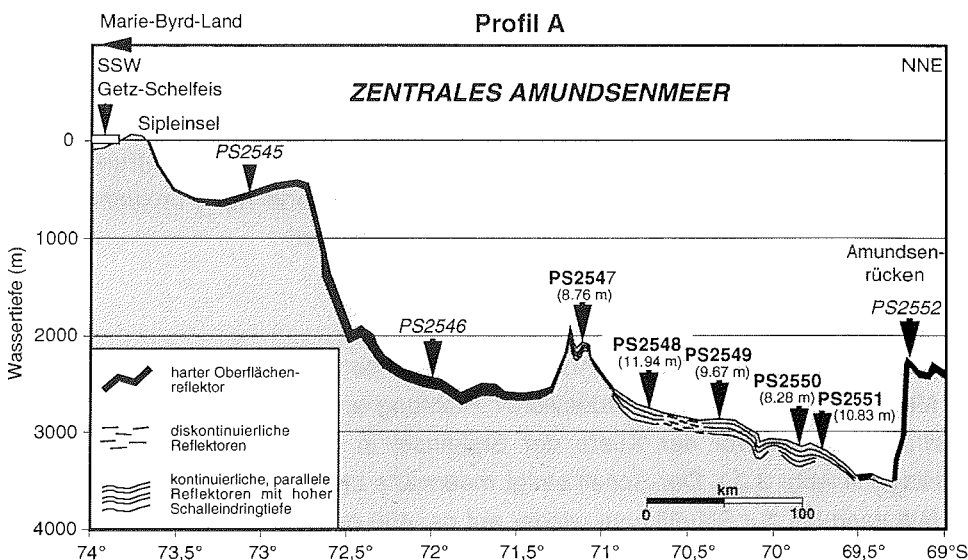


Abb. 3.1.: Interpretiertes sedimentakustisches Profil A aus dem zentralen Amundsenmeer (Lage des Profils in Abb. 2.1.) mit Lokationen der bearbeiteten Probenstationen (verändert nach Miller & Grobe 1996). Die Stationen mit Sedimentkernen (fett gedruckt) befinden sich innerhalb kontinuierlich geschichteter Sedimente mit hoher Schalleindringtiefe auf dem Kontinentalfuß bzw. auf einer Schwelle zwischen Kontinentalhang und -fuß. Der Kerngewinn ist in Klammern unter der jeweiligen Stationsnummer angegeben. An den Stationen auf dem Schelf, dem Kontinentalhang und im Gebiet der Amundsenrücken (kursiv gedruckt) konnten aufgrund der Schallhärte der Reflektoren nur Oberflächensedimente gewonnen werden.

Der anschließende flach nach NNE bis auf 3500 m Wassertiefe abfallende Kontinentalfuß ist durch Sedimente mit hoher Schalleindringtiefe und mit parallelen Reflektoren charakterisiert (PS2548 bis PS2551). Lediglich im Bereich des mittleren Kontinentalfußes sind diffuse Reflektoren mit geringerer akustischer Transparenz zu beobachten. Lokal sind im Profil Sedimentwellen, maximal 60 m tiefe Erosionsrinnen sowie bis zu 50 m hohe Tiefseehügel angeschnitten. Den Abschluß des Profils bilden die Amundsenrücken, eine Gruppe von Tiefseebergen, die bis auf 2000 m Wassertiefe ansteigen (Abb. 3.1., 3.2.). Das Gebiet direkt südöstlich der Amundsenrücken ist aufgrund von bis zu 80 m eingetieften Rinnen mit assoziierten Sedimentdämmen und -wellen topographisch stark zergliedert. Ebenso wie die GEBCO-Tiefendaten liefert auch der Datensatz von Smith & Sandwell (1997) für den zentralen Teil des Amundsenmeeres eine nur ungenaue Bathymetrie (vgl. Abb. 3.1. mit Abb. 3.2.). Im Gebiet der Amundsenrücken erbrachte die Beprobung mit dem Schwerelot (PS2552) keinen Kerngewinn.

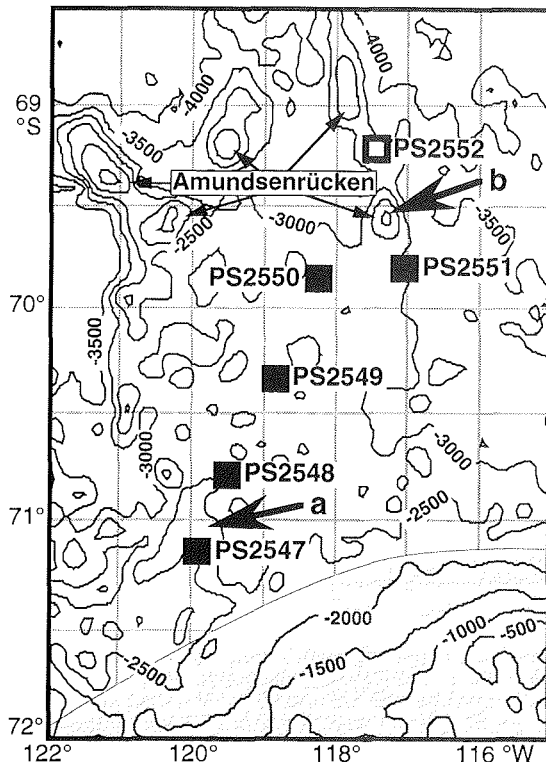


Abb. 3.2.: Bathymetrische Karte des Kernprofils über den Kontinentalrand im zentralen Amundsenmeer mit Tiefenlinien nach Smith & Sandwell (1997) (vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 2.1.). Die grau gefärbte Fläche im Süden kennzeichnet die Meereisbedeckung im Südsommer 1994. Eine Gruppe von Tiefseebergen nördlich von 70° S wird als Amundsenrücken bezeichnet (dünne Pfeile). An den Kernstationen PS2547 bis PS2551 zeigen die mit Hilfe der Satellitengravimetrie ermittelten Wassertiefen Abweichungen von bis zu 400 m gegenüber den an Bord von "Polarstern" gemessenen Tiefen (vgl. Abb. 3.1.). Die Existenz der in der Karte eingezeichneten knapp 500 m hohen Schwelle zwischen Kontinentalhang und -fuß (Pfeil a) sowie des ca. 1300 m hohen Tiefseeberges zwischen den Stationen PS2551 und PS2552 (Pfeil b) läßt sich anhand der bei der Expedition ANT-XI/3 aufgezeichneten bathymetrischen Profile verifizieren (der mit Pfeil b markierte Tiefseeberg liegt allerdings versetzt zu dem in Abb. 3.1. dargestellten Profil). Station PS2552 befindet sich auf einem weiteren Ausläufer der Amundsenrücken, der ebenfalls bis auf 2000 m Wassertiefe ansteigt (Abb. 3.1.). Der Datensatz von Smith & Sandwell (1997) zeigt in diesem Gebiet fälschlicherweise große Wassertiefen.

3.2. Westliches Bellingshausenmeer

Das sedimentakustische Profil B (Abb. 3.3.) ist parallel zur Küste orientiert und verläuft in Ost-West-Richtung entlang des unteren Kontinentalfußes bei 69,5 °S (Profillage in Abb. 2.2.). Der Profilschnitt zeigt im östlichsten Teil in knapp 4000 m Wassertiefe einen harten Oberflächenreflektor. Westlich von 92 °W liegen zwei 20-30 km breite Erosionsrinnen mit Uferwall-Sedimenten, in denen parallele Reflektoren erkennbar sind. Die Ablagerungen westlich der Rinnen bilden einen asymmetrischen Rücken, dessen flach geneigte Ostseite, bestehend aus mächtigen Sedimentwellen, bis zu einem Kamm in 3400 m Wassertiefe ansteigt (PS2556). Die steile Westflanke des Sedimentrückens weist diffuse Reflektoren mit geringer Eindringtiefe auf und fällt bis auf 4100 m Wassertiefe ab. Gut geschichtete Sedimente mit hoher Schalleindringung schließen sich westlich von 95 °W an. Auch in diesem Profilschnitt sind Sedimentwellen sowie eine kleinere Erosionsrinne zu beobachten. Bis 97 °W senkt sich der Meeresboden auf 4400 m Wassertiefe ab.

3. Bathymetrie und Sedimentechographie

Dort wurde eine ca. 80 m tiefe Rinne auskartiert, deren westlicher Uferwall aus dicken Sedimentstapeln mit bis zu 100 m Schalleindringtiefe aufgebaut ist (PS2553). Die stärksten Reflektoren lassen sich bis ca. 99 °W verfolgen.

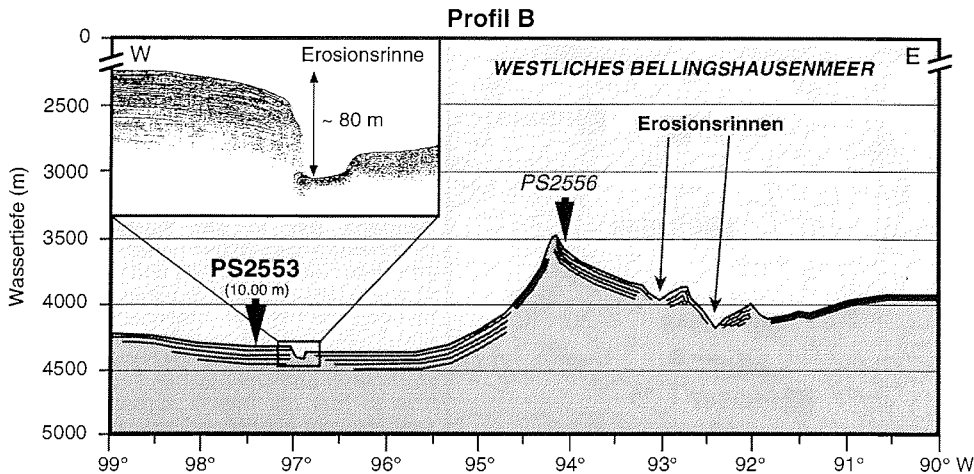


Abb. 3.3.: Interpretiertes sedimentakustisches Profil B entlang des Kontinentalfußes im westlichen Bellingshausenmeer (Lage des Profils in Abb. 2.1.) mit Probenlokalationen (verändert nach Miller & Grobe 1996). Legende siehe Abb. 3.1.. Zwischen 92 °W und 93,5 °W haben sich zwei Erosionsrinnen eingeschnitten, an die sich bei 94 °W ein asymmetrischer Sedimentrücken anschließt. In diesem Gebiet wurden zwei Sedimentkerne gezogen (PS2556 bearbeitet von Braun 1997). Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchte Sedimentabfolge der Kernstation PS2553 wurde aus gut geschichteten, dicken Uferwall-Sedimenten von der Westflanke einer weiteren tiefen Erosionsrinne bei 97° W (Ausschnittvergrößerung) gewonnen.

3.3. Östliches Bellingshausenmeer

Das sedimentakustische Profil C (Abb. 3.4.) erstreckt sich über den der Antarktischen Halbinsel vorgelagerten Kontinentalrand in nordwestlicher Richtung, von 65 °S und 67,5 °W bis 63,5 °S und 70 °W (Profillage in Abb. 2.2.). Der Schelf liegt in 200 m bis 450 m Wassertiefe, wird von mindestens einem Trog durchzogen und ist durch einen harten Oberflächenreflektor mit Eisbergpflugmarken charakterisiert. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um einen überkompaktierten Diamikt, der von Pope & Anderson (1992) und Pudsey et al. (1994) in diesem Gebiet beschrieben wird. Der steile Kontinentalhang läßt in den sedimentechographischen Aufzeichnungen bei ca. 800 m Tiefe einen Rutschkörper und bei etwa 1000 m eine Erosionsrinne erkennen. Ähnliche Strukturen wurden am oberen Kontinentalhang

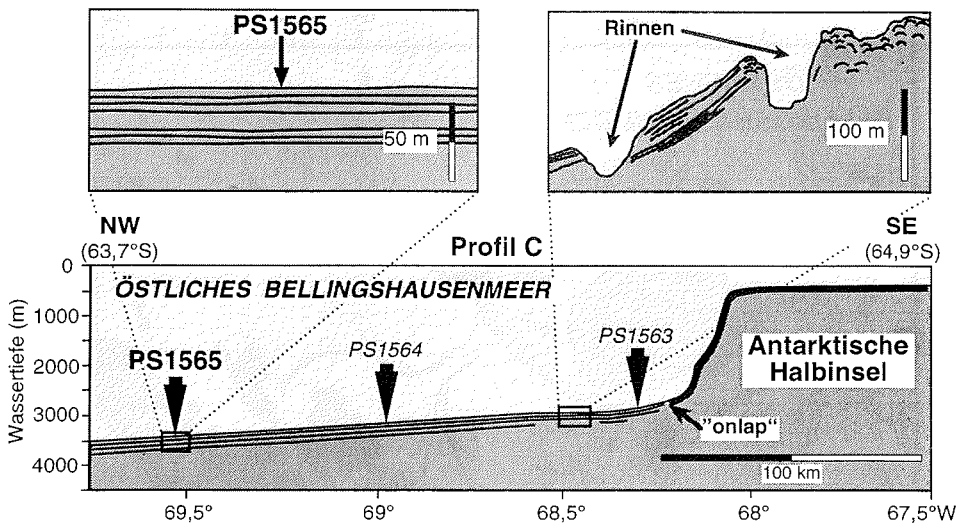


Abb. 3.4.: Interpretiertes sedimentakustisches Profil C über den Kontinentalrand vor Grahamland (Lage des Profils in Abb. 2.1.) mit Lokationen von bearbeiteten Probenstationen. Legende siehe Abb. 3.1.. Kontinentalschelf und -hang sind durch sehr harte Oberflächenreflektoren charakterisiert. Der Kontinentalfuß, dessen Schichten diejenigen des Kontinentalhangs aufgreifend überlagern ("onlap"), ist im oberen Abschnitt von Erosionsrinnen zerschnitten und weist kontinuierliche, parallele Reflektoren sowie eine hohe Schalleindringung auf (siehe Ausschnittvergrößerungen). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden Untersuchungen an der Sedimentabfolge der Kernstation PS1565 sowie an den Oberflächensedimenten der Stationen PS1563 und PS1564 vorgenommen.

direkt nordöstlich des Profils von Vanneste & Larter (1995) auskartiert. In 2650 m Wassertiefe wird der schallharte Reflektor des Hangs von den gut geschichteten Sedimenten des Kontinentalfußes, dessen Ablagerungen eine hohe Schalleindringtiefe zeigen, aufgreifend überlagert (vgl. "onlap" bei Rebesco et al. 1997; Abb. 3.4., 3.5.). Am oberen Kontinentalfuß - oberhalb von 3000 m Wassertiefe - sind eine Rutschmasse sowie bis zu 50 m tiefe Erosionsrinnen zu beobachten (Abb. 3.4.). Die Schalleindringung nimmt am mittleren und am unteren Kontinentalfuß zu. An der Kernstation PS1565 beträgt sie ca. 40 m (Abb. 3.4.). Nach Kartierungen von Tomlinson et al. (1992) und Rebesco et al. (1997) liegt PS1565 genau zwischen einem Diftkörper im NE und einer großen Erosionsrinne im SW, zu der sich die am oberen Kontinentalfuß registrierten Rinnen vereinigen (Abb. 3.5.).

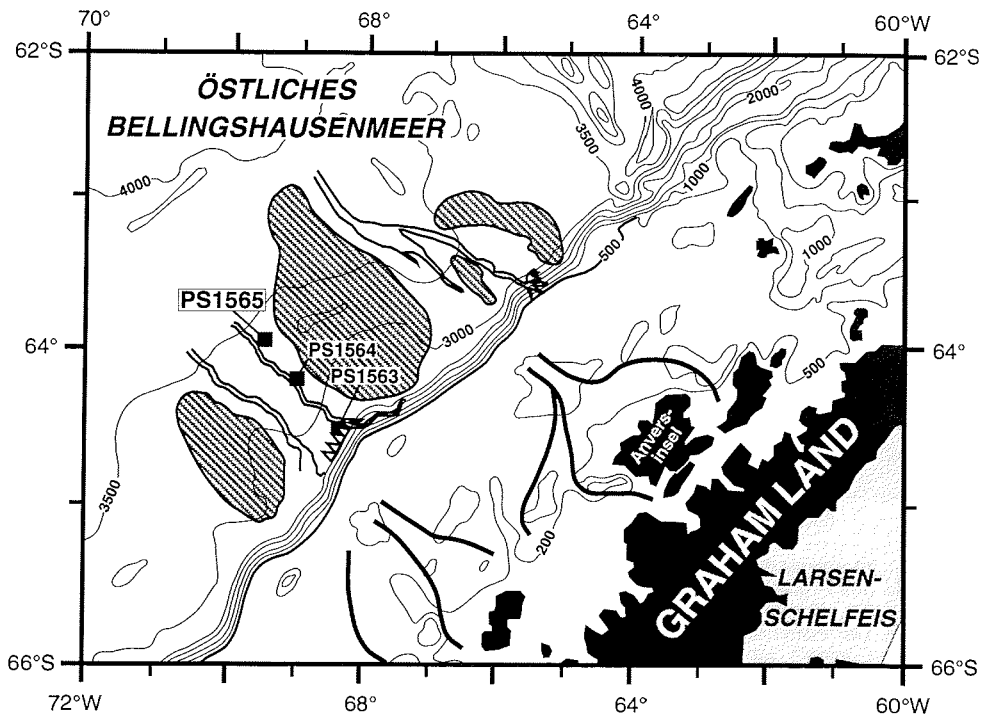







Abb. 3.5.: Tiefenkarte des östlichen Bellingshausenmeeres mit Lage von Kernpositionen, Erosionsrinnen und Sedimentrücken. Tiefenlinien (in Metern) nach GEBCO (LaBrecque et al. 1983), Strukturen am pazifischen Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel nach Pope & Anderson (1992), Tomlinson et al. (1992), Pudsey et al. (1994) und Rebesco et al. (1997).

Legende:

- | | | | |
|---|--------------|---|----------------|
|  | Kernposition |  | Sedimentrücken |
|  | "onlap" |  | Erosionsrinne |
| | |  | Schelftrog |

4. SEDIMENTE DER OBERFLÄCHENPROBEN

Zur Rekonstruktion des rezenten Sedimentationsgeschehens am Kontinentalrand von Bellingshausen- und Amundsenmeer wurden 34 Oberflächenproben, die während der "Polarstern"-Expeditionen ANT-VI/2 (Fütterer 1988) und ANT-XI/3 (Miller & Grobe 1996) mit Multicorer und Großkastengreifer gewonnen wurden, sedimentologisch bearbeitet. Die Probenlokationen sind Abbildung 2.2. zu entnehmen. Einen Überblick über die an den Oberflächenproben untersuchten Sedimentparameter gibt Tabelle 5.2. in Kapitel 5. Auf die ermittelten Daten kann im Internet über das Informationssystem PANGAEA (<http://www.pangaea.de>) zugegriffen werden.

Die Probennahme, -aufbereitung und -analyse erfolgte gemäß den am Alfred-Wegener-Institut üblichen Standardverfahren (siehe Flußdiagramm in Abb. 5.1.). Die CaCO_3 -Gehalte wurden aus den Gehalten an organisch (C_{org}) und anorganisch gebundenem Kohlenstoff (C_{karb}) berechnet, die mittels des Pyrolyseverfahren (Gerätetyp LECO CS-125) bestimmt wurden (Melles 1991, Weber 1992). Die Gehalte an biogenem Opal wurden mit Hilfe der naßchemischen Extraktionsmethode von Müller & Schneider (1993) ermittelt. Die Anteile an Gesamtbarium (Ba_{ges}) und Aluminium (Al) wurden mittels Röntgenfluoreszenzanalyse am Institut für Geologie und Mineralogie der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg gemessen. Die Gehalte biogenen Bariums (Ba_{bio}) wurden aus den Ba_{ges} - und Al-Gehalten errechnet (Bonn 1995, Nürnberg 1995). Die Korngrößenverteilung wurde am entkarbonatisierten Gesamtsediment nach der in Melles (1991) beschriebenen Methode bestimmt. Die Tonmineralverteilung wurde röntgendiffraktometrisch an glykolisierten Texturpräparaten analysiert (Melles 1991, Weber 1992). Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte anhand des Softwarepakets "MacDiff" nach Petschick et al. (1996). Methodisch bedingt werden in der vorliegenden Arbeit unter dem Begriff "Smektit" alle aufweitbaren Tonminerale mit einer Hauptbasalreflexion bei 17 Å (Smektit, Vermikulit und Smektit-Vermikulit-Wechselagerungsminerale) zusammengefaßt. Tonminerale, die bei 10 Å und 5 Å Hauptbasalreflexionen erkennen lassen (Illit sowie Illit-Smektit-Wechselagerungsminerale), werden generalisierend als "Illit" bezeichnet. Für die semiquantitative Bestimmung der nach Biscaye (1965) gewichteten Tonmineralanteile wurde davon ausgegangen, daß die gesamte Tonfraktion aus Tonmineralen besteht (Petschick et al. 1996).

4.1. Verteilung von Kalziumkarbonat, organischem Kohlenstoff, biogenem Opal, Barium und Aluminium

Die Verteilung von Kalziumkarbonat zeigt eine deutliche geographisch und morphologisch bedingte Gliederung (Abb. 4.1.). Hohe CaCO_3 -Gehalte (>10 Gew.%) charakterisieren im Amundsen- und im westlichen Bellingshausenmeer den Kontinentalhang und -fuß bis ca. 4000 m Wassertiefe. Das Gebiet um die Peter-I.-Insel, das östliche Bellingshausenmeer und die inneren Schelfregionen weisen hingegen sehr niedrige CaCO_3 -Gehalte (<2 Gew.%) auf. Der CaCO_3 -Gehalt geht in den Oberflächensedimenten der Tiefsee auf erhöhte Anteile planktischer Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral zurück. In den Ablagerungen der Schelfregionen tragen die Überreste dort lebender kalkig-benthischer Organismen offensichtlich nur wenig zum CaCO_3 -Gehalt des Gesamtsediments bei.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff sind im gesamten Arbeitsgebiet relativ niedrig (Abb. 4.2.). Die mit 0,6 Gew.% höchsten C_{org} -Werte sind an Schelfsedimente mit Tongehalten über 55 Gew.% gebunden, was auf eine bessere C_{org} -Erhaltung in tonreichen Sedimenten zurückgeführt werden kann (Müller & Suess 1979). Im östlichen Bellingshausenmeer liegen die C_{org} -Anteile zumeist über 0,3 Gew.%. Da im Hinterland Vorkommen von Kohleflözen beschrieben sind (Anderson et al. 1990, Cook & Davey 1990), kann ein Eintrag von aufgearbeitetem organischem Material durch Gletscher und Eisberge nicht ausgeschlossen werden, zumal in den Sedimentabfolgen der Kernstationen aus dem Untersuchungsgebiet detritisches organisches Material gefunden wurde (Kap. 5.2.1., Hillenbrand 1994). Der C_{org} -Gehalt besitzt dort somit als Anzeiger für Produktion im Oberflächenwasser nur eingeschränkte Aussagekraft.

Die Anteile an biogenem Opal zeichnen im wesentlichen ein zum CaCO_3 -Gehalt spiegelbildliches Verteilungsmuster (Abb. 4.3.). Erhöhte Gehalte von über 6 Gew.% sind im östlichen Bellingshausenmeer sowie in der Tiefsee des westlichen Bellingshausenmeeres zu beobachten. Die Oberflächensedimente am Kontinentalfuß des Amundsenmeeres und am Kontinentalhang des westlichen Bellingshausenmeeres können als annähernd opalfrei gelten, da für das angewandten Extraktionsverfahren ein analytisch bedingter Untergrundwert zwischen 1,3 und 2,9 Gew.% Opal angenommen werden muß (Bonn 1995).

Die Anteile an Gesamtbarium erreichen am Kontinentalfuß des Amundsen- und des westlichen Bellingshausenmeeres mit über 1400 ppm ihre höchsten Werte (Abb.

4. Sedimente der Oberflächenproben

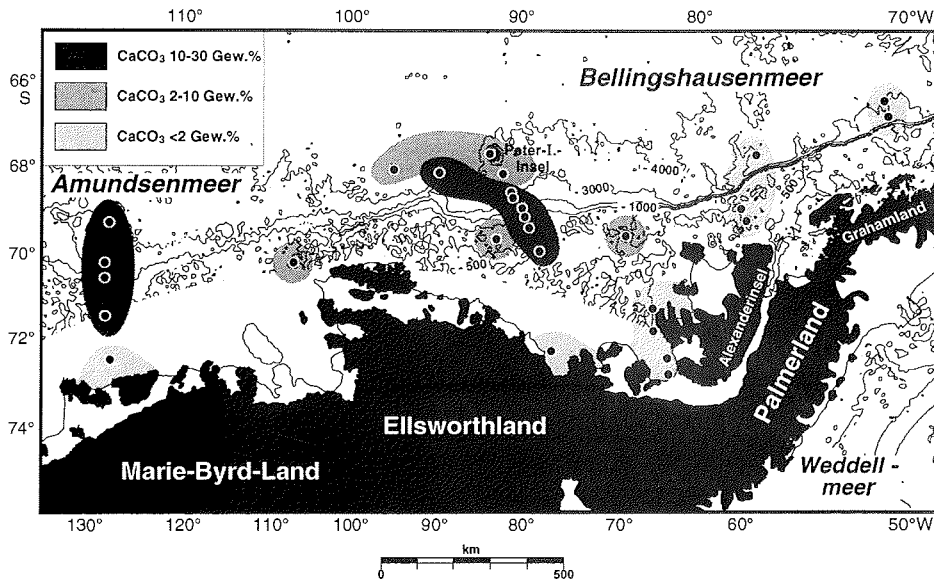


Abb. 4.1.: Verteilungskarte des CaCO_3 -Gehalts in Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (G. Kuhn, unveröff. Daten).

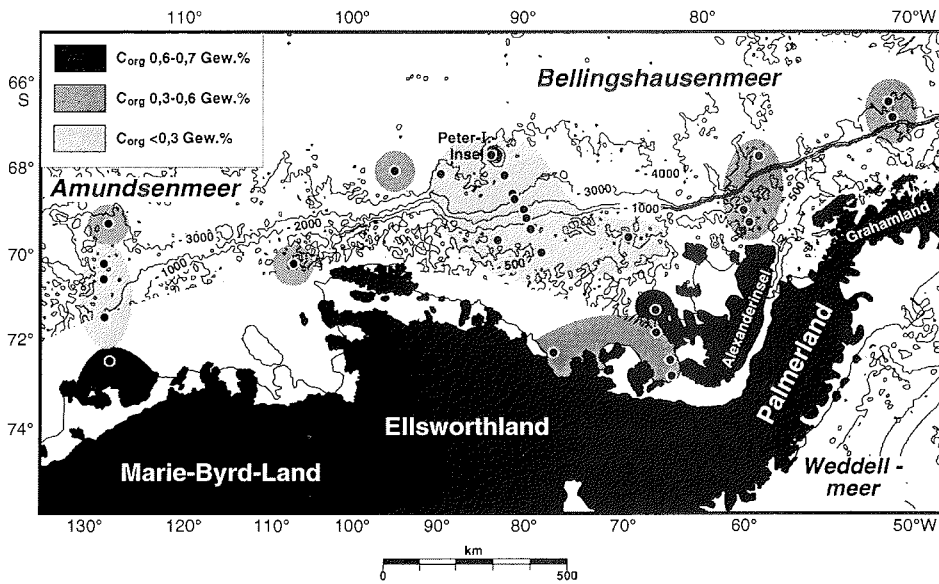


Abb. 4.2.: Verteilungskarte des C_{org} -Gehalts in Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (G. Kuhn, unveröff. Daten).

4. Sedimente der Oberflächenproben

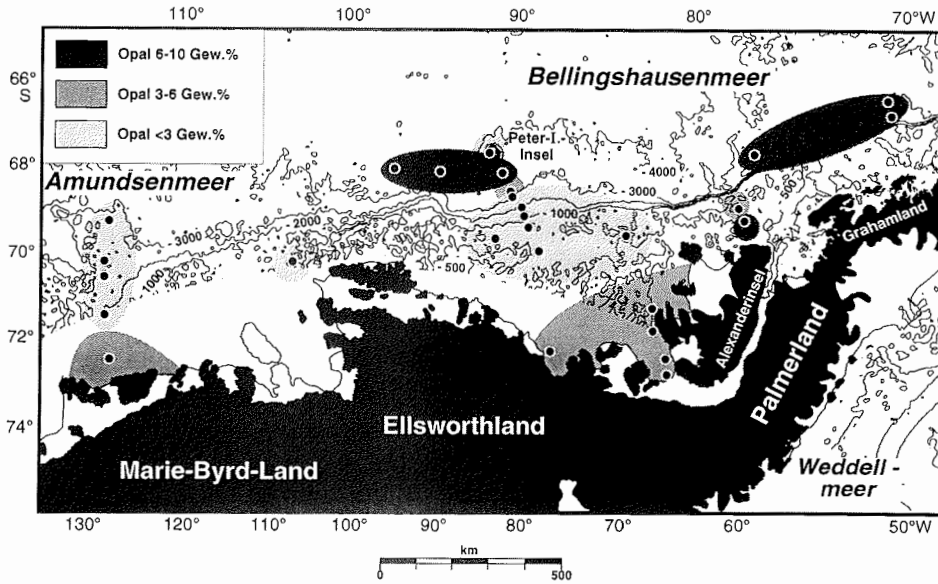


Abb. 4.3.: Verteilungskarte des Biogenopalgehalts in Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (G. Kuhn, unveröff. Daten).

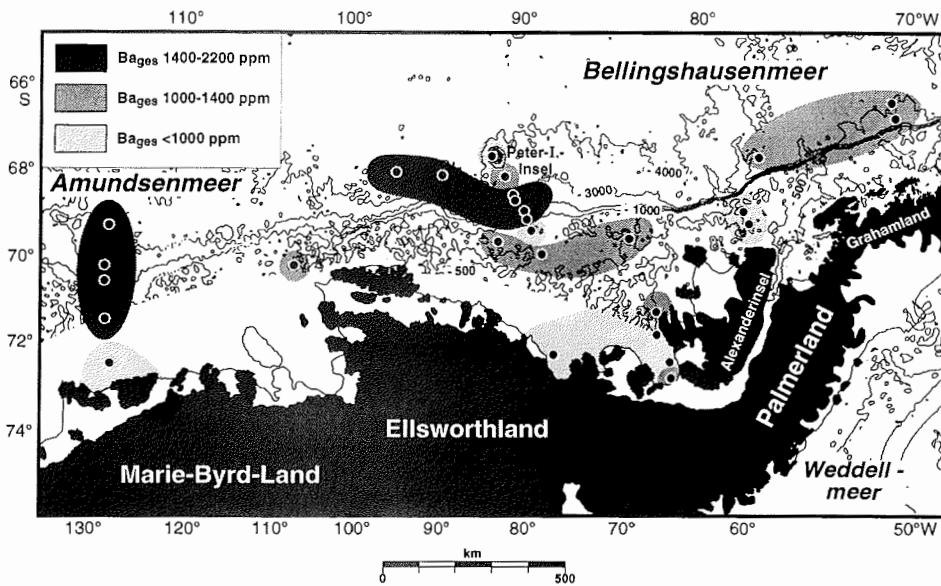


Abb. 4.4.: Verteilungskarte des Gesamtbariumgehalts in Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer.

4.4.). Dort decken sich maximale Ba_{ges} -Gehalten annähernd mit maximalen $CaCO_3$ -Gehalten (vgl. Abb. 4.1.). Niedrige Ba_{ges} -Werte unter 1000 ppm weisen vor allem die Sedimente des inneren Schelfs auf. Die Gehalte an Aluminium, welches den terrigenen Sedimentanteil dokumentiert und daher zu dessen Normierung genutzt wird, sind mit über 7 % auf dem Schelf sowie im gesamten östlichen Bellingshausenmeer erhöht (Abb. 4.5.). Im übrigen Untersuchungsgebiet schwanken die Al-Anteile nur wenig zwischen 4 und 7 %.

Die Verteilung von biogenem Barium ähnelt der Ba_{ges} -Verteilung (Abb. 4.6.). Im tiefen Amundsen- und im westlichen Bellingshausenmeer sind die Ba_{bio} -Gehalte mit Schwankungen zwischen 1000 und 1900 ppm am höchsten. Dagegen liegen sie im östlichen Bellingshausenmeer überwiegend unter 1000 ppm.

Ba_{bio} eignet sich aufgrund seiner Lösungsresistenz besonders als Produktionsindikator (Dehairs et al. 1992, Dymond et al. 1992, Gingele & Dahmke 1994). Beim Abbau organischer Substanz während des Absinkens durch die Wassersäule wird labiler Schwefel innerhalb von Mikromilieus zu Sulfat aufoxidiert und zusammen mit im Meerwasser gelösten Barium in Form von Baryt ausgefällt (Dehairs et al. 1980, 1992; Bishop 1988). Diese authigenen, 0,5 bis 5 μm großen Barytkristalle repräsentieren die Hauptphase des an Biogenpartikel gebundenen Bariumeintrags ins Sediment, den restlichen Eintrag stellt Barium aus Opal- und Kalzitgerüsten sowie aus organischem Material.

Der terrigene Bariumeintrag wurde in der vorliegenden Arbeit mit einem regionalen Ba/Al-Verhältnis von 0,0043 normiert, welches deutlich vom durchschnittlichen Ba/Al-Verhältnis in der Erdkruste ($\approx 0,0086$ nach Rösler & Lange 1972) abweicht. Die Verwendung eines höheren Ba/Al-Verhältnisses hätte bei Oberflächenproben nahe der vulkanischen Peter-I.-Insel und ebenso bei Proben der Sedimentabfolge an der Station PS1565 (Kap. 5.2.3.), deren Hinterland vom magmatische Bogen der Antarktischen Halbinsel gebildet wird, zu negativen Ba_{bio} -Gehalten geführt. Für alle übrigen Sedimentproben des Arbeitsgebietes hätte die Verwendung eines höheren Normierungsfaktors ($Ba/Al \geq 0,0061$) ausgereicht. Niedrige Ba/Al-Verhältnisse sind typisch für basaltische Gesteine ($Ba/Al \approx 0,0042$ nach Rösler & Lange 1972). Der terrigene Bariumeintrag variiert im Arbeitsgebiet offenbar stark mit der Hinterlandgeologie. Auf eine Normierung mit lokalen Faktoren mußte allerdings verzichtet werden, weil die jeweiligen Liefergebiete nicht ausreichend voneinander abgegrenzt werden konnten. Folglich könnte die Normierung aller untersuchten Proben mit dem Ba/Al-Verhältnis 0,0043 zu einer generellen Überschätzung der

4. Sedimente der Oberflächenproben

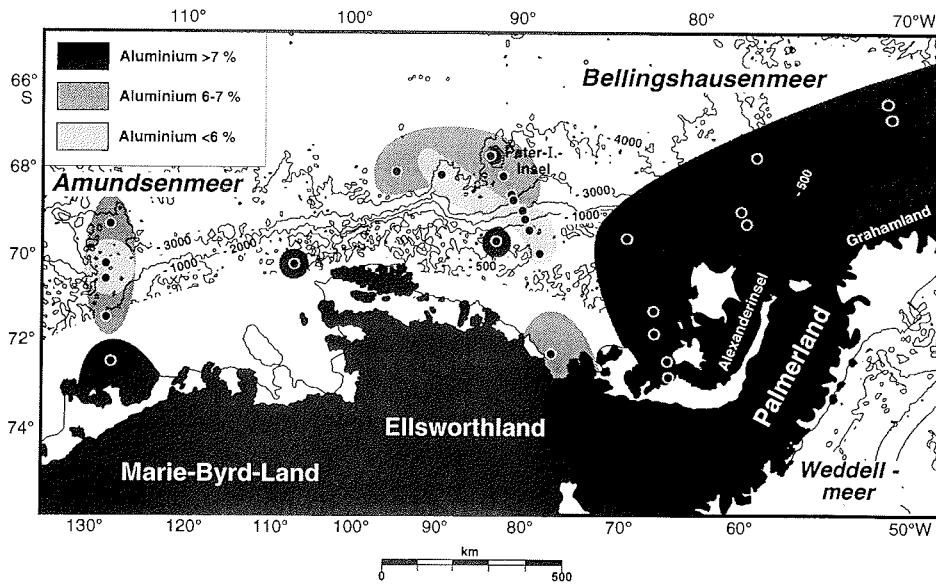


Abb. 4.5.: Verteilungskarte des Aluminiumgehalts in Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer.

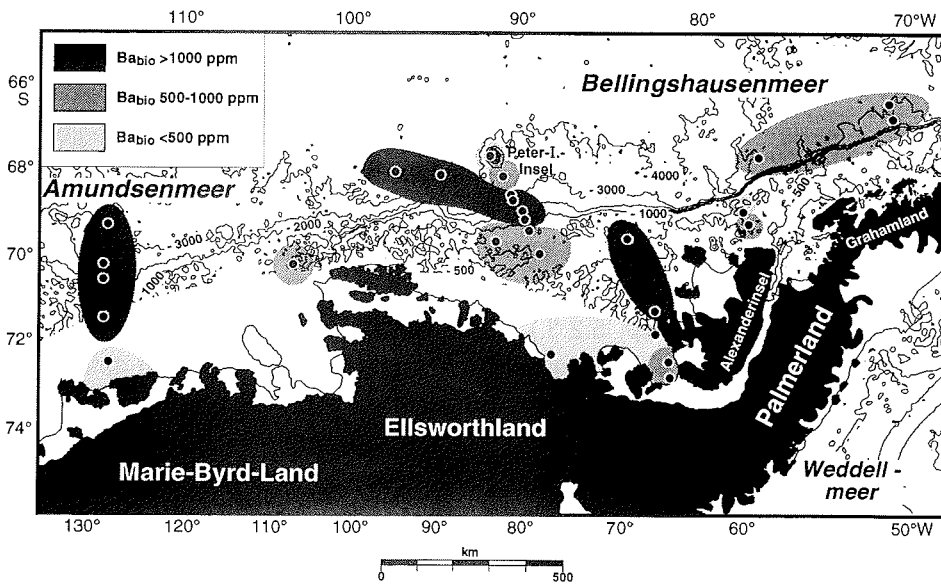


Abb. 4.6.: Verteilungskarte des Gehalts an biogenem Barium in Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer.

Ba_{bio}-Gehalte in den Sedimenten des Amundsen- und des westlichen Bellingshausenmeeres und zu einer entsprechenden Unterschätzung der Ba_{bio}-Gehalte in den Sedimenten des östlichen Bellingshausenmeeres und nahe der Peter-I.-Insel geführt haben.

4.2. Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverhältnisse der karbonatfreien Oberflächensedimente werden von Silt und Ton dominiert, streuen aber im gesamten Arbeitsgebiet über einen sehr weiten Bereich. Im zentralen Amundsen- und im westlichen Bellingshausenmeer führen die Oberflächensedimente aus der Tiefsee - unter 1000 m Wassertiefe - häufig mehr Kies, während im östlichen Bellingshausenmeer die Sedimente oberhalb von 1000 m Wassertiefe erhöhte Sandgehalte aufweisen (Abb. 4.7.).

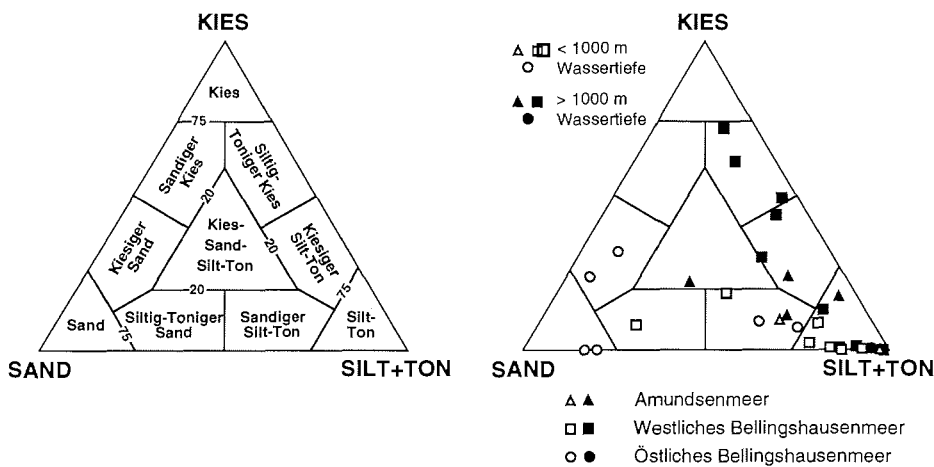


Abb. 4.7.: Korngrößenverteilung der entkarbonatisierten Oberflächensedimente aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (rechts) im Kies- (>2000 µm), Sand- (63–2000 µm), Silt plus Ton- (<63 µm) Dreieck (Benennung nach Shepard 1954, links).

Weil einzelne, große "dropstones" bei den geringen Volumina der Korngrößenproben die in Gew.% ausgedrückte Kiesfraktion überproportional ansteigen lassen, wurden in den Verteilungskarten (Abb. 4.8. bis 4.10.) ausschließlich die Sand/Silt/Ton-Verhältnisse dargestellt. Erhöhte Sandgehalte (>20 Gew.%) sind am äußeren Schelf und Kontinentalhang des gesamten Untersuchungsgebietes zu beobachten (Abb. 4.8.). Der mittlere und äußere Schelf vor Grahamland fällt durch besonders hohe Sandgehalte (>60 Gew.%) auf. Die Siltanteile sind im Bellings-

4. Sedimente der Oberflächenproben

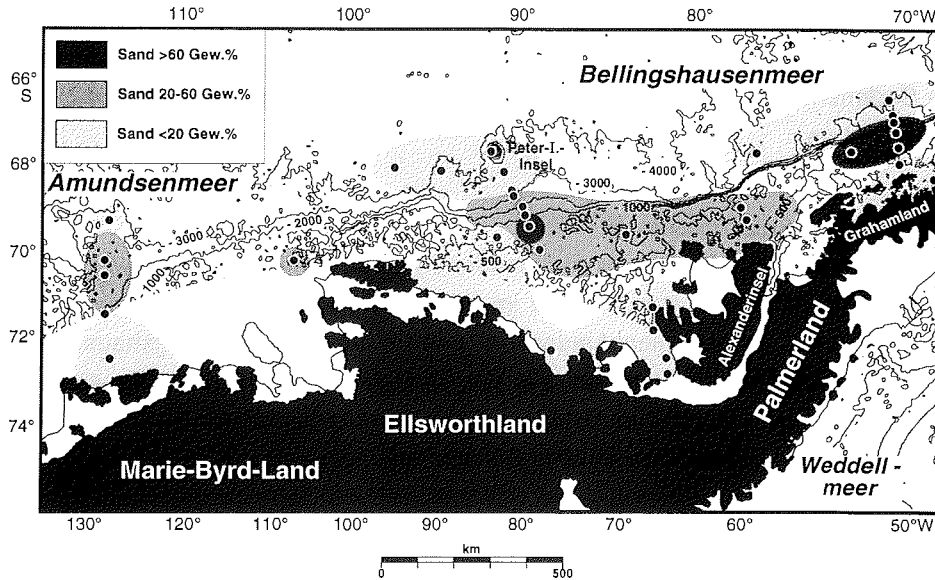


Abb. 4.8.: Verteilungskarte des Sandgehalts (63–2000 μm) in entkarbonatisierten Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (B. Diekmann u. G. Kuhn, unveröff. Daten).

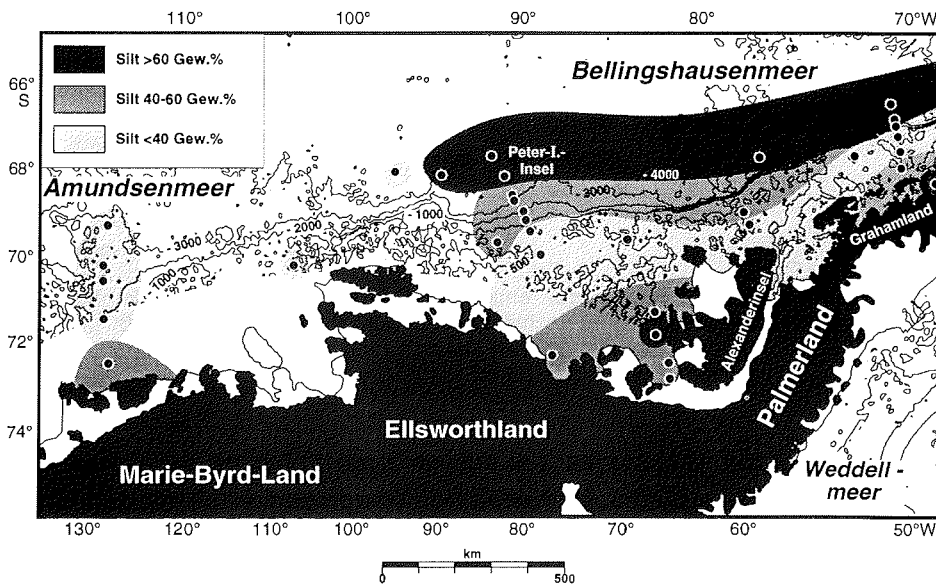


Abb. 4.9.: Verteilungskarte des Siltgehalts (2–63 μm) in entkarbonatisierten Oberflächensedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (B. Diekmann u. G. Kuhn, unveröff. Daten).

4. Sedimente der Oberflächenproben

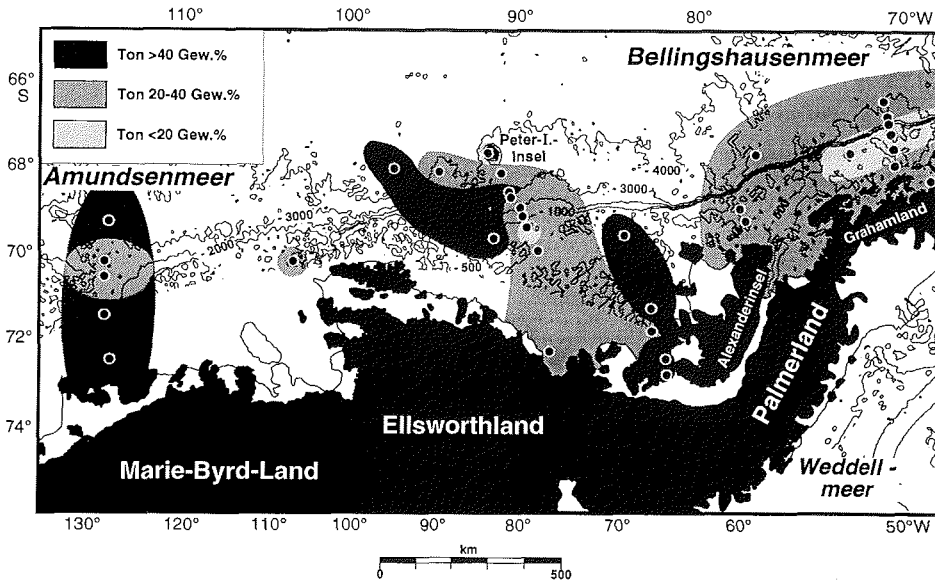


Abb. 4.10.: Verteilungskarte des Tongehalts (<2 μm) in entkarbonatisierten Oberflächen-sedimenten aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (B. Diekmann u. G. Kuhn, unveröff. Daten).

hausenmeer erhöht, wobei sie ihre Maximalgehalte mit über 60 Gew.% am unteren Kontinentalfuß erreichen (Abb. 4.9.). Im Vergleich dazu sind die Tonanteile mit Gehalten unter 60 Gew.% im gesamten Arbeitsgebiet etwas niedriger (Abb. 4.10.). Im Amundsenmeer und auf dem Schelf direkt westlich der Alexanderinsel enthalten vereinzelte Sedimentproben über 40 Gew.% Ton.

4.3. Tonmineralverteilung

Tonmineralogisch erweisen sich die Sedimente im Bellingshausen- und Amundsenmeer als sehr heterogen. Die Smektitanteile variieren im Untersuchungsgebiet hauptsächlich zwischen 20 und 35 %TM (%TM = prozentualer Anteil an allen Tonmineralen) (Abb. 4.11.). Smektit stellt somit eine Hauptkomponente der Tonmineral-Vergesellschaftung dar. Im äußersten NE erreichen die Smektitanteile einzelner Proben Werte über 40 %TM, was auf eine Smektitquelle in diesem Gebiet bzw. östlich davon hinweist. Zwei weitere lokale Smektitquellen stellen die Südwestküste der Alexanderinsel und besonders die Peter-I.-Insel dar. In einer Oberflächenprobe vom Schelf dieser Vulkaninsel wurde mit 81 %TM der mit Abstand höchste Smektitanteil gemessen. Der Illitanteil dieser Probe beträgt 12 %TM, ansonsten stellt Illit mit Anteilen von 20–70 %TM die zweite tonminera-

4. Sedimente der Oberflächenproben

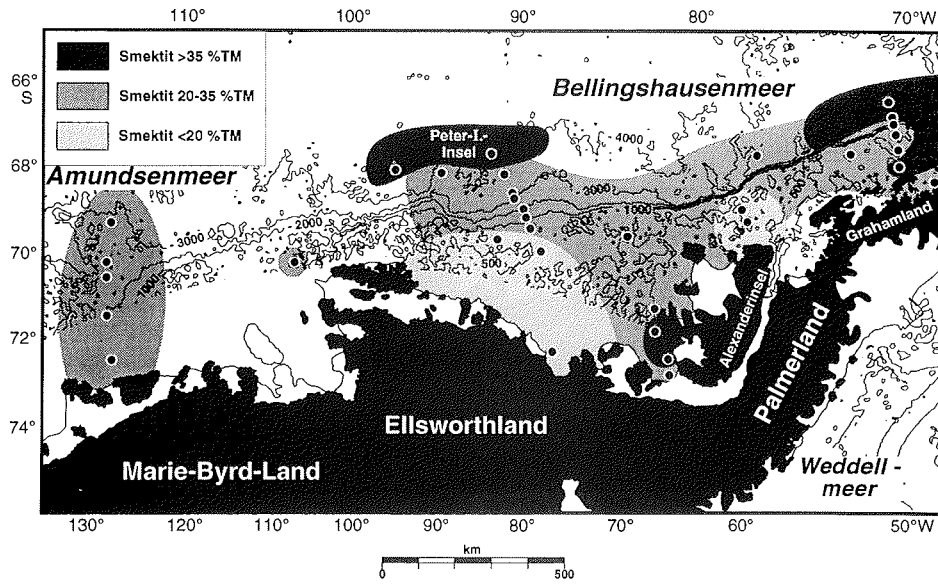


Abb. 4.11.: Verteilungskarte des Smektitanteils in der Tonfraktion entkarbonatisierter Oberflächensedimente aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (B. Diekmann, unveröff. Daten; Petschick et al. 1996).

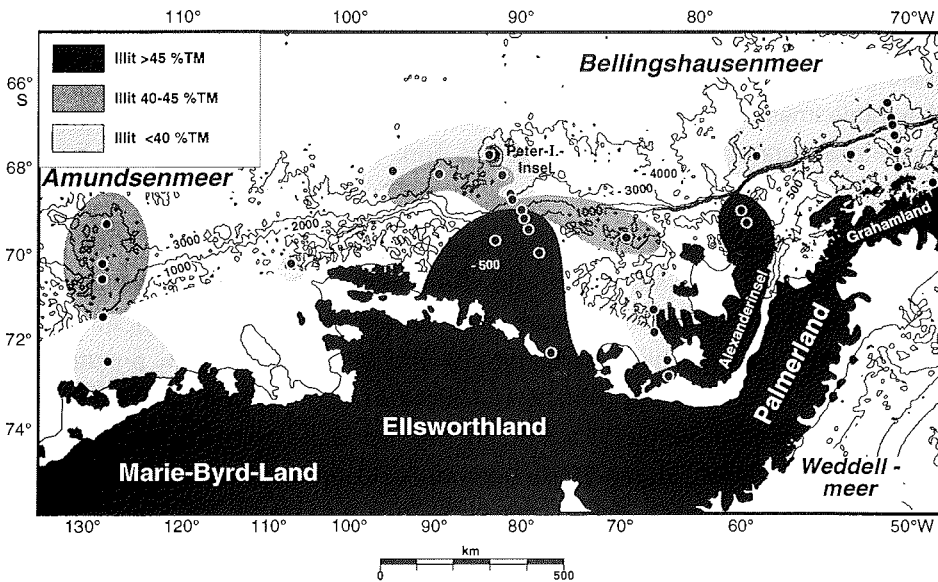


Abb. 4.12.: Verteilungskarte des Illitanteils in der Tonfraktion entkarbonatisierter Oberflächensedimente aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (B. Diekmann, unveröff. Daten; Petschick et al. 1996).

4. Sedimente der Oberflächenproben

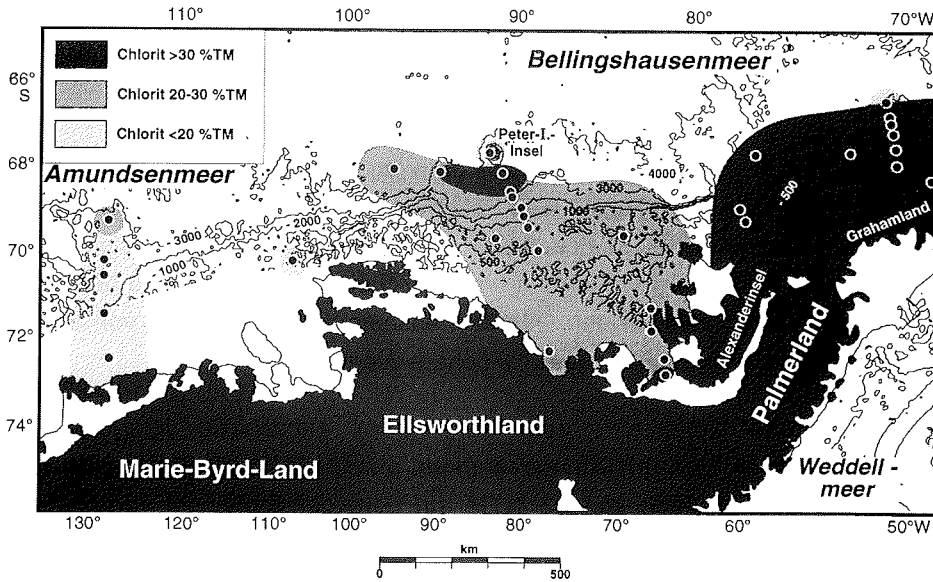


Abb. 4.13.: Verteilungskarte des Chloritanteils in der Tonfraktion entkarbonatisierter Oberflächensedimente aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (B. Diekmann, unveröff. Daten; Petschick et al. 1996).

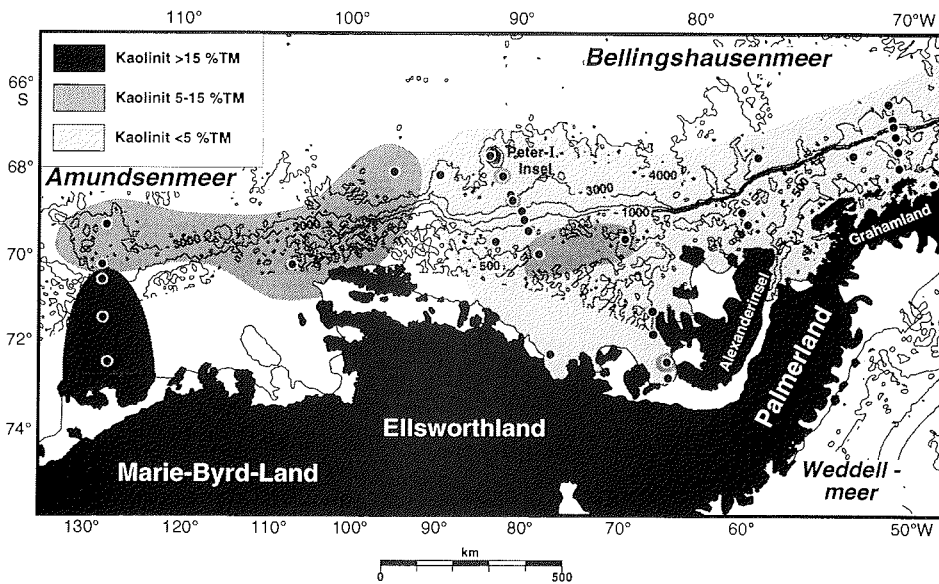


Abb. 4.14.: Verteilungskarte des Kaolinitanteils in der Tonfraktion entkarbonatisierter Oberflächensedimente aus Amundsen- und Bellingshausenmeer (B. Diekmann, unveröff. Daten; Petschick et al. 1996).

4. Sedimente der Oberflächenproben

logische Hauptkomponente im Arbeitsgebiet (Abb. 4.12.). Maximalgehalte über 70 %TM finden sich auf den Schelfarealen vor Ellsworthland und nordnordöstlich der Alexanderinsel.

Die Chloritanteile der Oberflächensedimente im östlichen Bellingshausenmeer schwanken zwischen 28 %TM auf dem Kontinentalfuß und 51 %TM auf dem Schelf (Abb. 4.13.). Im zentralen Amundsenmeer dagegen enthalten die meisten Proben weniger als 20 %TM Chlorit. Auf dem breiten Schelf vor Ellsworthland beträgt der Chloritanteil 20–30 %TM, in den Oberflächensedimenten unterhalb von 3000 m Wassertiefe erreicht er mit über 30 %TM höhere Werte.

Der Kaolinitanteil zeigt eine zum Chloritanteil annähernd spiegelbildliche Verteilung (Abb. 4.14.). Im Amundsenmeer nimmt der verhältnismäßig hohe Kaolinitanteil systematisch von 23 %TM auf dem der Sipleinsel vorgelagerten Schelf auf 14 %TM am Kontinentalfuß ab. Die Oberflächensedimentprobe vom äußeren Schelf direkt nördlich der Pineinsel-Bucht enthält mit 15 %TM ebenfalls viel Kaolinit, dagegen ist das gesamte Bellingshausenmeer durch deutlich geringere Kaolinitanteile <7 %TM charakterisiert.

5. SEDIMENTABFOLGEN AN DEN KERNSTATIONEN

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten, bis zu 12 m langen Sedimentabfolgen der Kernstationen wurden während der "Polarstern"-Expeditionen ANT-VI/2 (Fütterer 1988) und ANT-XI/3 (Miller & Grobe 1995) mit dem Schwerelot gezogen. Die Lokationen der Kernpositionen und der jeweilige Kerngewinn sind der Tabelle 5.1. und der Abbildung 2.2. zu entnehmen. Einen Überblick über die an den Sedimentabfolgen durchgeführten Untersuchungen und die jeweilige Probenanzahl gibt Tabelle 5.2.. Die Probenahme, -aufbereitung und -analyse ist als Flußdiagramm in Abbildung 5.1. dargestellt

Tab. 5.1.: Geographische Lage der Kernpositionen und jeweiliger Kerngewinn

Kernstation	Expedition	Breite	Länge	Wassertiefe	Kerngewinn
PS1565	ANT-VI/2	63°54,5' S	69°30,5' W	3427 m	11,71 m
PS2547	ANT-XI/3	71°09,0' S	119°55,1' W	2096 m	8,76 m
PS2548	ANT-XI/3	70°47,8' S	119°30,4' W	2649 m	11,94 m
PS2549	ANT-XI/3	70°20,7' S	118°49,7' W	2841 m	9,67 m
PS2550	ANT-XI/3	69°52,5' S	118°13,3' W	3109 m	8,28 m
PS2551	ANT-XI/3	69°48,9' S	117°01,5' W	3278 m	10,83 m
PS2553	ANT-XI/3	69°29,6' S	97°26,3' W	4300 m	10,00 m

Neben den Abfolgen der mit dem Schwerelot gewonnenen, langen Sedimentkerne aus dem zentralen Amundsenmeer (Stationen PS2547 bis PS2551) und dem westlichen Bellingshausenmeer (Station PS2553) wurden an den Stationen PS2547, PS2548 und PS2550 zusätzlich die Abfolgen der mit dem Multicorer gewonnenen, bis zu 40 cm langen Kurzkerne analysiert. Die CaCO_3 -Kurven der Abfolgen aus den Kurzkerne wurden mit den CaCO_3 -Kurven der Abfolgen aus den langen Sedimentkernen korreliert, um mögliche Oberflächen-Verluste bei der Probenahme mit dem Schwerelot zu ermitteln. Sie betragen beim Schwerelotkern an der Station PS2547 ca. 4 cm und bei den Schwerelotkernen der Stationen PS2548 und PS2550 jeweils ca. 3 cm. Die Sedimentparameter der Ablagerungen dieser Stationen wurden unter der Verwendung der vorliegenden Kurzkerne-Daten gegen eine korrigierte Sedimenttiefe (= Summe aus der Kerntiefe im Schwerelotkern und der Mächtigkeit des fehlenden Oberflächensediments) aufgetragen.

Zur Rekonstruktion der Paläoproduktivität im östlichen Bellingshausenmeer wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit an der bereits von Hillenbrand (1994) sedimentologisch bearbeiteten Abfolge an der Kernstation PS1565 zusätzlich

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

Tab. 5.2.: Probenanzahl und untersuchte sedimentologische, geochemische und sedimentphysikalische Parameter (X: kontinuierliche Messungen an der gesamten Sedimentabfolge in 1 cm-Intervallen). Referenzen: a) Kuhn, unveröff. Daten; b) Diekmann, unveröff. Daten; c) Petschick et al. (1996); d) Hillenbrand (1994); e) Niessen, unveröff. Daten.

Sedimentparameter	Oberflächenproben	PS1565	PS2547	PS2548
Magnetische Suszeptibilität	—	X ^d	X ^e	X ^e
P-Wellengeschwindigkeit	—	—	X ^e	X ^e
Feuchtraumdichte MSCL	—	—	X ^e	X ^e
IRD-Zählung	—	X ^d	X	X
Wassergehalt, Sedimentdichten	—	108 ^d	180	116
Korngrößenverhältnisse	34 ^{a,b}	108 ^d	178	116
CaCO ₃ -, C _{org} -Gehalt	28 ^a	108 ^d	180	116
Opalgehalt	28 ^a	62 ^d	—	—
Tonmineralverteilung	34 ^{b,c}	107	179	114
Haupt-, Spurenelemente	28	61	—	—
Komponentenanalyse (63–2000 µm)	—	108 ^d	—	—
Stabile Isotope (plankt. Foraminiferen)	—	64 ^d	158	61
Stabile Isotope (benth. Foraminiferen)	—	—	145	—
Sedimentparameter	PS2549	PS2550	PS2551	PS2553
Magnetische Suszeptibilität	X ^e	X ^e	X ^e	X ^e
P-Wellengeschwindigkeit	X ^e	X ^e	X ^e	X ^e
Feuchtraumdichte MSCL	X ^e	X ^e	X ^e	X ^e
IRD-Zählung	X	X	X	X
Wassergehalt, Sedimentdichten	109	92	121	140
Korngrößenverhältnisse	109	92	121	139
CaCO ₃ -, C _{org} -Gehalt	109	92	121	140
Opalgehalt	—	—	77	140
Tonmineralverteilung	109	90	121	138
Haupt-, Spurenelemente	—	—	66	35
Komponentenanalyse (63–2000 µm)	—	—	121	—
Stabile Isotope (plankt. Foraminiferen)	109	89	117	—
Stabile Isotope (benth. Foraminiferen)	—	—	—	—

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

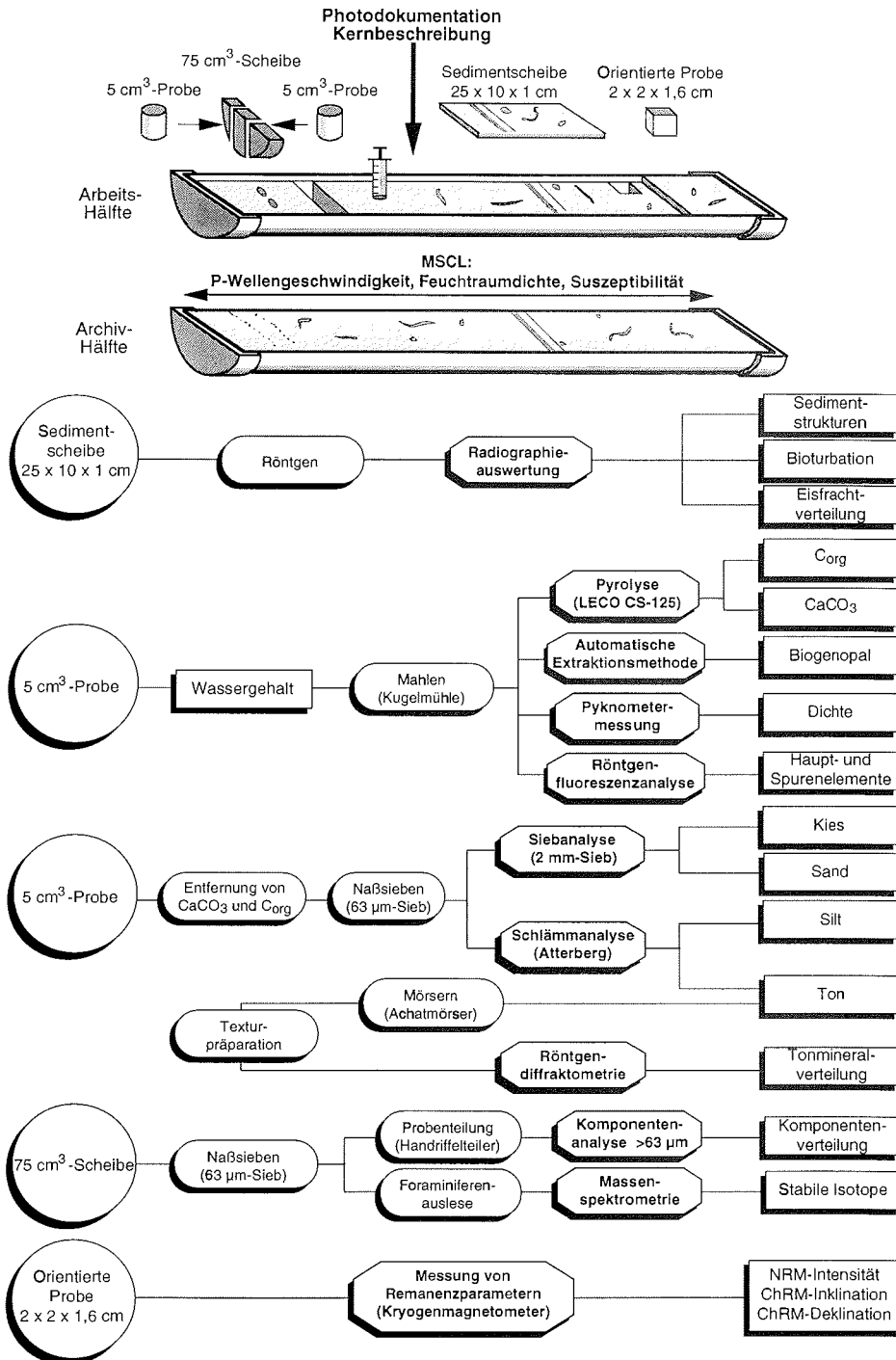


Abb. 5.1.: Arbeitsschema zur Probennahme und zur sedimentologischen Bearbeitung.

Haupt- und Spurenelemente untersucht. Darüber hinaus wurden die Sedimente an dieser Kernposition für die Rekonstruktion von Liefergebieten des terrigenen Detritus tonmineralogisch analysiert. Im folgenden Kapitel werden ausschließlich die tonmineralogischen und geochemischen Daten der Abfolge an der Station PS1565 beschrieben. In Bezug auf die übrigen Sedimentparameter sei auf die graphische Darstellung in den Abbildungen 5.9. und 5.23. sowie auf Hillenbrand (1994) verwiesen.

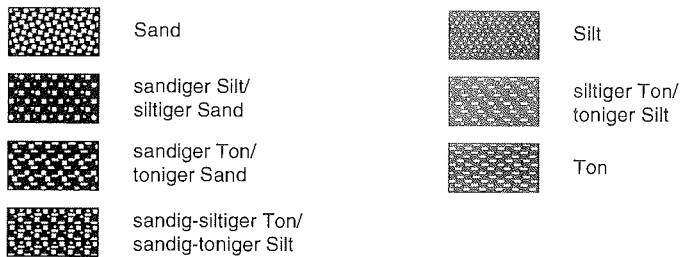
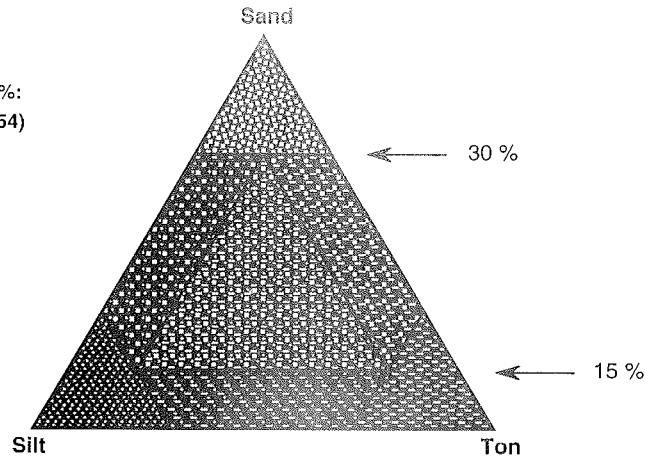
5.1. Lithologie, Sedimentfarbe und Sedimentstrukturen

ZENTRALES AMUNDSENMEER

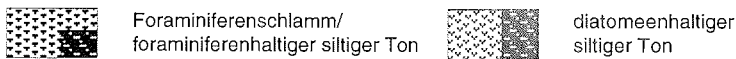
Die Sedimente der Kernstationen vom Kontinentalfuß (PS2548, PS2549, PS2550, PS2551) bestehen aus einer Wechsellagerung von terrigenen siltigen Tonen mit foraminiferenhaltigen siltigen Tonen bzw. Foraminiferenschlämmen. Detritus in Kies- und Sandkorngrößen ist nur untergeordnet enthalten (Abb. 5.4. bis 5.7.). Die rein terrigenen Kernabschnitte erreichen Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern und weisen dunkle Farbtöne auf, wobei das Farbenspektrum von grau (5Y4/1) über olivgrau (5Y3/2) bis graubraun (2.5Y4/2) reicht (Munsell Soil Color Charts 1975). In Radiographien ist eine meist deutlich ausgeprägte Feinlaminiierung zu erkennen. Sie wird durch eine Wechsellagerung von homogenen, bis zu wenigen Zentimetern dicken siltigen Tonen mit <2 mm dünnen siltreichen Lagen verursacht. In die Laminite sind gelegentlich siltige und sandig-siltige Horizonte mit Schichtdicken von mehreren Millimetern bis maximal 8 cm eingeschaltet. Diese grobklastischen Lagen, die in den mächtigen Laminitabfolgen der Stationen PS2548 und PS2551 besonders häufig auftreten, sind von den liegenden und hangenden Sedimenten durch in der Regel plan-parallel verlaufende Schichtflächen scharf abgegrenzt. Wellig-parallele oder erosive Schichtgrenzen kommen nur untergeordnet vor. Die Silt- und Sandlagen sind meist horizontal geschichtet, vereinzelt zeigen sie aber auch tabulare Schrägschichtung sowie Kolkmarken an der Basis. Eine Gradierung ist selten erkennbar. Belastungsmarken und Wickelschichtung belegen frühdiagenetische Entwässerung. Die siltig-sandigen Lagen enthalten ausschließlich terrigene Komponenten. Lediglich an der Kernposition PS2549 sind zwischen 568 cm und 560 cm sowie zwischen 558 cm und 553 cm Teufe zwei foraminiferenhaltige, horizontal geschichtete, gradierte Sandlagen mit erosiven Schichtunterseiten eingeschaltet. Dicke Sandlinsen zeichnen keine primären Sedimentstrukturen nach, sondern sind das Ergebnis von Sedimentdeformation bei der Probennahme mit dem Schwerelot (Melles 1991).

Kernbeschreibung:

Lithologie:
biogene Komponenten 0-15 %:
(verändert nach Shepard 1954)



Lithologie:
biogene Komponenten > 15 %:



Struktur:



Abb. 5.2.: Legende zu den Kernbeschreibungen in Abbildungen 5.3. bis 5.9. und 5.17. bis 5.23.

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

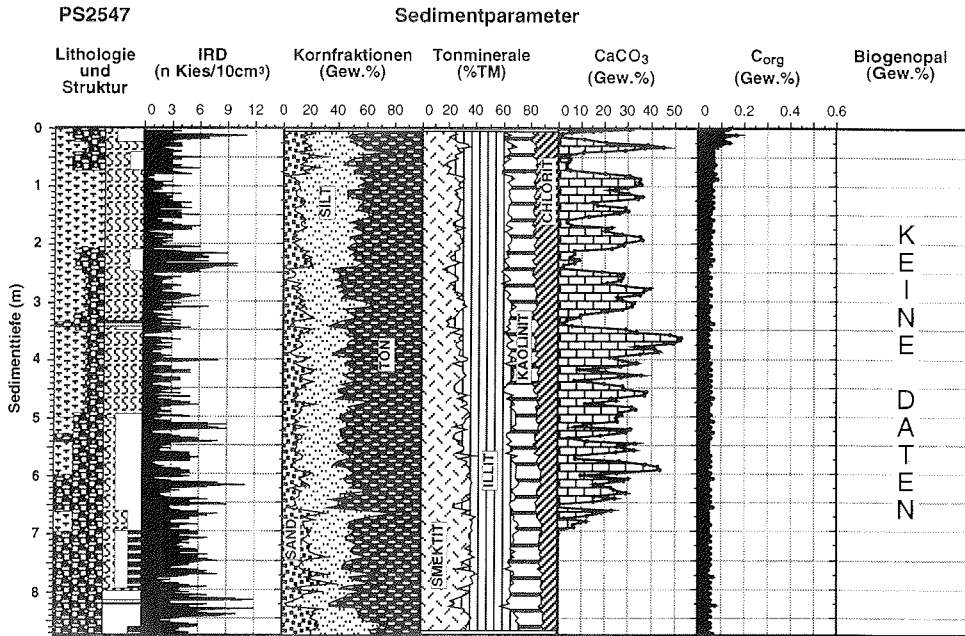


Abb. 5.3.: Lithologie, Struktur, sedimentologische, tonmineralogische und geochemische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2547 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

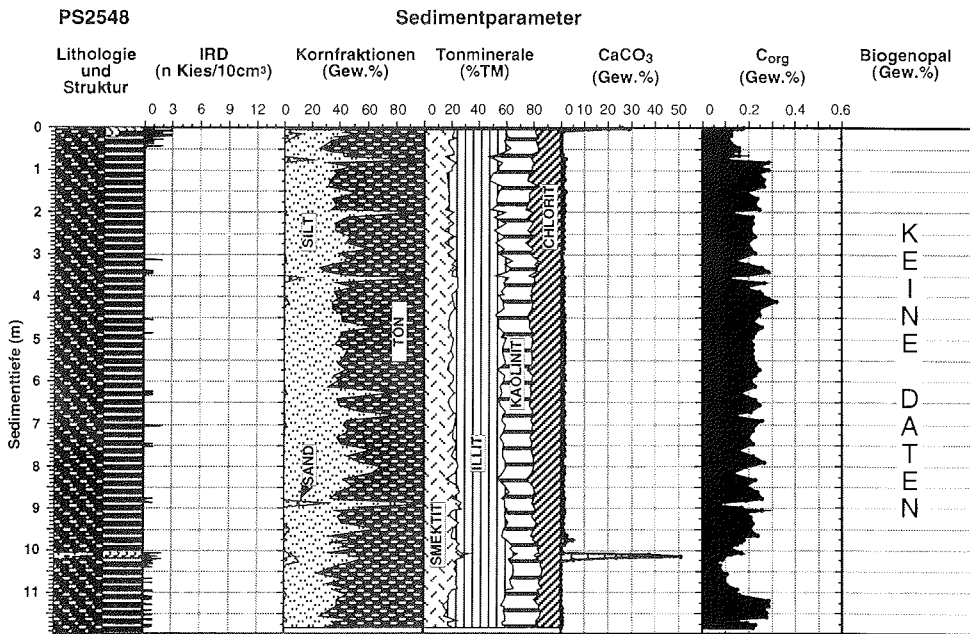


Abb. 5.4.: Lithologie, Struktur, sedimentologische, tonmineralogische und geochemische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2548 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

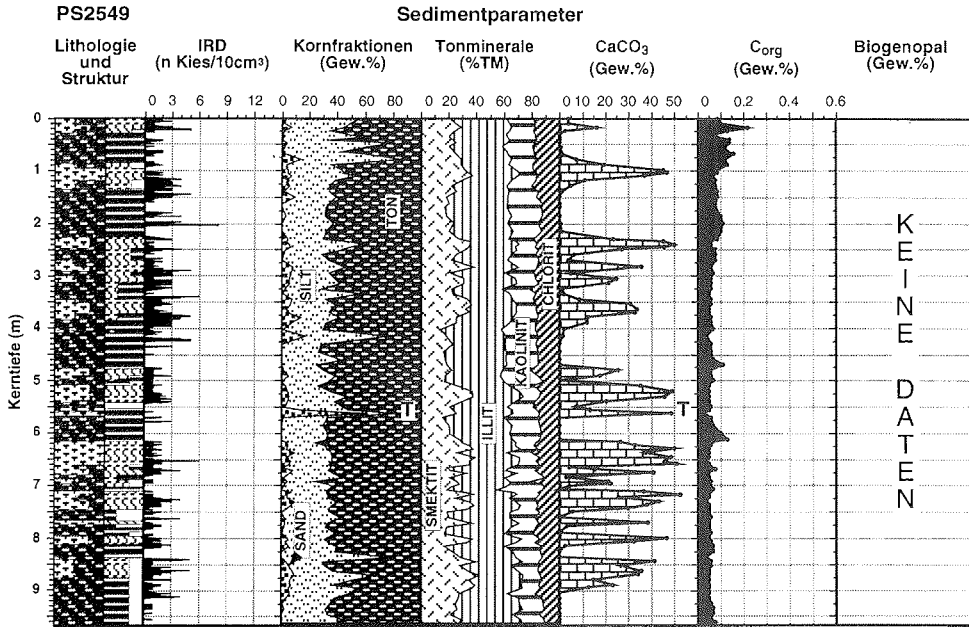


Abb. 5.5.: Lithologie, Struktur, sedimentologische, tonmineralogische und geochemische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2549 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.). T: Turbidit

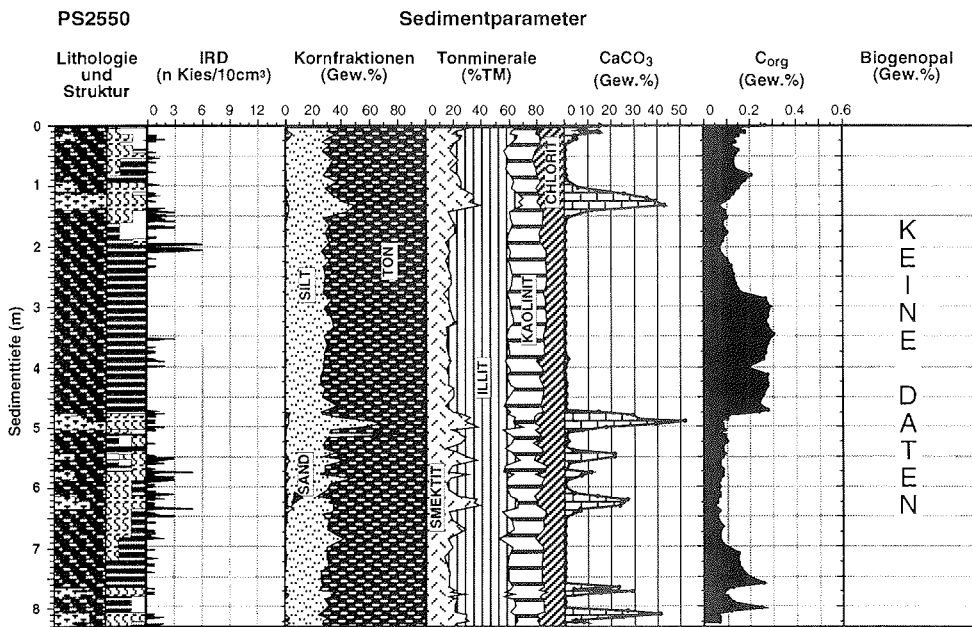


Abb. 5.6.: Lithologie, Struktur, sedimentologische, tonmineralogische und geochemische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2550 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

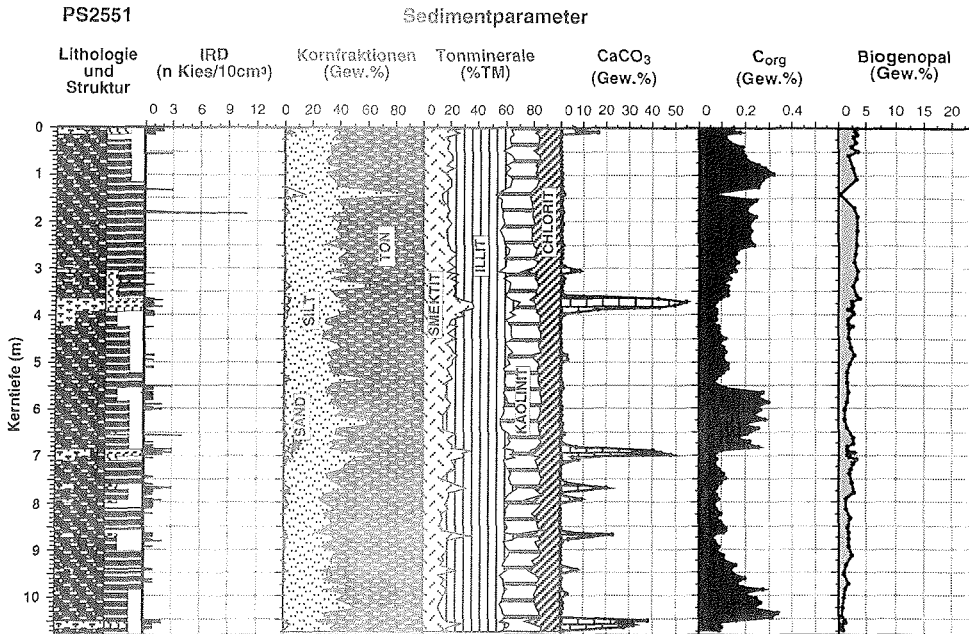


Abb. 5.7.: Lithologie, Struktur, sedimentologische, tonmineralogische und geochemische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2551 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

Anhand der genannten Merkmale können die grobkörnigen Lagen als Turbidite interpretiert werden (Pickering et al. 1989).

Die foraminiferenhaltigen siltigen Tone und die Foraminiferenschlämme der Kernstationen vom Kontinentalfuß sind - einschließlich der Übergangszonen zu den terrigenen Liegend- und Hangendsedimenten - zwischen 10 cm und 75 cm mächtig (Abb. 5.4. bis 5.7.). Foraminiferenhaltige siltige Tone bilden jeweils auch die oberflächennahen Kernabschnitte. Die Foraminiferenfauna besteht nahezu ausschließlich aus der planktischen Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral. Die foraminiferenreichen Horizonte unterscheiden sich von den laminierten Kernabschnitten durch eine hellere olive (5Y4/3, 5Y5/3) bis bräunliche (2.5Y4/3, 2.5Y5/3), gelegentlich auch grüngraue (5G5/1, 5GY5/1) Färbung und durch einen geringfügig höheren Gehalt an dispers verteilten, detritischen Sand- und Kieskomponenten. Im Gegensatz zu den Feinlaminiten sind die foraminiferenhaltigen Ablagerungen gering bis stark bioturbiert. Als Spurentypen konnten *Planolites* und *Chondrites* identifiziert werden.

Die basalen 1,8 m der Sedimentabfolge an der Kernposition PS2547 setzen sich aus rein terrigenen, sandig-siltigen Tonen zusammen (Abb. 5.3.). Die Abfolge besteht oberhalb von 700 cm Teufe aus olivbraunen, mäßig bis stark durchwühlten, foraminiferenhaltigen, siltigen Tonen und Foraminiferenschlämmen mit einem - im Vergleich zu den Stationen vom Kontinentalfuß - wesentlich höheren Anteil an detritischem Sand und Kies. Deutliche Lamination ist nur zwischen 332 und 341 cm Sedimenttiefe erkennbar.

WESTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

Die Sedimentabfolge der Kernposition PS2553 besteht aus laminierten, detritischen, siltigen Tonen im Wechsel mit bioturbaten, diatomeenhaltigen, siltigen Tonen (Abb. 5.8.). Die grauen (5Y5/1), olivgrauen (5Y4/2, 5Y5/2), oliven (5Y5/3) und grüngrauen (5GY4/1) Feinlaminite erreichen maximal 3 m Mächtigkeit und ähneln in ihrer Textur und Zusammensetzung sehr stark denen aus dem Amundsenmeer. Einschaltungen von mehreren Millimetern bis wenigen Zentimetern mächtigen, siltigen und sandig-siltigen Lagen mit Horizontal- und Schrägschichtung, welche als Turbidite interpretiert werden, sind jedoch häufiger.

Die olivgrauen (5Y5/2) bis gelblich braunen (10YR4/4) diatomeenhaltigen siltigen Tone besitzen Mächtigkeiten zwischen 10 cm und 60 cm. Die Schichtgrenzen zu den Laminiten im Liegenden und Hangenden sind als Übergangszonen entwickelt. Dispers verteilte Kieskörner sind innerhalb der diatomeenhaltigen Horizonte häufiger als in den feinlaminierten Abfolgen. Die Sedimente der Station PS2553 führen nur im oberflächennahen Abschnitt bis 80 cm Teufe kalkige Foraminiferen.

5.2. Paläoproduktivitäts-Indikatoren

Als Proxidaten für die biologische Produktion im Oberflächenwasser wurden die Anteile an organisch und anorganisch gebundenem Kohlenstoff in den Abfolgen aller Kernstationen und die Biogenopalgehalte sowie die Ba_{bio} -Anteile in den Sedimenten der Stationen PS2551, PS2553 und PS1565 ermittelt. In spätquartären Ablagerungen aus dem Südpolarmeer hat sich biogenes Barium aufgrund seiner Lösungsresistenz als verlässlichster Paläoproduktivitäts-Anzeiger erwiesen (Shimmield et al. 1994, Nürnberg et al. 1997, Bonn et al. 1998). Ein Vergleich der Ba_{bio} -Gehalte mit den anderen Paläoproduktivitäts-Indikatoren wird in Kap. 5.2.3. vorgenommen.

5.2.1. Gehalte an Kalziumkarbonat und organischem Kohlenstoff

ZENTRALES AMUNDSENMEER

Die bioturbierten, foraminiferenreichen Abschnitte in den Sedimentabfolgen aus dem Amundsenmeer spiegeln sich in erhöhten Kalziumkarbonatgehalten wider (Abb. 5.3. bis 5.7.). Anhand der zyklisch eingeschalteten Karbonatlagen lassen sich die Abfolgen des Profils miteinander parallelisieren (Abb. 6.5.). Die gute Korrelation zwischen CaCO_3 -Anteil und dem Ba_{bio} -Gehalt in der Sedimentabfolge an der Station PS2551 (Abb. 5.11.) belegt, daß das primäre Karbonatsignal nicht durch Kalzitlösung überprägt wurde.

In den Sedimentabfolgen vom Kontinentalfuß des Amundsenmeeres variieren die CaCO_3 -Gehalte sehr stark (Abb. 5.4. bis 5.7., 5.11.). Innerhalb der 10 bis 75 cm mächtigen foraminiferenhaltigen Abschnitte betragen die Karbonatanteile zwischen 10 und 50 Gew.% und sind damit für Sedimente vom antarktischen Kontinentalrand außergewöhnlich hoch. Die Oberflächensedimente des Profils bestehen zu 16 bis 30 Gew.% aus CaCO_3 . Die feinlaminierten Horizonte in den Ablagerungen vom Kontinentalfuß enthalten weniger als 2 Gew.% Kalziumkarbonat. In der Sedimentabfolge an der Station PS2549 stellen zwei in die Laminite eingeschaltete, kalkige Turbidite (zwischen 568 cm und 560 cm sowie zwischen 558 cm und 553 cm Kerntiefe) eine auffällige Besonderheit dar (Abb. 5.5.). Sie setzen sich sowohl aus terrigenen Sandkörnern als auch aus kalkigen Foraminiferenschalen zusammen, so daß die entsprechenden CaCO_3 -Anteile 49 bzw. 14 Gew.% betragen. Die Sedimente der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 führen - ähnlich wie diejenigen der Station PS2549 - in den basalen Abschnitten überhaupt kein CaCO_3 (Abb. 5.3.). Oberhalb von 700 cm Teufe dagegen enthält die Abfolge an der Kernposition PS2547 nahezu durchgängig Kalziumkarbonat, wobei die Maximalgehalte der einzelnen Karbonatlagen hauptsächlich zwischen 30 und 40 Gew.% schwanken.

Die CaCO_3 -Gehalte in den Sedimenten aus dem zentralen Amundsenmeer gehen in der Regel auf das Vorkommen von Gehäusen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* zurück. Auf Abweichungen zwischen dem CaCO_3 -Anteil des Gesamtsediments und der Häufigkeit von *N. pachyderma* in der Sandfraktion wird in Kapitel 5.5.1. eingegangen. Andere planktische Foraminiferenarten, kalkig-benthische Foraminiferen sowie Ostrakoden sind in den Ablagerungen in äußerst geringer Zahl vorhanden und tragen somit zum CaCO_3 -Gehalt des Gesamtsediments nur unwesentlich bei (Kap. 5.5.1.). Kalkige Nannofossilien konnten in "smear slides" nicht nachgewiesen werden. Vom Festland eingetragenes

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

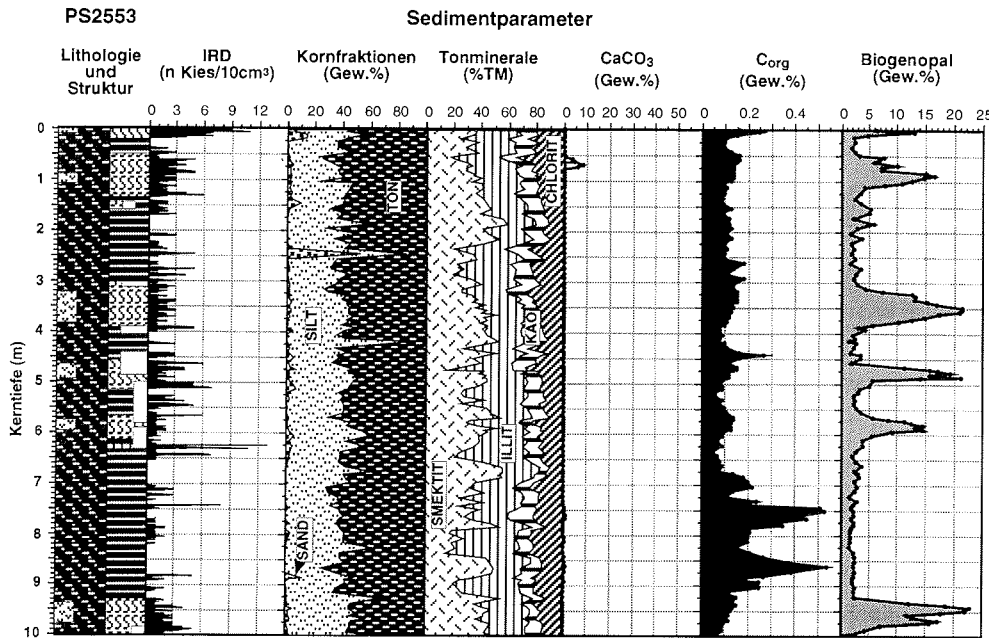


Abb. 5.8.: Lithologie, Struktur, sedimentologische, tonmineralogische und geochemische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

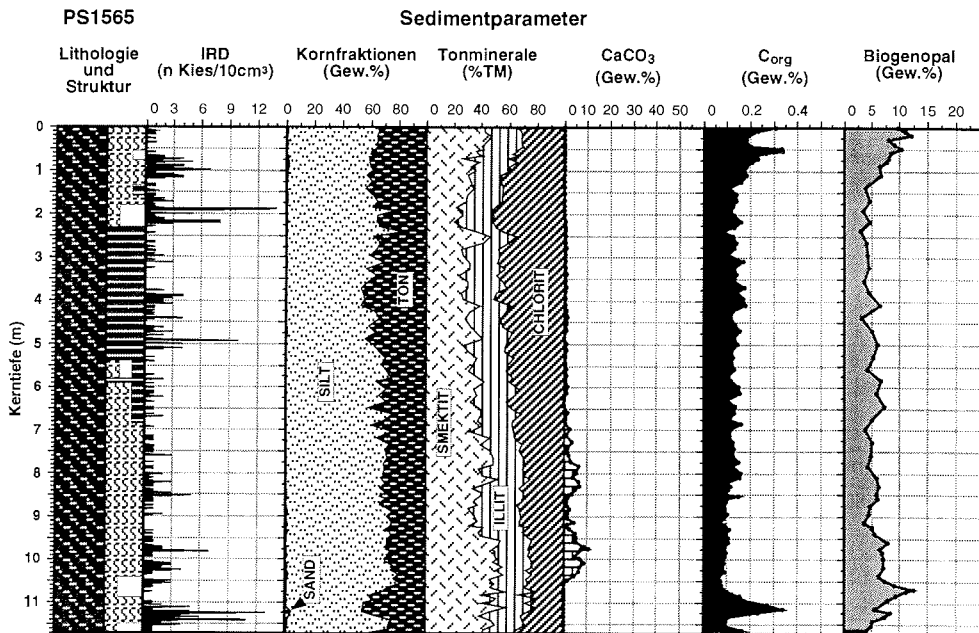


Abb. 5.9.: Lithologie, Struktur, sedimentologische, tonmineralogische und geochemische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS1565 aus dem östlichen Bellingshausenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

detritisches Kalziumkarbonat ist zu vernachlässigen, weil bei der Analyse der Grobfraction lediglich ein einziges Kalksteinfragment gefunden wurde (Kap. 5.5.2.).

Die Gehalte an organisch gebundenem Kohlenstoff der Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer weisen die für den antarktischen Kontinentalrand charakteristischen, niedrigen Werte auf. An der auf einem Rücken gelegenen Kernposition PS2547 liegen die C_{org} -Gehalte, ausgenommen die oberflächennahen Sedimente, unter 0,1 Gew.% (Abb. 5.3.). Die C_{org} -Werte liegen meist sogar unterhalb der Nachweisgrenze, die sich bei dem verwendeten Pyrolyseverfahren aus dem Untergrundwert für die C_{org} -Messungen ($\leq 0,05$ Gew.% nach Schlüter 1990) und aus den Toleranzabweichungen der Kalibrierstandards ($\leq 0,01$ Gew.%) ergibt, also bei etwa 0,06 Gew.% C_{org} liegt. Auch in den Ablagerungen an der Station PS2549 enthalten nur wenige Horizonte mehr als 0,1 Gew.% organisches Material (Abb. 5.5.). An den übrigen Kernpositionen vom Kontinentalfuß erreichen die C_{org} -Gehalte maximal 0,3 Gew.% (Abb. 5.4., 5.6., 5.7.). In den tonreichen Feinlaminiten wurden die höchsten C_{org} -Gehalte gemessen, wobei allerdings an den Stationen PS2550 und PS2551 nicht in allen laminierten Horizonten ein erhöhter C_{org} -Anteil festzustellen ist. Die foraminiferenhaltigen, sandigen Sedimentabschnitte sind durch C_{org} -Minima mit Werten $< 0,2$ Gew.% gekennzeichnet. Auch in den sandig-siltigen Turbiditen innerhalb der laminierten Abfolgen beträgt der C_{org} -Anteil zumeist weniger als 0,1 Gew.%.

Kerogenmikroskopische Untersuchungen an ausgewählten Proben aus der Sedimentabfolge an der Station PS2551 ergaben, daß sich die organische Substanz nicht ausschließlich aus marinen Komponenten zusammensetzt, sondern auch terrigenes Material enthält (mdl. Mittl. B. Boucsein). Die Analyse von Biomarkern an diesen Einzelproben ergab, daß die kurzkettigen n-Alkane mit hohen und die langkettigen n-Alkane mit niedrigen C_{org} -Werten einhergehen (mdl. Mittl. K. Fahl). Kurzkettige n-Alkane kommen vor allem im Phytoplankton vor, während langkettige n-Alkane auf terrestrisches organisches Material zurückzuführen sind (Schubert 1995). Für den C_{org} -Gehalt der Sedimente im Amundsenmeer spielt die Remineralisierung der marinen organischen Substanz offensichtlich eine wichtige Rolle, während das detritische kohlige Material ein eher niedriges Hintergrundsignal liefert.

WESTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

Die Karbonatgehalte der Ablagerungen an der Kernstation PS2553 betragen zwischen 910 und 680 cm Teufe unter 0,1 Gew.% (Abb. 5.8.) und liegen damit

unterhalb der Meßgenauigkeit. Weil nämlich mit dem Pyrolyseverfahren bestimmte C_{org} -Gehalte - wahrscheinlich aufgrund der Zerstörung organischer Substanz beim Entkarbonatisieren - etwa 0,1 Gew.% niedriger sind als mit dem Coulomat bzw. mit dem CHN-Analyzer gemessene C_{org} -Gehalte (Melles 1991, Schubert 1995), werden die entsprechenden C_{karb} -Werte um ca. 0,1 Gew.% und die resultierenden $CaCO_3$ -Gehalte - infolge der Umrechnung von C_{karb} auf $CaCO_3$ - um etwa 1 Gew.% überschätzt. Signifikant erhöhte $CaCO_3$ -Gehalte von bis zu 8 Gew.% enthalten die Sedimente an der Position PS2553 nur in einer foraminiferenhaltigen Lage zwischen 80 und 55 cm Kerntiefe (Abb. 5.8.). Alle übrigen Ablagerungen sind karbonatfrei, was auf die Lage der Station in 4300 m Wassertiefe unterhalb der sedimentären Kalzitkompensationstiefe (CCD) zurückzuführen ist.

Die Gehalte organisch gebundenen Kohlenstoffs schwanken vorwiegend zwischen 0 und 0,2 Gew.% (Abb. 5.8.). Leicht erhöhte C_{org} -Gehalte bis 0,5 Gew.% treten innerhalb der terrigenen Laminite von 910 bis 680 cm Kerntiefe auf. Dabei handelt es sich möglicherweise um terrigene organische Substanz, denn in der Sandfraktion dieser Feinlaminite wurden mehrere kohlige Fragmente gefunden.

5.2.2. Gehalte an biogenem Opal

ZENTRALES AMUNDSENMEER

Die Opalgehalte der Abfolgen an der Kernposition PS2551 wurden stellvertretend für die Sedimentabfolgen aller Stationen aus dem zentralen Amundsenmeer gemessen. Die Opalgehalte schwanken zwischen 0,5 und 4 Gew.% und steigen mit abnehmender Teufe leicht an (Abb. 5.7.). Deutliche Variationen treten nicht auf. Insgesamt sind die Werte für Ablagerungen vom antarktischen Kontinentalrand verhältnismäßig niedrig, häufig liegen sie sogar unterhalb der Meßgenauigkeit (Kap. 4.1.). Die Komponentenanalyse der Sandfraktion (Kap. 5.5.1.) und "smear slide"-Untersuchungen ergaben sehr geringe Gehalte an Diatomeen und Radiolarien. Niedrige Anteile an kieseligen Mikrofossilien waren auch bei der Auslese kalkiger Foraminiferen aus der Sandfraktion der Abfolgen an den Stationen PS2547 bis PS2550 zu beobachten. Auf eine Opalmessung wurde daher verzichtet.

WESTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

In den diatomeenhaltigen Ablagerungen der Kernposition PS2553 liegen die Opalgehalte über 5 Gew.% mit Maximalwerten zwischen 13 und 23 Gew.% (Abb. 5.8.). In den terrigenen Laminiten dagegen schwankt der Opalanteil nur wenig um einen

mittleren Wert von 2,5 Gew.%. Neben Diatomeen tragen Radiolarien wesentlich zum Biogenopalgehalt der Sedimente bei.

5.2.3. Barium- und Aluminiumgehalte

In den Sedimentabfolgen der Stationen PS2551 aus dem zentralen Amundsenmeer, PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer und PS1565 aus dem östlichen Bellingshausenmeer gehen die Gehalte an Aluminium und terrigenem Barium (Ba_{terr}) jeweils in den biogenhaltigen Abschnitten zurück, was auf Verdünnung durch $CaCO_3$ und/oder Opal zurückzuführen ist (vgl. Kap. 5.2.1., Kap. 5.2.2.). Die Anteile an Gesamtbarium und die Ba/Al-Verhältnisse sind positiv miteinander korreliert (Abb. 5.10.). Die Ba_{ges} -Gehalte gehen an allen drei Kernpositionen hauptsächlich auf den Anteil an biogenem Barium zurück.

ZENTRALES AMUNDSENMEER

In den foraminiferenreichen Abschnitten der Kernstation PS2551 variieren die Ba_{ges} -Gehalte zwischen 1000 und 1800 ppm, die Ba/Al-Verhältnisse zwischen 120×10^{-4} und 360×10^{-4} und die Ba_{bio} -Anteile zwischen 600 und 1500 ppm (Abb. 5.10.). Innerhalb der Feinlaminite liegen der Ba_{ges} -Gehalt (durchschnittlich 600 ppm), das Ba/Al-Verhältnis (70×10^{-4}) und der Ba_{bio} -Anteil (240 ppm) deutlich niedriger. Die Ba_{bio} -Gehalte sind positiv mit der $CaCO_3$ -Kurve korreliert. Eine Abhängigkeit von den relativ niedrigen Opal- bzw. von den C_{org} -Werten ist hingegen nicht erkennbar (Abb. 5.11.). Der Al-Gehalt beträgt in den laminierten Horizonten der Station PS2551 im Mittel 8,6 %, der von terrigenem Barium 370 ppm. In den Karbonatlagen gehen die Al-Werte von 3,5 bis 6,8 % zurück, und der Ba_{terr} -Anteil nimmt auf 160 bis 290 ppm ab (Abb. 5.10.).

WESTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

In den diatomeenhaltigen siltigen Tönen der Kernposition PS2553 schwanken die Ba_{ges} -Anteile zwischen 1100 und 3000 ppm. Die Ba/Al-Verhältnisse variieren in diesen Abschnitten zwischen 160×10^{-4} und 500×10^{-4} und die Ba_{bio} -Anteile zwischen 850 und 2700 ppm (Abb. 5.10.). Die Ba_{bio} -Gehalte korrelieren mit den Gehalten an Biogenopal, zeigen aber keine Abhängigkeit von den C_{org} - oder $CaCO_3$ -Anteilen (Abb. 5.11.). Im Vergleich zu den Laminiten an der Station PS2551 sind in den Laminiten der Station PS2553 der Ba_{ges} -Anteil (im Mittel 700 ppm), das Ba/Al-Verhältnis (80×10^{-4}) und der Ba_{bio} -Gehalt (350 ppm) leicht erhöht (Abb. 5.10.). Der Al-Anteil innerhalb der Feinlaminite (8,4 %) und der Ba_{terr} -Gehalt (360 ppm) sind fast genauso hoch wie an der Kernposition PS2551. In den opalreichen

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

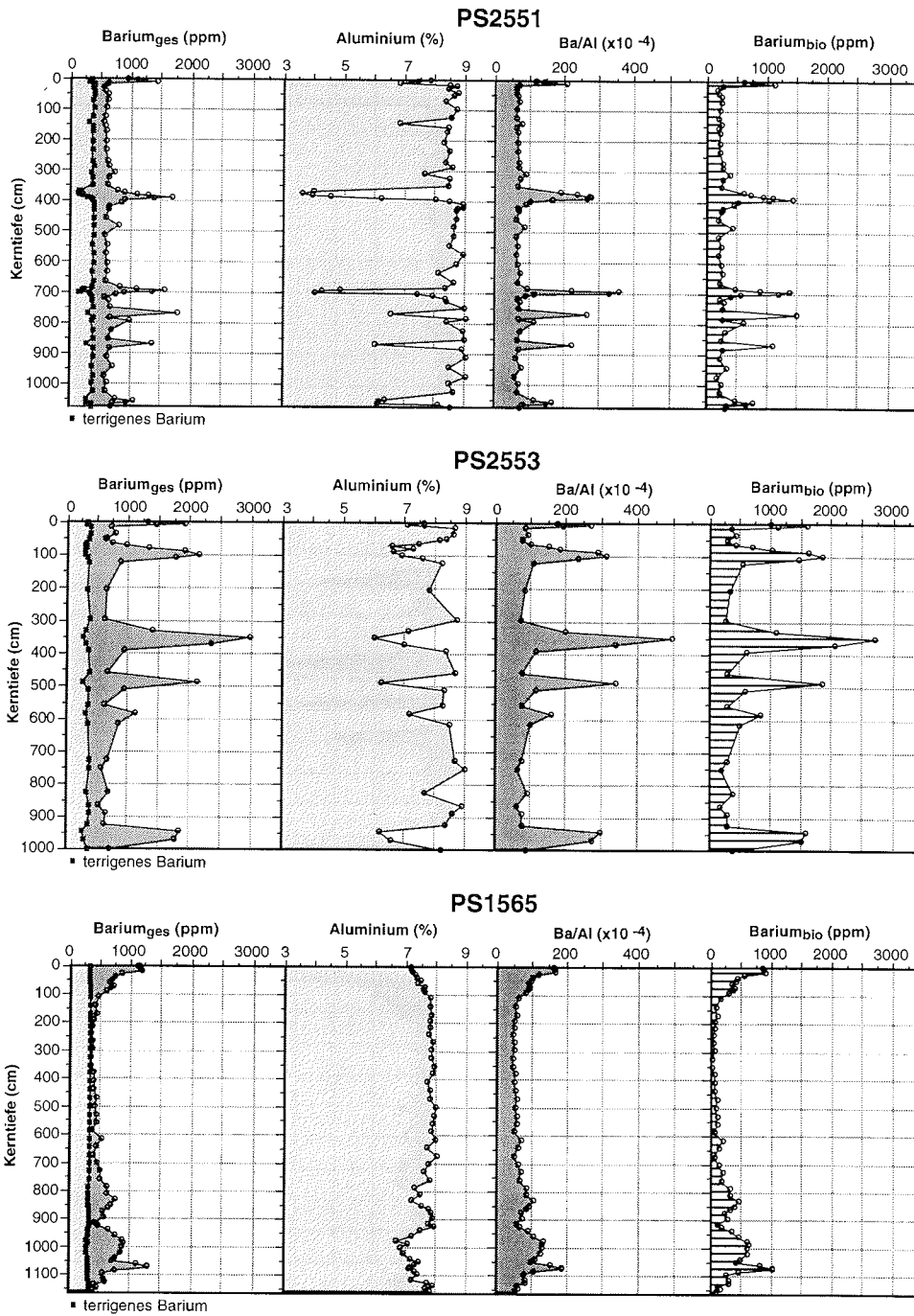


Abb. 5.10.: Bariumgehalte (gesamt, biogen und terrigen), Aluminiumgehalte und Barium/Aluminium-Verhältnisse in den Sedimentabfolgen an den Stationen PS2551 (zentrales Amundsenmeer), PS2553 (westliches Bellingshausenmeer) und PS1565 (östliches Bellingshausenmeer).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

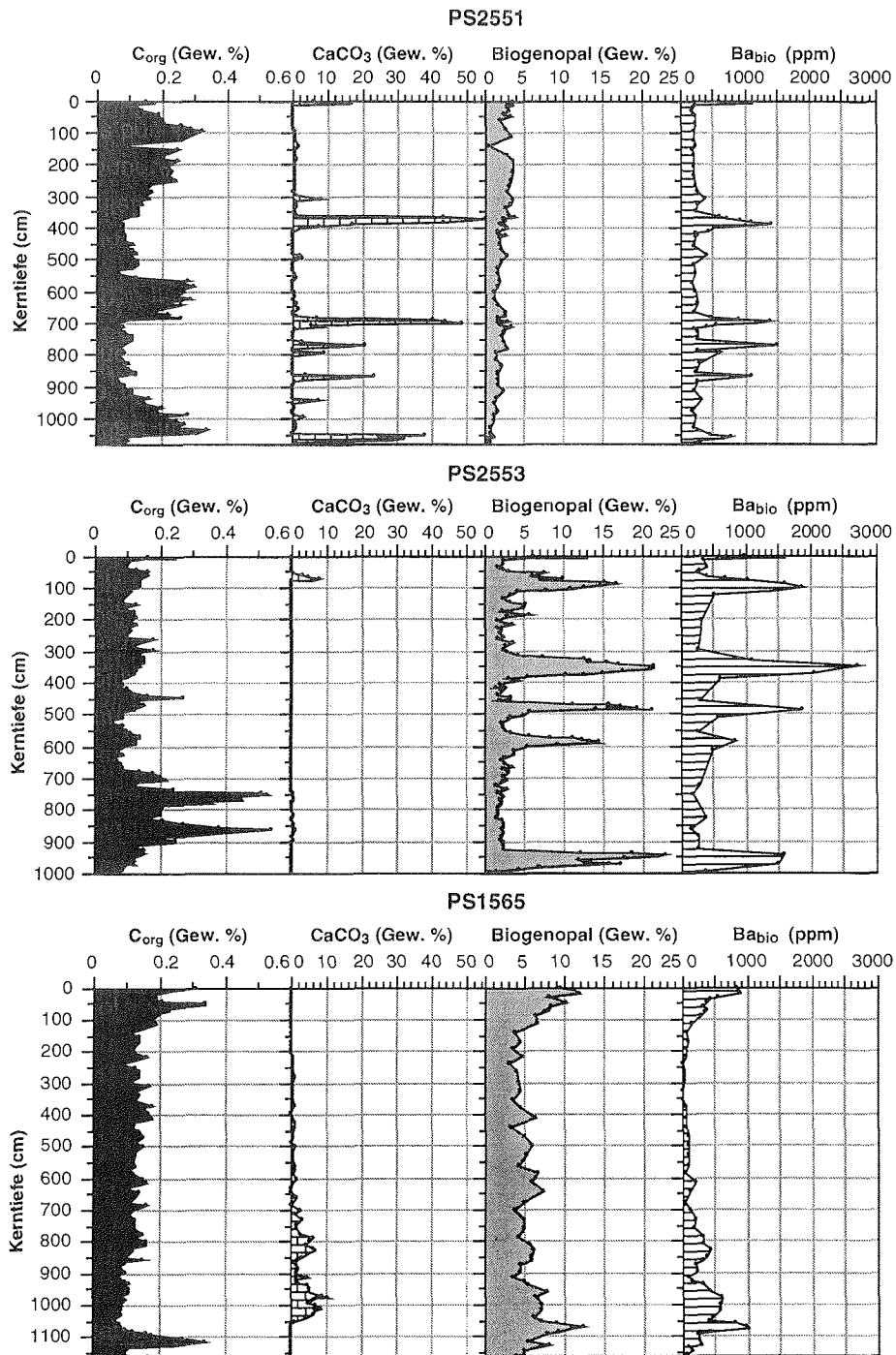


Abb. 5.11.: Vergleich der verschiedenen Paläoproduktivitätsanzeiger in den Sedimentabfolgen an den Stationen PS2551 (zentrales Amundsenmeer), PS2553 (westliches Bellingshausenmeer) und PS1565 (östliches Bellingshausenmeer).

Lagen geht der Al-Anteil auf 6 bis 7 % und der Ba_{terr} -Anteil auf 280 ppm zurück (Abb. 5.10.).

ÖSTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

In den ausschließlich terrigenen Sedimentabschnitten der Station PS1565 liegen der Ba_{ges} -Gehalt im Mittel bei 450 ppm, das Ba/Al-Verhältnis bei 50×10^{-4} und der Ba_{bio} -Anteil bei durchschnittlich 80 ppm (Abb. 5.10.). Auch die opal- und karbonatreicheren Ablagerungen weisen mit Ba_{ges} -Gehalten zwischen 600 und 1300 ppm, Ba/Al-Verhältnissen zwischen 80×10^{-4} und 180×10^{-4} und Ba_{bio} -Anteilen zwischen 700 und 1000 ppm geringere Werte als die Abfolgen an den weiter westlich gelegenen Kernpositionen auf (Abb. 5.10.). Dabei gehen sowohl erhöhte Opal- als auch erhöhte Karbonatanteile mit erhöhten Ba_{bio} -Gehalten einher. Die höchsten Ba_{bio} -Werte liegen in den opalreichen Horizonten vor. Lediglich in den oberflächennahen Sedimenten (bis ca. 120 cm Teufe) fallen erhöhte Ba_{bio} -Gehalte auch mit erhöhten C_{org} -Gehalten zusammen (Abb. 5.11.). Die Al-Gehalte in der Sedimentabfolge der Station PS1565 schwanken nur wenig um einen Mittelwert von 7,3 %. Der Ba_{terr} -Anteil liegt im Mittel bei 310 ppm (Abb. 5.10.).

5.3. Korngrößenverteilung des karbonatfreien Sediments

Bei der Darstellung der Korngrößenverteilungen (Abb. 5.3. bis 5.9., 5.12.) wurde die Fraktion >2 mm nicht berücksichtigt, da der Kiesanteil der Sedimente als Eisfrachtgehalt hochauflösend erfaßt wurde und sich dieser prinzipiell nicht von dem durch Korngrößenanalyse ermittelten Kiesgehalt (in Gew.%) unterscheidet (Grobe 1987).

5.3.1. Sand/Silt/Ton-Verhältnisse

Die Korngrößenverteilung in der karbonatfreien Fraktion der Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer spiegelt das terrigene Korngrößenspektrum gut wider, da die Ablagerungen kaum kieselige Mikrofossilien enthalten (Kap. 5.2.2., Kap. 5.5.1.). Hingegen könnten die Sand/Silt/Ton-Verhältnisse an der Kernposition PS2553 - zumindest in den opalführenden Abschnitten - auch durch die Gehalte an Diatomeen bzw. Radiolarien beeinflusst sein. Die Sedimente der Stationen vom Kontinentalfuß (PS2548, PS2549, PS2550, PS2551 und PS2553) sind größtenteils als siltige Tone zu klassifizieren, während die Ablagerungen der auf einem Rücken gelegenen Kernposition PS2547 aufgrund höherer Silt- und Sandanteile auch die Korngrößenklassen toniger Silt und Sand-Silt-Ton umfassen (Tab. 5.3., Abb. 5.12.).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

Tab. 5.3.: Mittelwerte der Sand-Silt-Ton-Gehalte (in Gew.%) am karbonatfreien Gesamtsediment der bearbeiteten Kernstationen

	PS2547	PS2548	PS2549	PS2550	PS2551	PS2553
Sand (Ø)	15,0	1,6	4,2	0,9	1,0	2,1
Silt (Ø)	35,4	43,2	36,1	31,6	37,3	40,0
Ton (Ø)	49,6	55,2	59,7	67,5	61,7	57,9

Die Korngrößenverteilungen der Sedimentabfolgen vom Kontinentalfuß sind insgesamt sehr einheitlich. Innerhalb der Abfolge einer Kernstation schwanken die Sand/Silt/Ton-Verhältnisse nur gering. Höhere Grobkorngehalte einzelner Proben gehen meist auf sandig-siltige Turbidite zurück, welche in feinkörnige Laminite eingeschaltet sind. Gradierung innerhalb einer laminierten Abfolge oder Korngrößenunterschiede zwischen den Laminiten verschiedener Kernstationen sind nicht zu beobachten. Weil die eingeschalteten Turbidite häufig nur wenige Millimeter dünn sind, wurden bei der Probennahme oftmals auch geringe Mengen an feinkörnigerem Material aus dem Liegenden und Hangenden mitbeprobte, d.h. die wahren Sand- und Siltgehalte der Turbidite dürften die angegebenen Werte geringfügig überschreiten. Die gegenüber den Sedimentabfolgen anderer Kernpositionen höheren mittleren Siltgehalte an den Stationen PS2548 und PS2553 (Tab. 5.3.) werden durch häufigere Einschaltungen und/oder größere Schichtdicken von Turbiditen verursacht.

In den Sedimenten des Amundsenmeeres unterscheiden sich die foraminiferenhaltigen Abschnitte von den Feinlaminiten durch einen erhöhten Anteil an dispers verteiltem detritischen Sand. An der Station PS2549, die oberhalb von 9 m Teufe viele foraminiferenreiche Horizonte führt, ist der terrigene Sandgehalt deutlich höher als an den übrigen Kernstationen des Kontinentalfußes (Abb. 5.5., 5.12.). Die foraminiferenreichen Ablagerungen der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547, in der laminierte Abfolgen fast völlig fehlen, weisen den höchsten Gehalt an terrigenem Sand auf (Abb. 5.3., 5.12.). Innerhalb der foraminiferenhaltigen Sedimente ist stets auch der Kiesanteil erhöht (Kap. 5.3.2.). Somit ist der detritische Sand dieser Abschnitte ebenso wie die Kiesfraktion dem eisbergtransportierten Material zuzurechnen. Die opalhaltigen Sedimenthorizonte an der Kernposition PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer führen häufig ebenfalls mehr Sand, was aber möglicherweise auch den höheren Radiolariengehalt widerspiegelt (Abb. 5.8., 5.12.).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

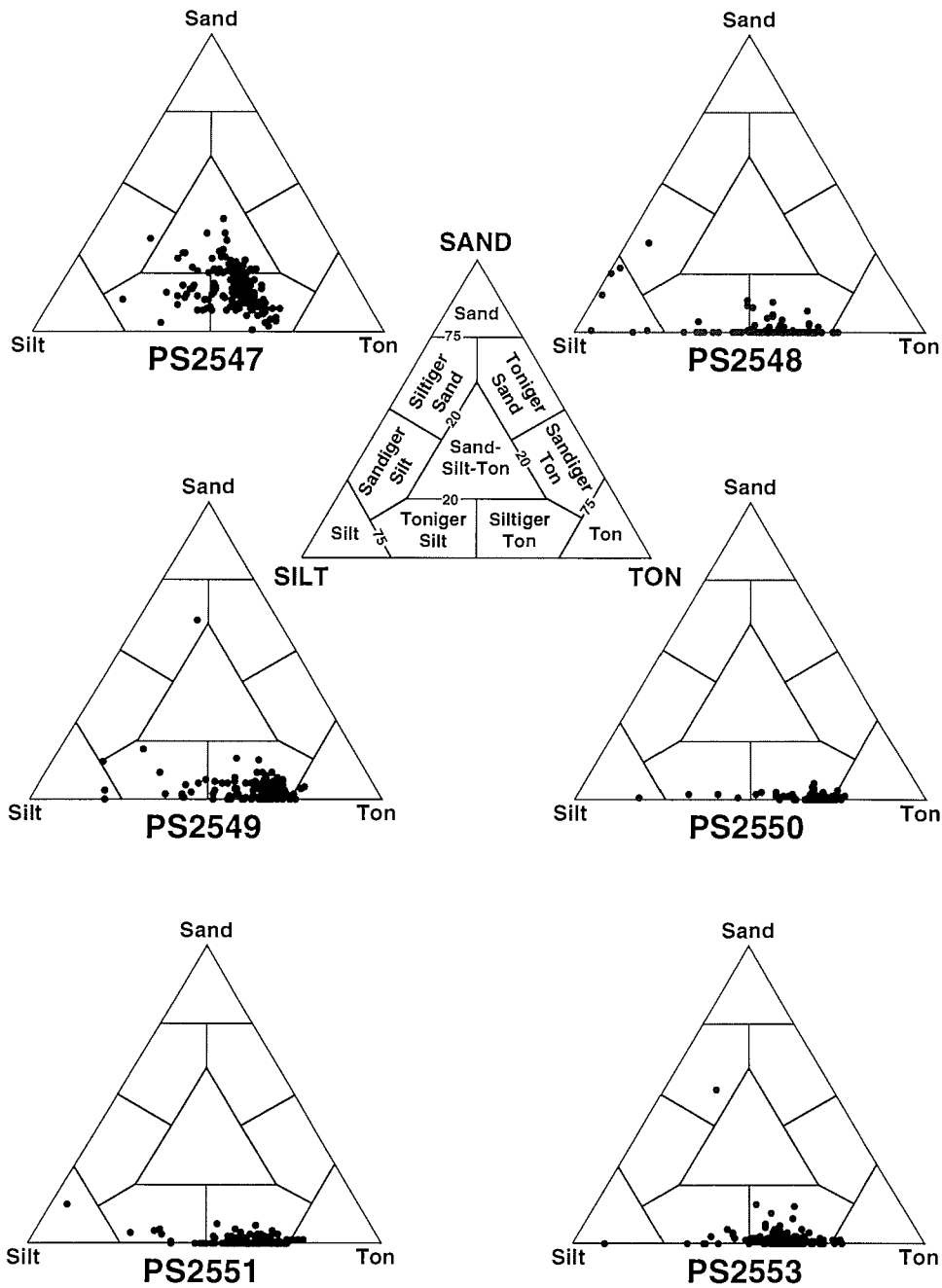


Abb. 5.12.: Korngrößenverteilung der entkarbonatisierten Sedimente der Stationen aus dem Amundsenmeer (PS2547, PS2548, PS2549, PS2550, PS2551) und dem Bellingshausenmeer (PS2553) im Sand- (63–2000 μm), Silt- (2–63 μm) und Ton- (<2 μm) Dreieck (Benennung nach Shepard 1954, oben Mitte).

5.3.2. Eisfrachtverteilung

Als Maß für das mit Eis verfrachtete Material ("ice rafted debris", "IRD"), das im Südpolarmeer rezent ausschließlich von Eisbergen transportiert wird (Grobe & Mackensen 1992), wurde nach Grobe (1987) die Fraktion >2 mm in den Radiographien der Sedimentabfolgen in 1-cm-Schritten ausgezählt. In glaziomarinen Ablagerungen wird terrigener Detritus aller Korngrößenklassen von Eisbergen eingetragen, doch im Gegensatz zu Kieskörnern können Sand-, Silt- und Tonpartikel auch durch andere Transportprozesse wie Suspensionsströme und Bodenströmungen angeliefert werden.

Im zentralen Amundsenmeer weist die Sedimentabfolge an der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 mit durchschnittlich 3 Kieskörnern/10 cm³ Sediment die weitaus höchsten IRD-Gehalte auf (Abb. 5.3., 5.13.). Ein 12 cm großer "dropstone" an der Basis des an dieser Lokation gezogenen Sedimentkerns begrenzte den Kerngewinn auf 8,76 m. Der Kernfänger des an der Station PS2552 zur Beprobung der Sedimente eines zu den Amundsenrücken gehörenden Tiefseebergs eingesetzten Schwerelots enthielt ca. 1000 cm³ Kies- und Grobsandkörner mit ca. 1 mm dicken Mangankrusten. In den hemipelagischen Ablagerungen vom Kontinentalfuß des Amundsenmeeres ist die Eisfrachtverteilung starken Schwankungen unterworfen (Abb. 5.13.). Die Abfolge an der Station PS2549 führt im Mittel 0,8 Kieskörner/10 cm³ Sediment, diejenige der südlich davon gelegenen Nachbarstation PS2548 nur 0,1 Kieskörner/10 cm³. Der gemittelte IRD-Gehalt an der Kernposition PS2550 beträgt 0,3 Kieskörner/10 cm³ Sediment, derjenige an der Station PS2551 0,2 Kieskörner/10 cm³ Sediment. Die foraminiferenhaltigen Horizonte führen mehr Kies als die feinlaminieren Kernabschnitte (Abb. 5.4., 5.6., 5.7.). Eisfrachtanteil und dispers verteilter detritischer Sand (Kap. 5.3.1.) zeigen eine ähnliche Häufigkeitsverteilung. Die Kieskörner innerhalb der Feinlaminite sind teilweise in dünnen Lagen angereichert (z.B. bei PS2551 in 182 cm Kerntiefe), was auch in den Laminiten der Kernposition PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer zu beobachten ist. Der IRD-Gehalt in den diatomeenhaltigen Sedimentabschnitten der Station PS2553 ist zumeist höher als in den Feinlaminiten. Mit durchschnittlich 1 Kieskorn/10 cm³ Sediment ist die Eisfrachthäufigkeit an der Kernposition PS2553 mit derjenigen an der Station PS2549 vergleichbar (Abb. 5.8., 5.13.).

Die gemittelten Eisfrachtanteile der Sedimentabfolgen aus Amundsen- und Bellingshausenmeer wurden in Abhängigkeit von der Entfernung zwischen einer Kernlokation und dem jeweils am nächsten gelegenen Küstenabschnitt dargestellt (Abb. 5.13.). Vereinfachend wurde dabei die Küstenlinie der Kalbungslinie - als

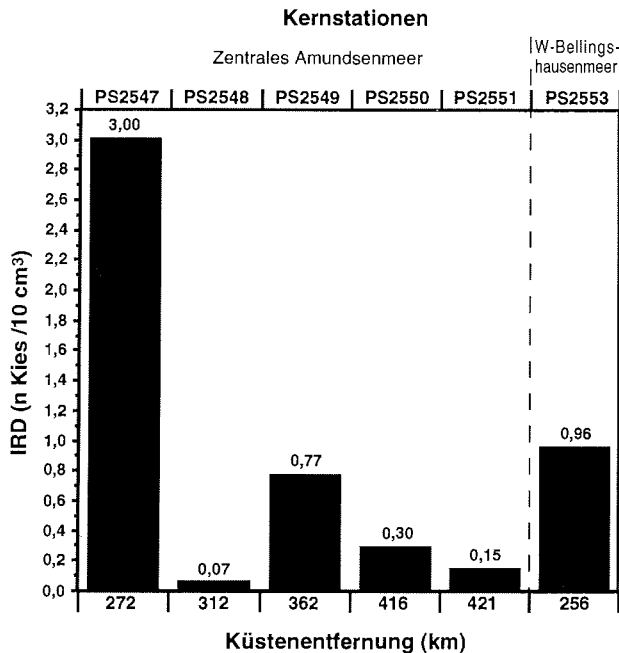


Abb. 5.13.: Mittlere Eisfrachtverteilung der Sedimentabfolgen aus dem Amundsen- und dem westlichen Bellingshausenmeer in Abhängigkeit von der Küstenentfernung, die der Mindest-Transportweite des IRD entspricht. Im Amundsenmeer ist keine eindeutige Abnahme des IRD-Gehalts mit wachsender Küstenentfernung festzustellen. Die Sedimente der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 aus dem Amundsenmeer enthalten, obwohl sie in vergleichbarer Distanz von der Küste abgelagert wurden, im Durchschnitt dreimal so viele Kieskörner wie die Sedimente der Station PS2553 aus dem Bellingshausenmeer.

potentieller Quelle des in den Eisbergen eingefrorenen IRD - gleichgesetzt (Kap. 2.4.). Weil die kürzeste Distanz zwischen Kernlokation und Küste der Mindest-Transportweite des eisverfrachteten Materials entspricht, läßt sich mit ihrer Hilfe die räumliche IRD-Verteilung im Untersuchungsgebiet charakterisieren. Im zentralen Amundsenmeer zeigen die gemittelten IRD-Gehalte ein uneinheitliches Verteilungsmuster (Abb. 5.13.). Lediglich an den Stationen PS2549 bis PS2551 nehmen die Eisfrachtanteile mit wachsender Küstenentfernung ab, wobei PS2551 allerdings nur ca. 5 km weiter von der Küste entfernt liegt als PS2550. Die IRD-Konzentration an der relativ küstennah gelegenen Kernposition PS2547 ist deutlich höher als diejenige der in vergleichbarer Entfernung von der Küste gelegenen Station PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer (Abb. 5.13.). Da in den untersuchten Sedimenten zum durchschnittlichen IRD-Gehalt neben dem Eintrag von eisbergtransportiertem Kies ein unterschiedliches Maß an Verdünnung durch feinkörnige Partikel wesentlich beiträgt, wurde unter Verwendung der für die Sedimentabfolgen an den Kernpositionen erstellten Altersmodelle die IRD-Akkumulationsrate für den letzten Klimazyklus berechnet (Kap. 6.3.3.). Auf das petrologische Spektrum des eisbergverfrachteten Materials wird in Kap. 5.5.2. eingegangen.

5.4. Tonmineralverteilung

Die Tonmineral-Vergesellschaftungen in den Sedimentabfolgen aus Amundsen- und Bellingshausenmeer spiegeln das anhand der Oberflächenproben auskartierte lokale Verteilungsmuster (Kap. 4.3.) wider.

ZENTRALES AMUNDSENMEER

In der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ stellt Illit mit einem mittleren Gehalt von 39 %TM die Hauptkomponente dar, gefolgt von Smektit (24 %TM), Kaolinit (20 %TM) und Chlorit (17 %TM) (Tab. 5.4.). Smektit weist in den Abfolgen vom Kontinentalfuß innerhalb der CaCO_3 -haltigen Lagen relative Häufigkeitsmaxima auf, während die Anteile an Kaolinit und Illit abnehmen (Abb. 5.3. bis 5.7.). Der Chloritanteil steigt in einigen dieser Horizonte geringfügig an. Die Verhältnisse sowohl der Tonminerale untereinander als auch die zum internen MoS_2 -Standard zeigen, daß innerhalb der Karbonatlagen die Smektitanteile deutlich erhöht ist, während gleichzeitig der Kaolinitanteil stärker zurückgeht als der Illitanteil. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis variiert mit dem Kaolinitanteil. Da die Häufigkeitsschwankungen am deutlichsten bei Smektit und Kaolinit ausgeprägt sind, lassen die Fluktuationen des Smektit/Kaolinit-Verhältnisses die positive Korrelation mit dem CaCO_3 -Gehalt am besten erkennen (Abb. 5.14.). In den Ablagerungen der auf einem Rücken gelegenen Kernstation PS2547 sind diese Trends weniger deutlich entwickelt (Abb. 5.3., 5.14.).

Tab. 5.4.: Mittlere, minimale und maximale Tonmineralanteile (in %TM) der Sedimentabfolgen an den Kernstationen

	<u>PS2547</u>	<u>PS2548</u>	<u>PS2549</u>	<u>PS2550</u>	<u>PS2551</u>	<u>PS2553</u>	<u>PS1565</u>
Smektit (Ø)	29	21	27	22	20	37	39
Smektit (min.)	15	14	14	12	11	14	20
Smektit (max.)	40	32	41	39	37	59	59
Illit (Ø)	36	38	39	40	41	32	26
Illit (min.)	28	31	32	28	30	20	17
Illit (max.)	46	45	48	47	49	51	37
Kaolinit (Ø)	19	21	18	21	21	12	0
Kaolinit (min.)	16	15	11	10	10	6	0
Kaolinit (max.)	28	30	34	32	30	19	0
Chlorit (Ø)	16	20	16	17	18	19	35
Chlorit (min.)	10	14	11	12	12	10	21
Chlorit (max.)	21	26	21	24	29	35	53

WESTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

Die Tonmineralanteile in der Sedimentabfolge der Kernstation PS2553 sind starken Schwankungen unterworfen, welche aber keine Korrelation mit den

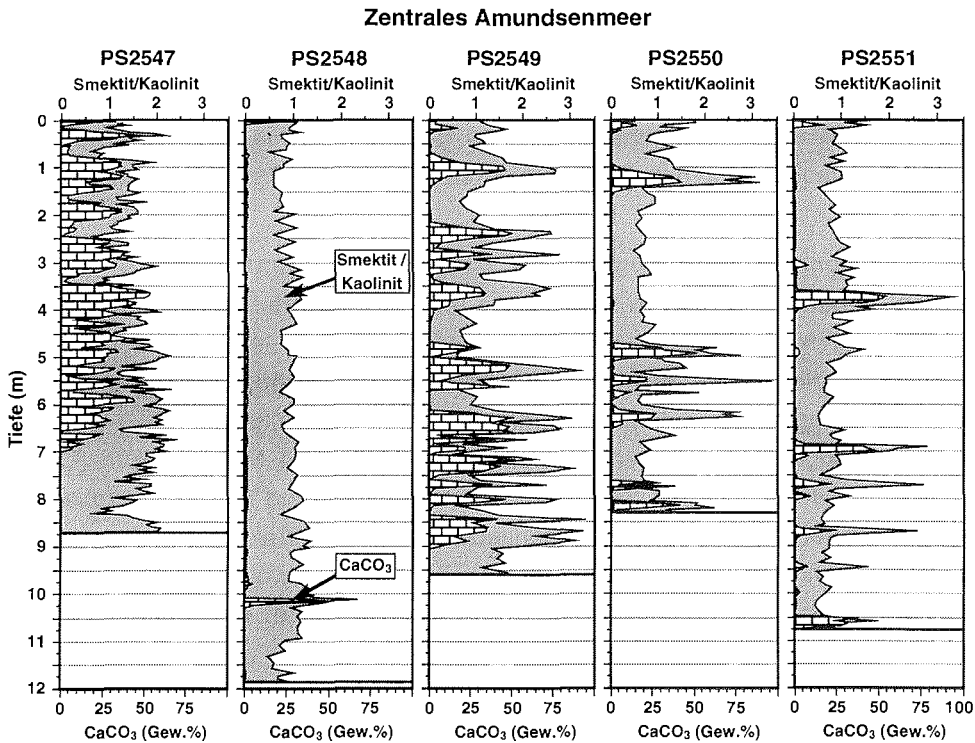


Abb. 5.14.: Vergleich der Tonmineralverhältnisse Smektit/Kaolinit mit den Kalziumkarbonatgehalten des Gesamtsediments in den Sedimentabfolgen der Stationen aus dem zentralen Amundsenmeer. In den Karbonatlagen der Sedimentabfolgen vom Kontinentalfuß (PS2548, PS2549, PS2550 und PS2551) sind die Smektit/Kaolinit-Verhältnisse deutlich höher als in den rein terrigenen Sedimentabschnitten. In der Abfolge der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 ist dieser Zusammenhang nur angedeutet.

anderen Sedimentparametern erkennen lassen. Die Hauptkomponenten stellen Smektit mit durchschnittlich 37 %TM und Illit mit rund 32 %TM (Tab. 5.4., Abb. 5.8.). Der Kaolinitanteil liegt im Mittel bei 12 %TM, der Chloritanteil bei 19 %TM. Im Vergleich zu den Sedimentabfolgen aus dem Amundsenmeer ist die Tonmineral-Vergesellschaftung in den Ablagerungen der Station PS2553 durch höhere Smektitanteile, die mit niedrigeren Kaolinitanteilen einhergehen, charakterisiert.

ÖSTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

Die Tonmineral-Vergesellschaftung an der Kernposition PS1565 vom Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel weist mit durchschnittlich 35 %TM deutlich höhere Chloritanteile als die Tonmineral-Vergesellschaftungen der weiter westlich gelegenen Stationen auf (Tab. 5.4., Abb. 5.9.). Die Chloritanteile in den rein terrigenen

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

Sedimenten der Station PS1565 liegen mit 35 bis 55 %TM über denen der biogen-führenden Abschnitte mit 20 bis 35 %TM. Der Smektitanteil ist mit einem mittleren Gehalt von 39 %TM vergleichbar mit dem an der Kernposition PS2553, wohingegen der Illitanteil mit durchschnittlich 26 %TM deutlich niedriger ist (Tab. 5.4., Abb. 5.9.). Kaolinit ist in den Ablagerungen der Station PS1565 nicht nachweisbar.

5.5. Komponentenverteilung in der Grobfraktion (>63 µm)

An den mehrfach gesplitteten Sandproben (63–2000 µm) der Station PS2551 aus dem zentralen Amundsenmeer wurden jeweils 300 bis 500 Einzelkörner ausgezählt und identifiziert (vgl. Melles 1991, Weber 1992). Die Komponenten wurden in Gesteinsfragmente, detritische Minerale, vulkanische Gläser, Mikro-Mangan-knollen, kalkige Foraminiferen, Radiolarien und sonstige Mikrofossilien (Ostrakoden, Seeigelstacheln und Schwammnadeln) unterteilt und ihre Relativgehalte in Prozent umgerechnet. Die Zusammensetzung der Sandfraktion an den übrigen Kernpositionen wurde beim Auslesen von kalkigen Foraminiferen für die Messung stabiler Isotope untersucht. Dabei wurde ihre Häufigkeit semiquantitativ abgeschätzt. Kieskörner und Steine >10 mm ("dropstones") wurden während der Beprobung der Kerne entnommen und petrographisch klassifiziert.

5.5.1. Komponentenverteilung in der Sandfraktion

ZENTRALES AMUNDSENMEER

Die Zusammensetzung der Sandfraktion 63–2000 µm an der Kernstation PS2551 läßt häufige und sprunghafte Fluktuationen terrigener, biogener und authigener Komponenten mit hohen Schwankungsbreiten erkennen (Abb. 5.15.). Der terrigene Anteil liegt vor allem in der Feinsandfraktion vor. Er besteht zum größten Teil aus Mineralkörnern, deren Häufigkeit zwischen 0 und 100 % variiert (Abb. 5.15.). Der detritische Mineralgehalt wird von Quarz und Feldspäten dominiert. Glimmer und mafische Minerale wie Amphibole und Pyroxene treten nur vereinzelt auf. Lithoklasten, vorwiegend von granitoiden und basaltischen Gesteinen, machen maximal 2 % der Sandfraktion aus. Der Anteil dispers verteilter, grügelber vulkanischer Gläser liegt meist unter 1 %. Lediglich zwischen 340 cm und 290 cm Kerntiefe erreichen die durchscheinenden, faserigen bis schlierigen Gläser höhere Anteile zwischen 17 und 24 % (Abb. 5.15.).

Der Anteil biogener Komponenten besteht nahezu ausschließlich aus planktischen Foraminiferen der für polare Gewässer charakteristischen Art *N. pachyderma* sin.. Ihre Häufigkeit zeigt starke, sprunghafte Fluktuationen zwischen 0 und 100 %,

wobei sich hohe Anteile nicht auf die Karbonatlagen beschränken (Abb. 5.15.). In CaCO_3 -reichen Horizonten wurden vereinzelt rechtsgewundene Formen von *N. pachyderma* sowie kleine Exemplare von *Globigerina bulloides* beobachtet. Überwiegend in der Feinsandfraktion der Karbonatlagen vorkommende kalkig-benthische Foraminiferen wurden mit den planktischen Foraminiferen zusammengefaßt, da ihr Anteil weniger als 1 % beträgt. Agglutinierte Foraminiferen sind in den Sedimenten nicht vorhanden. Innerhalb der karbonatreichen Sedimentabschnitte sind die Schalen kalkiger Foraminiferen meist vollständig erhalten. Fragmentierte und kleinere Gehäuse kommen häufiger in den karbonatarmen Horizonten vor.

Der Radiolarienanteil liegt in 367 cm Teufe bei 4 % und erreicht nahe der Sedimentoberfläche, oberhalb von 60 cm Kerntiefe, erhöhte Gehalte bis 3 % (Abb. 5.15.). Ansonsten tragen Radiolarien weniger als 1 % zur Sandfraktion bei. Die übrigen biogenen Komponenten setzen sich aus kieseligen Schwammnadeln, Seeigelstacheln und - in CaCO_3 -reichen Lagen - Ostrakoden zusammen. Mit Anteilen unter 1 % sind sie unbedeutend.

Mikromanganknollen und Mangankrusten kommen vor allem in der Feinsandfraktion der Laminiten vor. Ihre Häufigkeit ist mit z.T. sprunghaften Änderungen zwischen 0 und 97 % starken Schwankungen unterworfen (Abb. 5.15.). Zumeist liegen die Maxima der braun bis schwarz gefärbten authigenen Partikel in besonders C_{org} -armen Laminitabfolgen. Die Mangankonkretionen treten gelegentlich als Füllungen von Wurmgängen auf und sind dann in Radiographien gut zu erkennen. Es lassen sich sphärische bis zigarrenförmigen Mikro-Manganknollen mit nierenförmigem Habitus und plattige bis gebogene Mangankrusten mit rauher bis rissiger Oberflächenstruktur unterscheiden. Manganumkrustungen von Foraminiferen und terrigenem Detritus sowie Füllungen von Foraminiferengehäusen durch Mangankonkretionen sind selten zu beobachten.

Ein Vergleich der Ergebnisse der Komponentenanalyse an der Sandfraktion 63–2000 μm mit entsprechenden geochemischen Parametern zeigt, daß die Zusammensetzung der Sandfraktion nicht repräsentativ für das Gesamtsediment ist (Abb. 5.15.). Kalkige Foraminiferen herrschen nicht nur in den CaCO_3 -reichen Sedimenten vor, die als foraminiferenhaltiger siltiger Ton oder Foraminiferenschlamm zu klassifizieren sind, sondern stellen z.T. auch innerhalb der karbonatarmen bis nahezu karbonatfreien siltig-tonigen Laminiten die Hauptkomponente in der Sandfraktion. Zwischen den Häufigkeitsfluktuationen der Mangankonkretionen und den mittels Röntgenfluoreszenzanalyse bestimmten Mn/Al-Verhältnissen des

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

Gesamtsediments läßt sich keine signifikante Beziehung erkennen (Abb. 5.15.). Die niedrige Radiolarienhäufigkeit deutet auf einen geringen Opalgehalt hin, eine Korrelation zwischen diesen beiden Sedimentparametern ist aber ebenfalls nicht vorhanden. Die Ursache für diese Abweichungen liegt in den generell starken Schwankungen des karbonatischen und terrigenen Sandanteils der Sedimente.

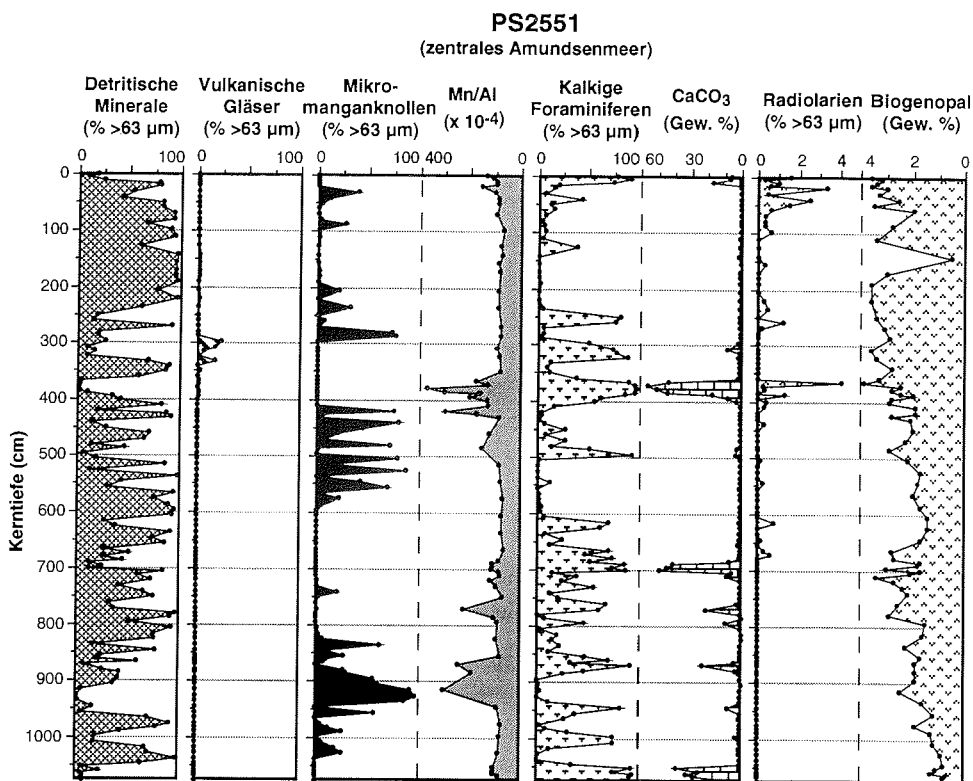


Abb. 5.15.: Ergebnisse der Komponentenanalyse an der Sandfraktion 63–2000 µm und entsprechende geochemische Parameter des Gesamtsediments in der Sedimentabfolge an der Station PS2551 aus dem zentralen Amundsenmeer. Die Hauptkomponenten in der Sandfraktion bilden detritische Minerale, Mikromanganknollen und kalkige Foraminiferen, deren Anteile jeweils deutlichen Fluktuationen unterworfen sind. Die Abweichungen zwischen den Anteilen an kalkigen Foraminiferen, an Mikromanganknollen und Radiolarien einerseits sowie dem CaCO₃-Gehalt, den Mn/Al-Verhältnissen und dem Opalgehalt andererseits sind auf den insgesamt stark schwankenden Sandanteil des Gesamtsediments zurückzuführen.

Die Sandfraktionen der anderen Kernpositionen aus dem Amundsenmeer sind hinsichtlich ihrer Zusammensetzung mit derjenigen der Station PS2551 vergleichbar.

Die oberhalb von 700 cm Teufe karbonatreiche Sedimentabfolge der Station PS2547 führt in diesem Abschnitt kontinuierlich größere Individuen der kalkig-benthischen Foraminifere *Cibicidoides* cf. *wuellerstorfi*, die für die Messung stabiler Isotope verwendet wurde (Kap. 6.1.1.). Größere Exemplare von *G. bulloides* stellen an der Kernposition PS2547 unterhalb von 615 cm Sedimenttiefe und an der Station PS2549 unterhalb von 770 cm Teufe einen leicht erhöhten Anteil der planktischen Foraminiferenfauna (3 bis 10 %). Darüber hinaus tritt an der Station PS2547 unterhalb von 320 cm Sedimenttiefe und an der Station PS2549 unterhalb von 540 cm die leitende benthische Foraminifere *Stilostomella* spp. auf (Kap. 6.1.2.).

WESTLICHES BELLINGSHAUSENMEER

Die Ablagerungen an der Kernstation PS2553 unterscheiden sich nur hinsichtlich ihrer biogenen Sandkomponenten von denjenigen an der Position PS2551. Die diatomeehaltigen Horizonte enthalten diverse Radiolarienarten, unterhalb von 940 cm Kerntiefe die leitende Art *Stylatractus universus* (Kap. 6.2.1.). Vorkommen planktischer Foraminiferen beschränken sich auf die CaCO₃-haltigen Kernabschnitte.

5.5.2. Petrographie der Kiesfraktion

Die petrographische Zusammensetzung von Kieskörnern und Steinen >10 mm spiegelt die geologische Heterogenität der Westantarktis wider, obwohl insgesamt nur 39 Kieskörner und Steine der Stationen PS2547 bis PS2551 und der Station PS2553 untersucht wurden (Abb. 5.16.). Von den Kieskörnern und Steinen wurden 8 als Metamorphite, 8 als Plutonite, 17 als Vulkanite und 6 als Sedimentite klassifiziert. Bei den Metamorphiten herrschen Gneise, bei den Plutoniten granitoide Gesteine vor. Basische Vulkanite, vor allem Basalte, sind zahlreicher als intermediäre und saure Vulkanite (hauptsächlich Trachyte und Latite). Bei den Sedimentgesteinen handelt es sich um klastische Sand- und Siltsteine sowie um ein Kalksteinfragment.

Ein vergleichbares petrologisches Spektrum weisen die Kieskörner des Kernfängers vom Schwerelot der Station PS2552 sowie die Kiesfraktion der Station PS2547 auf. In der Sedimentabfolge an der Kernposition PS2547 dominieren Granite und Gneise, während mafische und felsische Vulkanite etwa gleich häufig vorkommen. Sedimentgesteine und Metamorphite treten seltener auf, wobei Kalksteine nur vereinzelt vorhanden sind. Während in der Oberflächenprobe der Station PS2552 alle Kies- und Grobsandkörner Manganumkrustungen aufweisen, sind in

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

der Abfolge der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 lediglich Kieskörner und Steine >50 mm mit Mangan überzogen.

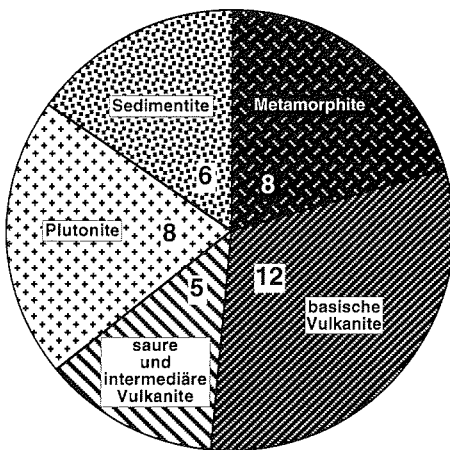


Abb. 5.16.: Petrographisches Spektrum der 39 Kieskörner und Steine >10 mm, die während der Beprobung den bearbeiteten Sedimentabfolgen entnommen wurden (Angabe in absoluten Zahlen).

5.6. Sedimentphysikalische Parameter

Die Bestimmung der Wassergehalte und Pyknometerdichten an den Einzelproben erfolgte nach den in Melles (1991) und Weber (1992) dargestellten Verfahren. Die Porositäten und Sedimentdichten wurden aus diesen Parametern nach den Gleichungen von Gealy (1971) und Hamilton (1971) berechnet. An den Sedimentabfolgen der Kernstationen PS2547 bis PS2553 wurden Feuchtraumdichte, magnetische Suszeptibilität und P-Wellengeschwindigkeit mit einem "Multi-Sensor Core Logger" (MSCL) gemessen, dessen Funktionsweise in Weber et al. (1997) erläutert wird. Die magnetische Suszeptibilität der Sedimentabfolge an der Station PS1565 wurde nach einem identischen Meßverfahren bestimmt (Cordes 1990, Nowaczyk 1991).

5.6.1. Wassergehalt und Porosität

Die Wassergehalte der Sedimentabfolgen aus dem Amundsenmeer schwanken hauptsächlich zwischen 35 und 55 Gew.% des Naßgewichts, ihre Porositäten zwischen 55 und 75 Vol.% (Abb. 5.17. bis 5.21.). Im Vergleich dazu erreichen in den Ablagerungen der Station PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer der Wassergehalt mit bis zu 70 Gew.% und die Porosität mit bis zu 85 Vol.% höhere Maximalwerte (Abb. 5.22.). In allen untersuchten Abfolgen nehmen beide Para-

meter aufgrund der Sedimentauflast von der Oberfläche bis zur Kernbasis ab. Die biogenhaltigen Ablagerungen sind jeweils durch erhöhte Wassergehalte und Porositäten gekennzeichnet, da die Gehäusevolumina der enthaltenen Mikrofossilien das Gesamtporenvolumen erhöhen. Aufgrund dieses Effekts läßt sich lediglich innerhalb der rein terrigenen Laminite eine Abhängigkeit der beiden sedimentphysikalischen Parameter von der Korngröße erkennen. Die eingeschalteten sandig-siltigen Turbidite weisen die niedrigsten Wassergehalts- und Porositätswerte auf.

5.6.2. Sedimentdichten

Die berechneten Korndichten der Sedimente aus dem Amundsenmeer schwanken geringfügig zwischen 2,64 und 2,71 g/cm³ (Abb. 5.17., 5.19. bis 5.21). Lediglich an der Kernposition PS2548 nehmen sie häufiger bis auf 2,61 g/cm³ ab (Abb. 5.18.). In den Ablagerungen der Station PS2553 variieren die Korndichten mit 2,50 bis 2,70 g/cm³ doppelt so stark (Abb. 5.22.). Niedrige Korndichten in der Abfolge dieser Kernposition gehen auf erhöhte Anteile kieseliger Mikroorganismen (Dichte von Biogenopal: 2,0 bis 2,2 g/cm³) zurück, während die höheren Dichten charakteristisch für die dominanten terrigenen Komponenten (Quarz und Feldspäte) sind.

Die Feuchtraumdichte ist - ebenso wie die Porosität - eine direkte Funktion von Korndichte und Wassergehalt. Weil in den bearbeiteten Sedimenten die Schwankungsbreiten der Korndichten gering sind, zeigen die Feuchtraumdichten eine negative Korrelation zu den Wassergehalten ($r^2 > 0,98$ für alle Sedimentabfolgen). Die aus den Pyknometerdichten ermittelten Feuchtraumdichten der Einzelproben betragen bei den Ablagerungen aus dem Amundsenmeer überwiegend 1,35 bis 1,70 g/cm³ (Abb. 5.17. bis 5.21.) und an der Station PS2553 1,20 bis 1,70 g/cm³ (Abb. 5.22.). Sie liegen oftmals über den mittels Gammastrahlenabsorption gemessenen Feuchtraumdichten (F. Niessen, unveröff. Daten), was auf Evaporation während der Kernlagerung und -beprobung schließen läßt (Bonn 1995). Die mit unterschiedlichen Methoden gemessenen Feuchtraumdichten weichen z.T. deutlich voneinander ab (Tab. 5.3.). Die auffälligen Diskrepanzen bei den karbonat- und auch kiesreichen Abfolgen der Stationen PS2547 und PS2549 können auf stärkere Evaporationseffekte und auf "dropstones" zurückgeführt werden, welche bei der Gammastrahlenabsorption mit in die Dichtemeßdaten einfließen, aber in den mit der Spritze entnommenen Einzelproben meist fehlen (z.B. an der Basis der Sedimentabfolge der Station PS2547, Abb. 5.17.). Die Trockenraumdichten spiegeln die Kurvenverläufe der Feuchtraumdichten wider. An den

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

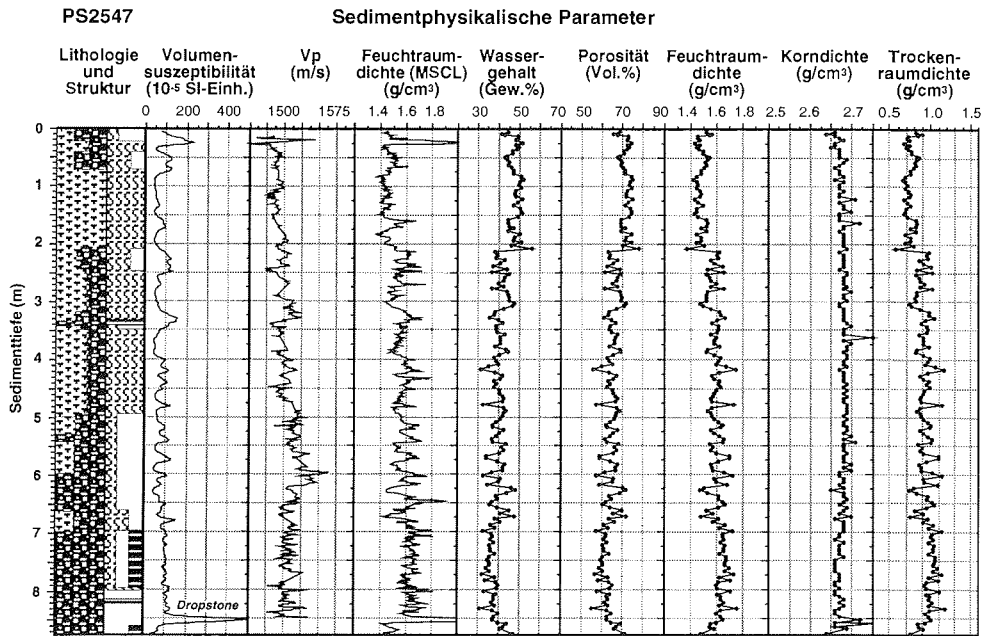


Abb. 5.17.: Lithologie, Struktur und sedimentphysikalische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2547 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

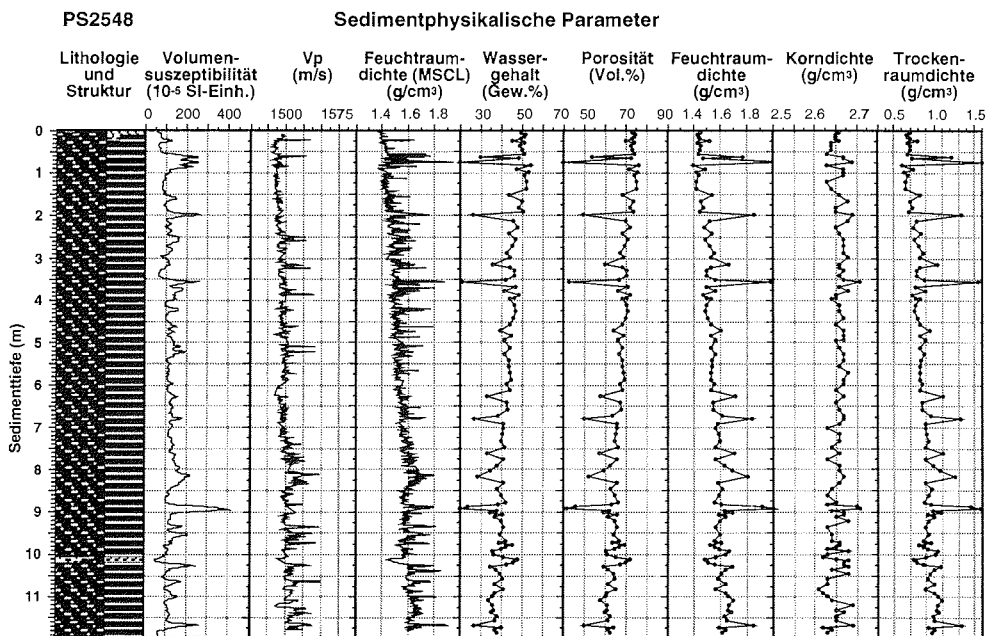


Abb. 5.18.: Lithologie, Struktur und sedimentphysikalische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2548 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

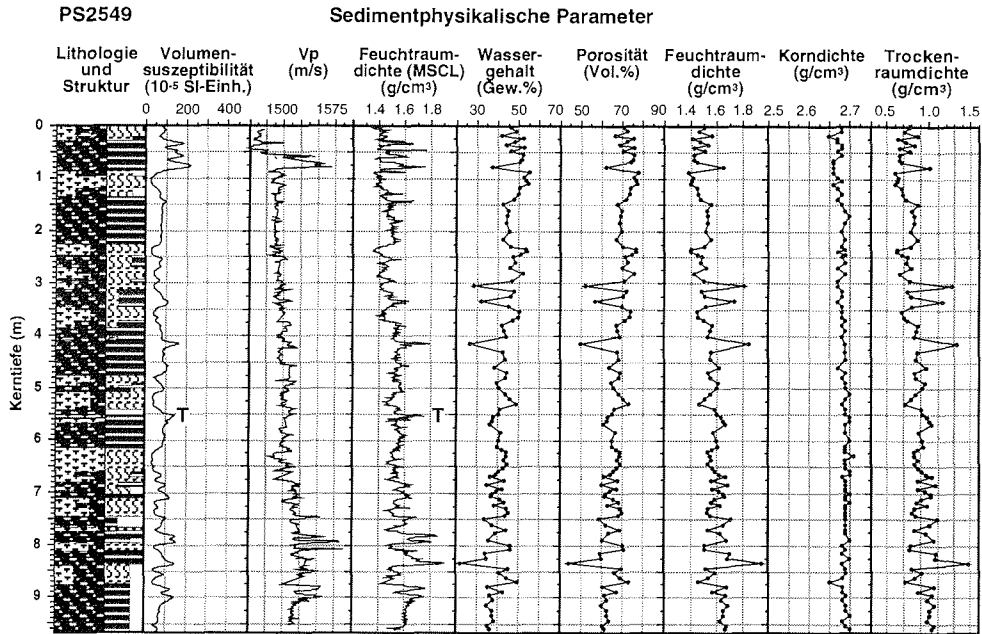


Abb. 5.19.: Lithologie, Struktur und sedimentphysikalische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2549 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.). T: Turbidit

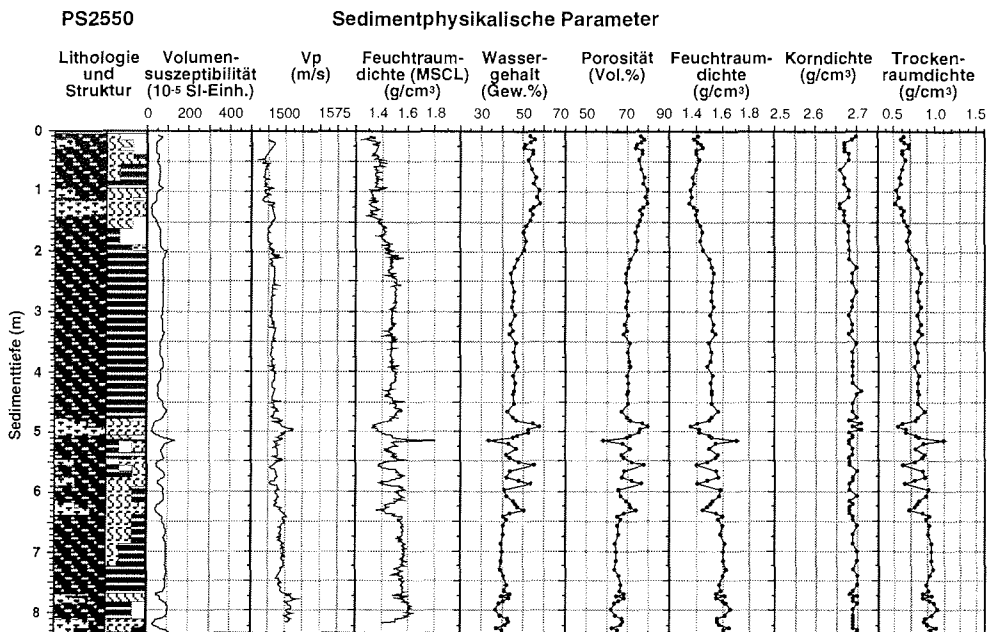


Abb. 5.20.: Lithologie, Struktur und sedimentphysikalische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2550 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

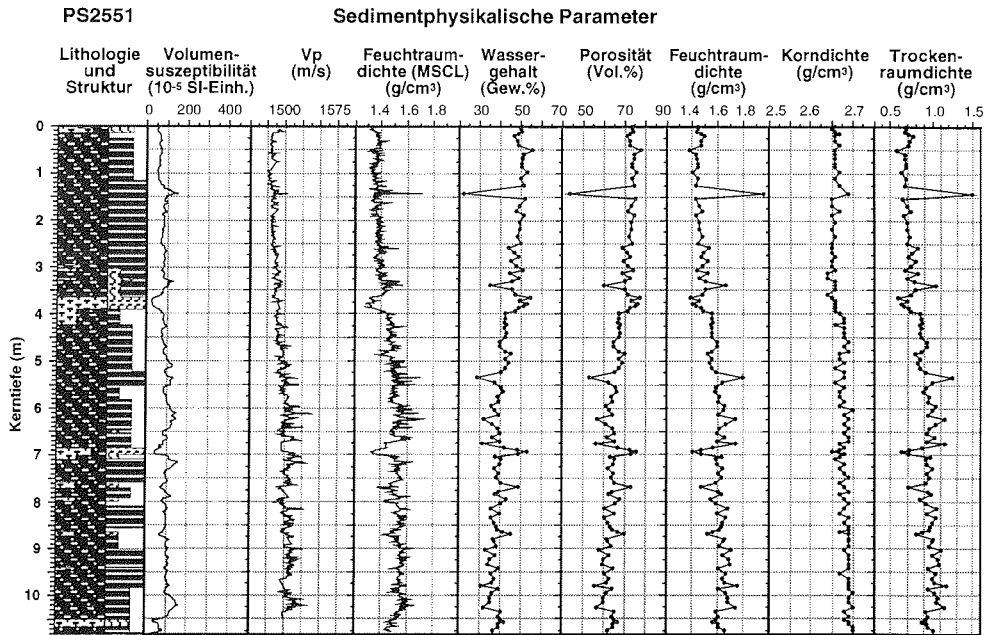


Abb. 5.21.: Lithologie, Struktur und sedimentphysikalische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2551 aus dem zentralen Amundsenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

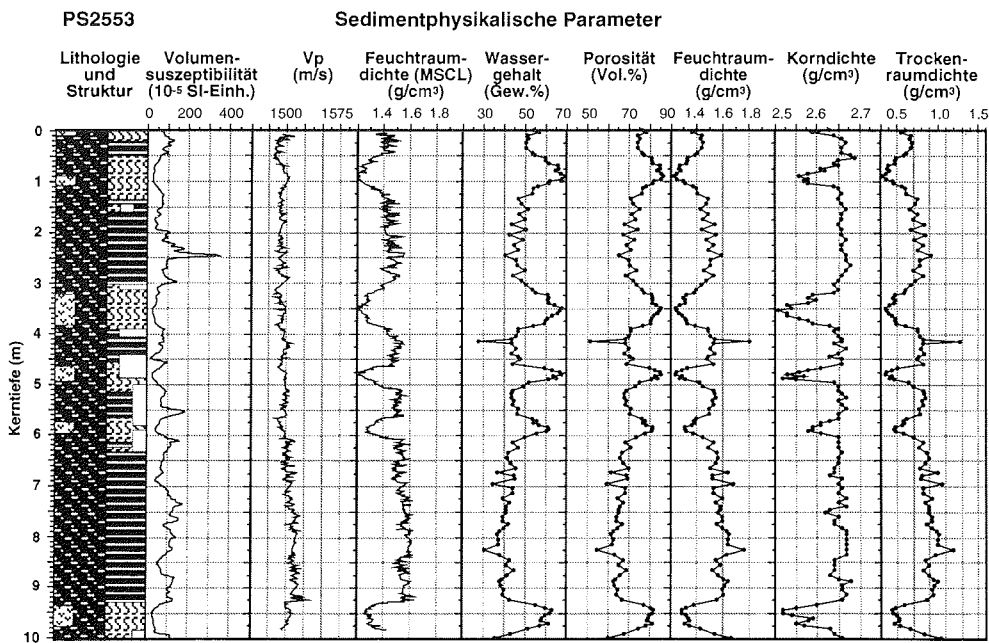


Abb. 5.22.: Lithologie, Struktur und sedimentphysikalische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

5. Sedimentabfolgen an den Kernstationen

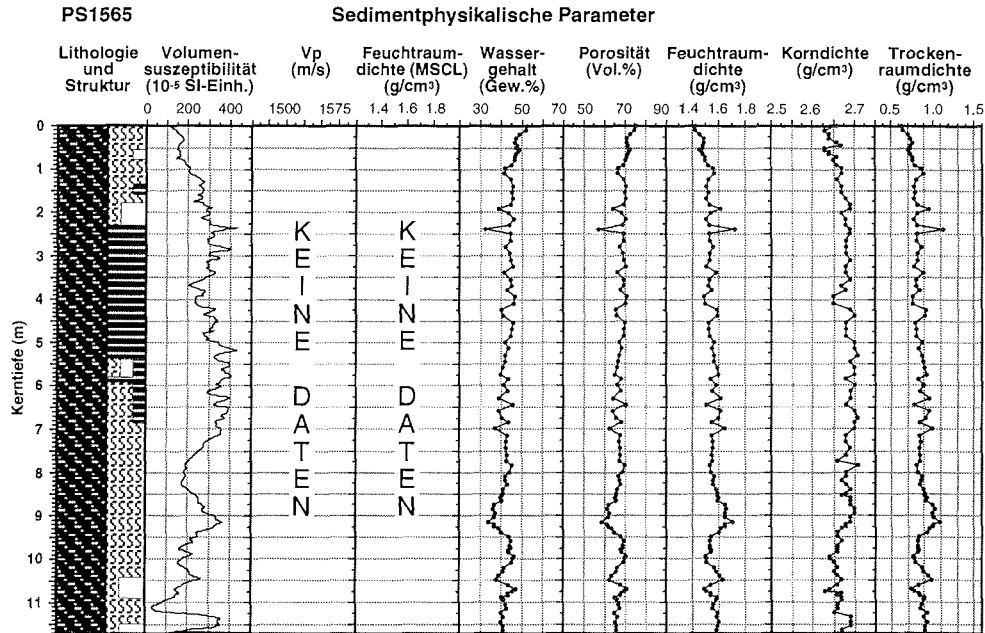


Abb. 5.23.: Lithologie, Struktur und sedimentphysikalische Parameter der Sedimentabfolge an der Station PS1565 aus dem östlichen Bellingshausenmeer (Lokation siehe Abb. 2.2., Legende siehe Abb. 5.2.).

Kernpositionen im Amundsenmeer schwanken sie im wesentlichen von 0,60 bis 1,10 g/cm³ (Abb. 5.17. bis 5.21.) und an der Station PS2553 von 0,30 bis 1,00 g/cm³ (Abb. 5.22.).

Tab. 5.3.: Korrelationskoeffizienten der an Einzelproben gemessenen und mittels Gammastrahlenabsorption bestimmten Feuchtraumdichten (r ist jeweils positiv)

<u>PS2547</u>	<u>PS2548</u>	<u>PS2549</u>	<u>PS2550</u>	<u>PS2551</u>	<u>PS2553</u>
$r^2=0,76$	$r^2=0,86$	$r^2=0,64$	$r^2=0,90$	$r^2=0,86$	$r^2=0,96$

5.6.3. Magnetische Volumenssuszeptibilität

Die magnetische Volumenssuszeptibilität eines Sediments ist im wesentlichen ein Maß für seinen Gehalt an ferri- und ferromagnetischen Mineralkörnern pro Volumeneinheit. In den hemipelagischen Ablagerungen aus dem zentralen Amundsen- und dem westlichen Bellingshausenmeer variiert die magnetische Volumenssuszeptibilität hauptsächlich zwischen 30×10^{-5} und 150×10^{-5} SI-Einheiten (Abb. 5.17. bis 5.22.; F. Niessen, unveröff. Daten). Die erhöhten Suszeptibili-

tätswerte über 100×10^{-5} SI-Einheiten werden meist durch sandig-siltige Turbidite und durch vereinzelte größere Kieskörner oder Steine hervorgerufen, sofern diese einen mafischen Chemismus besitzen. Im östlichen Bellingshausenmeer, in der Sedimentabfolge der Kernstation PS1565, schwankt die magnetische Volumenssuszeptibilität vorwiegend zwischen 150×10^{-5} und 350×10^{-5} SI-Einheiten und ist damit deutlich höher als im übrigen Arbeitsgebiet (Abb. 5.23.).

Die magnetische Volumenssuszeptibilität der Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer spiegelt vor allem ihren Karbonatanteil wider, weil die foraminiferenhaltigen Lagen infolge größerer Porenvolumina niedrige magnetische Suszeptibilitäten hervorrufen. Auch die opalhaltigen Horizonte in den Ablagerungen der Station PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer sind durch geringe magnetische Volumenssuszeptibilitäten charakterisiert. Zusätzlich aber weisen an dieser Kernposition einzelne Abschnitte innerhalb der rein terrigenen Laminite niedrigere Suszeptibilitätswerte auf. Die magnetischen Volumenssuszeptibilitäten der Sedimentabfolgeder Station PS1565 aus dem östlichen Bellingshausenmeer weisen ebenfalls eine negative Korrelation zu den Opal- und CaCO_3 -Gehalten auf. Die relativ hohen Suszeptibilitätswerte der Ablagerungen deuten auf einen generell höheren Anteil ferri- und ferromagnetischer Akzessorien im terrigenen Eintrag hin.

5.6.4. P-Wellengeschwindigkeit

Die Geschwindigkeiten der Primärwellen (F. Niessen, unveröff. Daten) schwanken in den untersuchten Abfolgen hauptsächlich zwischen 1475 und 1550 m/s (Abb. 5.17. bis 5.22.). Erhöhte Geschwindigkeiten gehen auf grobklastische Lagen und Kieskörner zurück. Die P-Wellengeschwindigkeiten nehmen infolge der Kompaktion zur Kernbasis hin zu. In der opalarmen Sedimentabfolge an der Station PS2551 steigen die Geschwindigkeiten der Primärwellen mit zunehmender Feuchtraumdichte an (Abb. 5.24.). Die karbonathaltigen Proben weisen dabei relativ niedrige Feuchtraumdichten auf, beeinflussen die P-Wellengeschwindigkeiten aber nicht. Dagegen steigen die Geschwindigkeiten der Primärwellen an der Station PS2553 nur innerhalb der terrigenen Sedimente mit zunehmender Feuchtraumdichte an (Abb. 5.24.). In den opalhaltigen Proben, die ausschließlich niedrige Feuchtraumdichten aufweisen, nimmt die P-Wellengeschwindigkeit dagegen mit sinkender Feuchtraumdichte zu. Dieser Zusammenhang kann auf ein höheres Schermodul in kieseligen Sedimenten zurückgeführt werden (Weber et al. 1997). Da beide sedimentphysikalische Parameter mit dem MSCL an den noch geschlos-

senen Kernsegmenten gemessen werden, kann somit bereits vor der Kernöffnung eine ungefähre Abschätzung des Biogenopalgehalts erfolgen.

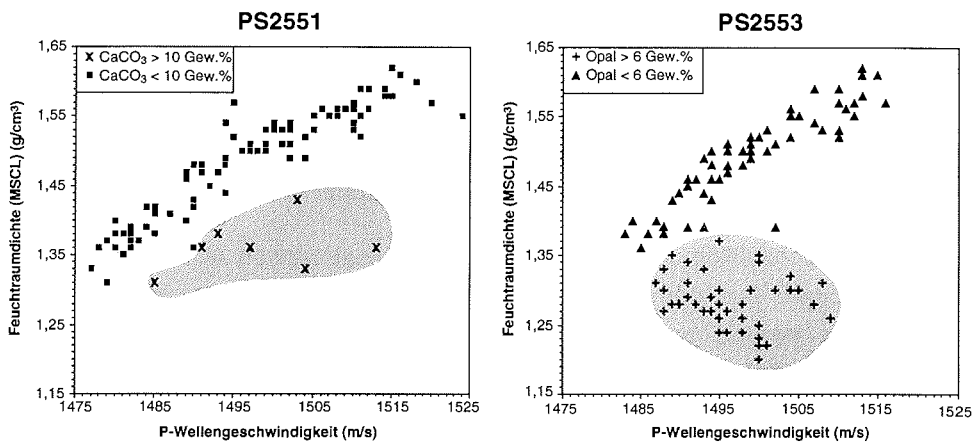


Abb. 5.24.: P-Wellengeschwindigkeiten in Abhängigkeit von den Feuchtraumdichten (MSCL) in den Sedimentabfolgen der Stationen PS2551 (zentrales Amundsenmeer) und PS2553 (westliches Bellingshausenmeer). In der Abfolge an der Station PS2551 nimmt die P-Wellengeschwindigkeit innerhalb der terrigenen Sedimente mit der Feuchtraumdichte deutlich zu. Innerhalb der karbonathaltigen Sedimente, die generell geringe Feuchtraumdichten aufweisen, ist keine Abhängigkeit der beiden sedimentphysikalischen Parameter voneinander festzustellen. In der Abfolge an der Station PS2553 steigt die P-Wellengeschwindigkeit innerhalb der terrigenen Abschnitte ebenfalls mit der Feuchtraumdichte an. In den diatomeenreichen Lagen dagegen nimmt - vermutlich aufgrund eines erhöhten Schermoduls - die P-Wellengeschwindigkeit bei abnehmender Feuchtraumdichte zu.

6. STRATIGRAPHIE

Die stratigraphische Einordnung von glazialmarinen Sedimenten des meereisbedeckten antarktischen Kontinentalrandes ist generell schwierig und erfordert nach Möglichkeit die Anwendung und Kombination verschiedener Datierungsmethoden (Grobe et al. 1990a). Die Hauptgründe hierfür sind das seltene Vorkommen bzw. Fehlen von Mikrofossilien - bedingt durch eine geringe Produktion -, ein hohes Maß an terrigener Verdünnung, die starke Lösung von Schalenresten sowie deren Umlagerung. Die Erstellung kontinuierlicher und eindeutig interpretierbarer Sauerstoffisotopenkurven ist daher meistens nicht möglich.

Die ersten, ausschließlich auf Magnetostratigraphie basierenden Altersmodelle von Sedimentabfolgen aus dem Amundsen- und Bellingshausenmeer sind zeitlich schlecht aufgelöst und mußten, da sie mit methodischen Fehler behaftet sind, häufig revidiert werden (vgl. Goodell & Watkins 1968 mit Hays & Opdyke 1967, Kennett 1970 und Trinchitella & Dinkelman 1980). Die im Rahmen des "Deep Sea Drilling Project" (DSDP), Leg 35, nordwestlich der Antarktischen Halbinsel erbohrten, vorwiegend terrigenen Abfolgen wurden infolge des angewandten Bohrverfahrens unvollständig gekernt und konnten biostratigraphisch nur grob datiert werden (Hollister, Craddock et al. 1976, Barker 1995). Auch Methoden der Biofluktuationsstratigraphie, die sich zeitlich variierende Häufigkeitsverteilungen spezieller Diatomeen- und Radiolarienarten zunutze machen, erwiesen sich für die AltersEinstufung spätquartärer Sedimente vom Kontinentalfuß des Amundsen- und Bellingshausenmeeres als ungeeignet (Trinchitella & Dinkelman 1980). Mittels der Radiokarbonmethode durchgeführte Altersbestimmungen an Schelfsedimenten nordwestlich der Antarktischen Halbinsel lieferten mangels datierbaren Materials nur Alter für Sedimentabfolgen, die jünger als 13 ka sind (Pudsey et al. 1994, Domack & McClennen 1996). Zusätzlich sind die AMS ^{14}C -Alter in diesem Gebiet wegen eines stark variierenden Reservoir-effekts mit erheblichen Fehlern behaftet (Domack 1992). Eine biostratigraphische Einstufung von Schelfsedimenten im Amundsenmeer nahmen Kellogg & Kellogg (1987a) vor. Die Altersbestimmung gestaltete sich aufgrund des äolischen Eintrags von Diatomeen mit stratigraphischem Leitwert schwierig (Kellogg & Kellogg 1996).

Das einzige bewährte Verfahren für die stratigraphische Interpretation quartärer Sedimente des antarktischen Kontinentalrandes lieferten Grobe & Mackensen (1992) mit der Entwicklung einer Lithostratigraphie an Ablagerungen aus dem atlantischen Sektor des Südpolarmeeres. Am Kontinentalhang im östlichen Weddellmeer wurden bislang die einzigen Sedimentabfolgen mit ausreichendem

Karbonatgehalt gewonnen (Grobe et al. 1990a, 1990b), so daß die an ihnen erstellten $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven auf die globalen Isotopenstratigraphien nach Imbrie et al. (1984) bzw. Martinson et al. (1987) kalibriert werden konnten. Die Methode der Lithostratigraphie basiert auf der Korrelation einer Vielzahl von Sedimentparametern (vor allem Opal- und Karbonatgehalt) der zu datierenden Abfolge mit den gestapelten, sedimentspezifischen Merkmalen von 11 Sedimentabfolgen aus dem östlichen Weddellmeer (Grobe & Mackensen 1992, Grobe et al. 1993). Das chronostratigraphische Fundament bildet dabei die mittels Sauerstoffisotopen- und Magnetostratigraphie datierten Sedimente an der Kernstation PS1388 (Mackensen et al. 1989, Altersmodell revidiert in Mackensen et al. 1994). Die Lithostratigraphie wurde von Shimmield et al. (1994) und Bonn et al. (1998) durch Messungen von lösungsresistentem biogenem Barium abgesichert. Hillenbrand (1994), Braun (1997) und Pudsey & Camerlenghi (1998) nahmen mit Hilfe der Lithostratigraphie Alterseinstufungen an Sedimentabfolgen aus dem Bellingshausenmeer vor.

6.1. Stratigraphie der Sedimentabfolgen aus dem Amundsenmeer

6.1.1. Verhältnisse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Alle Messungen stabiler Isotope wurden mit einem Massenspektrometer im Isotopenlabor des AWI durchgeführt (Methodik siehe Niebler 1995). Im zentralen Amundsenmeer konnten für alle Sedimentabfolgen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven, welche an der planktischen Foraminiferenart *N. pachyderma* sin. gemessen wurden, gewonnen werden (Abb. 6.1.). Zusätzlich konnte an der Abfolge der Kernposition PS2547 oberhalb von 700 cm Sedimenttiefe eine kontinuierliche Isotopenkurve an Schalen der benthischen Foraminiferenart *Cibicidoides* cf. *wuellerstorfi* erstellt werden (Abb. 6.3.). Die Extremwerte und maximalen Schwankungsbreiten der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse der Sedimentabfolgen aller Stationen sind in Tabelle 6.1. zusammengefaßt.

Voraussetzung für die stratigraphische Relevanz der in kalkigen Foraminiferenschalen gespeicherten $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Signale ist, daß sie die globalen Isotopenvariationen des Meerwassers im quartären Glazial-Interglazial-Wechsel dokumentieren. Die Speicherung leichter ^{16}O -Isotope in den kontinentalen Eismassen während der pleistozänen Kaltzeiten bewirkte einen $\delta^{18}\text{O}$ -Hub in den Weltmeeren um ca. 1,1 bis 1,3 ‰ (Labeyrie et al. 1987, Zahn & Mix 1991). Änderungen im globalen CO_2 -Haushalt, vor allem die verminderte ^{12}C -Speicherung in der terrestrischen Biomasse (Shackleton 1977) und in den Schelfsedimenten (Broecker 1982), reduzierten das glaziale $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis im Meerwasser um ca. 0,32 bis 0,45 ‰

6. Stratigraphie

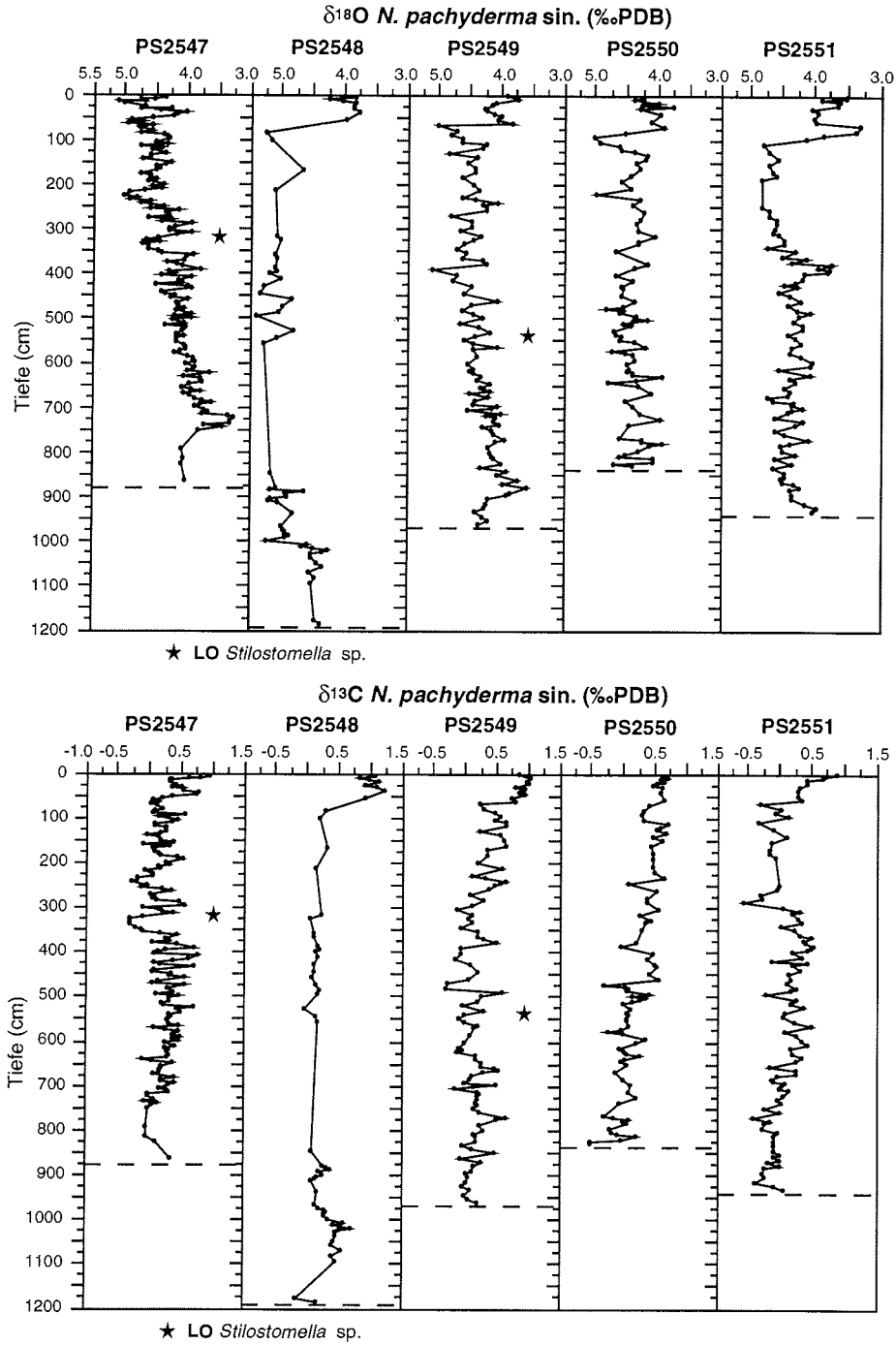


Abb. 6.1.: Tiefenprofile stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in den Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer. Die gestrichelte Linie markiert jeweils die Kernbasis. LO: "last occurrence".

(Curry et al. 1988, Duplessy et al. 1988). Gerade in den meereisbeeinflussten Ozeangebieten steuert aber eine Vielzahl weiterer physikalischer, chemischer und biologischer Prozesse sowohl die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse des Meerwassers als auch den Einbau der stabilen Isotope in die Kalkgehäuse von Foraminiferen. Einen Überblick über diese z.T. klimagekoppelten Fraktionierungsmechanismen geben Niebler (1995), Mackensen (1997) und Kohfeld (1998).

Tab. 6.1.: Extremwerte und maximale Amplituden der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse (in ‰ PDB) in kalkigen Foraminiferen aus dem Amundsenmeer (vgl. Abb. 6.1., 6.3.)

	<u>PS2547</u>		<u>PS2548</u>	<u>PS2549</u>	<u>PS2550</u>	<u>PS2551</u>
	<i>N. pach. sin.</i>	<i>Cib. cf. wuell.</i>	<i>N. pach. sin.</i>	<i>N. pach. sin.</i>	<i>N. pach. sin.</i>	<i>N. pach. sin.</i>
$\delta^{18}\text{O}$ min.	3,26	2,84	3,75	3,59	3,76	3,31
$\delta^{18}\text{O}$ max.	5,10	4,66	5,39	5,09	5,01	4,81
$\delta^{18}\text{O}$ max. Hub	0,88	1,06	1,40	1,18	1,10	1,50
$\delta^{13}\text{C}$ min.	-0,30	-0,91	-0,15	-0,31	-0,52	-0,56
$\delta^{13}\text{C}$ max.	0,96	0,86	1,23	1,05	0,72	0,89
$\delta^{13}\text{C}$ max. Hub	0,69	0,98	1,01	0,67	0,34	0,63

Im Amundsenmeer variieren lediglich innerhalb der Sedimentabfolge der auf einem Rücken gelegenen Kernposition PS2547 die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Signale in dem für die quartären Glazial-Interglazialzyklen typischen gegenläufigen Muster (Abb. 6.1., 6.3.). Die durchschnittlichen Amplituden der Isotopenverhältnisse sind allerdings häufig niedriger als die zu erwartenden globalen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen, was möglicherweise eine Folge der geringen stratigraphischen Auflösung der Ablagerungen an der Station PS2547 ist. Die Isotopenkurven von *N. pachyderma* und *C. cf. wuellerstorfi* zeichnen jeweils dieselben Trends nach (Abb. 6.3.). Eine Zuordnung zu den Sauerstoffisotopenstadien konnte nur unter Einbeziehung von biostratigraphischen und paläomagnetischen Informationen erfolgen. Ebenso wie die lückenhaften Isotopendaten in den basalen Sedimenten der Kernstation PS2547 sind die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der Ablagerungen vom Kontinentalfuß nicht interpretierbar (Abb. 6.1.). In den oberflächennahen Sedimenten (bis ca. 1 m Teufe) liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden jeweils in der Größenordnung des globalen $\delta^{18}\text{O}$ -Hubs bzw. darüber (Tab. 6.1., Abb. 6.1.). Eine Deutung als Terminations- oder lokales Schmelzwassersignal bleibt allerdings spekulativ, weil keine weiteren Änderungen von Sedimentparametern, wie z.B. ein Anstieg der IRD-Anteile, mit dieser $\delta^{18}\text{O}$ -Abnahme einhergehen. Dagegen nehmen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ebenfalls zu, was gegen einen lokalen Effekt spricht.

6.1.2. Biostratigraphie

Bei der Auslese planktischer Foraminiferen für die Isotopenmessungen wurde in der Sedimentabfolge der Kernposition PS2547 in 324 cm Teufe und in derjenigen der Kernposition PS2549 in 540 cm Teufe die benthische Foraminifere *Stilostomella* sp. gefunden (Abb. 6.1.). Die Art kommt in allen karbonatreichen Sedimentabschnitten der beiden Stationen wiederholt jeweils unterhalb der angegebenen Teufen vor. *Stilostomella* sp. gehört zu einer benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftung, die diachron während des mittleren Pleistozäns ausgestorben ist (Weinholz & Lutze 1989, Schönfeld 1996). Der Zeitpunkt des Aussterbeereignisses variiert global zwischen 1 Ma und 600 ka mit einer Häufung an der Brunhes/Matuyama-Grenze (790 ka). Das Aussterbedatum hängt von der Wassertiefe, der Küstenentfernung und der geographischen Breite ab (Schönfeld 1996). Unter Berücksichtigung dieses Trends sollte das Aussterben von *Stilostomella* sp. im Amundsenmeer während der obersten Matuyama-Epoche erfolgt sein.

6.1.3. Paläomagnetik

Die Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) in Gesteinen und Sedimenten kommt - ähnlich der magnetischen Suszeptibilität - durch den Gehalt an ferri- und ferromagnetischen Mineralen zustande. Die NRM setzt sich meist aus mehreren Magnetisierungskomponenten zusammen. In marinen Sedimenten besteht sie hauptsächlich aus der detritischen (DRM) und der postsedimentären remanenten Magnetisierung (PDRM), wobei Überprägungen durch die viskose (VRM) und die chemische remanente Magnetisierung (CRM) vorliegen können (Soffel 1991, Butler 1992). Ziel der Magnetostratigraphie ist es, durch progressive Entmagnetisierungsschritte sekundäre Magnetisierungskomponenten in den Sedimenten schrittweise zu eliminieren und die stabilste Komponente zu isolieren. Diese wird als charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) bezeichnet und gilt als Richtung des Erdmagnetfelds zum Zeitpunkt des primären Remanenz-erwerbs. Aus der Korrelation der ChRM-Inklination mit einer Polaritätszeitskala kann auf das Alter der Sedimente zurückgeschlossen werden. Erläuterungen zur Paläomagnetik an marinen Sedimenten finden sich bei Collinson (1983), Soffel (1991) und Butler (1992).

Die Messungen magnetischer Remanenzparameter an der Sedimentabfolge der Kernstation PS2547 (Abb. 6.2.) wurden von Dr. T. Frederichs (Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen) mit einem Kryogenmagnetometer des Typs 2G ENTERPRISES 755 HR durchgeführt. An orientiert entnommenen Einzel-

proben wurde zunächst die Intensität der NRM bestimmt. Durch schrittweise Entmagnetisierung im Wechselfeld wurden anschließend Inklination und Deklination der ChRM ermittelt und mit Hilfe eines speziellen Auswerteprogramms analysiert. Dabei wurden die Daten der ChRM-Inklination von Probenmessungen

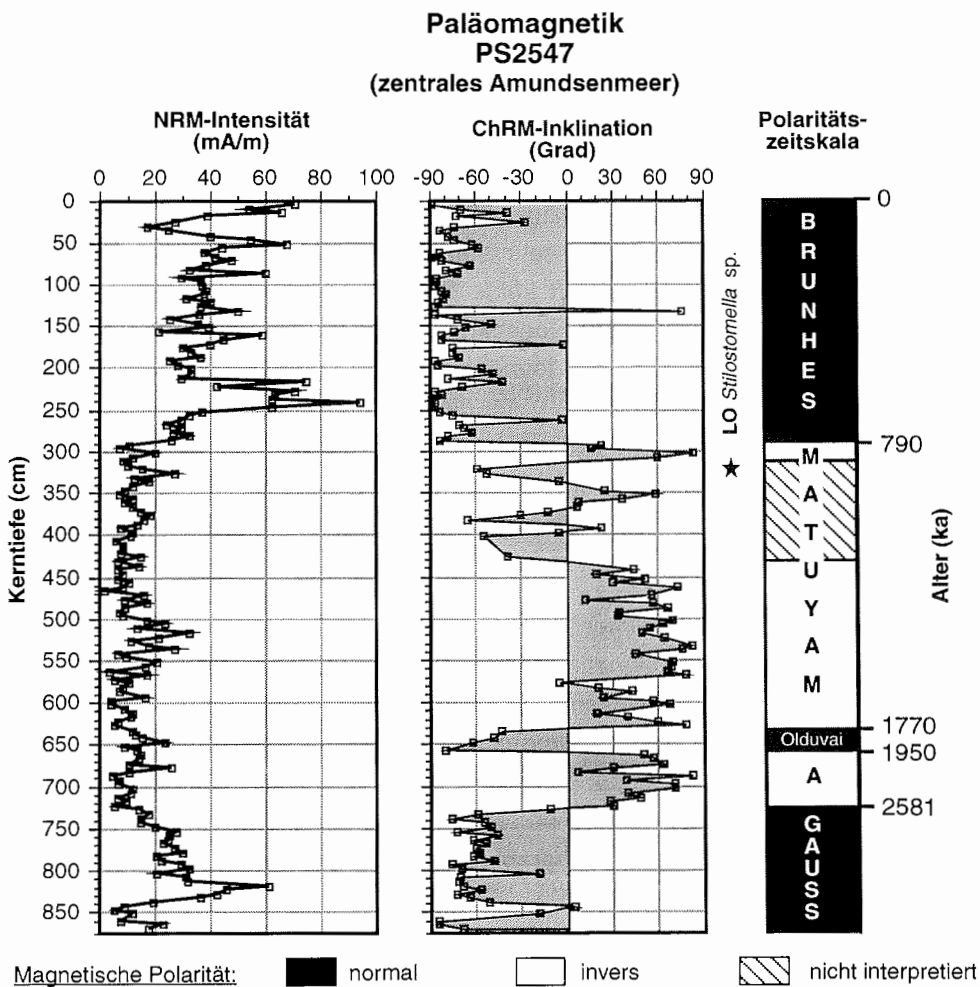


Abb. 6.2.: Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) und Inklination der charakteristischen Remanenz (ChRM) in der Sedimentabfolge der Kernstation PS2547 aus dem zentralen Amundsenmeer. Die Inklinationsänderungen der Sedimentabfolge wurden nach der Polaritätszeitskala von Cande & Kent (1995) interpretiert. Das Alter der Brunhes/Matuyama-Grenze wurde aus Berger et al. (1994b) übernommen. LO: "last occurrence".

bereinigt, welche die allgemeinen paläomagnetischen Qualitätskriterien nicht erfüllten, d.h. bei der progressiven Entmagnetisierung im Wechselfeld keine stabile Richtung erkennen ließen. Eine ausführliche Beschreibung dieses Paläomagnetik-Meßverfahrens geben Cordes (1990) und Nowaczyk (1991).

Die NRM-Intensität und die bereinigte ChRM-Inklination der Sedimentabfolge an der Kernstation PS2547 sind in Abbildung 6.2. dargestellt. Die stratigraphische Interpretation der ChRM-Inklination erfolgte nach der Polaritätszeitskala von Cande & Kent (1995) mit der Brunhes/Matuyama-Grenze bei 790 ka (Berger et al. 1994b). Die Matuyama/Gauss-Grenze (2,58 Ma) wurde dem Inklinationswechsel bei 729 cm zugewiesen. Das Olduvai-Ereignis (1,95 bis 1,77 Ma) wurde zwischen 664 cm und 634 cm Sedimenttiefe festgelegt (Abb. 6.2.). Zwischen 440 cm und 315 cm Tiefe variieren die ChRM-Inklinationen sehr stark. Häufig zeigen die magnetischen Komponenten in diesem Abschnitt keine stabilen Richtungen an. Der ChRM-Inklinationswechsel bei 294 cm Sedimenttiefe wurde als Brunhes/Matuyama-Grenze interpretiert (Abb. 6.2.). Sie liegt damit 30 cm oberhalb des letzten Vorkommens von *Stilostomella* (Kap. 6.1.2.). Auf die Festlegung geomagnetischer Ereignisse oder Exkursionen in der Brunhes- und der Gauss-Chron wurde verzichtet, weil für eine gesicherte stratigraphische Interpretation mindestens zwei aufeinanderfolgende Proben vergleichbare Inklinationsänderungen aufweisen sollten (Nowaczyk 1990).

Schwankungen in der NRM-Intensität können durch die Mineralogie, die Menge, die Korngröße sowie die Magnetisierungsintensität und -stabilität der Remanenzträger gesteuert werden (Collinson 1983). An der Kernposition PS2547 variiert die NRM-Intensität zwischen 2 und 197 mA/m (Abb. 6.2.). Eine eindeutige Abhängigkeit von der Lithologie oder von der Korngröße läßt sich nicht feststellen. Generell erreicht die NRM-Intensität höhere Beträge in den normal polarisierten Sedimentabschnitten. Einen ähnlichen Zusammenhang beobachtete Cordes (1990) in Sedimentabfolgen von der Maudkuppe. Er führt ihn auf postsedimentäre Überprägungen durch das rezente Erdmagnetfeld zurück.

6.1.4. Lithostratigraphie und Altersmodelle

Die magnetostratigraphischen Zeitmarken für die Sedimentabfolge der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 lieferten ein Altersmodell mit niedriger Auflösung (Abb. 6.2., 6.3.). Das Altersmodell ermöglichte jedoch für die Ablagerungen aus der Brunhes-Chron eine zeitliche Zuordnung zu den globalen Isotopenstadien. Zu diesem Zweck wurden die an *N. pachyderma* gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ - und

$\delta^{13}\text{C}$ -Kurven der Station PS2547 mit den von Mackensen et al. (1994) stratigraphisch interpretierten Isotopenkurven der Station PS1388 vom Kontinentalhang des nordöstlichen Weddellmeeres graphisch korreliert (Abb. 6.4.). Das anhand dieser Korrelation erstellte Altersmodell für die Sedimentabfolge der Kernstation

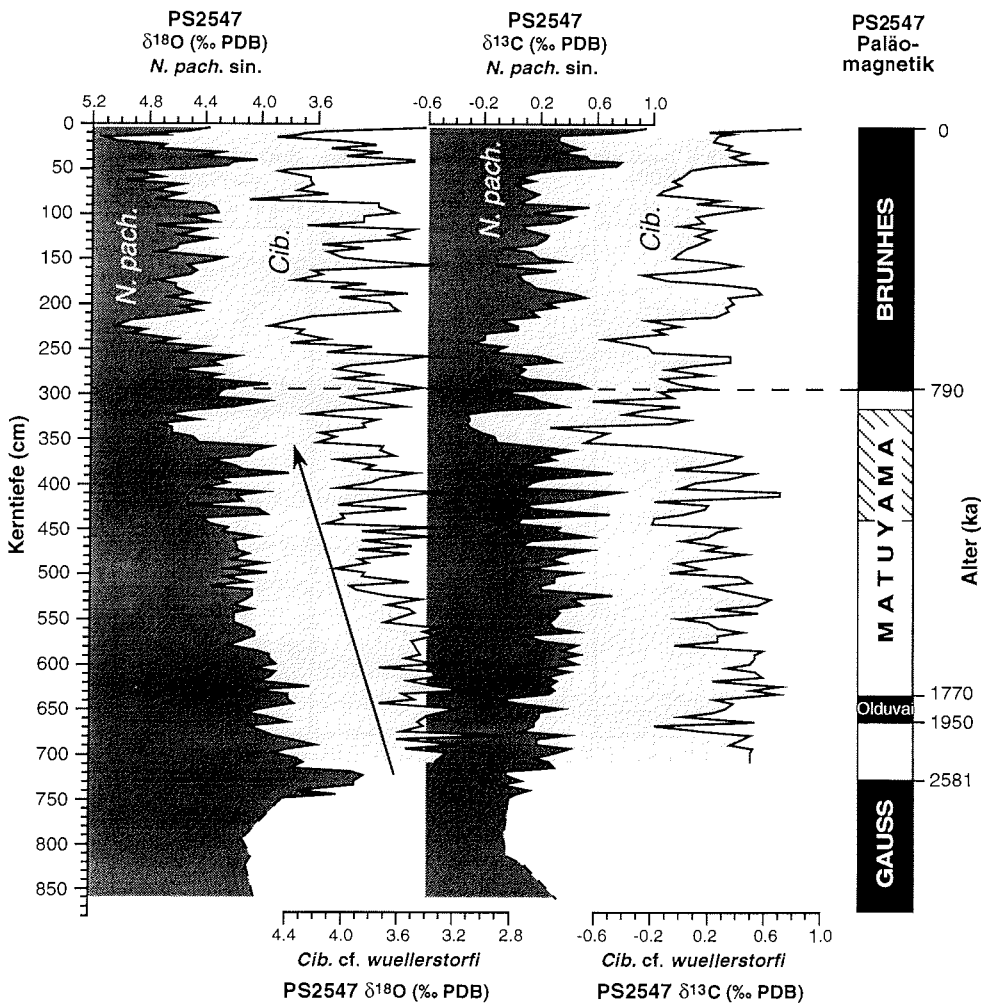


Abb. 6.3.: Tiefenprofile stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in der Sedimentabfolge der Kernstation PS2547 aus dem zentralen Amundsenmeer, gemessen an planktischen und benthischen Foraminiferen, in Gegenüberstellung zur Polaritätszeitskala (siehe Abb. 6.2.). Die horizontale gestrichelte Linie markiert die Brunhes/Matuyama-Grenze, der Pfeil weist auf die kontinuierliche Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Verlauf der Matuyama-Chron hin. Die Isotopenwerte in der Gauss-Chron (gestrichelt) sind aufgrund von Karbonatlösung unsicher.

6. Stratigraphie

PS2547 ist in Tabelle 6.2. aufgeführt. Die Alter der Sauerstoffisotopenstadien 20 bis 16 wurden aus Berger et al. (1994b), die der Stadien 15 bis 1 aus Imbrie et al. (1984) übernommen. Die Isotopenstadien 15 bis 13 und 4 bis 2 wurden zusammengefaßt. Die im Vergleich zu den Sedimenten der Station PS1388 niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungsbreiten gehen wahrscheinlich auf die geringe zeitliche Auflösung in der Abfolge an der Kernposition PS2547 zurück.

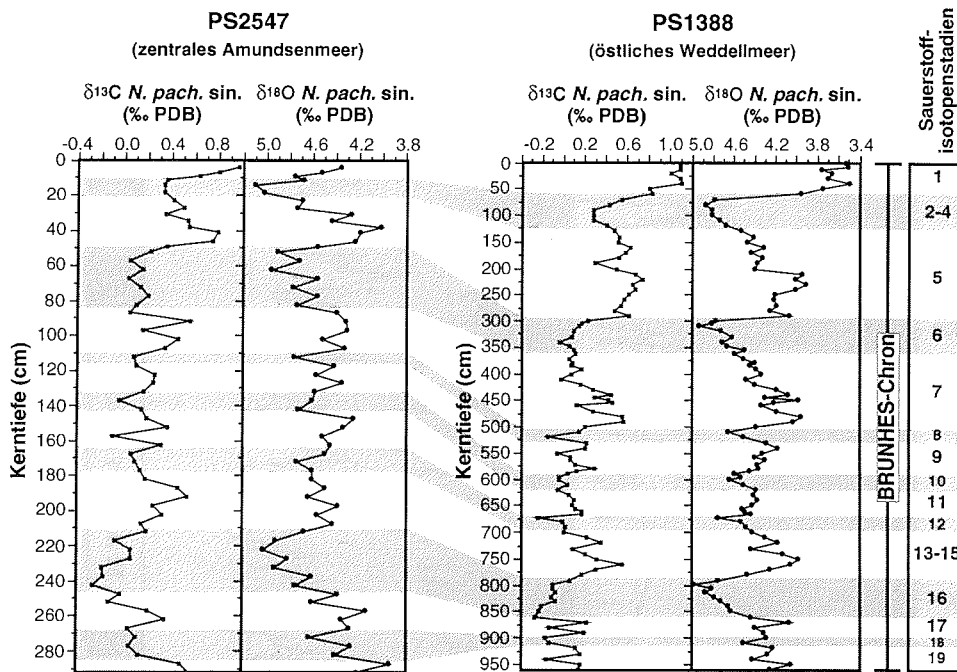


Abb. 6.4.: Korrelation der Verhältnisse stabiler Isotope in der Sedimentabfolge der Station PS2547 mit den Isotopenverhältnissen in den Ablagerungen der Station PS1388 (Altersmodell für PS1388 nach Mackensen et al. 1994). Die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden jeweils an planktischen Foraminiferen *N. pachyderma* sin. gemessen. Kaltzeitliche Isotopenstadien sind grau unterlegt.

Für die pliozänen und altpleistozänen Ablagerungen an der Station PS2547 ist lediglich eine eingeschränkte isotopenstratigraphische Interpretation möglich. Während der Matuyama-Chron steigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse deutlich an (Abb. 6.3.). Dieser global zu beobachtende Abkühlungstrend wurde nach Farrell & Prell (1991) durch eine Verstärkung des Eiseffekts seit Beginn der Nordhemisphärenvereisung vor ca. 2,4 Ma verursacht. Während der Matuyama-Epoche variieren die

Isotopenverhältnisse in der Abfolge der Station PS2547 stärker als während der Brunhes-Epoche (Abb. 6.3.). Die höhere Schwankungsfrequenz liegt wahrscheinlich in der 41-ka-Periode der oberpliozänen und unterpleistozänen Glazial-Interglazialzyklen begründet (Ruddiman et al. 1989, Berger et al. 1994a). Erst nach dem "Mittelpleistozänen Klimaübergang" vor 920 bis 640 ka wurde die 100-ka-Periode dominant (Berger et al. 1994a, Mudelsee & Schulz 1997). Eine Einteilung

Tab. 6.2.: Altersmodell für die Sedimentabfolge an der Station PS2547 aus dem zentralen Amundsenmeer. Die paläomagnetischen Zeitmarken (*kursiv gedruckt*) lieferten ein Altersmodell mit niedriger stratigraphischer Auflösung (paläomagnetische Altersangaben nach Berger et al. 1994b und Cande & Kent 1995). Mittels graphischer Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von PS2547 mit derjenigen der Station PS1388 (Abb. 6.4.) konnten die Ablagerungen aus der Brunhes-Chron den globalen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984) bzw. Berger et al. (1994b) zugeordnet werden (normal gedruckt). Das Basisalter der Sedimentabfolge ist in Tabelle 6.5. aufgeführt.

PS2547			
Sauerstoffisotopen- stadien-Grenzen/ <i>Paläomagnetik- Zeitmarken</i>	Alter (ka)	Referenz	Tiefe (cm)
2/1	12	Imbrie et al. 1984	11
5/4	71	"	21
6/5	128	"	49
7/6	186	"	85
8/7	245	"	110
9/8	303	"	117
10/9	339	"	133
11/10	362	"	144
12/11	423	"	164
13/12	478	"	178
16/15	620	"	211
17/16	681	Berger et al. 1994b	247
18/17	714	"	268
19/18	774	"	287
<i>Brunhes/Matuyama</i>	790	"	287
20/19	790	"	294
21/20	817	"	304
<i>Ende Olduvai</i>	1770	Cande & Kent 1995	634
<i>Beginn Olduvai</i>	1950	"	664
<i>Matuyama/Gauss</i>	2581	"	729

6. Stratigraphie

der Matuyama-zeitlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Fluktuationen in Isotopenstadien wurde an der Sedimentabfolge der Station PS2547 infolge der zu geringen Auflösung nicht vorgenommen. Setzt man eine lineare Sedimentationsrate voraus, dann starb *Stilostomella* im Amundsenmeer vor ca. 870 ka aus. Für die Gauss-Chron wurde eine aus den Ablagerungsraten während der Matuyama-Chron und dem Olduvai-Ereignis gemittelte Sedimentationsrate zugrunde gelegt. Das berechnete Basisalter beträgt demnach rund 3,2 Ma (Tab. 6.5.).

Die gute Übereinstimmung zwischen CaCO_3 - und Ba_{bio} -Anteilen in den Sedimenten an der Kernposition PS2551 dokumentiert, daß die für das Amundsenmeer charakteristischen Karbonatzyklen Paläoproduktivität anzeigen und nur wenig von Lösung überprägt sein können (Kap. 5.2.3.). Die Karbonatlagen wurden für die lithostratigraphische Korrelation der Ablagerungen an der Kernstation PS2547 mit den Sedimentabfolgen vom Kontinentalfuß genutzt (Abb. 6.5.). Da die CaCO_3 -

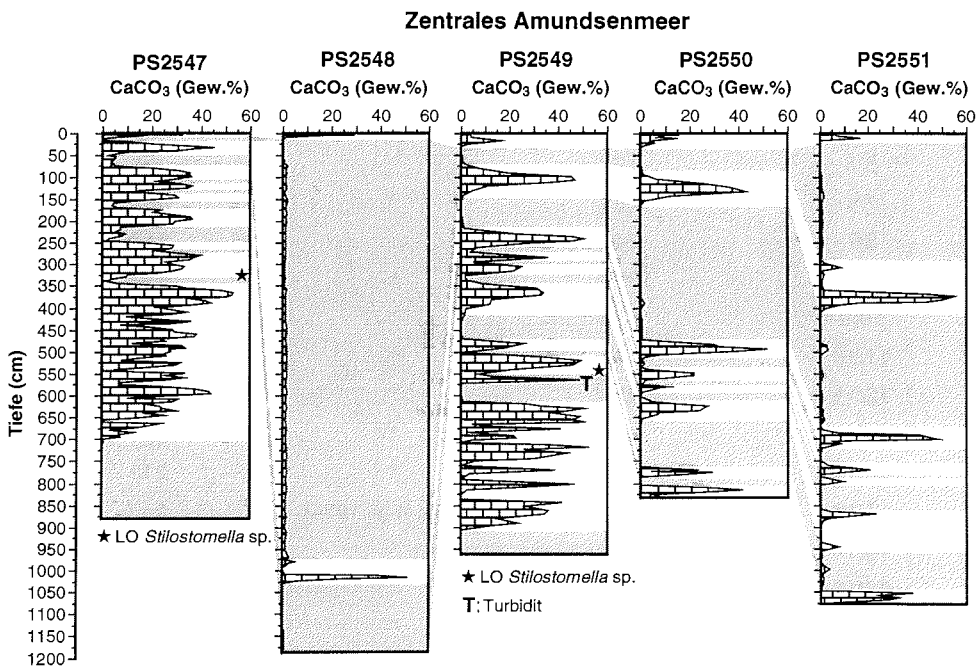


Abb. 6.5.: Korrelation der Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer anhand der CaCO_3 -Gehalte. Die terrigenen Sedimentabschnitte sind grau unterlegt. LO: "last occurrence".

Zyklen offenbar nicht in allen Abfolgen gleich gut aufgelöst sind, erfolgte die Korrelation unter Zuhilfenahme weiterer Sedimentparameter, vor allem des Smektit/Kaolinit-Verhältnisses, und an der Kernposition PS2549 anhand des letzten Auftretens von *Stilostomella*.

Mit Hilfe des Altersmodells für die Sedimentabfolge an der Station PS2547 wurden die Unter- und Obergrenze einer CaCO₃-reichen Lage datiert (Tab. 6.3, Abb. 6.6.). Die ermittelten Alter wurden als feste Zeitmarken auf die korrelierenden Karbonatlagen der Ablagerungen vom Kontinentalfuß übertragen (Tab. 6.3., Abb. 6.7.). Generell fallen diese lithostratigraphische Fixpunkte nicht mit den Grenzen von Sauerstoffisotopenstadien zusammen. Vielmehr eilen in der Abfolge an der Station PS2547 die CaCO₃-Gehalte den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen während der Brunhes-Chron

Tab. 6.3.: Altersmodelle für die Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer. Die Schichtunterseiten und Schichtoberseiten charakteristischer karbonatreicher Lagen wurden als lithostratigraphische Fixpunkte definiert. Die Alter dieser Fixpunkte wurden aus dem Altersmodell für die Sedimentabfolge der Station PS2547 (Tab. 6.2.) interpoliert und auf die entsprechenden Teufen der Sedimentabfolgen an den Stationen PS2548 bis PS2551 übertragen. Die Basisalter aller Sedimentabfolgen sind in Tabelle 6.5. zusammengefaßt.

Lithostratigraphische Fixpunkte

<u>PS2547</u>		<u>PS2548</u>	<u>PS2549</u>	<u>PS2550</u>	<u>PS2551</u>
Tiefe (cm)	Alter (ka)	Tiefe (cm)	Tiefe (cm)	Tiefe (cm)	Tiefe (cm)
11	12	15	28	27	16
21	70	973	74	98	303
45	120	1029	145	158	415
79	175		215	473	672
104	230		260	511	715
115	290		270	536	755
127	325		293	565	780
138	350		299	576	790
152	385		320	588	805
173	460		340	608	855
209	615		402	653	950
247	680		460	763	1050
262	705		490	780	1075
276	740			808	
294	790		520		
700	2300		905		

6. Stratigraphie

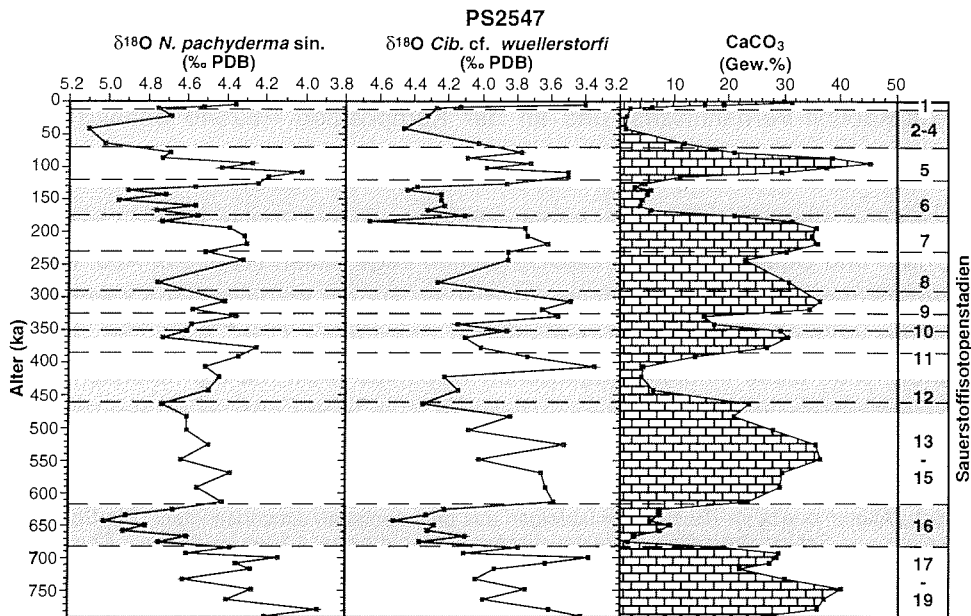


Abb. 6.6.: Festlegung lithostratigraphischer Fixpunkte für die Brunhes-Chron im zentralen Amundsenmeer. Mit Hilfe des auf Sauerstoffisotopenstratigraphie beruhenden Altersmodells für die Sedimentabfolge an der Station PS2547 wurden die Unter- und Obergrenzen der CaCO_3 -reichen Lagen datiert (gestrichelte Linien). Die maximalen CaCO_3 -Gehalte wurden in variabler zeitlicher Verzögerung zu den globalen Interglazialstadien abgelagert (Glazialstadien sind grau unterlegt).

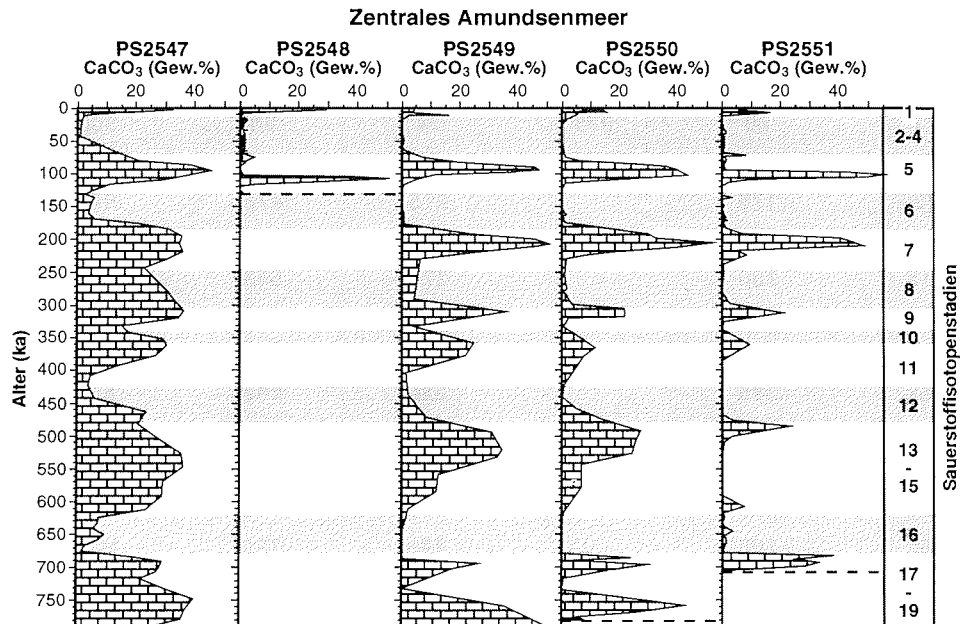


Abb. 6.7.: Lithostratigraphische Korrelation der Sedimentabfolge an der Station PS2547 mit den Abfolgen der Stationen PS2548 bis PS2551 für den Zeitraum der Brunhes-Chron (Alter der Isotopenstadien 19 bis 16 nach Berger et al. 1994b, Alter der Isotopenstadien 15 bis 1 nach Imbrie et al. 1984). Die Glazialstadien sind grau unterlegt. Gestrichelte Linien markieren jeweils eine Kernbasis.

deutlich nach (Abb. 6.6.). Die zeitliche Verzögerung variiert anscheinend zwischen wenigen ka und max. 40 ka. Aufgrund der niedrigen stratigraphischen Auflösung in den Sedimenten an Kernposition PS2547 muß auf eine genauere Festlegung dieser Phasenverschiebungen allerdings verzichtet werden. Hervorzuheben sind die starken Unterschiede in den stratigraphischen Reichweiten der Sedimentabfolgen im zentralen Amundsenmeer (Tab. 6.5., Abb. 6.9.).

6.2. Stratigraphie der Sedimentabfolgen aus dem Bellingshausenmeer

6.2.1. Biostratigraphie

Die Sedimente an der Kernposition PS2553 führen von der Basis bis in 940 cm Tiefe die Radiolarienart *Stylatractus universus* (mdl. Mittl. A. Abelmann), die global an der Isotopenstadien-Grenze 12/11 ausgestorben ist (Hays & Shackleton 1976, McIntyre & Kaczmarek 1996). Der Horizont in 940 cm Tiefe ist wahrscheinlich älter, weil die Sedimente im Hangenden erst ab 592 cm Kerntiefe wieder Radiolarien enthalten (mdl. Mittl. A. Abelmann). Innerhalb der opalhaltigen Ablagerungen zwischen 380 und 325 cm Teufe wurde *Hemidiscus karstenii* gefunden (mdl. Mittl. R. Gersonde). Diese Diatomeenart kommt in den quartären Sedimenten des Südpolarmeeres ausschließlich während der Isotopenstadien 11, 9 und 7 vor (Burckle 1982, Gersonde & Barcena 1998). Von der Diatomeenart *Actinocyclus ingens* treten in der Sedimentabfolge an der Station PS2553 nur vereinzelte Exemplare auf (mdl. Mittl. R. Gersonde), was auf ein Basisalter von weniger als 650 ka hinweist (Gersonde & Barcena 1998).

6.2.2. Lithostratigraphie und Altersmodelle

Die Sedimentabfolgen aus dem Bellingshausenmeer wurden mittels der lithostratigraphischen Methode von Grobe & Mackensen (1992) datiert (Hillenbrand 1994). Die relativ opal- und Ba_{bio}-reichen Horizonte an der Kernstation PS2553 aus dem westlichen Bellingshausenmeer wurden, gestützt durch biostratigraphische Befunde, den interglazialen Isotopenstadien 13, 11, 9, 7, 5 und 1 zugewiesen (Tab. 6.4., Abb. 6.8.). Für die Ablagerungen an der Kernposition PS1565 wurde das Altersmodell aus Hillenbrand (1994) aufgrund der Ergebnisse der Ba_{bio}-Bestimmungen (Kap. 5.2.3.) geringfügig abgeändert (Tab. 6.4., Abb. 6.8.).

Einen potentiellen tephrochronologischen Leithorizont in den Sedimenten der Station PS1565 aus dem östlichen Bellingshausenmeer stellt eine Anreicherung von vulkanischen Gläsern mit hohen Si-Gehalten in 1125 cm Kerntiefe dar (Hillenbrand 1994). Diese Teufe entspricht nach dem Altersmodell dem Isotopen-

6. Stratigraphie

Tab. 6.4.: Altersmodelle für die Sedimentabfolgen aus dem Bellingshausenmeer. Die Zuordnung der Sedimentabfolgen der Stationen PS2553 bzw. PS1565 zu den globalen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984) bzw. Martinson et al. (1987) erfolgte mittels der lithostratigraphischen Methode von Grobe & Mackensen (1992), ergänzt durch biostratigraphische Befunde. Die Basisalter der Sedimentabfolgen sind in Tabelle 6.5. zusammengefaßt.

<u>PS2553</u>				<u>PS1565</u>			
Sauerstoffisotopenstadien-Grenzen	Alter (ka)	Referenz	Tiefe (cm)	Sauerstoffisotopenstadien-Grenzen	Alter (ka)	Referenz	Tiefe (cm)
2/1	12	Imbrie et al. 1984	17	2/1	12	Martinson et al. 1987	115
5/4	71	"	50	5/4	74	"	690
6/5	128	"	115	6/5	130	"	1150
7/6	186	"	315				
8/7	245	"	390				
9/8	303	"	465				
10/9	339	"	512				
11/10	362	"	563				
12/11	423	"	615				
13/12	478	"	925				

Tab. 6.5.: Basisalter der Sedimentabfolgen aller untersuchten Stationen. Die Basisalter wurden aus den mittleren Sedimentationsraten der jeweils hangenden Abfolgen extrapoliert.

	<u>PS2547</u>	<u>PS2548</u>	<u>PS2549</u>	<u>PS2550</u>	<u>PS2551</u>	<u>PS2553</u>	<u>PS1565</u>
Kernbasis (cm)	880	1197	967	831	1083	1000	1171
Basisalter (ka)	3210	130	2548	784	713	525	133

stadium 5.5. (Abb. 6.8.). In mehreren Sedimentabfolgen aus der unmittelbaren Umgebung von Station PS1565 beschreiben Pudsey & Camerlenghi (1998) eine vermutlich identische Aschenlage. Aufgrund ihres alkalisch-intermediären Chemismus wird sie einer Quelle in Marie-Byrd-Land oder in der Umgebung des Rossmeeres zugeordnet. McIntosh & Wilch (1995) datierten Tephra, welche vom Vulkan Mount Berlin (Marie-Byrd-Vulkanfeld) bei einer paroxysmalen Eruption gefördert wurde, mit Hilfe der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode auf 125 (± 8) ka. Nach Ansicht der Autoren müßte das pyroklastische Material aufgrund der plinianischen Förderfähigkeit in weiten Teilen der Westantarktis verbreitet sein. Bei der Tephralage an der Kernstation PS1565 - und an den benachbarten Kernpositionen - könnte es

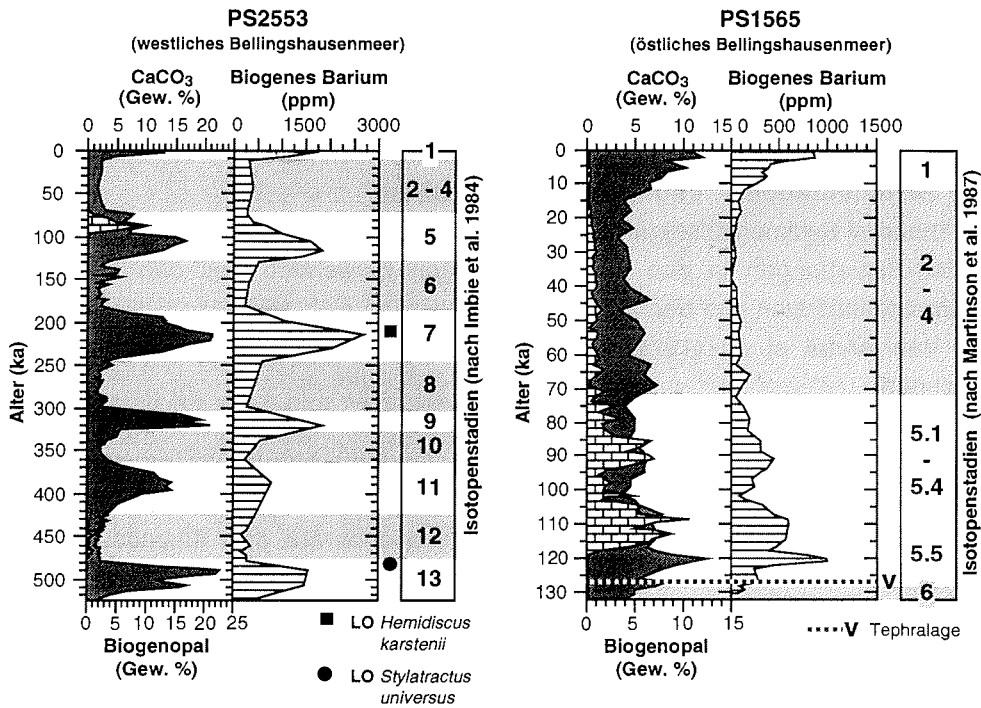


Abb. 6.8.: Stratigraphie der Sedimentabfolgen aus dem Bellingshausenmeer. LO: "last occurrence". Nach der Lithostratigraphie von Grobe & Mackensen (1992) wurden Sedimente mit hohen Biogenanteilen warmzeitlichen und terrigene Sedimente kaltzeitlichen Isotopenstadien zugeordnet. In der Abfolge der Station PS2553 geben das letzte Auftreten von *S. universus* und *H. karstenii*, in der Abfolge der Station PS1565 eine Tephralage zusätzliche stratigraphische Hinweise.

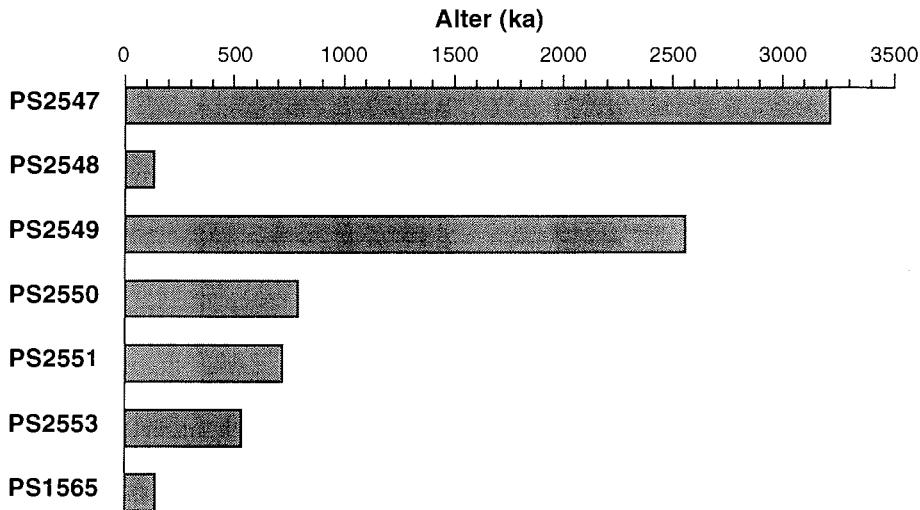


Abb. 6.9.: Stratigraphische Reichweiten der Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer (Stationen PS2547 bis PS2551), dem westlichen Bellingshausenmeer (Station PS2553) und dem östlichen Bellingshausenmeer (Station PS1565).

sich um genau dieses Material handeln. Generell sind die stratigraphischen Reichweiten der Sedimentabfolgen im Bellingshausenmeer geringer als im zentralen Amundsenmeer (Abb. 6.9.).

6.3. Sedimentations- und Akkumulationsraten

Die linearen Sedimentationsraten an den Kernstationen wurden aus den Alters-Tiefen-Beziehungen in den Sedimentabfolgen berechnet. Aus den linearen Sedimentationsraten und den Trockendichten liessen sich nach den Gleichungen von Van Andel et al. (1975) und Thiede et al. (1982) Akkumulationsraten errechnen.

6.3.1. Lineare Sedimentationsraten und Gesamt-Akkumulationsraten

ZENTRALES AMUNDSENMEER

Die linearen Sedimentationsraten an den Kernstationen aus dem Amundsenmeer sind sowohl räumlich als auch zeitlich starken Schwankungen unterworfen (Abb. 6.10a-e). Ein einheitlicher Trend in Abhängigkeit von den geographischen Gegebenheiten läßt sich dabei nicht erkennen. Beispielsweise übersteigt die für den letzten Glazial-Interglazialzyklus ermittelte lineare Sedimentationsrate an der am oberen Kontinentalfuß gelegenen Station PS2548 (8,6 cm/ka) die Sedimentationsrate an der benachbarten, auf einer Rückenstruktur gelegenen Station PS2547 (0,4 cm/ka) um mehr als das 20-fache. Auch im Vergleich zu der ebenfalls am Kontinentalfuß gelegenen Station PS2549 (1,2 cm/ka) liegt die lineare Sedimentationsrate an der Station PS2548 um den Faktor 7 höher.

Die für die Matuyama-Chron berechneten Sedimentationsraten an den Stationen PS2547 und PS2549 betragen weniger als 0,4 cm/ka (Abb. 6.10a, c). Die für die Isotopenstadien 15 bis 7 ermittelten linearen Sedimentationsraten an den Stationen vom Kontinentalfuß liegen einheitlich unter 1 cm/ka (Abb. 6.10a-e). Nur in Bezug auf die jüngeren Ablagerungen läßt sich ein Zusammenhang zwischen Sedimentationsrate und Lithologie erkennen. Besonders mächtige Laminiten kamen an den Stationen PS2550 und PS2551 während des Isotopenstadiums 6 und an den Stationen PS2548 und PS2551 während der Isotopenstadien 4-2 zur Ablagerung. Die entsprechenden linearen Sedimentationsraten betragen zwischen 4,7 und 16,5 cm/ka (Abb. 6.10b, d, e). Dagegen liegen die Sedimentationsraten der karbonathaltigen Ablagerungen meist unter 1 cm/ka. Lediglich die für die Interglazialstadien 5 und 1 berechneten Sedimentationsraten der am Kontinentalfuß

abgelagerten foraminiferenhaltigen Schlämme erreichen Werte zwischen 1,1 und 2,5 cm/ka.

Die Gesamt-Akkumulationsraten an den Kernstationen aus dem Amundsenmeer hängen hauptsächlich von den Sedimentationsraten ab und zeigen entsprechend starke Variationen (Abb. 6.10a-e). Die Gesamt-Akkumulationsraten der mächtigen kaltzeitlichen Laminite an den Stationen PS2548, PS2550 und PS2551 sind mit 35 bis 180 g/m²/a am höchsten. Ansonsten betragen die Gesamt-Akkumulationsraten weniger als 15 g/m²/a. An den Stationen PS2547 und PS2549 liegen sie meist sogar unter 5 g/m²/a.

BELLINGSHAUSENMEER

Die linearen Sedimentationsraten an der Station PS2553 schwanken ebenfalls sehr stark (Abb. 6.10f). Die Sedimentationsraten (5,6 cm/ka bzw. 3,4 cm/ka) und Gesamt-Akkumulationsraten (55 g/m²/a bzw. 25 g/m²/a) der den glazialen Isotopenstadien 12 und 6 zugewiesenen laminierten Abfolgen sind deutlich erhöht. Im Gegensatz zur Kernstation PS2553 variieren an der Station PS1565 die Sedimentationsraten nur geringfügig zwischen 8,2 cm/ka und 9,6 cm/ka und die Gesamt-Akkumulationsraten zwischen 60 g/m²/a und 90 g/m²/a (Abb. 6.10g).

6.3.2. Akkumulationsraten biogenen und terrigenen Materials

ZENTRALES AMUNDSENMEER

Die für die spätquartären Interglaziale berechneten CaCO₃-Akkumulationsraten schwanken mit 0,5 und 4,0 g/m²/a im Bereich einer ganzen Größenordnung (Abb. 6.11.). Ähnlich starken Variationen von 3 bis 23 mg/m²/a sind auch die interglazialen Ba_{bio}-Akkumulationsraten an der Kernstation PS2551 unterworfen (Abb. 6.12.). Die für die kaltzeitlichen Laminitabfolgen an den Stationen PS2548, PS2550 und PS2551 ermittelten CaCO₃-Akkumulationsraten sind auffällig hoch (Abb. 6.11.). Sie erreichen z.T. genauso hohe Werte wie in den Warmzeiten, was einen grundlegenden Unterschied zu den CaCO₃-Gehalten darstellt (vgl. Abb. 6.7.). An der Station PS2551 ergeben sich auch für die feinlaminierten Sedimentabfolgen der Isotopenstadien 6 und 4-2 deutlich erhöhte Akkumulationsraten von organischer Substanz (bis zu 0,15 g/m²/a), von Opal (bis zu 1,3 g/m²/a) und von biogenem Barium (bis zu 19 mg/m²/a) (Abb. 6.12.). Zusätzlich erreichen die Akkumulationsraten von terrigenem Detritus mit 30 bis 50 g/m²/a maximale Werte. Die Terrigen-Akkumulationsraten der interglazialen Sedimente liegen hingegen meist unter 10 g/m²/a.

6. Stratigraphie

PS2547
(zentrales Amundsenmeer)

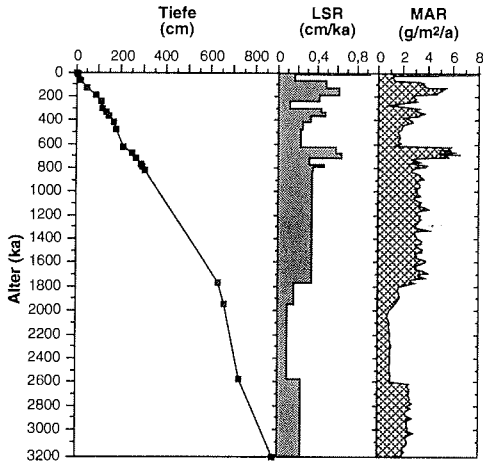


Abb. 6.10a

PS2549
(zentrales Amundsenmeer)

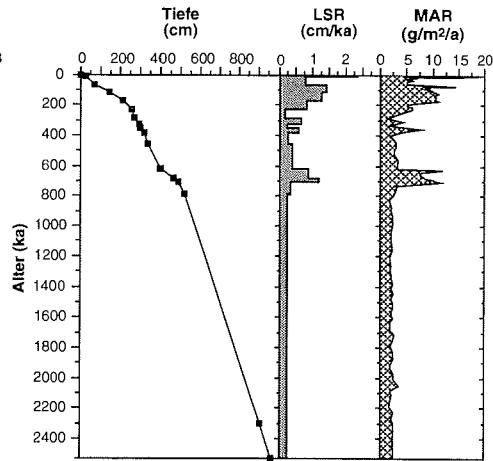


Abb. 6.10c

PS2548
(zentrales Amundsenmeer)

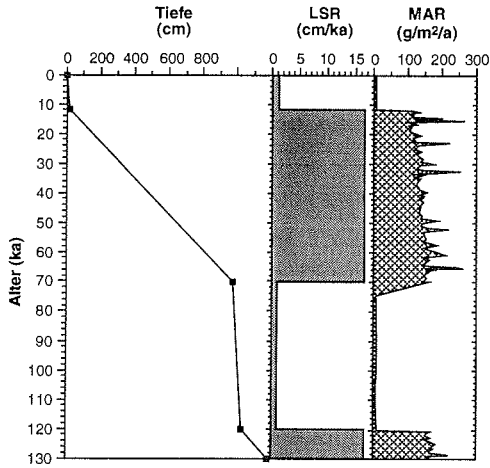


Abb. 6.10b

PS2550
(zentrales Amundsenmeer)

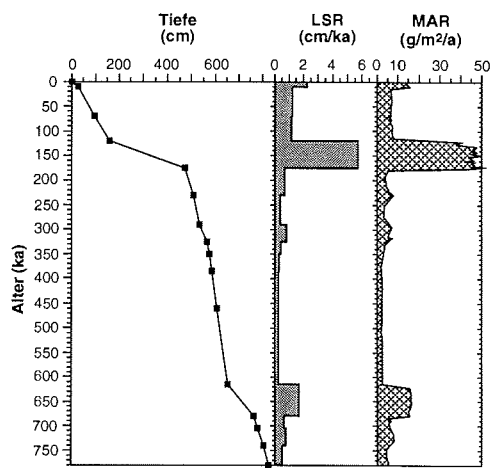


Abb. 6.10d

(Abbildungsunterschrift siehe nächste Seite)

PS2551
(zentrales Amundsenmeer)

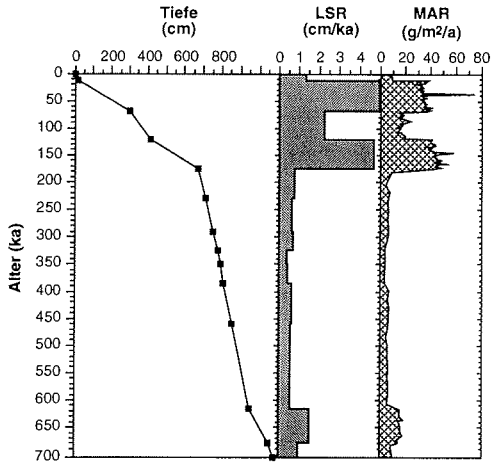


Abb. 6.10e

PS1565
(östliches Bellingshausenmeer)

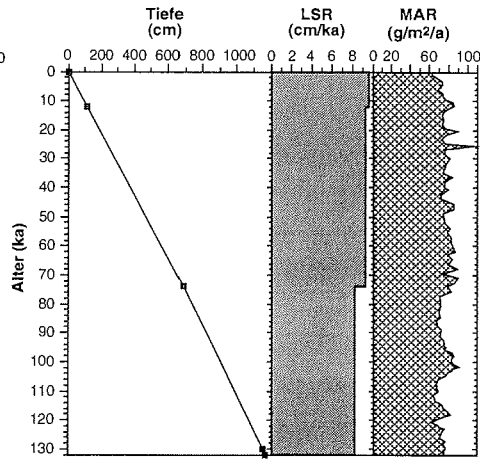


Abb. 6.10g

PS2553
(westliches Bellingshausenmeer)

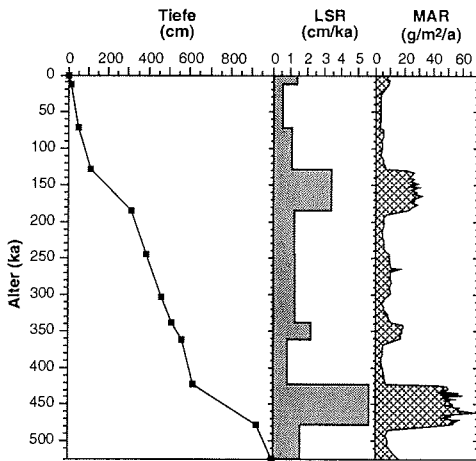


Abb. 6.10f

Abb. 6.10a-g: Alters-Tiefen-Darstellungen, lineare Sedimentationsraten (LSR) und Gesamtakkumulationsraten (MAR) an den untersuchten Kernstationen. Im Amundsenmeer weisen die während Kaltzeiten an den Stationen PS2548 (Stadium 4-2, Abb. 6.10b), PS2550 (Stadien 16 und 6, Abb. 6.10d) und PS2551 (Stadien 16, 6 und 4-2, Abb. 6.10e) abgelagerten Laminite die höchsten Sedimentationsraten und Gesamtakkumulationsraten auf. Ähnliches gilt für die an der Station PS2553 (Stadien 12 und 6, Abb. 6.10f) sedimentierten Laminite. An der Station PS1565 aus dem östlichen Bellingshausenmeer sind die warmzeitlichen und die kaltzeitlichen Sedimentations- und Gesamtakkumulationsraten ungefähr gleich hoch (Abb. 6.10g). Aufgrund der hohen Variabilität der dargestellten Parameter mussten unterschiedliche Skalierungen gewählt werden.

Die erhöhten Opal-, CaCO_3 - und Ba_{bio} -Akkumulationsraten der Laminite gehen hauptsächlich auf hohe mittlere Sedimentationsraten zurück, denn die Gehalte biogener Komponenten sind in diesen Horizonten niedrig (Kap. 5.2.). Gerade innerhalb der Laminite könnten Prozesse wie Umlagerung aufgearbeiteter, fossiler biogener Komponenten und Sedimentfokussierung, d.h. Lateraleintrag von Partikeln durch Bodenströmungen, dazu führen, daß die vertikalen Flußraten von Biogenmaterial überschätzt werden. Im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres spielt der Effekt der Fokussierung eine wichtige Rolle (Frank et al. 1995, 1996, Nürnberg et al. 1997). Darüber hinaus führt die Berechnung der Akkumulationsraten aus einer linearen Sedimentationsrate mit hoher Wahrscheinlichkeit ebenfalls zu Fehlern, weil zwischen dem kurzfristig stark erhöhten Lateraleintrag einer Komponente - hauptsächlich des Terrigenmaterials - und der langsameren, vertikalen Eintragsrate einer anderen Komponente - vor allem des Biogenmaterials - nicht unterschieden werden kann.

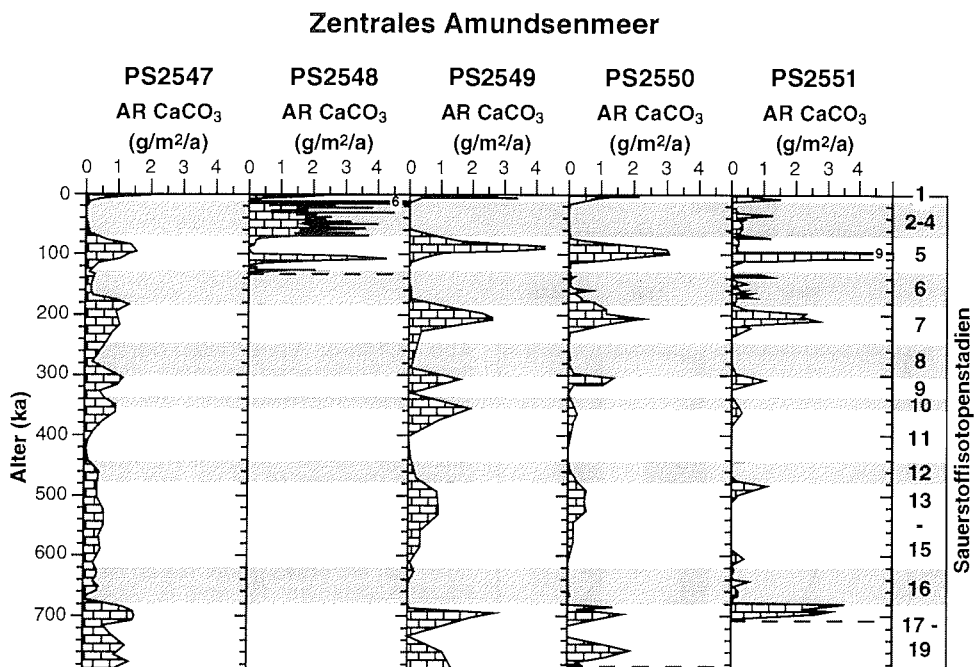


Abb. 6.11.: Akkumulationsraten (AR) von Kalziumkarbonat während der Brunhes-Chron an den Stationen aus dem Amundsenmeer. In kaltzeitlichen Laminiten an den Stationen PS2548 (Stadium 4-2), PS2550 (Stadium 6) und PS2551 (Stadien 16, 6 und 4-2) sind die CaCO_3 -Akkumulationsraten erhöht. Sie unterscheiden sich damit wesentlich von den CaCO_3 -Gehalten (vgl. Abb. 6.7.).

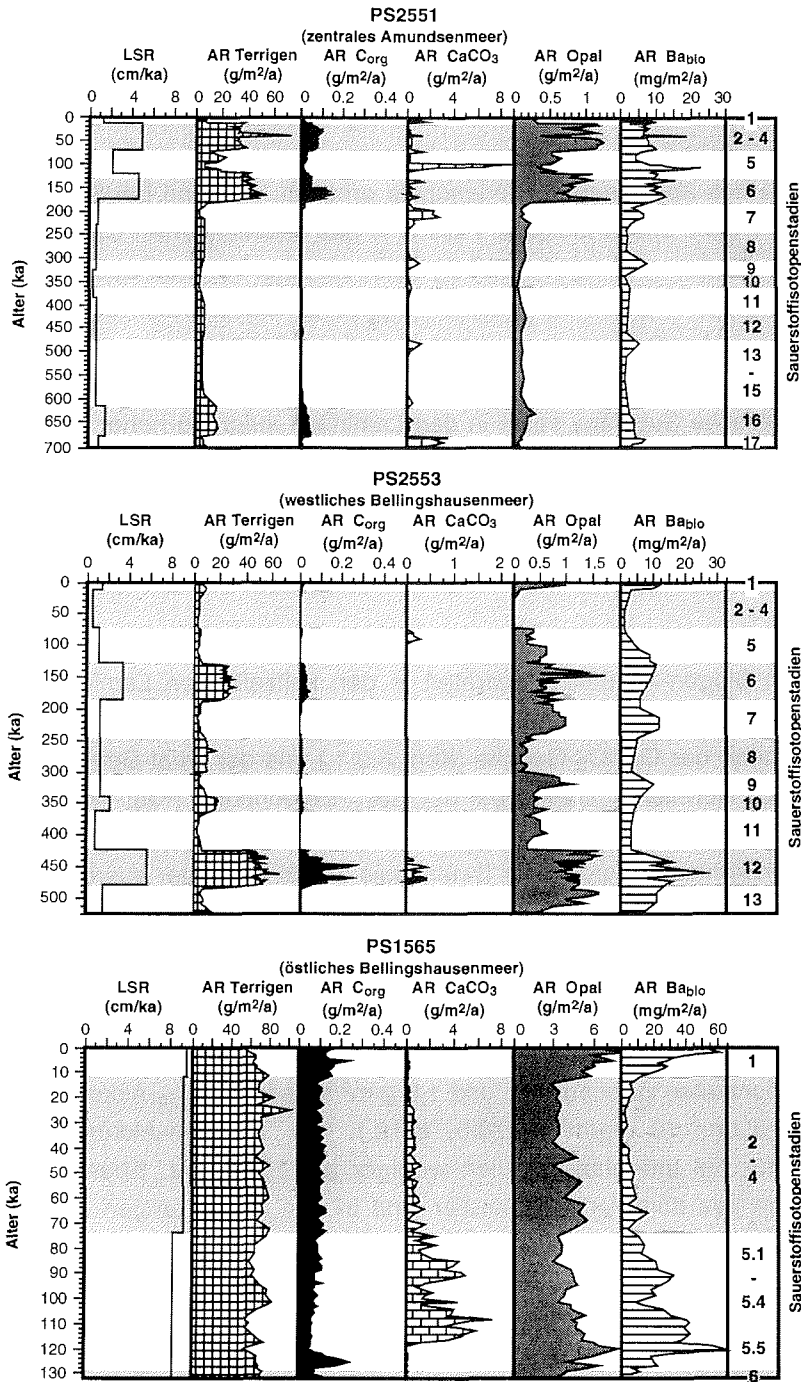


Abb. 6.12.: Lineare Sedimentationsraten (LSR) und Akkumulationsraten (AR) im Amundsen- und Bellingshausenmeer. Die LSR und AR sind an den Stationen PS2551 und PS2553 - im Gegensatz zur Station PS1565 - extremen Schwankungen unterworfen. Die Station PS1565 weist generell die höchsten LSR und AR auf.

Bei Opal-Akkumulationsraten muß zusätzlich die an der Grenze Meerwasser/Sediment besonders starke Lösung berücksichtigt werden (Van Bennekom et al. 1988, Ragueneau et al. eingereicht). Sie hängt wesentlich von der Sedimentationsrate ab. So bleiben z.B. im Rossmeer bei einer Sedimentationsrate von 250 cm/ka etwa 86 % des abgelagerten Biogenopals erhalten, während bei Sedimentationsraten von 1 bis 3 cm/ka lediglich 1 bis 5 % des sedimentierten Opals eingebettet werden (DeMaster et al. 1996). CaCO_3 bleibt bei einer höheren Sedimentationsrate ebenfalls besser erhalten. Die erhöhten C_{org} -Akkumulationsraten und C_{org} -Gehalte der feinelaminierten Sedimente an der Kernstation PS2551 lassen sich vor allem auf eine bessere Überlieferung marinen organischen Materials zurückführen. Diese labile organische Substanz sollte in den Laminiten aufgrund hoher Terrigen-Akkumulationsraten und der damit einhergehenden verstärkten Sedimentation toniger Partikel wesentlich besser erhalten bleiben als in den grobkörnigen, foraminiferenhaltigen Horizonten (Müller & Suess 1979). In letzteren werden lediglich geringe C_{org} -Mengen überliefert, die zum Teil auf kohligen Detritus zurückgehen (Kap. 5.2.1.).

Die hohen Biogen-Akkumulationsraten in den kaltzeitlichen Laminiten aus dem Amundsenmeer könnten möglicherweise auch durch geringfügige Überbestimmungen der CaCO_3 -Gehalte (Kap. 5.2.1.) und der Opal-Gehalte (Kap. 4.1.) sowie durch Normierungsfehler bei der Ba_{bio} -Berechnung (Kap. 4.1.) verursacht werden. Die methodisch bedingten Einflüsse auf die Berechnung von Akkumulationsraten können aufgrund der Datenbasis allerdings weder ausreichend quantifiziert noch von den natürlichen Effekten eindeutig unterschieden werden, so daß auf eine Korrektur verzichtet werden muß.

BELLINGSHAUSENMEER

An der Kernstation PS2553 schwanken die für die Warmzeiten berechneten Opal-Akkumulationsraten zwischen 0,5 und 1,6 $\text{g/m}^2/\text{a}$ und die Ba_{bio} -Akkumulationsraten zwischen 8 und 13 $\text{mg/m}^2/\text{a}$ (Abb. 6.12.). Die Terrigen-Akkumulationsraten betragen für die Interglazialstadien weniger als 10 $\text{g/m}^2/\text{a}$. Ebenso wie in den Sedimenten aus dem Amundsenmeer sind in den Ablagerungen an der Station PS2553 erhebliche Diskrepanzen zwischen den Gehalten und den Akkumulationsraten biogener Partikel festzustellen. Auch dort hängen die Abweichungen mit den hohen Gesamt-Akkumulationsraten der glazialen Laminite zusammen. Die Gesamt-Akkumulationsraten werden hauptsächlich von den hohen Terrigen-Akkumulationsraten gesteuert, die in den Isotopenstadien 12 und 6 Maximalwerte erreichen (25 bis 60 $\text{g/m}^2/\text{a}$). Als Ursachen für die Diskrepanzen zwischen Gehalten und Akkumu-

lationsraten von Biogenmaterial können ebenfalls Umlagerung und Fokussierung biogener Partikel, Opallösung, Berechnung der Akkumulationsraten aus linearen Sedimentationsraten und Meß- bzw. Normierungsfehler angenommen werden (siehe oben).

An der Station PS1565 sind die für die Warmzeiten berechneten Akkumulationsraten biogener Partikel wesentlich höher als an allen übrigen Kernstationen (Abb. 6.12.). Die für die Glazialstadien 4-2 bestimmte Ba_{bio} -Akkumulationsrate beträgt an der Station PS1565 bis zu $10 \text{ mg/m}^2/\text{a}$ und ist mit den für die Interglazialzeiten ermittelten Ba_{bio} -Akkumulationsraten an den Stationen PS2551 und PS2553 vergleichbar. Für die Stadien 5.5 und 1 ergeben sich an der Station PS1565 hingegen Ba_{bio} -Akkumulationsraten von bis zu $65 \text{ mg/m}^2/\text{a}$. Die Opal-Akkumulationsraten sind gleichzeitig mit 5 bis $8 \text{ g/m}^2/\text{a}$ um ein Vielfaches höher als an der Station PS2553. Die CaCO_3 -Akkumulationsraten für die Stadien 5.4 bis 5.1 liegen an der Station PS1565 zwischen 2 und $7 \text{ g/m}^2/\text{a}$. Ähnlich hohe Werte werden im Amundsenmeer während des Isotopenstadiums 5 erreicht (Abb. 6.11.). Die Terrigen-Akkumulationsraten schwanken an der Station PS1565 nur wenig um einen sehr hohen Wert von $65 \text{ g/m}^2/\text{a}$ (Abb. 6.12.). Auch für die Kernstation PS1565 kann nicht ausgeschlossen werden, daß die für Glazialzeiten z.T. ungewöhnlich hohen Biogen-Akkumulationsraten zumindest teilweise auf Umlagerung fossilen Materials, Sedimentfokussierung, Opallösung, Berechnung der Akkumulationsraten aus linearen Sedimentationsraten sowie Meß- bzw. Normierungsfehler zurückgehen (siehe oben).

6.3.3. Akkumulationsraten von eisbergtransportiertem Detritus

Aus der linearen Sedimentationsrate und der Eisfrachtverteilung (Kap. 5.3.2.) wurden für den letzten Klimazyklus - Termination II bis rezent - mittlere IRD-Akkumulationsraten entlang eines Profils über den Kontinentalfuß des Untersuchungsgebietes berechnet (Abb. 6.13.). Der Teilschnitt A—B verläuft normal zum Kontinentalhang im zentralen Amundsenmeer, der Teilschnitt B—C erstreckt sich parallel zum Hang weiter bis ins östliche Bellingshausenmeer. Der Teilschnitt B—C wurde um IRD-Zählungen an den Sedimenabfolgen der Kerne PS2556 (Braun 1997) und PS1565 (Hillenbrand 1994) ergänzt. Eine Unterscheidung zwischen interglazialen und glazialen IRD-Akkumulationsraten wurde nicht vorgenommen, weil bei der geringen stratigraphischen Auflösung die Tiefenlage der Terminationen II und I in den Sedimentabfolgen nicht exakt genug bestimmt werden

konnte. Gerade in diesen kieshaltigen Horizonten würden folglich große Fehler auftreten.

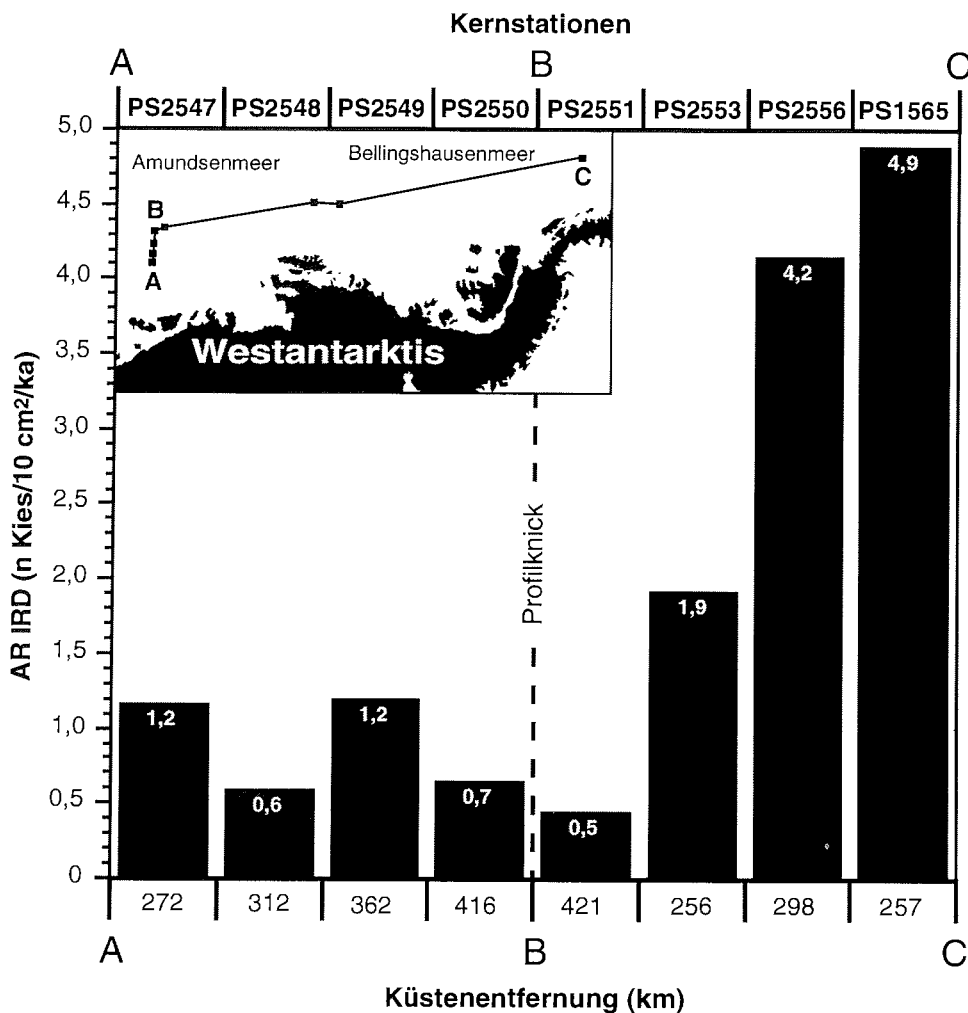


Abb. 6.13.: IRD-Akkumulationsraten (AR IRD) an den Kernstationen vom Kontinentalfuß des Amundsen- und Bellingshausenmeeres, gemittelt über den letzten Klimazyklus (Isotopenstadiengrenze 6/5 bis heute). Im Amundsenmeer nimmt die AR IRD nicht kontinuierlich mit der Küstenentfernung ab, die der Mindest-Transportweite der Eisfracht entspricht. An den relativ küstennahen Stationen des Bellingshausenmeeres wurde wesentlich mehr IRD akkumuliert. (IRD-Daten für die Sedimentabfolgen der Stationen PS2556 und PS1565 aus Braun 1997 und Hillenbrand 1994).

Ähnlich wie die IRD-Gehalte (Abb. 5.13.) nehmen im zentralen Amundsenmeer auch die IRD-Akkumulationsraten nicht kontinuierlich mit wachsender Küstenentfernung ab (Abb. 6.13.). Die IRD-Akkumulationsraten gehen zunächst von 1,2 Kieskörnern/10 cm²/ka an der Station PS2547 auf 0,6 Kieskörner/10 cm²/ka an der Station PS2548 zurück. An der Station PS2549 steigen sie dann aber auf 1,2 Kieskörner/10 cm²/ka an und nehmen auf 0,7 Kieskörner/10 cm²/ka an der Station PS2550 bzw. 0,5 Kieskörner/10 cm²/ka an der Station PS2551 ab. Obwohl die Kernstationen aus dem Bellingshausenmeer ungefähr gleich weit von der Küste entfernt sind wie die Station PS2547, sind die IRD-Akkumulationsraten dort wesentlich höher. Im westlichen Bellingshausenmeer schwanken sie zwischen 1,9 Kieskörnern/10 cm²/ka an der Station PS2553 und 4,2 Kieskörnern/10 cm²/ka an der Station PS2556. An der Station PS1565 am Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel ist die IRD-Akkumulationsrate mit 4,9 Kieskörnern/10 cm²/ka am höchsten.

7. GLAZIALMARINE SEDIMENTATIONSPROZESSE IM AMUNDSEN-UND BELLINGSHAUSENMEER

Die Sedimentparameter der Oberflächenproben des Untersuchungsgebietes spiegeln ein langfristiges Mittel der Ablagerungsbedingungen und somit rezente und subrezente Prozesse wider, denn die Sedimentalter in 1 cm Teufe betragen bis zu 1100 Jahre. Die folgenden Interpretationen gehen von der Voraussetzung aus, daß Eintragsmechanismen, Transportprozesse und postsedimentäre Veränderungen während der Sedimentationsdauer konstant geblieben sind. Die oftmals großen Entfernungen zwischen benachbarten Probenstationen (bis zu 550 km) erlauben nur Aussagen über lokale Trends.

7.1. Terrigener Sedimenteintrag

Aus aktuosedimentologischen Untersuchungen in der Rossmeerregion schließt Anderson (1990), daß der Eintrag terrigenen Materials vom antarktischen Festland in den pazifischen Sektor des Südpolarmeeres hauptsächlich durch Eis erfolgt, während die Anlieferung von Detritus durch Wind und Schmelzwasser auf die inneren Schelfgebiete beschränkt ist. Auch im Bellingshausenmeer werden lediglich im proximalen Bereich von Fjordgletschern an der Westküste Grahamlands äolische Sande sowie von Schmelzwasserströmen eingespülte Siltpartikel beschrieben (Domack & Ishman 1993, Domack & McClennen 1996). Windeintrag wird außerdem als Ursache für vereinzelte Vorkommen siltkorngroßer Kieselalgen in den Frostrissen magmatischer Gesteine an der Küste des Amundsenmeeres (Burckle & Potter 1996) und umgelagerter Diatomeen in Schelfsedimenten der Pineinsel-Bucht angesehen (Kellogg & Kellogg 1987a, 1996). Da die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Oberflächenproben mehrheitlich über 50 km von der Küste entfernt sind (Abb. 2.1., 2.2.), werden für die terrigene Sedimentzufuhr vom antarktischen Kontinent ebenfalls glaziogene Eintragsmechanismen als dominant angenommen.

An den Küsten von Marie-Byrd-Land, von Ellsworthland und der Alexanderinsel fließen Eisströme und Gletscher über Schelfeise und Gletscherzungen in das Südpolarmeer. Die aufschwimmenden Eismassen besitzen eine geringe meereswärtsige Ausdehnung (Abb. 2.1.), so daß Kalbungs- und Aufsetzlinien relativ nahe beieinanderliegen. An den Eisunterseiten sind die Abschmelzraten infolge des Kontakts mit warmem Zirkumpolaren Tiefenwasser (CDW) erhöht. Unter dem Pineinsel-Gletscher erreichen sie beispielsweise Werte von 10 bis 12 m/a (Jacobs et al. 1996, Hellmer et al. 1998). Die erodierte und anschließend subglazial weitertrans-

portierte basale Sedimentfracht schmilzt - wie bei den großen Schelfeisen - noch vor Erreichen der Kalbungslinie aus (Kellogg & Kellogg 1987c, 1988). An der gebirgigen Westküste Grahamlands hingegen kalben Eisberge von Eiswällen und Gletschern direkt ins Bellingshausenmeer. Bei Eiswällen schmilzt der mitgeführte Detritus direkt an der Küstenlinie aus. Dagegen zeichnen sich Tal- und Fjordgletscher durch hohe Fließgeschwindigkeiten und hohe Kalbungsraten aus (Drewry & Cooper 1981, Keys 1990), womit die von Koshlyakov et al. (1994) beobachtete Eisberghäufung nordwestlich von Grahamland zusammenhängen könnte. Als Folge der hohen Kalbungsrate führen diese Eisberge noch entsprechend viel Sedimentfracht mit sich. Darüber hinaus transportieren Talgletscher ein- bzw. angefrorenen Gesteinsschutt nicht nur an ihrer Basis, sondern auch in ihrem Inneren und auf ihrer Oberseite. Im östlichen Bellingshausenmeer sollten die Eismassen folglich größere Mengen an Terrigenmaterial anliefern als im übrigen Untersuchungsgebiet.

Basierend auf einer Abschätzung der mittleren Sedimentationsrate für das Sauerstoffisotopenstadium 1 (Tab. 7.1.) und auf der Annahme einer einheitlichen Trockendichte von $0,7 \text{ g/cm}^3$ wurden Terrigen-Akkumulationsraten berechnet (Abb. 7.1.). Sie sind im östlichen Bellingshausenmeer mit rund $130 \text{ g/m}^2/\text{a}$ auf dem Schelf und 39 bzw. $91 \text{ g/m}^2/\text{a}$ am Kontinentalfuß deutlich höher als im westlichen Bellingshausen- und im zentralen Amundsenmeer, wo lediglich 8 bis $12 \text{ g/m}^2/\text{a}$ Terrigenmaterial akkumuliert werden. Die über den letzten Klimazyklus gemittelten IRD-Akkumulationsraten an den Sedimentabfolgen der Kernstationen weisen ebenfalls nordwestlich von Grahamland ihre höchsten Werte auf (Abb. 6.13.). Als Hauptgrund für die erhöhten Terrigen-Akkumulationsraten im östlichen Bellingshausenmeer kann deshalb ein generell höherer glaziogener Eintrag am pazifischen Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel angenommen werden.

Lediglich am Kontinentalfuß nordwestlich von Grahamland läßt der sedimentakustisch erfaßte "onlap" (Kap. 3.3.) auf eine zusätzliche laterale Partikelzufuhr schließen. Rebesco et al. (1997) führen die aufgreifende Überlagerung auf die Anlieferung detritischer Komponenten durch einen Konturstrom aus Nordosten zurück. Camerlenghi et al. (1997) bestimmten in einem Gebiet südwestlich der "onlap"-Struktur eine relativ niedrige Strömungsgeschwindigkeit von durchschnittlich 6 cm/s . Nach Pudsey & Camerlenghi (1998) dürfte die konturistische Partikelzufuhr deshalb insgesamt gering sein. Möglicherweise geht der "onlap" auf Überflutungssedimente ("overspill deposits") zurück, die von in der nordöstlich gelegenen Erosionsrinne abfließenden Trübeströmen geschüttet werden (Abb. 3.5.).

7. Glazialmarine Sedimentationsprozesse

Eine rezente Aktivität gravitativer Transportmechanismen kann am 16° steilen Kontinentalhang Grahamlands nicht ausgeschlossen werden. Am oberen Hang wurde eine besonders starke Zerschneidung durch Erosionsrinnen (Vanneste & Larter 1995) und am Kontinentalfuß eine bis zu 1000 m mächtige Suspensionschicht ("benthic nepheloid layer") beobachtet (Tucholke 1977). Wie im nordwestlichen Weddellmeer könnte die Suspensionsschicht allerdings auch Anteile an biogenen Komponenten enthalten (Gilbert et al. 1998).

Tab. 7.1.: Abschätzung der mittleren Sedimentationsraten für das Sauerstoffisotopenstadium 1 in den verschiedenen Regionen des Arbeitsgebietes

Region	Stationen	Mittlere Sedimentationsrate [cm/ka]	Schätzwert der Sedimentationsrate basierend auf:
Amundsenmeer (Schelf)	PS2544, PS2545	1,1	Sedimentationsrate auf dem Schelf des westl. Bellingshausenmeeres
Amundsenmeer (Kontinentalhang u. -fuß)	PS2546 - PS2550	1,6	lithostratigraphische Korrelation mit der Sedimentabfolge an Kernstation PS2547
Westl. Bellingshausenmeer (Schelf)	PS2526 - PS2534, PS2542, PS2543	1,1	lithostratigraphische Korrelation mit der Sedimentabfolge an Kernstation PS2547
Westl. Bellingshausenmeer (Kontinentalhang)	PS2538 - PS2541	1,1	lithostratigraphische Korrelation mit der Sedimentabfolge an Kernstation PS2547
Westl. Bellingshausenmeer (Kontinentalfuß)	PS2537, PS2553, PS2556	1,8	Altersmodelle für die Sedimentabfolgen an den Kernstationen PS2553 (Kap. 6.2.2.) u. PS2556 (Braun 1997)
Östl. Bellingshausenmeer (Schelf)	PS2524, PS2525	19	Altersmodelle für die Sedimentabfolgen an benachbarten Kernstationen (Pope & Anderson 1992, Pudsey et al. 1994)
Östl. Bellingshausenmeer (Kontinentalfuß)	PS2522	5,5	Altersmodelle für die Sedimentabfolgen an benachbarten Kernstationen (Camerlenghi et al. 1997); lithostratigraphische Korrelation mit der Sedimentabfolge an Kernstation PS1565
	PS1563, PS1564	13	

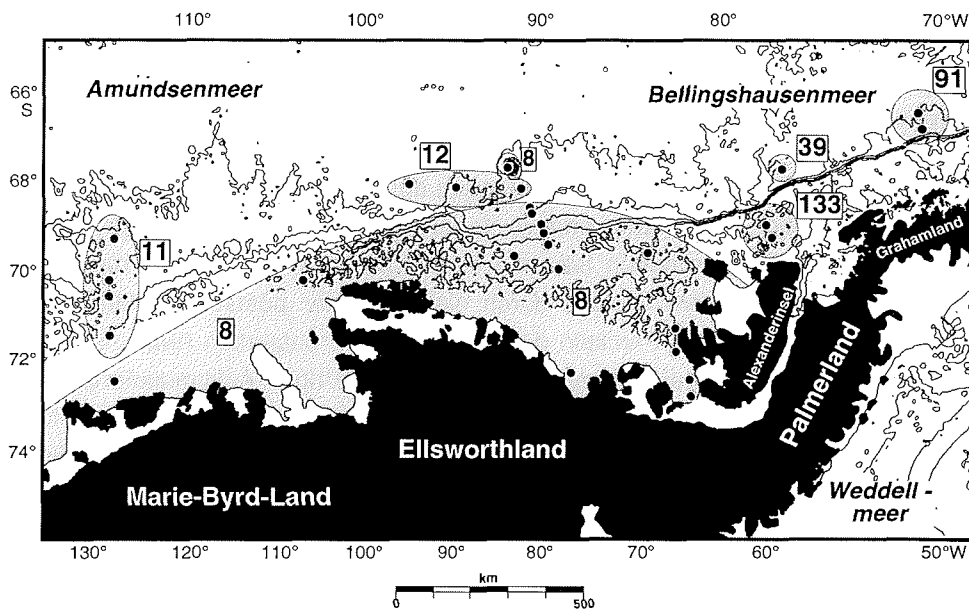


Abb. 7.1.: Akkumulationsraten von terrigenem Detritus (in $\text{g/m}^2/\text{a}$) im Amundsen- und Bellingshausenmeer für das Sauerstoffisotopenstadium 1.

7.2. Transportpfade und Ablagerung von eisbergtransportiertem Detritus

Der primär von Eismassen angelieferte Detritus umfaßt alle Korngrößen. Jedoch wird nur der Kiesanteil des Sediments als Indikator für das von Eisbergen transportierte Material (IRD) angesehen. Gewöhnlich nimmt in Sedimenten vom antarktischen Kontinentalrand die IRD-Konzentration mit wachsender Küstenentfernung ab, weil die Eisberge bereits kurz nach dem Kalben abzuschmelzen beginnen. So verlieren im östlichen Bellingshausenmeer die Eisberge offensichtlich den Großteil ihrer Sedimentfracht über dem Schelf und dem Kontinentalhang, denn nur dort enthalten einige Oberflächenproben Kieskörner (Abb. 4.7.). Dieses IRD-Verteilungsmuster kann hauptsächlich auf ein rasches Abschmelzen der Eisberge zurückgeführt werden, welches durch die relativ hohen Oberflächenwassertemperaturen nordwestlich von Grahamland bedingt wird (Olbers et al. 1992). Darüber hinaus sind die küstennahen Gewässer in dieser Region durch ein mit dem ACC assoziiertes zyklonales Wirbelsystem gekennzeichnet (Abb. 2.5; Hofmann et al. 1996, Smith et al. 1999). Viele der an der Küste der Antarktischen

Halbinsel gekalbten Eisberge dürften angetrieben durch den Wirbel über dem Schelf bzw. über dem Kontinentalhang nordostwärts driften. Wenn die Eisberge schließlich über dem Kontinentalfuß schwimmen, haben sie möglicherweise schon den meisten Detritus verloren.

Im westlichen Bellingshausenmeer ist hingegen der Kiesanteil in den Oberflächenproben nördlich der Schelfkante oftmals sogar höher als auf dem Schelf selbst (Abb. 4.7.). Aufgrund des hohen Silt- und Tonanteils kann es nicht um residuale IRD-Ablagerungen handeln, welche durch die syn- oder postsedimentäre Auswaschung von feinkörnigen Partikeln durch Strömungen entstehen (Watkins et al. 1982). Auch die im Vergleich zum Schelf höheren Terrigen-Akkumulationsraten könnten auf einen generell höheren Eisfrachteintrag am Kontinentalhang und -fuß zurückgehen (Abb. 7.1.). Die IRD-Anreicherung in der Tiefsee des westlichen Bellingshausenmeeres steht im scheinbaren Widerspruch zu Eisbergverteilungskarten des Untersuchungsgebietes, nach denen die durchschnittliche Eisbergkonzentration nach Norden hin abnimmt (Keys 1990). Allerdings sollte die räumliche Eisbergverteilung für den tatsächlichen Eisfrachtgehalt der Sedimente am Kontinentalrand eine eher untergeordnete Rolle spielen. Vielmehr hängt die IRD-Sedimentation - außer von den Kalbraten und vom Detritusgehalt der Eisberge - entscheidend davon ab, wie schnell die Eisberge abschmelzen und wie häufig Eisberge über eine bestimmte Probenposition am Meeresboden driften (= "Eisbergdriftrate").

Für die hohen IRD-Konzentrationen am Kontinentalhang und -fuß des westlichen Bellingshausenmeeres gibt es mehrere Erklärungsmöglichkeiten.

Abschmelzraten der Eisberge: Der Kontinentalrandbereich unterhalb von 1000 m Wassertiefe liegt an der südlichen ACC-Grenze und innerhalb der Antarktischen Zone (Abb. 2.5.). Bedingt durch das Ausdünnen der Schicht aus kaltem Antarktischen Oberflächenwasser (AASW) steigen die Wassertemperaturen von der Kontinentalen Zone zur Antarktischen Zone hin an (Abb. 2.6a, Read et al. 1995). Die Abschmelzraten von Eisbergen müßten nördlich vom Schelfrand also höher sein.

Bündelung der Eisberge in einem zyklonischen Wirbel: Nach der Kalbung treiben Eisberge zunächst mit dem Antarktischen Küstenstrom nach Westen, bevor sie über zyklonale Wirbel in den ostwärts fließenden Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) eingespeist werden. Die für das Untersuchungsgebiet relevanten Wirbelsysteme befinden sich nordwestlich von Grahamland (Hofmann et al. 1996, Smith et al. 1999), nördlich der Thurstoninsel (Talbot 1988, Keys 1990, Koshlyakov et al. 1994) und an der Grenze zwischen Amundsen- und Rossmeer bei 150 °W (Keys 1990).

Die hohen Kiesgehalte der Oberflächensedimente am Kontinentalhang und -fuß des westlichen Bellingshausenmeeres gehen möglicherweise auf eine Bündelung der Eisberge im zyklonalen Wirbel nördlich der Thurstoninsel zurück (Abb. 2.5.). Rezent wurde in diesem Gebiet auch ein Maximum in der Eisbergverteilung beobachtet (Kap. 2.4.).

Laterale Eisbergzufuhr: Die Kontinentale Zone ist aufgrund der zyklonischen Wirbelsysteme in räumlich begrenzte IRD-Einzugsgebiete unterteilt. Dagegen kann der ACC zu den Stationen in der Antarktischen Zone laterale Eisberge aus einem viel weiträumigeren Einzugsgebiet transportieren, wobei die Eisbergdriftrate aufgrund der Bündelung von Eisbergen in zonalen Jets des ACC erhöht ist (Koshlyakov et al. 1994). Zusätzlich befanden sich die Stationen mit erhöhten IRD-Konzentrationen zum Zeitpunkt der Probenahme nördlich der sommerlichen Meereisgrenze. Die Meereisbedeckung stellt einen entscheidenden Faktor für die Mobilität von Eisbergen dar (Ehrmann 1994). In der für einen längeren Zeitraum im Jahr meereisfreien Antarktischen Zone ist deshalb eine höhere Eisbergdriftrate mit lateraler Eisbergzufuhr zu erwarten als in der Kontinentalen Zone, wo im mehrjährigen Packeis festgefrorenen Eisberge nur noch mit dem Meereis treiben können.

Die Oberflächensedimente aus der Tiefsee des Amundsenmeeres führen geringfügig mehr Kies als die Ablagerungen vom Schelf (Abb. 4.7.). Jedoch weisen sowohl die über den letzten Klimazyklus gemittelten IRD-Akkumulationsraten in den Sedimentabfolgen vom Kontinentalhang und -fuß (Abb. 6.13.) als auch die holozänen Akkumulationsraten an Terrigenmaterial (Abb. 7.1.) darauf hin, daß im Amundsenmeer der Eisfrachteintrag ebenfalls nicht kontinuierlich nach Norden hin abnimmt. Alle Probenstationen aus dem Amundsenmeer liegen nach Orsi et al. (1995) und Read et al. (1995) noch innerhalb der Kontinentalen Zone (Abb. 2.5.). Somit kann als Ursache für einen erhöhten IRD-Eintrag hauptsächlich eine höhere Eisbergmobilität aufgrund der weit nach Süden zurückgezogenen Sommer-Meereisgrenze angenommen werden (Abb. 2.1.), wodurch eine zusätzliche Lateralfuhr von Eisbergen ermöglicht wird.

Da mesoskalige Variabilitäten zum Mäandrieren und zu Verschiebungen der ACC-Fronten führen (Patterson & Whitworth 1990, Jacobs & Comiso 1993), kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Stationen vom Kontinentalfuß des Amundsenmeeres episodisch innerhalb der Antarktischen Zone liegen. Zum einen könnten dann mit dem ACC mehr Eisberge antransportiert werden und zum anderen dürften die Eisberge, die aus der Kontinentalen Zone im Süden angetrieben werden,

schneller abschmelzen (siehe oben). Die über den letzten Klimazyklus gemittelten IRD-Akkumulationsraten in den Sedimentabfolgen aller Kernstationen dokumentieren, daß am Kontinentalfuß des Amundsenmeeres generell weniger Eisfracht zur Ablagerung kommt als am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres (Abb. 6.13.). Dieser Gradient in der IRD-Sedimentation kann auf die erhöhte Eisbergzufuhr durch den zyklonalen Wirbel im Norden der Thurstoninsel bzw. auf den insgesamt höheren Eisfrachteintrag an der Nordwestküste Grahamlands zurückgeführt werden (vgl. Kap. 7.1.).

7.3. Tonmineralverteilungen als Anzeiger von Liefergebieten und Transportpfaden des feinkörnigen Sedimentanteils

Die Hauptmechanismen für die Verfrachtung von Terrigenmaterial am Kontinentalrand sind neben dem Eisbergtransport die Umlagerung durch Meeresströmungen und durch gravitative Prozesse. Auf dem Schelf können neben der Ostwinddrift der Ein- und Ausstrom von CDW, Tidenströmungen, Sturmwellen und Polynya-induzierte Strömungen den Transport feinkörniger Partikel beeinflussen (Kellogg & Kellogg 1988, Jacobs 1989). Gravitative Umlagerung spielt aufgrund der geringen Reliefunterschiede wahrscheinlich keine Rolle. Am Kontinentalhang und -fuß dagegen sind gravitativer Transport in Form von Erosionsrinnen und Rutschmassen - allerdings unbekanntes Alters - dokumentiert (Kap. 2.1., Kap. 3.). Die lokal zu beobachtenden Sedimentwellen deuten darauf hin, daß neben Meeresströmungen im Oberflächenwasser auch aktive Bodenströmungen oder aber episodische Trübestrome feinkörnige Partikel transportieren (Stow 1994). Informationen über die Transportpfade der Tonfraktion können nur dann aus ihrem mineralogischen Verteilungsmuster gewonnen werden, wenn ihre Herkunft hinreichend bekannt ist.

In glazialmarinen Sedimenten hoher Breiten treten aufgrund des kalt-trockenen Klimas Illit und Chlorit als Produkte rein physikalischer Verwitterung besonders häufig auf (Chamley 1989, Ehrmann et al. 1992). Hingegen können die Tonminerale Smektit und Kaolinit nur durch Hydrolyse gebildet werden, wobei die Genese von Kaolinit zusätzlich warme Temperaturen voraussetzt. Die Tonfraktion der Sedimente aus dem Amundsenmeer besteht vor allem aus Illit und Smektit (Abb. 4.11., 4.12.). Illit stammt wahrscheinlich von den physikalisch verwitterten Granitoiden, Smektit von den z.T. subglazial gefördertten Vulkaniten aus Marie-Byrd-Land (Kap. 2.2.). Die hohen Kaolinitanteile im Amundsenmeer (Abb. 4.14.) sind dort eigentlich nicht zu erwarten. Seit der Ausbildung der antarktischen Kryosphäre im unteren Oligozän dominieren physikalische Verwitterungsprozesse, so

daß die Bildung von Kaolinit drastisch zurückging (Ehrmann & Fütterer 1994, Robert & Kennett 1997, Ehrmann 1998). Erhöhte Kaolinitanteile in rezenten Oberflächensedimenten des Südpolarmeeres deuten folglich auf präoligozäne Sedimentgesteine oder Paläoböden im Liefergebiet hin. Die heutige Lage der Eisscheiden belegt, daß der von Eismassen ins zentrale Amundsenmeer eingetragene Detritus aus relativ küstennahen Gebieten Marie-Byrd-Lands stammen muß (Abb. 7.2.). Die ins östliche Amundsenmeer mündenden Eisströme gehören dagegen einem Eisdrainagesystem an, dessen Einzugsgebiet sich bis ca. 90 °W ins westliche Ellsworthland und bis zu 80 °S ins subglaziale Byrd-Becken erstreckt (Abb. 7.2., Drewry 1983).

Der geologische Untergrund Marie-Byrd-Lands und des westlichen Ellsworthlands besteht aus teils metamorphem, teils magmatischem Grundgebirge mit diskordant aufsitzenden Vulkanen (Abb. 2.4a). Die korrespondierenden Gesteinstypen führen normalerweise keinen Kaolinit (Chamley 1989). Hinweise auf Plutonite, die durch Autometasomatose kaolinisiert wurden, gibt es nicht. Kaolinitliefernde Sedimentgesteine könnten ausschließlich im Deckgebirge vorkommen, welches aber seit der Oberkreide während mehrerer Hebungs- und Erosionsphasen abgetragen wurde. Die an zahlreichen Lokationen aufgeschlossene, spätkretazisch angelegte "Westantarktische Erosionsoberfläche" weist weder eine sedimentäre Überdeckung noch Alterationserscheinungen auf (Rutford et al. 1968, LeMasurier & Landis 1996). Die fehlende Alteration könnte durch polare klimatische Verhältnisse bedingt sein, die nach Blattner et al. (1997) schon seit der Kreidezeit in Marie-Byrd-Land herrschen sollen. Die subglazialen Gräben im Marie-Byrd-Land-Block entstanden erst mit dem Einsetzen des Vulkanismus vor ca. 30 Ma und sind mit vulkanoklastischem Material und Eis gefüllt (Abb. 2.4a). Die Vulkanite und der vulkanogene Detritus scheiden aufgrund ihres Alters als Kaolinitquelle aus.

Seismische und aeromagnetische Untersuchungen des südlich der Pineinsel-Bucht gelegenen subglazialen Byrd-Beckens weisen auf ca. 100 m bis 500 m mächtige känozoische Sedimentschichten an der Basis des Westantarktischen Eisschildes hin (Bentley & Clough 1972, Jankowski et al. 1983, Clarke et al. 1997). Sie überlagern mächtige vulkanogene Abfolgen, die von Behrendt et al. (1992, 1994) als spätoligozäne bis holozäne Flutbasalte interpretiert wurden. Hohe Kaolinitanteile in den Sedimenten im Hangenden sind aufgrund ihres postoligozänen Alters keinesfalls zu erwarten. Vermutlich bestehen sie größtenteils aus aufgearbeitetem vulkanischen Gesteinsmaterial. Kaolinitbildung in hydrothermal verwitterten Böden werden von Campbell & Claridge (1987) in der Umgebung des Vulkans

Erebus (Rossmeer) beschrieben und auch in Marie-Byrd-Land vermutet. Die Bodenbildung müsste aber auf die eisfreien Vulkankrater beschränkt sein. Außerdem sind für derartige Böden typische Tonminerale, wie z.B. Allophan und Gibbsit, in den Sedimenten des Amundsenmeeres nicht nachweisbar, so daß der Eintrag kaolinit-führender Böden - sofern er überhaupt erfolgt - vernachlässigt werden kann.

Die Oberflächenproben vom Schelf des Bellingshausenmeeres enthalten kaum Kaolinit (Abb. 4.14.). Eine Kaolinitanlieferung von dort durch den Antarktischen Küstenstrom ist deshalb wenig wahrscheinlich. Auch eine strömungsbedingte Kaolinitzufuhr durch das Zirkumantarktische Tiefenwasser (CDW) kann ausgeschlossen werden. Die Tiefseesedimente im subantarktischen Pazifik führen hauptsächlich Phillipsit und Montmorillonit (Nayudu 1971) und scheiden als potentielle Kaolinitlieferanten aus. Bodenwasser, das aus dem Rossmeer ins Amundsenmeer fließen soll (Kap. 2.3.), könnte Kaolinit anliefern und in das CDW einspeisen. Die Kaolinitanteile im zentralen Amundsenmeer nehmen allerdings vom Schelf (PS2545: 23 %TM) bis in die Tiefsee (PS2550: 14 %TM) kontinuierlich ab, was einem solchen Mechanismus widerspricht. Advektiver Wassermassentransport am Kontinentalhang erfolgt - falls überhaupt - vom Amundsenmeer ins Rossmeer (Anderson et al. 1979). Relativ viel Kaolinit ist im Staub enthalten, der äolisch von Australien in die Antarktis gelangt (Gaudichet et al. 1992). Untersuchungen an Eiskernen belegen zwar einen verstärkten kaltzeitlichen Staubtransport in die Antarktis, gleichzeitig aber auch eine Reduktion des Kaolinitanteils aufgrund des höheren Eintrags von patagonischem Löß (Gaudichet et al. 1992, Basile et al. 1997). In den Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer ist der Kaolinitanteil während der Kaltzeiten deutlich höher als während der Warmzeiten (Kap. 8.1.3.). Außerdem ist während der Glaziale eine fast permanente Meereisbedeckung anzunehmen (Kap. 8.1.3.), die den Staubeintrag in die Wassersäule generell verringern würde. Eine Anlieferung von Kaolinit durch Wind ist deshalb auszuschließen.

Basierend auf dem heutigen Kenntnisstand können über die Herkunft des Kaolinites in den Sedimenten des Amundsenmeeres lediglich Spekulationen angestellt werden. Aufgrund des maximalen Kaolinitanteils in der küstennächsten Oberflächenprobe des zentralen Amundsenmeeres (Station PS2545) scheint ein Vorkommen kaolinitführender Sedimentgesteine in Formationen des Marie-Byrd-Land-Blocks am plausibelsten. Seit wenigen Jahren ist bekannt, daß Marie-Byrd-Land keine geotektonische Einheit darstellt, sondern durch die Akkretion zweier Terrane entstanden ist (Kap. 2.2., DiVenere et al. 1996). Erste Hinweise auf einen

differenzierten geologischen Aufbau der beiden Mikroplatten fanden Pankhurst et al. (1998). Möglicherweise sind kaolinitliefernde Sedimentgesteine bislang also nur noch nicht entdeckt. Ihre Existenz ist mit den gegenwärtig diskutierten Modellvorstellungen über die geodynamische und geologische Entwicklung dieser Region allerdings unvereinbar (Kap. 2.2.).

Alternativ wäre noch eine Kaolinitzufuhr aus dem subglazialen Byrd-Becken denkbar. So wurden in der basalen Detritusschicht des bei 80 °S und 120 °W erbohrten Byrd-Eiskerns sowohl Kaolinit als auch arkosische Sandsteinklasten gefunden (Gow et al. 1979). Falls der Kaolinit von den weiter östlich der Bohrlokation postulierten Beckensedimenten stammen sollte, müßten diese - im Gegensatz zu den entsprechenden Literaturangaben (Bentley & Clough 1972, Jankowski et al. 1983) - vor dem Oberoligozän abgelagert worden sein. Glazialer Erosionsschutt der Beckensedimente gelangt nach der Eisdrainagekarte von Drewry (1983) in die Pineinsel-Bucht, so daß Kaolinit ins östliche Amundsenmeer eingespeist werden könnte. Weil das Eiseinzugsgebiet des zentralen Amundsenmeeres ausschließlich Gebiete nördlich des subglazialen Byrd-Beckens drainiert, könnte Kaolinit nur mit dem Antarktischen Küstenstrom aus dem östlichen Amundsenmeer eingetragen werden. Ein solcher Transportweg ist wenig wahrscheinlich, weil die Oberflächenprobe vom Schelf der Pineinsel-Bucht (PS2544: 15 %TM) deutlich weniger Kaolinit als die Schelfprobe im zentralen Amundsenmeer (PS2545: 23 %TM) enthält. Während des Strömungstransports nach Westen wäre aber eine Kaolinit-Verdünnung durch die dominanten Tonminerale des angrenzenden Hinterlands - hauptsächlich Smektit und Illit - zu erwarten. Darüber hinaus stände das Vorhandensein kaolinithaltiger Ablagerungen im subglazialen Byrd-Becken ebenfalls im Widerspruch zu den gegenwärtigen Kenntnissen (Kap. 2.2.).

Hohe Smektitanteile im nordöstlichen Bellingshausenmeer (Abb. 4.11.) gehen vermutlich auf vulkanische Gesteine zurück, die in Grahamland anstehen und im subpolaren Klima der Antarktischen Halbinsel verwittern (Kap. 2.2.). Die lokalen Smektitmaxima vor der SW-Küste der Alexanderinsel und in der Umgebung der Peter-I.-Insel (Abb. 4.11.) werden wahrscheinlich durch den Eintrag von Verwitterungsschutt submarin bzw. subglazial geförderter Vulkanite verursacht. Auf beiden Inseln sind Palagonite bzw. Hyaloklastite beschrieben (Prestvik & Duncan 1991, Smellie & Skilling 1994). Die hohen Illitanteile nördlich der Alexanderinsel (Abb. 4.12.) können als Erosionsprodukte eines an ihrer Nordspitze aufgeschlossenen Batholithkomplexes angesehen werden. Möglicherweise tragen auch metamorphe Serien im südwestlichen Grahamland zu diesem Illitmaximum bei (Abb.

2.2.), was den ebenfalls erhöhten Chloritanteil erklären würde (Abb. 4.13.). Die erhöhten Illitanteile auf dem Schelf vor Ellsworthland (Abb. 4.12.) lassen sich von granitoiden Intrusivgesteinen entlang der Küste ableiten. Sie stehen z.B. auf der Thurstoninsel und im George-VI.-Sund an (Abb. 2.2.). In den hohen Chloritanteilen auf dem Schelf des östlichen Bellingshausenmeeres (Abb. 4.13.) prägen sich offensichtlich die basischen Vulkanite und Metamorphite der Antarktischen Halbinsel durch, obgleich diese einen sehr komplexen geologischen Aufbau besitzt (Abb. 2.2., 2.3a). Die Antarktische Halbinsel ist bereits aus tonmineralogischen Untersuchungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres als Chloritquelle bekannt (Diekmann et al. 1996, Petschick et al. 1996, Diekmann et al. 1999).

Die tonmineralogische Signatur der Schelfsedimente läßt sich im Bellingshausenmeer eindeutig, im Amundsenmeer, da bislang keine präoligozänen Sedimentgesteine beschrieben wurden, nur bedingt auf die Geologie des angrenzenden Hinterlands zurückführen. Am Kontinentalrand können anhand von Index-Tonmineralen drei große Provinzen auskartiert werden: Eine Kaolinit-Provinz (Amundsenmeer), eine Illit-Provinz (westliches Bellingshausenmeer) und eine Chlorit-Provinz (östliches Bellingshausenmeer) (Abb. 7.2.). Das Gebiet nördlich der Alexanderinsel nimmt aufgrund seiner hohen Illit- und Chlorit-Konzentrationen eine Sonderstellung ein. Die Peter-I.-Insel repräsentiert eine lokal begrenzte Smektitquelle.

Die Erstreckung von Chlorit-, Illit- und Kaolinit-Provinz über den Schelf belegt den Transport tonigen Materials nach Norden. Es existieren jedoch keine Hinweise, zu welchem Zeitpunkt er stattgefunden hat. Entweder resultiert aus der Wechselwirkung diverser Meeresströmungen innerhalb der Kontinentalen Zone ein rezenter Strömungstransport in Richtung Schelfkante oder die tonmineralogischen Verteilungsmuster auf dem Schelf wurden bereits während des postglazialen Eismassenrückzugs angelegt und durch spätere Umlagerungsprozesse nicht mehr entscheidend verändert. In beiden Fällen aber kann eine rezente Lateralverfrachtung über Distanzen von einigen 100 km hinweg, insbesondere durch den Antarktischen Küstenstrom, ausgeschlossen werden. Auch die Verbreitung von filtrierendem Epibenthos auf dem Schelf von Bellingshausen- und Amundsenmeer deutet nach Starmanns (1997) auf generell niedrige Strömungsintensitäten hin. Darüber hinaus fanden Ishman & Domack (1994) auf dem Schelf nordwestlich von Grahamland eine spezielle Vergesellschaftung benthischer Foraminiferen (*Bulimia aculeata*-Vergesellschaftung), die nach Mackensen et al. (1990) ein ruhiges, pelitisches Sedimentationsmilieu anzeigt. Die Restriktion der Illit-Provinz auf den

Schelf des westlichen Bellingshausenmeeres wird vermutlich durch die Breite des Schelfs und/oder tonmineralogische Verdünnung am Kontinentalfuß bedingt. Hingegen dehnen sich die Kaolinit- und die Chlorit-Provinz relativ weit über Kontinentalhang und -fuß aus. Vor allem am steilen Kontinentalhang Grahamlands könnte gravitativer Sedimenttransport durch submarine Rutschungen und Trübe- ströme zu diesem Verteilungsmuster beitragen (Kap. 7.1.).

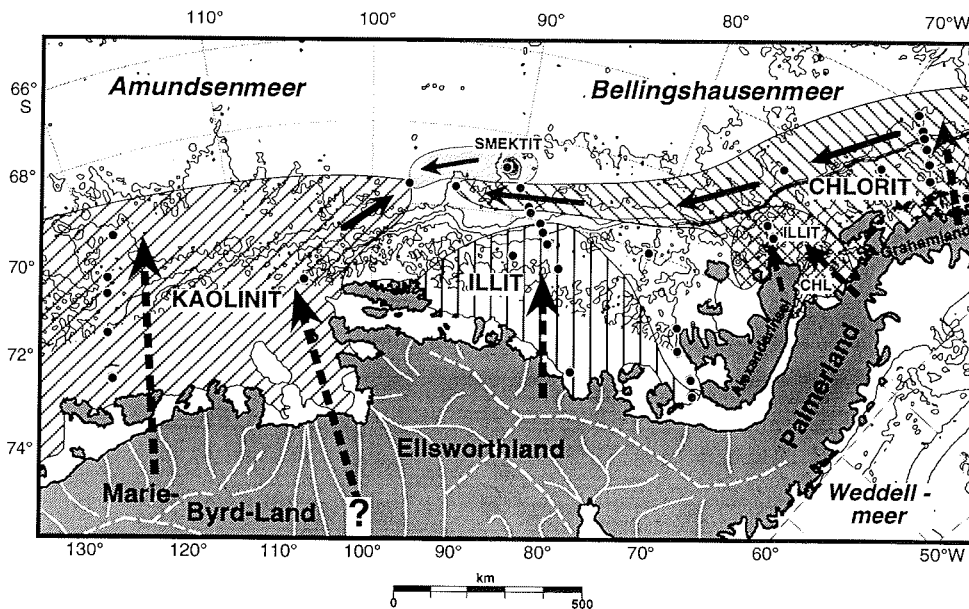


Abb. 7.2.: Tonmineralogische Provinzen im Amundsen- und Bellingshausenmeer. Die geographische Unterteilung erfolgte anhand von Index-Tonmineralen bzw. Index-Tonmineralgruppen in den Oberflächensedimenten. Anhand der Provinzen wurden potentielle Transportpfade für die Fraktion $<2\ \mu\text{m}$ rekonstruiert (Pfeile). Die durchgezogenen weißen Linien stellen Eisflußlinien und die gestrichelten weißen Linien Eisscheiden dar (Drewry 1983).

Die tonmineralogischen Verteilungsmuster liefern wichtige Hinweise auf die Bodenwasserzirkulation im Bellingshausen- und Amundsenmeer, über die in der Literatur widersprüchliche Angaben existieren (Kap. 2.3.). Am Kontinentalfuß zwischen Ellsworthland und der Peter-I.-Insel weisen die Oberflächenproben unterhalb von 3000 m Wassertiefe erhöhte Chloritanteile auf (Abb. 4.13.). Sie belegen eine Sedimentzufuhr aus dem östlichen Bellingshausenmeer, weil aus Süden Illit, aus Norden Smektit und aus Westen Kaolinit angeliefert werden müßten (Abb. 7.2.). Die erhöhten Chloritanteile reichen westwärts bis zur Station PS2556 am

Kamm eines Sedimentrückens bei 94 °W (Abb. 3.3.). Der Meeresboden an der Ostflanke des Rückens, die vermutlich die Luvseite darstellt, ist durch Sedimentwellen charakterisiert, welche auf aktive Bodenströmungen schließen lassen. Wahrscheinlich wird chloritreicher Ton von dem generell westwärts gerichteten Konturstrom angeliefert, der am Kontinentalfuß Grahamlands nachgewiesen wurde (Kap. 2.3.). Seine Strömungsgeschwindigkeit beträgt dort durchschnittlich 6 cm/s (maximal 15 cm/s), so daß er Feinsilt- und Tonpartikel in Suspension transportieren kann (Tucholke 1977, Camerlenghi et al. 1997, Pudsey & Camerlenghi 1998). Die 3° westlich von Station PS2556 gelegene Oberflächenprobe PS2553 besitzt keine eindeutige tonmineralogische Signatur. Ein hoher Smektitanteil (35 %TM) zeigt offenbar einen konturritischen oder turbiditischen Eintrag von der östlich gelegenen Peter-I.-Insel an, da Eisbergdetritus nur mit dem ACC aus Westen kommen kann. Gleichzeitig deutet aber ein leicht erhöhter Kaolinitanteil (7 %TM) auf eine Sedimentzufuhr über Eisberge, Trübestrome oder eine Bodenströmung aus der Kaolinit-Provinz im Südwesten hin (Abb. 7.2.). Somit bleibt unklar, ob sich der westwärtige Konturstrom bis ins Amundsenmeer fortsetzt, und ob möglicherweise dieser - und nicht eine Strömung aus dem Rossmeer - die am Kontinentalfuß vor der Pineinsel-Bucht festgestellten AABW-ähnlichen Temperatur-Salinitätsgradienten verursacht (Kap. 2.3., Hellmer et al. 1998).

7.4. Hinweise auf Umlagerungsprozesse aus Sand/Silt/Ton-Verhältnissen

Die terrigenen Sande auf dem mittleren und äußeren Schelf nordwestlich von Grahamland und an der Schelfkante des Bellingshausenmeeres (Abb. 4.8.) ähneln in ihrer Korngrößenzusammensetzung glazialmarinen Residualsedimenten, die eine für den antarktischen Schelf typische Sedimentfazies repräsentieren (Anderson 1990). Sie wurden bereits vom Schelf nordöstlich der Alexanderinsel beschrieben (Pope & Anderson 1992). Kellogg & Kellogg (1987b, 1987c) fanden ähnliche Ablagerungen an der Schelfkante der Pineinsel-Bucht. In der Literatur werden drei Bildungsmechanismen für diese Reliktsedimente vorgeschlagen. Einige Autoren gehen davon aus, daß in geringen Wassertiefen der siltig-tonige Detritus beim Absinken durch die Wassersäule oder nach bereits erfolgter Ablagerung von starken Meeresströmungen erfaßt und in Suspension weiterverfrachtet wird (Anderson 1990). Weil Strömungsmessungen auf dem Schelf meist jedoch keine Abhängigkeit der Strömungsgeschwindigkeit von der Wassertiefe anzeigen (Jacobs 1989), postulieren andere Autoren Aufarbeitung durch Eisbergturbation (Kellogg & Kellogg 1988). Bei diesem Prozeß werden Schelfsedimente

auf topographischen Hochstrukturen von Eisbergen durchpflügt und resuspendiert. Während die grobkörnigen Komponenten in situ resedimentieren, werden Silt und Ton von schwachen Strömungen umgelagert. Wiederholt sich das Auflaufen von Eisbergen, reichern sich Sand und Kies allmählich in Wassertiefen oberhalb der maximalen Kieltiefe der Eisberge an. Das Feinmaterial sedimentiert unterhalb dieser Tiefe, vor allem in den Becken des inneren Schelfs. Im Gegensatz dazu führen Singer & Anderson (1984) die Bildung glazialmariner Residualsedimente auf dem antarktischen Schelf hauptsächlich auf Bioturbationseffekte zurück. Die Autoren konnten anhand von Laborexperimenten nachweisen, daß Silt- und Tonpartikel bereits bei niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten aus unsortierten Oberflächensedimenten ausgewaschen werden können, wenn die Sedimentoberfläche durch die Aktivität epibenthischer Organismen verwühlt wird.

Auf dem Schelf des Amundsen- und Bellingshausenmeeres weisen sowohl die tonmineralogischen Indikatoren (Kap. 7.3.) als auch die dort lebende Bodenfauna auf niedrige Strömungsintensitäten hin. Es wird deshalb angenommen, daß sich die Reliktsedimente nordwestlich von Grahamland entweder durch Eisbergturbation oder durch Bioturbation bildeten. Die maximale Kieltiefe der für die Resuspension verantwortlichen Eisberge müßte zwischen 350 m und 400 m Wassertiefe gelegen haben. Dieser Tiefenwert stimmt gut mit sedimentechographischen Vermessungen in der Region überein, bei denen Pflugmarken in Wassertiefen oberhalb von 400 m (Pope & Anderson 1992) bzw. zwischen 350 m und 500 m registriert wurden (Pudsey et al. 1994). Weil rezente Eisberge nach diesen Autoren höchstens einen Tiefgang von 250 m aufweisen, müßten die reliktschen Sande aber zu Zeiten eines tieferen Meeresspiegels entstanden sein. Bioturbation trug möglicherweise ebenfalls zur Bildung der glazialmarinen Residualsedimente bei. Die Benthosaktivität hängt hauptsächlich vom Fluß organischer Substanz zum Meeresboden und damit auch von der Wassertiefe ab. Auf dem inneren und mittleren Schelf nordwestlich von Grahamland müßte - unter Voraussetzung einer einheitlichen Exportproduktionsrate - die C_{org} -Flußrate an den Stationen mit grobkörnigen Oberflächensedimenten etwa doppelt so hoch wie an den Stationen mit hohem Feinkornanteil gewesen sein. Somit kann an den flachen Positionen auch eine stärkere Verwühlung und dadurch ausgelöste Korngrößensortierung der Oberflächensedimente erwartet werden.

Die überwiegend siltig-tonige Lithologie der Oberflächensedimente vom inneren und mittleren Schelf des Amundsen- und des westlichen Bellingshausenmeeres (Abb. 4.9., 4.10.) weist auf ein ruhiges Sedimentationsmilieu mit geringer

Strömungsintensität hin (vgl. Starmanns 1997). Die Dominanz des feinkörnigen Sedimentanteils läßt darauf schließen, daß dort Eisbergturbation und Bioturbation nicht die Voraussetzungen für eine Sortierung der Sedimente durch schwache Strömungen schaffen konnten. Fast alle Probenstationen aus diesem Teil des Arbeitsgebietes befinden sich - bedingt durch einen insgesamt tiefer liegenden Schelf - unterhalb von 400 m Wassertiefe. Eisbergfurchen wurden noch in 700 m Wassertiefe gefunden (Nitsche 1998), so daß grobkörnige Reliktsedimente eigentlich auch dort zu erwarten sind. Möglicherweise fehlen die glazialmarinen Residualsedimente deshalb, weil Eisberge den Meeresboden zu selten durchpflügten. Andererseits könnte aber auch die überwiegend durch die Meereisbedeckung gesteuerte, niedrige Planktonproduktion in den Schelfgewässern des Amundsen- und des westlichen Bellingshausenmeeres (Kap. 7.5.3.) die Benthosaktivität so stark eingeschränkt haben, daß die Bioturbation keine Korngrößen-sortierung der Oberflächensedimente durch schwache Strömungen auslösen konnte.

Für die sandigen Sedimente am äußeren Schelf und am oberen Kontinentalhang des Bellingshausenmeeres (Abb. 4.8.) kann eine durch starke Stömungen induzierte Bildung angenommen werden. Die Schelfkante liegt dort an der südlichen ACC-Grenze (Abb. 2.5.). Schiffsdriftgeschwindigkeiten betragen direkt an der Front 28 cm/s, während sie 0,5° weiter südlich noch einen Wert von 6 cm/s erreichen (Read et al. 1994). Ton- und Silt-Partikel könnten somit von der Ostwind-drift bzw. von einer assoziierten Strömung westwärts umgelagert worden sein (Gingele et al. 1997). Auch im zentralen Amundsenmeer könnte die Umlagerung feinkörniger Partikel durch eine mit der südlichen ACC-Grenze assoziierte Strömung dazu geführt haben, daß an der auf einem Tiefseeberg gelegenen Station PS2552 ausschließlich Kies- und Sandkörner abgelagert wurden (Kap. 5.3.2.). Eine potentielle Aufarbeitung von Ablagerungen am äußeren Schelf des Untersuchungsgebietes durch CDW-Konvektion, wie sie von Jacobs (1989) und Anderson (1990) für Kontinentalrandsedimente im Rossmeer postuliert wird, ist unwahrscheinlich, weil die entsprechenden Strömungsgeschwindigkeiten auf lediglich 0,6 cm/s geschätzt werden (Hofmann et al. 1996). Starke Konturströmungen wie der "Antarctic Slope Current" (Whitworth et al. 1998) oder abfließende, dichte Bodenwassermassen, die an den Kontinentalhängen anderer antarktischer Randmeere siltig-tonige Partikel verdriften (Anderson et al. 1979, Jacobs 1989, Melles et al. 1995), können im Arbeitsgebiet ebenfalls keinen Einfluß auf die Sedimentation haben (Kap. 2.3.). Die erhöhten Sandgehalte am Kontinen-

talhang und -fuß des zentralen Amundsenmeeres (Abb. 4.8.) dürften deshalb vorwiegend auf lateralen IRD-Eintrag zurückgehen.

Die relativ hohen Siltanteile am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres decken sich annähernd mit erhöhten Konzentrationen an Biogenopal (Abb. 4.3., 4.9.). Für eine signifikante Überprägung des terrigenen Korngrößenspektrums durch den Anteil an kieseligen Mikrofossilien dürften die Opalgehalte allerdings zu gering sein (vgl. Pudsey & Camerlenghi 1998). Die Ausdehnung der Sedimente mit erhöhten Siltgehalten bis zur Westgrenze der Chlorit-Provinz bei 94 °W (Abb. 4.9., 7.2.) könnte folglich auf laterale Siltanlieferung durch den Konturstrom aus dem östlichen Bellingshausenmeer erklärt werden (Kap. 7.3.). Der Kontinentalrand nordwestlich von Grahamland kommt als potentielles Liefergebiet für siltigen Detritus aufgrund des hohen Terrigeneintrags und aufgrund des steilen Kontinentalhangs, an dem gravitativer Transport auch rezent stattfinden könnte (Kap. 7.1.), eher in Frage als der flach abfallende Kontinentalrand des westlichen Bellingshausenmeeres. Möglicherweise werden die Siltpartikel nur dann von der Bodenströmung westwärts verfrachtet, wenn diese mit erhöhter Geschwindigkeit (max. 15 cm/s) fließt.

7.5. Biologische Produktion und Überlieferung biogenen Materials

Die Anteile der biogenen Komponenten in den Oberflächensedimenten von Amundsen- und Bellingshausenmeer zeigen ein differenziertes geographisches und von der Wassertiefe abhängiges Verteilungsmuster (Kap. 4.1.). Die Überlieferung eines Produktionsanzeigers hängt von seiner Primär- und Exportproduktionsrate, aber auch von Verdünnungseffekten und von spezifischen Abbauprozessen sowohl in der Wassersäule als auch an der Grenzfläche Meerwasser/Sediment ab (vgl. Bonn 1995 cum Lit.). Generell fördern geringe Wassertiefen, hohe Sedimentationsraten und schnelle Einbettung die Erhaltung von Biogenmaterial.

7.5.1. Verteilung und Akkumulation von CaCO₃ und Opal

Die CaCO₃-haltigen und opalarmen Sedimente am Kontinentalrand des Amundsenmeeres und am Kontinentalhang des westlichen Bellingshausenmeeres bilden einen auffälligen Gegensatz zu den opalhaltigen und karbonatfreien Ablagerungen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel und am Kontinentalfuß südlich der Peter-I.-Insel (Abb. 4.1., 4.3.). Karbonathaltige Sedimente treten am antarktischen Kontinentalrand selten auf, wohingegen erhöhte Opalgehalte typisch sind (Goodell

7. Glazialmarine Sedimentationsprozesse

1973). Der CaCO_3 -Anteil geht meistens auf planktische und/oder benthische Foraminiferen zurück (Anderson 1975). Karbonatisches Makrobenthos ist vorwiegend auf den Schelf und kalkiges Nannoplankton ist nach El-Sayed (1990) auf die Subantarktische Zone des Südpolarmees beschränkt. Zwar wurden in rezenten Wasserproben aus dem Weddellmeer Coccolithophoriden (Winter et al. 1999) und in spätquartären Sedimenten vom Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel Coccolithen gefunden (Pudsey & Camerlenghi 1998), aber in beiden Fällen kann ein advektiver Transport des Nannoplanktons aus Norden nicht ausgeschlossen werden.

Zur Eliminierung von Verdünnungseffekten wurden für das Untersuchungsgebiet, basierend auf der Abschätzung der Sedimentationsraten (Tab. 7.1.), CaCO_3 - und Opal-Akkumulationsraten für das Sauerstoffisotopenstadium 1 berechnet (Abb. 7.3.). Die CaCO_3 -Akkumulationsraten sind am Kontinentalhang des westlichen Bellingshausenmeeres und am Kontinentalrand des Amundsenmeeres mit 1,6 bis 2,6 $\text{g/m}^2/\text{a}$ deutlich höher als am Kontinentalfuß vor Grahamland mit weniger als 0,5

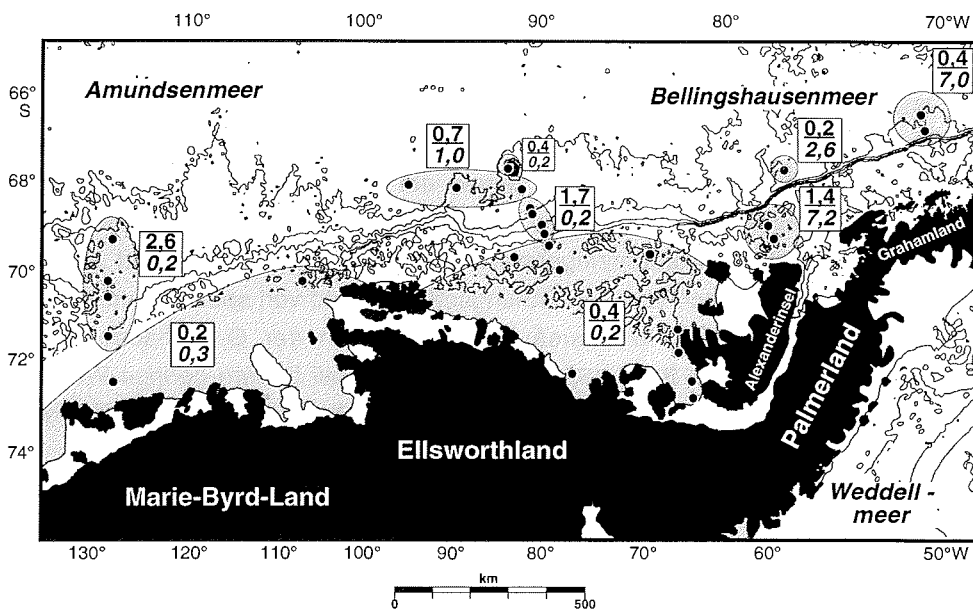


Abb. 7.3.: Akkumulationsraten (in $\text{g/m}^2/\text{a}$) von Kalziumkarbonat (oberer Wert) und Biogenopal (unterer Wert, kursiv) im Amundsen- und Bellingshausenmeer für das Sauerstoffisotopenstadium 1.

$\text{g/m}^2/\text{a}$. Die Schwankungsbreite der CaCO_3 -Akkumulationsraten ist generell sehr hoch. Am antarktischen Kontinentalrand des atlantischen Sektors variieren die CaCO_3 -Akkumulationsraten im Sauerstoffisotopenstadium 1 mit Werten zwischen 0,02 bis 2,5 $\text{g/m}^2/\text{a}$ ebenfalls stark (Bonn 1995). Nordwestlich der Antarktischen Halbinsel sind die Opal-Akkumulationsraten mit 2,6 bis 7,2 $\text{g/m}^2/\text{a}$ deutlich höher als am Kontinentalfuß des westlichen Bellingshausenmeeres, wo die Opal-Akkumulationsrate bei knapp 1,0 $\text{g/m}^2/\text{a}$ liegt (Abb. 7.3.). Am übrigen Kontinentalrand des Arbeitsgebietes beträgt sie weniger als 0,3 $\text{g/m}^2/\text{a}$. Im Vergleich dazu geben Bonn (1995) und Nürnberg (1995) für den atlantischen Sektor Opal-Akkumulationsraten zwischen 0,9 und 2,5 $\text{g/m}^2/\text{a}$ an. Insgesamt zeigen die CaCO_3 - und Opal-Akkumulationsraten im Amundsen- und Bellingshausenmeer annähernd dieselbe Zonierung wie die korrespondierenden Gehalte (vgl. Abb. 4.1. mit Abb. 4.3.), was auf eine differenzielle Produktion und/oder differenzielle Lösung von Opal und Karbonat hinweist.

7.5.2. Ozeanographische Einflüsse auf die CaCO_3 - und Opal-sedimentation

Eine Kompilation von Oberflächenlithologien aus dem Untersuchungsgebiet, ausgewählt nach der Zusammensetzung ihres Mikrofossilinhalts, verdeutlicht die physiographische Zonierung zwischen opal- und karbonathaltigen Sedimenten (Abb. 7.4.). Mit ihrer Hilfe läßt sich die Tiefenlage der sedimentären CCD rekonstruieren (Abb. 7.4.). Im Amundsenmeer liegt die CCD bei etwa 4000 m Wassertiefe und im westlichen Bellingshausenmeer bei ca. 3700 m Wassertiefe. Im östlichen Bellingshausenmeer enthalten Schelfsedimente kaum CaCO_3 , doch werden dort Vorkommen von kalkig-benthischen Foraminiferen beschrieben (Ishman & Domack 1994). Die sedimentäre CCD verläuft vermutlich unterhalb von 2100 m (siehe Tiefseeberg bei 64,1 °S, 75,3 °W in Abb. 7.4.) und oberhalb von 2700 m. Der Anstieg der CCD um 1300 m zwischen 120 °W und 70 °W belegt, daß ihre Tiefenlage nicht allein vom hydrostatischen Druck abhängt.

Die Ozeanographie im Arbeitsgebiet könnte die Karbonat- und Opalsedimentation und damit die Tiefenlage der sedimentären CCD entscheidend beeinflussen. Zwar wird rezent weder im Amundsen- noch im Bellingshausenmeer kalk- bzw. opal-korrosives Schelf- und Bodenwasser gebildet, aber es gibt Hinweise, daß Bodenwassermassen advektiv in beide Randmeere gelangen (Kap. 2.3.). Eine differenzielle Lösung kieseliger Mikrofossilien kann für den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes vermutet werden. Mantyla & Reid (1983) schließen aus Silikat-

7. Glazialmarine Sedimentationsprozesse

konzentrationen im Bodenwasser, daß relativ junges RSBW aus dem Rossmeer langsam ostwärts bis ins Bellingshausenmeer strömt und dabei kontinuierlich Biogenopal aus den Oberflächensedimenten löst. Maximale SiO_2 -Konzentrationen im Bodenwasser wurden nordwestlich der Antarktischen Halbinsel gemessen, so daß dort das SiO_2 -Lösungspotential des Bodenwassers am geringsten und die Opalhaltung am besten sein sollten. Die in Kapitel 7.3. aufgeführten tonmineralogischen Befunde belegen jedoch den Verlauf eines südwestwärts gerichteten Konturstroms am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres bis ca. 94°W (Abb. 7.2.). Silikatlösung durch RSBW könnte deshalb nur die opalarmen Sedimente am Kontinentalfuß des Amundsenmeeres erklären.

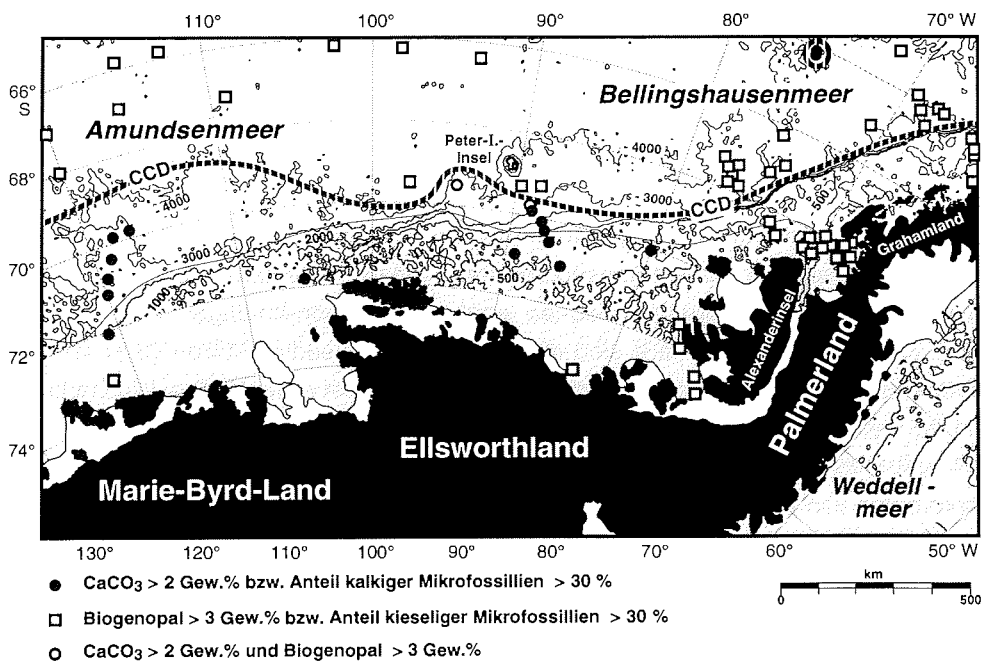


Abb. 7.4.: Verteilung karbonat- und opalhaltiger Oberflächensedimente und konstruierte Tiefenlage der sedimentären Kalzit-Kompensationstiefe (CCD) im Amundsen- und Bellingshausenmeer. Der Oberflächendatensatz der Expeditionen ANT-VI/2 und ANT-XI/3 wurde mit Oberflächenlithologien aus den Datenbanken PANGAEA (AWI) und THE INDEX TO MARINE GEOLOGICAL SAMPLES (NOAA National Data Centers, NGDC) sowie mit Daten aus Pudsey & Camerlenghi (1998) ergänzt. Sedimentoberflächen mit rein terrigener Lithologie und Sedimentoberflächen, über deren Lithologie widersprüchliche Angaben vorliegen, wurden nicht berücksichtigt.

Modifiziertes WSDW strömt aus dem Weddellmeer entlang des Kontinentalfußes der Antarktischen Halbinsel ins östliche Bellingshausenmeer ein (Camerlenghi et al. 1997). Im östlichen Weddellmeer ist WSDW erst unterhalb von 4000 m Wassertiefe karbonatuntersättigt (Mackensen et al. 1990). Die Bodenwassermasse könnte aber auf dem Weg vom Weddellmeer ins Bellingshausenmeer durch Remineralisierung organischer Substanz soviel CO_2 aufnehmen, daß sie am pazifischen Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel kalkige Partikel aus Oberflächensedimenten unterhalb von 2700 m Wassertiefe lösen kann. Die Hypothese einer differenziellen CaCO_3 -Lösung durch modifiziertes WSDW wird durch die Beobachtung gestützt, daß die karbonatarmen Ablagerungen am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres zumeist auch erhöhte Chloritanteile aufweisen, d.h. den westwärtigen Verlauf des Konturstroms nachzeichnen (vgl. Abb. 4.1. mit Abb. 4.13.). Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, daß Mischung mit anderen Wassermassen das Kalzit-Lösungspotential des modifizierten WSDW reduziert (Pudsey & Camerlenghi 1998).

RSBW und modifiziertes WSDW könnten nur dann die beobachtete CaCO_3 - und Opalsedimentation bzw. die Tiefenlage der sedimentären CCD am Kontinentalfuß des Arbeitsgebietes steuern, wenn SiO_2 -untersättigtes RSBW ostwärts bis zur Grenze zwischen Amundsen- und Bellingshausenmeer (ca. 100 °W) strömt, während gleichzeitig kalkkorrosives, modifiziertes WSDW westwärts bis zu dieser Grenze strömt. Anhand der vorliegenden Daten läßt sich ein solches Szenario aber weder bestätigen noch widerlegen. Zum einen läßt sich die Bodenwasserzirkulation im Amundsenmeer auch mit Hilfe der Tonmineralogie (Kap. 7.3.) nicht eindeutig rekonstruieren und zum anderen muß die Karbonatuntersättigung im Bodenwasser des Bellingshausenmeeres keine primäre Eigenschaft des modifizierten WSDW sein, sondern kann auch durch eine lokal erhöhte Produktion im Oberflächenwasser hervorgerufen werden.

Strömungsintensität kann hingegen als Steuermechanismus für die CaCO_3 -Sedimentation im Untersuchungsgebiet ausgeschlossen werden. Im östlichen Weddellmeer verhindern hohe Strömungsgeschwindigkeiten nach Melles et al. (1995) die Ablagerung von feinkörnigem terrigenen Detritus, von kieseligem Plankton sowie von partikulärem organischem Material, so daß kalkige Foraminiferengehäuse "kondensiert" sedimentieren. Im Amundsen- und im westlichen Bellingshausenmeer sind stärkere Strömungen aber ausschließlich auf die Schelfkante beschränkt.

7.5.3. Ba_{bio}-Akkumulation und biologische Produktionsraten

Die Konzentrationen des als lösungsresistent geltenden biogenen Bariums sind in den opalhaltigen Oberflächensedimenten nordwestlich von Grahamland viel niedriger als in den karbonathaltigen Sedimenten weiter westlich (Abb. 4.6.). Die holozänen Ba_{bio}-Akkumulationsraten zeigen allerdings den umgekehrten Effekt (Tab. 7.2.). Am Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel wird ebensoviel biogenes Barium akkumuliert wie im atlantischen Sektor. Die Ba_{bio}-Akkumulationsrate auf dem Schelf ist sogar um den Faktor 10 höher. Am Kontinentalrand des westlichen Bellingshausen- und des Amundsenmeeres hingegen sind die Ba_{bio}-Akkumulationsraten wesentlich niedriger (Tab. 7.2.). Aus den Ba_{bio}-Akkumulationsraten konnten nach der Gleichung von Dymond et al. (1992) Exportproduktionsraten für das Arbeitsgebiet ermittelt werden, welche anschließend nach Berger et al. (1989) in Primärproduktionsraten umgerechnet wurden (Tab. 7.2.). Auch die Primärproduktionsraten sind nordwestlich der Antarktischen Halbinsel wesentlich höher als im übrigen Untersuchungsgebiet. Eine Produktionsberechnung nach Francois et al. (1995) ergab durchweg höhere Exportproduktionsraten, zeigte aber dieselben geographischen Beziehungen.

Für die Primärproduktion in der Antarktischen und in der Kontinentalen Zone des Südpolarmeeres sind Nährstoffe ausreichend vorhanden. Das Angebot an Licht und damit die Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung stellen den wichtigsten limitierenden Faktor für die auf Photosynthese basierende Produktion dar (Grobe & Mackensen 1992). Rezente Messungen der Primärproduktion beruhen auf quantitativen Bestimmungen der Chlorophyll-Konzentration und der CO₂-Aufnahme im Oberflächenwasser. Sie werden häufig nur während des antarktischen Frühlings und Sommers durchgeführt, wenn die Produktion im Oberflächenwasser ihr Maximum erreicht. Zur Umrechnung von Produktionsraten aus der Literatur auf Jahresmittel wurde angenommen, daß die Produktion ausschließlich während der meereisfreien Jahreszeit möglich ist (vgl. Rubin et al. 1998). Ihre

Tab. 7.2. (nächste Seite): Akkumulationsraten von biogenem Barium (AR Ba_{bio}), Exportproduktionsraten (P_{neu}) und Primärproduktionsraten (PP) im Amundsen- und Bellingshausenmeer für das Sauerstoffisotopenstadium 1. Die Ba_{bio}-Akkumulationsraten wurden mittels der Abschätzung der Sedimentationsraten aus Tabelle 7.1. bestimmt. Die fettgedruckten Exportproduktionsraten wurden aus den Ba_{bio}-Akkumulationsraten nach der Gleichung von Dymond et al. (1992) berechnet und anschließend nach Berger et al. (1989) in Primärproduktionsraten umgerechnet. Sie werden den aus der Literatur entnommenen Produktionsangaben für das Untersuchungsgebiet (Referenzen a bis e) sowie ebenfalls aus Ba_{bio}-Flußraten errechneten und rezent bestimmten Produktionsraten aus dem atlantischen Sektor des Südpolarmeeres (Referenzen f bis h) gegenübergestellt. Für die Umrechnung der rezenten Produktionsraten auf Jahresmittel wurde angenommen, daß die Primärproduktion nur während

7. Glazialmarine Sedimentationsprozesse

Region	Produktions- saison (Tage)	AR Ba _{bio} (mg/m ² /a)	Pneu (g C/m ² /a)	PP (g C/m ² /a)	PP (g C/m ² /a) (Literaturdaten)
Amundsenmeer Schelf	30	4	1,4	24	2 bis 9 ^a (1) ^b
Amundsenmeer Kontinentalhang u. -fuß	100	18	6,1	51	7 bis 29 ^a (4) ^b
Westliches Bellings- hausenmeer Schelf	60	5	1,9	28	2 bis 30 ^c 5 bis 46 ^d (2) ^b
Westliches Bellings- hausenmeer Kontinentalhang	100	12	4,1	42	4 bis 50 ^c 9 bis 76 ^d (4) ^b
Westliches Bellings- hausenmeer Kontinentalfuß	110	13	3,3	37	4 bis 55 ^c 10 bis 84 ^d (4) ^a
Östliches Bellings- hausenmeer Schelf	140	71	49,7	156	148 bis 299 ^e (5) ^b
Östliches Bellings- hausenmeer Kontinentalfuß	160	28 (PS2522) bis 65 (PS1563 u. PS1564)	7,7 (PS2522) bis 22,5 (PS1563 u. PS1564)	57 (PS2522) bis 101 (PS1563 u. PS1564)	6 bis 80 ^c 14 bis 122 ^d (6) ^b
Atlantischer Sektor Schelf		7 ^f	2 ^f	29 ^f	80 bis 230 ^h
Atlantischer Sektor Kontinentalhang u. -fuß		44 ^f 30 ^g	15,4 ^f 17,3 ^g	83 ^f 88 ^g	80 bis 230 ^h

der eisfreien Monate in Frühling und Sommer stattfindet (vgl. Bonn et al. 1998). Die Dauer der Produktionssaison wurde anhand der Meereisdaten von Parkinson (1994) abgeschätzt. Die Produktionsmessungen der Referenzen (c) und (d) wurden jeweils unter dem Meereis (niedrigste Primärproduktion), am Eisrand und im offenen Wasser (höchste Primärproduktion) durchgeführt, woraus sich die hohen Schwankungsbreiten ergeben.

Referenzen: a: Rubin et al. 1998; b: Arrigo et al. 1998 (PP im Meereis); c: Savidge et al. 1995; d: Boyd et al. 1995; e: Smith et al. 1996a; f: Nürnberg 1995; g: Bonn 1995; h: Gleitz et al. 1994.

Dauer wurde anhand der Meereisverteilungskarten von Parkinson (1994) abgeschätzt. Die größten Unsicherheiten bezüglich der Dauer der Meereisbedeckung treten in den Schelfregionen des westlichen Arbeitsgebietes auf, weil sich dort alljährlich zahlreiche Polynyas bilden (Keys 1990, Parkinson 1994).

Im westlichen Bellingshausenmeer ergibt sich aus der rezent bestimmten Exportproduktionsrate von $27 \text{ mg C /m}^2/\text{d}$ (Shimmield et al. 1995) bei Annahme einer Produktionssaison von 110 Tagen somit ein Wert von $3,0 \text{ g C /m}^2/\text{a}$, der der in dieser Arbeit ermittelten Exportproduktion von $3,3$ bis $4,1 \text{ g C /m}^2/\text{a}$ recht gut entspricht. Die der Literatur entnommenen rezenten Primärproduktionsraten stimmen ebenfalls mit den über Bariumflüsse berechneten Produktionsraten überein (Tab. 7.2.). Am Kontinentalrand des Amundsenmeeres beträgt die rezent gemessene Primärproduktion durchschnittlich nur ein Drittel der aus den eigenen Daten ermittelten Produktionsrate. Ein Normierungsfehler scheidet als alleinige Ursache für diese Diskrepanz aus, weil die Verwendung eines lokalen, höheren Ba/Al-Verhältnisses für das Amundsenmeer (Kap. 4.1.) lediglich um $4 \text{ g C /m}^2/\text{a}$ niedrigere Primärproduktionsraten liefern würde. Die Abnahme der Ba_{bio} -Akkumulationsrate in den oberflächennahen Sedimenten der Kernstation PS2551 (Abb. 6.12.) deutet aber darauf hin, daß die Abweichung auf eine gegenüber dem frühen und mittleren Holozän reduzierte Produktion im späten Holozän zurückgehen könnte. Die aus der Ba_{bio} -Akkumulation berechneten sowie rezent bestimmten außergewöhnlich hohen Primärproduktionsraten nordwestlich von Grahamland belegen, daß dort besonders günstige klimatische und hydrographische Umweltbedingungen wirken (Leventer et al. 1996, Smith et al. 1996a).

7.5.4. Steuerung der CaCO_3 - und Opalakkumulation durch biologische Produktion und Terrigeeintrag

Die CaCO_3 -Akkumulation im Amundsen- und im westlichen Bellingshausenmeer geht mit niedriger, die Opalakkumulation im östlichen Bellingshausenmeer mit erhöhter Primärproduktion einher. Bei hohen Produktionsraten sedimentiert mehr organisches Material, bei dessen Abbau der CO_2 -Gehalt und somit die Kalkkorrosivität des Tiefen- und Bodenwassers zunehmen. Dies kann zu einer Verflachung der CCD führen (Grobe & Mackensen 1992). Das Ansteigen der Tiefenlage der sedimentären CCD von West nach Ost (Abb. 7.4.) könnte also vor allem einen Produktionsgradienten widerspiegeln. Darüber hinaus ist am pazifischen Kontinentalrand von Grahamland eine geringere Opal-Remineralisierung zu erwarten. Die linearen Sedimentationsraten betragen dort aufgrund des hohen

Terrigeneintrags - und auch aufgrund der erhöhten Produktion - über 5 cm/ka (Tab. 7.1.). Sie sind damit wesentlich höher als im Westen des Arbeitsgebietes. Die schnelle Einbettung ins Sediment ist für die Opal-erhaltung von entscheidender Bedeutung (Kap. 6.3.2.). Aufgrund der hohen Gesamt-Akkumulationsrate sollte Biogenopal daher im östlichen Belingshausenmeer ein viel höheres Erhaltungspotential besitzen als im Amundsen- oder im westlichen Bellingshausenmeer.

Auch die Qualität der biologischen Produktion könnte zur physiographischen Zonierung des Untersuchungsgebietes in karbonathaltige und in opalhaltige Oberflächensedimente beitragen. In Packeiskernen aus dem Amundsenmeer fanden Thomas et al. (1998) ungewöhnlich hohe Mengen von in Solekanälchen lebenden planktischen Mikroorganismen ("biological soup"). Das Zooplankton bestand aus Copepoden und Foraminiferen der Art *N. pachyderma*, welche ideal an das Habitat Meereis angepaßt ist (Spindler & Dieckmann 1986, Dieckmann et al. 1991). Bei der Analyse des Mikroplanktonbestands in der photischen Zone des westlichen Bellingshausenmeeres entdeckten Robins et al. (1995) und Fileman et al. (1998), daß Diatomeen zwar im offenen Wasser und an der Eiskante überwiegen, aber die Phytoplankton-Vergesellschaftung unter dem Meereis von autotrophen Nanoflagellaten dominiert wird. Amundsen- und westliches Bellingshausenmeer repräsentieren aufgrund der langen Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung möglicherweise Ökosysteme, die für die Produktion kieseligen Phyto- und Zooplanktons weniger günstige Bedingungen bieten als das östliche Bellingshausenmeer.

8. PLIO-/PLEISTOZÄNE SEDIMENTFAZIES IM AMUNDSEN- UND BELLINGSHAUSENMEER

Ähnlich wie am antarktischen Kontinentalrand im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres lassen sich die Sedimentabfolgen aus dem Amundsen- und Bellingshausenmeer in verschiedene Faziestypen unterteilen (vgl. Grünig 1991, Grobe & Mackensen 1992, Weber 1992). Die Klassifizierung der Sedimentfazies erfolgt anhand der Sedimentstruktur, der Opal- und CaCO_3 -Gehalte, des Eisfrachtanteils und der Tonmineral-Vergesellschaftungen. Aus der lokalen Verbreitung und der chronologischen Abfolge der Faziestypen lassen sich durch den Vergleich mit den in Kapitel 7 beschriebenen Sedimentationsprozessen und Ablagerungsverhältnissen Veränderungen der Paläoumwelt rekonstruieren.

8.1. Sedimentfazies und ihre Bildungsbedingungen

8.1.1. Opalfazies

Die Opalfazies ist ausschließlich am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres in den interglazialen Isotopenstadien 13, 11, 9, 7, 5.5 und 1 entwickelt (Abb. 8.1., 8.2.). Der Faziestyp ist durch intensiv bioturbirte, diatomeen- und radiolarienhaltige siltige Tone (PS2553) bzw. tonige Silte (PS1565) charakterisiert, wobei der Opalanteil 10 bis 25 Gew.% beträgt. Die Opalfazies enthält hohe Ba_{bio} -Anteile, aber kaum Kalziumkarbonat, was eine Ablagerungstiefe unterhalb der sedimentären (Paläo-)CCD belegt (vgl. Abb. 7.3.). Die starke Durchwühlung der Opalfazies zeigt einen für Benthosaktivität ausreichenden C_{org} -Fluß zum Meeresboden an. Relativ hohe C_{org} -Gehalte weist allerdings nur die Opalfazies an der Kernposition PS1565 auf (Abb. 8.1.). Ein Teil dieses organischen Materials ist aber möglicherweise terrigener Herkunft und wurde als IRD eingetragen (Hillenbrand 1994). Generell kann von einer weitgehenden Remineralisierung der leicht abbaubaren, marinen organischen Substanz in der Opalfazies ausgegangen werden. Ein weiteres Faziesmerkmal sind erhöhte Konzentrationen an eisbergtransportiertem Detritus (Abb. 8.1., 8.2.). In der Sedimentabfolge an der Station PS1565 laufen die IRD-Anreicherungen den Opalmaxima deutlich vor. Zusätzlich sind in der Opalfazies dieser innerhalb der tonmineralogischen Chlorit-Provinz (Abb. 7.2.) gelegenen Station die Smektitanteile erhöht (Abb. 8.1.). Im Gegensatz dazu lassen sich die Tonmineral-Vergesellschaftungen in der Abfolge an der Kernposition PS2553 keiner bestimmten Sedimentfazies zuordnen (Abb. 8.2.).

Die entscheidenden Bildungsbedingungen der Opalfazies in Kontinentalrand-sedimenten des Bellingshausenmeeres sind, ebenso wie im atlantischen Sektor

des Südpolarmeeres (Grobe & Mackensen 1992, Bonn 1995), ein - zumindest jahreszeitlicher - Meereisrückzug und eine Tiefenlage unterhalb der sedimentären Paläo-CCD. Während der Interglaziale ermöglichte die Reduktion der Meereisbedeckung Photosynthese und damit biologische Produktion im Oberflächenwasser. Aufgrund hoher Abbauraten blieb von den exportierten Biogenpartikeln im wesentlichen nur biogenes Barium und Opal erhalten. Terrigener Detritus wurde überwiegend durch schwache Meeresströmungen und durch Eisberge angeliefert, die von den bis an die Küste zurückgezogenen Schelfeisen und Gletschern kalbten. Am Kontinentalfuß nordwestlich von Grahamland erfolgte zusätzlich ein lateraler Terrigeneintrag durch den Bodenstrom aus Nordosten.

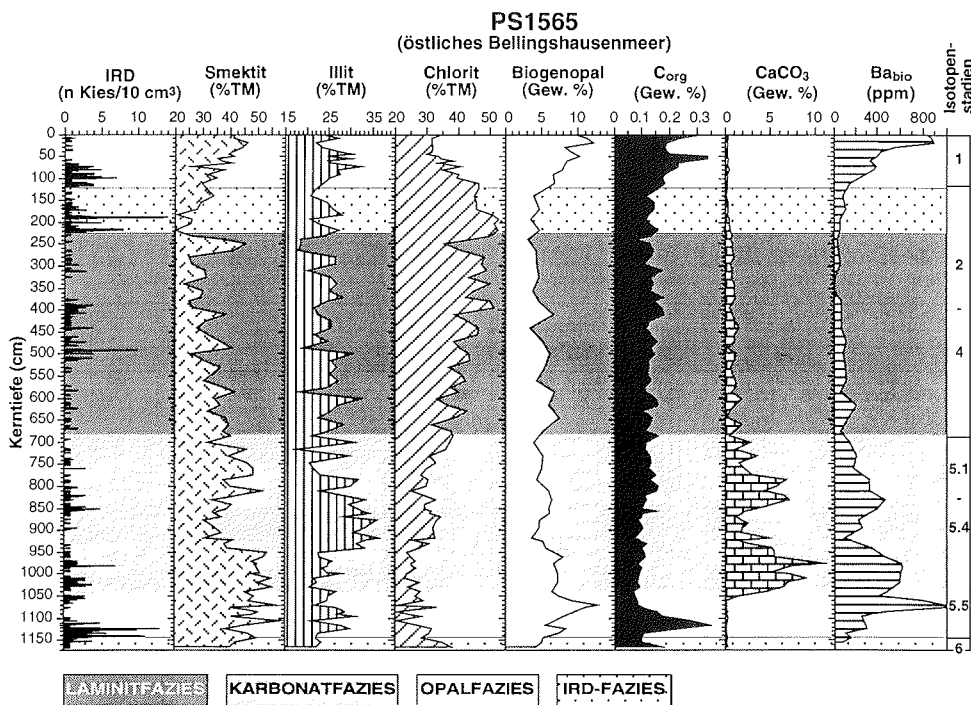


Abb. 8.1.: Faziesgliederung der Sedimentabfolge der Station PS1565 vom Kontinentalfuß des östlichen Bellingshausenmeeres. Neben den charakteristischen Faziesparametern sind die entsprechenden Sauerstoffsisotopenstadien angegeben.

In der Sedimentabfolge an der Station PS1565 können die erhöhten Smektitanteile der Opalfazies, welche auch in den rezenten Oberflächensedimenten am Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel erkennbar sind (Abb. 4.11.), auf einen Verdünnungs- und/oder einen Sortierungseffekt zurückgeführt werden. Aufgrund

8. Plio-/Pleistozäne Sedimentfazies

der Dominanz von Strömungs- und Eisbergtransport im Interglazial könnte die angelieferte Tonfraktion nicht nur aus dem südlichen Grahamland als direktem Hinterland, sondern aus einem sich weiter nach NE und SW erstreckenden Abschnitt der Antarktischen Halbinsel stammen. Eine potentielle Quelle für smektitreichen Ton stellen die östlich von der Station PS1565 gelegenen Süd-Shetland-Inseln mit ihren teilweise noch heute aktiven Vulkanen dar (Petschick et al. 1996). Da die Kernposition innerhalb der Antarktischen Zone liegt (Abb. 2.5.), sollten Eisberge und oberflächennahe Strömungen überwiegend terrigenen Detritus aus der westlich gelegenen Illit-Provinz (Abb. 7.2.) eingetragen haben. Die Smektitzufuhr erfolgte möglicherweise also durch den südwestwärts gerichteten Konturstrom am Kontinentalfuß. Andererseits könnte sich smektithaltiger Ton auch unter der Annahme, daß sich die Liefergebiete der Terrigenfraktion in den Sedimenten der Kernstation PS1565 nicht geändert haben, innerhalb der Opalfazies anreichern. Weil Smektitpartikel kleiner sind als die anderen Tonminerale, verbleiben sie

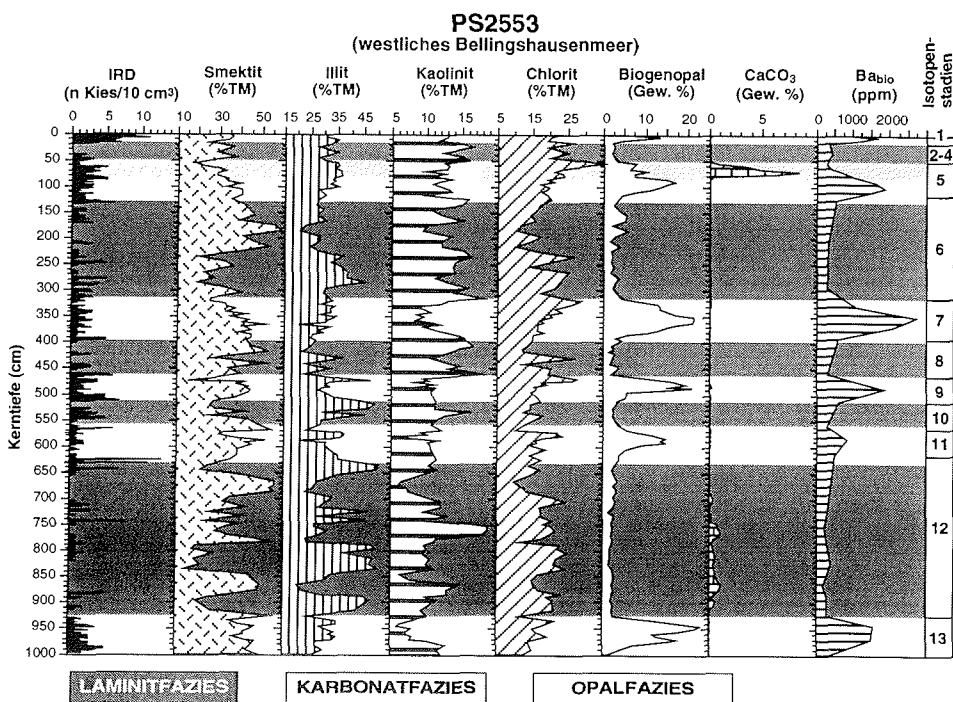


Abb. 8.2.: Faziesgliederung des Sedimentabfolge der Station PS2553 vom Kontinentalfuß des westlichen Bellingshausenmeeres. Neben den charakteristischen Faziesparametern sind die entsprechenden Sauerstoffisotopenstadien angegeben.

längere Zeit in Suspension, so daß sie über größere Distanzen verfrachtet werden können (Chamley 1989, Grobe et al. 1990b). Auf diese Weise könnte während der Warmzeiten Smektit, welcher zusammen mit dem übrigen basalen Detritus direkt an der Küste aus Eiswällen und Gletschern ausschmilzt, durch Tidenströmungen und/oder Wellen bis zum Kontinentalfuß gelangen, während Chlorit und Illit bevorzugt auf dem Schelf sedimentieren.

Hinsichtlich der Akkumulation von Terrigen- und Biogenpartikeln bestehen zwischen den Bildungsbedingungen der Opalfazies im östlichen und im westlichen Bellingshausenmeer erhebliche Unterschiede. Während der Isotopenstadien 5.5 und 1 übertreffen die Akkumulationsraten an der Station PS1565 diejenigen an der Station PS2553 um ein Mehrfaches (Abb. 6.12.). Die Terrigen-Akkumulationsrate ist in der Opalfazies von Station PS1565 um eine Größenordnung höher als an der Station PS2553. Als Gründe hierfür können eine höhere IRD-Eintragsrate, bedingt durch die glaziologischen Verhältnisse an der Küste der Antarktischen Halbinsel, und zusätzliche Sedimentzufuhr durch gravitative Umlagerungsprozesse aufgrund des steilen Kontinentalhangs bzw. durch den südwestwärts gerichteten Konturstrom angenommen werden. Die mit den Opal-Akkumulationsraten korrelierenden Ba_{bio} -Akkumulationsraten an der Station PS1565 deuten darauf hin, daß die im Vergleich zur Station PS2553 bis zu zehnmal höhere Opalakkumulation nicht nur aus einer besseren Überlieferung als Folge der hohen Sedimentationsrate resultiert, sondern auch aus einer höheren lokalen Produktionsrate (vgl. Kap. 7.5.).

8.1.2. Karbonatfazies

Unter dem Begriff Karbonatfazies werden die $CaCO_3$ -haltigen Sedimentabfolgen des Untersuchungsgebietes zusammengefaßt. Im zentralen Amundsenmeer charakterisiert diese Sedimentfazies seit ca. 2,3 Ma die Ablagerungsverhältnisse während der Interglaziale bzw. an den Übergängen von Interglazial zu Glazial (Abb. 8.3., 8.4.). Die oberpliozänen bis holozänen Sedimente an der auf einem Rücken gelegenen Kernposition PS2547 können fast alle diesem Faziestyp zugeordnet werden. Die $CaCO_3$ -Gehalte schwanken in den oberpliozänen und unterpleistozänen Sedimenten der Stationen PS2547 und PS2549 mit einer höheren Frequenz als in den oberpleistozänen Ablagerungen. Dies könnte mit der 41-ka-Periode der Klimaschwankungen vor dem "Mittelpleistozänen Klimaübergang" zusammenhängen (Kap. 6.1.4.). Allerdings ist die stratigraphische Auflösung in den entsprechenden Abschnitten für eine Differenzierung einzelner Glazial-Interglazialzyklen zu gering. In den Abfolgen vom Kontinentalfuß des

8. Plio-/Pleistozäne Sedimentfazies

Bellingshausenmeeres ist die Karbonatfazies ausschließlich im späten Isotopenstadium 5 entwickelt (Abb. 8.1., 8.2.).

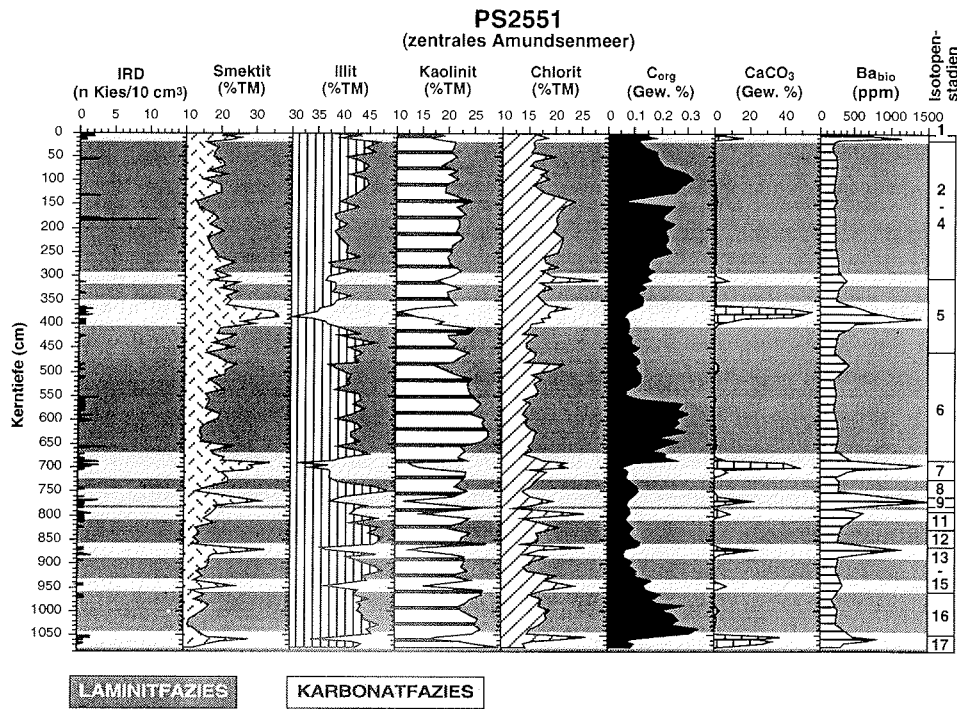


Abb. 8.3.: Faziesgliederung der Sedimentabfolge der Station PS2551 vom Kontinentalfuß des zentralen Amundsenmeeres. Neben den charakteristischen Faziesparametern sind die entsprechenden Sauerstoffisotopenstadien angegeben.

Die Sedimente der Karbonatfazies bestehen aus intensiv bioturbirten Foraminiferenschlämmen und foraminiferenhaltigen siltigen Tonen bzw. tonigen Silten mit CaCO₃-Gehalten von bis zu 55 Gew.% (Amundsenmeer) bzw. 12 Gew.% (Bellingshausenmeer). Weitere Faziesmerkmale sind erhöhte Ba_{bio}-Konzentrationen, welche an den Kernstationen PS2553 und PS1565 allerdings geringer sind als in der Opalfazies. Die C_{org}-Gehalte der Karbonatfazies sind in den Abfolgen aller Stationen äußerst niedrig. Ein erhöhter Opalgehalt von 10 Gew.% ist nur in der Karbonatfazies der Station PS2553 zu beobachten (Abb. 8.2.). Am Kontinentalfuß des Amundsenmeeres sind Anreicherungen von IRD - einschließlich von terrigenem Sand (Kap. 5.3.) - weitere kennzeichnende Faziesmerkmale (Abb. 8.4.). Die Tonmineral-Vergesellschaftung der karbonatreichen Sedimente im zentralen

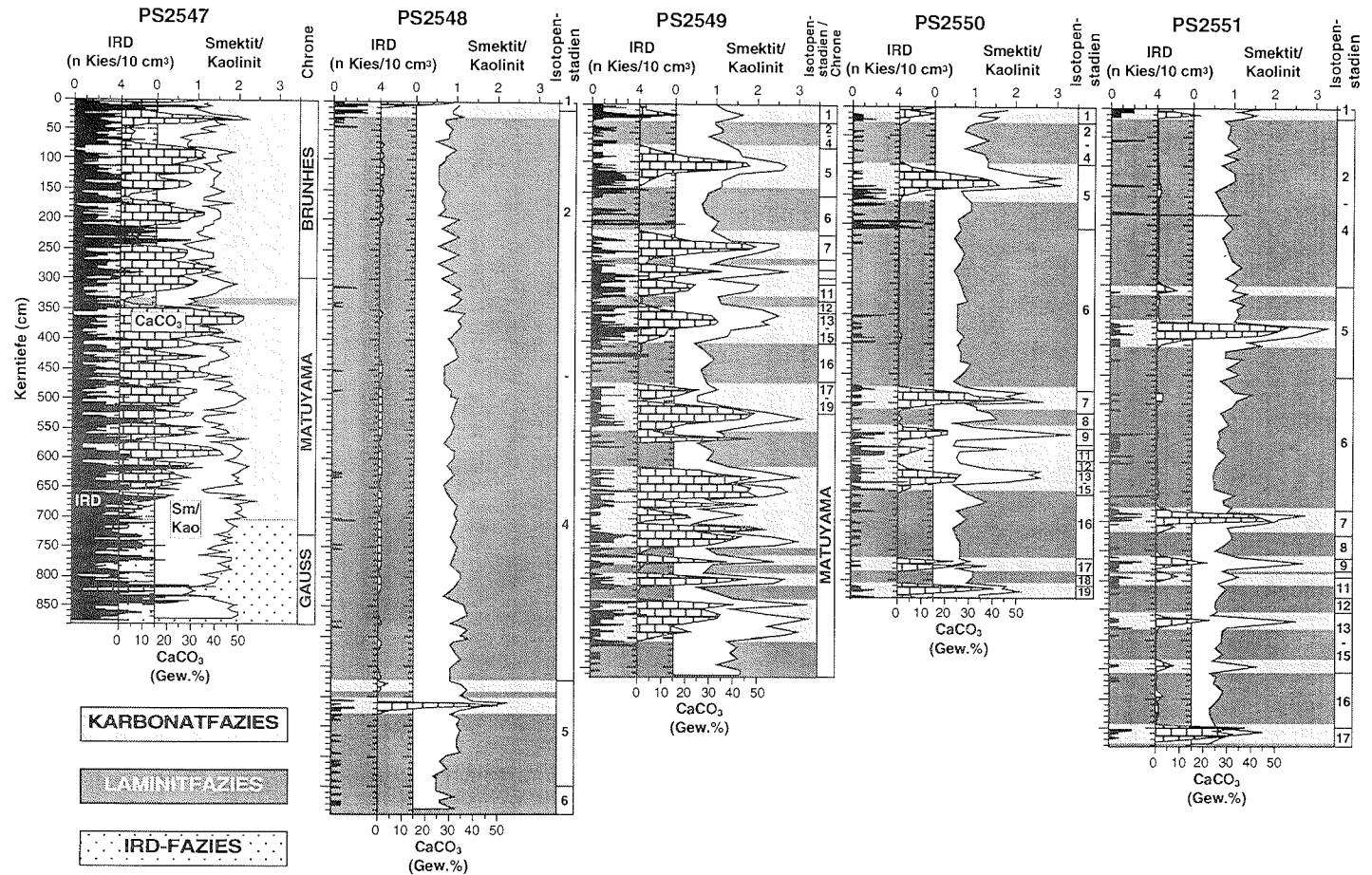


Abb. 8.4.: Faziesgliederung der Sedimentabfolgen im zentralen Amundsenmeer. Neben den charakteristischen Faziesmerkmalen sind die entsprechenden magnetostratigraphischen Chronen und Sauerstoffisotopenstadien angegeben.

Amundsenmeer unterscheidet sich grundlegend von der Tonmineral-Vergesellschaftung in den Laminiten (Kap. 5.4.). Die Karbonatfazies dieser in der Kaolinitprovinz gelegenen Stationen (Abb. 7.2.) ist hauptsächlich durch relative Kaolinitminima und Smektitmaxima charakterisiert (Abb. 8.3.), was besonders die Smektit/Kaolinit-Verhältnisse verdeutlichen (Abb. 8.4.). Neben einer Smektitzunahme ist häufig ein leichter Chloritanstieg zu beobachten (Abb. 8.3.). In der Karbonatfazies der Kernstation PS1565 sind die Smektitanteile ebenfalls erhöht (Abb. 8.1.).

Als entscheidende Voraussetzungen für die Bildung der Karbonatfazies im Amundsenmeer und am Kontinentalhang des westlichen Bellingshausenmeeres können ein zumindest jahreszeitlicher Meereisrückzug und - im Gegensatz zur Opalfazies - eine Lage der Kernpositionen oberhalb der Paläo-CCD angenommen werden (vgl. Kap. 7). Ebenso wie bei Entstehung der Opalfazies beschränkte sich die Anlieferung von terrigenem Detritus überwiegend auf den Eintrag durch Eisberge und Meeresströmungen. Im zentralen Amundsenmeer und an der Kernstation PS2553 belegt die geringe Akkumulation von terrigenem Detritus bei der Bildung der Karbonatfazies eine reduzierte Sedimentzufuhr vom antarktischen Festland (Abb. 6.12.). Es herrschte ein "pelagisches Sedimentationsmilieu", in dem IRD und Mikrofossilien "kondensiert" sedimentierten. Die Akkumulationsraten von terrigenem Detritus an der Station PS1565 blieben hingegen - vermutlich aufgrund von höherem Eisfrachteintrag und von lateraler Sedimentanlieferung durch Trübe- ströme und den Bodenstrom aus NE - auch im späten Isotopenstadium 5 hoch (Abb. 6.12.). Die Tonmineral-Vergesellschaftung in der Karbonatfazies des Amundsenmeeres dürfte, weil sie nicht ausschließlich durch eine Erhöhung des Smektitanteils gekennzeichnet ist, eher durch die Vermischung von Sedimentfracht eines während der Warmzeiten erweiterten Liefergebietes als durch eine Transportsonderung innerhalb der Tonfraktion entstanden sein. Im Gegensatz dazu könnte die Smektitanreicherung in der Karbonatfazies der Station PS1565 auf beide Prozesse und/oder auf Smektiteintrag durch den Konturstrom aus NE zurückgehen (Kap. 8.1.1.).

In den Sedimenten der Karbonatfazies ist der Fluß biogener Partikel zum Meeresboden in der starken Durchwühlung und in erhöhten Karbonat- und Ba_{bio} -Akkumulationsraten dokumentiert (Abb. 6.11., 6.12.). Allerdings wurde wesentlich weniger biogenes Barium akkumuliert als in den Sedimenten der Opalfazies, so daß insgesamt eine niedrigere Produktionsrate angenommen werden muß (vgl. Kap. 7.5.). Die Produktionssaison war aufgrund einer relativ langandauernden, jährlichen Meereisbedeckung wahrscheinlich auf wenige Wochen im Frühling und Sommer

beschränkt. Im zentralen Amundsenmeer wurden marine organische Substanz und Opal wegen der niedrigen Sedimentationsraten und der Grobkörnigkeit der Sedimente besonders effektiv abgebaut.

Die Bildung der Karbonatfazies an den beiden - rezent unterhalb der sedimentären CCD gelegenen - Kernpositionen PS2553 und PS1565 erfordert eine mindestens 600 bzw. 700 m tiefere Lage der Paläo-CCD. Vermutlich befanden sich die beiden Stationen während der Entstehung dieser Sedimentfazies noch unterhalb der Paläo-Lysokline. Im Bellingshausenmeer dürften die CaCO_3 -Gehalte der Karbonatfazies folglich von Kalzitlösung beeinflusst sein. Wie in Kap. 7.5. dargelegt wurde, wird die heutige Tiefenlage der sedimentären CCD offenbar auch von der lokalen Produktion im Oberflächenwasser kontrolliert. Eine Reduzierung der Produktionsrate beim Übergang von der Opal- zur Karbonatfazies ist an den Stationen PS2553 und PS1565 durch ein Absinken der B_{bio} -Akkumulationsraten im Verlauf des Isotopenstadiums 5 dokumentiert (Abb. 6.12.). Ob eine damit einhergehende Abnahme im C_{org} -Export oder eine Zunahme im Verhältnis von CaCO_3 - zu Opal-Fluß, verursacht durch eine von den Meereisverhältnissen gesteuerte Änderung der Planktonzusammensetzung (Kap. 7.5.), oder aber ein Zusammenspiel beider Faktoren das Absinken der sedimentären Paläo-CCD bewirkt haben, kann anhand der vorliegenden Daten nicht geklärt werden.

8.1.3. Laminitfazies

Die Laminitfazies ist in den Abfolgen sowohl des Amundsen- als auch des Bellingshausenmeeres entwickelt. Nur an der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 fehlt sie fast völlig (Abb. 8.1. bis 8.4.). Die der Laminitfazies zugeordneten Sedimente wurden hauptsächlich in den Kaltzeiten abgelagert, im zentralen Amundsenmeer auch zu Beginn der Interglaziale. Die Abfolgen der Laminitfazies setzen sich aus terrigenen, siltigen Ton- und tonigen Siltlaminae mit Einschaltungen von sandig-siltigen Turbiditen zusammen. Die charakteristische Feinschichtung geht auf Korngrößenwechsel zurück. Die Anteile an kalkigen oder kieseligen Mikrofossilien und die B_{bio} -Gehalte sind gering. Besonders mächtige Laminitabfolgen fallen durch erhöhte C_{org} -Werte auf (Abb. 8.3.). Während sich die Sand/Silt/Ton-Verhältnisse generell nicht von denen der anderen Faziestypen unterscheiden, ist der Eisfrachtanteil in der Laminitfazies deutlich geringer und meist in dünnen Lagen konzentriert. Am Kontinentalfuß des zentralen Amundsenmeeres weist dies Sedimentfazies maximale Kaolinit- und Illitanteile (Abb. 8.3.) mit entsprechend niedrigen Smektit/Kaolinit-Verhältnissen auf (Abb. 8.4.). Die Laminit-

fazies an der Kernstation PS1565 enthält hohe Anteile des Tonminerals Chlorit (Abb. 8.1.), das den Schelfbereich nordwestlich von Grahamland rezent charakterisiert (Kap. 7.3.).

Die Bildungsbedingungen der Laminitfazies erfordern eine annähernd permanente Meereisbedeckung, eine Tiefenlage unterhalb der sedimentären Paläo-CCD und lateralen Partikeleintrag. Die geringen Anteile an Mikrofossilien sowie das Fehlen von Bioturbation deuten auf eine nahezu ganzjährig geschlossene Meereisdecke hin, welche die Produktion im Oberflächenwasser auf ein Minimum reduziert hat. Ein solches Szenario stimmt mit Rekonstruktionen der kaltzeitlichen Meereisbedeckung im Südpolarmeer überein, welche im Untersuchungsgebiet für das letzte glaziale Maximum (LGM) eine nördlich der Kernstationen gelegene Sommer-Meereisgrenze postulieren (Cooke & Hays 1982, Burckle et al. 1982). Bedingt durch die niedrige Produktion wurde wenig Karbonat exportiert und vermutlich schon beim Absinken durch die Wassersäule gelöst, so daß eine Tiefenlage der Kernpositionen unterhalb der Paläo-CCD anzunehmen ist. Die hohen Gehalte an mariner organischer Substanz in besonders mächtigen Laminitabfolgen der Stationen im Amundsenmeer (Abb. 8.3.) gehen vermutlich auf einen durch hohe Sedimentationsraten und erhöhte Tonakkumulation verursachten Erhaltungseffekt zurück (Kap. 6.3.2.). Zumindest bei einem Teil der in der Laminitfazies überlieferten Biogenpartikel könnte es sich um aufgearbeitetes älteres Material handeln, das zusammen mit terrigenen Komponenten lateral eingetragen wurde (Kap. 6.3.2.). Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Signale in den Feinlaminiten an den Kernstationen PS2548 bis PS2551 (Abb. 6.1.) könnten folglich die Isotopenzusammensetzung umgelagerter Foraminiferenschalen widerspiegeln.

In der Laminitfazies des zentralen Amundsen- und des östlichen Bellingshausenmeeres prägen sich Kaolinit bzw. Chlorit als für das jeweilige Hinterland typische Tonminerale stärker durch als in der Karbonat- bzw. Opalfazies (Abb. 8.1., 8.3.). Wahrscheinlich rückten in den Kaltzeiten Eismassen über den Schelf vor, so daß der Eintrag von glazialen Detritus nahe der Schelfkante erfolgte. Aufgrund des kürzeren Transportweges spielten Sortierungs- bzw. Verdünnungseffekte deshalb vermutlich keine Rolle. Die Tonmineral-Vergesellschaftung der Laminitfazies gleicht folglich der Tonmineralsignatur der rezenten Schelfsedimente (Kap. 7.3.). Im zentralen Amundsenmeer weisen die synchronen Variationen der Paläo-produktivitäts-Anzeiger mit der Tonmineralogie im Wechsel der Laminit- und der Karbonatfazies darauf hin (Abb. 8.4.), daß dort die Veränderungen der Meereis-

bedeckung und der kontinentalen Eismassen im angrenzenden Hinterland eng miteinander gekoppelt waren.

Die für die Feinschichtung der Laminitfazies verantwortlichen Korngrößenwechsel lassen auf eine Dominanz lateraler Ablagerungs- bzw. Umlagerungsprozesse am Kontinentalfuß schließen. Laminierte Terrigensedimente werden meist als multiple Ablagerungen episodischer Trübestrome oder als Ablagerungen von permanenten Bodenströmungen mit variablen Fließgeschwindigkeiten gedeutet. In der Literatur werden sedimentologische Kriterien zur Erkennung und Unterscheidung von feinkörnigen Turbiditen und Konturiten kontrovers diskutiert, zumal im hemipelagischen Milieu oftmals beide Sedimenttypen miteinander wechsellagern und diverse Übergangsformen beschrieben werden (Stow & Piper 1984, Pickering et al. 1989, Stow 1994, Stow & Faugeres 1993, Stow & Faugeres 1998, Stow & Tabrez 1998). Im glazialmarinen Ablagerungsraum ist eine Klassifizierung zusätzlich erschwert, weil wichtige Unterscheidungskriterien wie Biogenanteil und Bioturbationsgrad nicht vom Sedimentationsprozeß selbst, sondern von der Meereisbedeckung kontrolliert werden. Im Weddell- und Rossmeer konnten feinkörnige Turbidite bzw. Konturite anhand von Sedimentstrukturen, Korngrößenverteilung sowie Silt- und Tonmineralogie identifiziert werden (Anderson et al. 1979, Grobe & Mackensen 1992, Weber 1992, Diekmann & Kuhn 1997, Gilbert et al. 1998). Detaillierte granulometrische Analysen an glazialen Laminitabfolgen aus dem Amundsen- und dem Bellingshausenmeer liessen dagegen keine eindeutigen Aussagen zu (Trinchitella et al. 1980, Pudsey & Camerlenghi 1998).

In der Laminitfazies der Stationen vom Kontinentalfuß des Amundsen- und des Bellingshausenmeeres konnten sandig-siltige Grobkornlagen anhand ihrer charakteristischen Sedimentstrukturen als Turbidite eingestuft werden (Kap. 5.1., Hillenbrand 1994). Sie belegen damit zumindest die Beteiligung von Suspensionsströmen bei der Bildung dieses Faziestyps. Auf eine eher episodische Bildung der Laminitfazies im Amundsenmeer und an der Station PS2553 deutet das Vorkommen von Mikromanganknollen in den feinlaminierten Kernabschnitten hin. An der Kernposition PS2551 treten die Manganknollen - ähnlich wie einige IRD-Horizonte - lagenweise auf (Abb. 5.15.). Auch die Laminitabfolge der Station PS1565 führt vereinzelte Mikromanganknollen (Hillenbrand 1994). Weil die Entstehung der Manganknollen Sedimentationsraten von weniger als 1 cm/ka erfordert (Roy 1981), müssen bei der Schüttung der Silt- und Tonlaminae immer wieder Sedimentationspausen eingetreten sein. Möglicherweise spielten Bodenströmungen beim Wachstum der Mikromanganknollen ebenfalls eine wichtige Rolle (Roy 1981).

Wenn diese Strömungen stark genug waren, um Feinsediment zu erodieren, könnten sie auch die vereinzelt, lagenförmigen IRD-Anreicherungen verursacht haben (Watkins et al. 1982). Allerdings können solche starken Konturstömungen im zentralen Amundsen- und im östlichen Bellingshausenmeer anhand der von der Geologie des direkten Hinterlands geprägten Tonmineral-Vergesellschaftungen (Abb. 8.1., 8.4.) und anhand der Sand/Silt/Ton-Verhältnisse für den überwiegenden Teil der Laminite weitgehend ausgeschlossen werden.

Hinweise auf die Transport- und Ablagerungsmechanismen im Untersuchungsgebiet liefern auch die bathymetrischen und sedimentechographischen Daten. Am Kontinentalfuß des Amundsen- und Bellingshausenmeeres treten Erosionsrinnen, die als fossile Abflußpfade kräftiger Trübestrome angesehen werden, Sedimentwellen, die sowohl durch Suspensions- als auch durch Bodenströmungen erzeugt werden (Stow 1994), und mit Rinnen assoziierte Sedimentrücken auf (Nitsche 1998). Die Driftkörper vom Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel sind aus mächtigen Sedimentstapeln aufgebaut, deren Komponenten sich aus der Suspensionsfracht von Trübe- und Bodenströmen rekrutieren (McGinnis & Hayes 1995, McGinnis et al. 1997, Rebesco et al. 1996, 1997, Barker et al. 1998). Die Kernstation PS1565 liegt südwestlich der steilen, von kleinen Rinnen zerschnittenen Flanke eines solchen Sedimentrückens und nordöstlich einer großen Erosionsrinne (Abb. 3.5.). Die sandig-siltigen Turbidite in der Laminitfazies dieser Station könnten sowohl von der Hauptrinne im SW als auch von den kleinen Rinnen an der SW-Flanke des Driftkörpers geschüttet worden sein. Ein Großteil der feinklamierten Schichten an der Kernposition PS1565 dürfte von dem am Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel aktiven Konturstrom sedimentiert worden sein, der die Feinfraktion von im NE abfließenden Suspensionsströmen südwestwärts verdriftet hat, während die grobkörnigen Komponenten beckenwärts als Tiefseefächer geschüttet wurden (Hillenbrand 1994, Pudsey & Camerlenghi 1998). Die Fließgeschwindigkeit dieser Bodenströmung soll während des letzten Glazials nur etwas geringer als rezent gewesen sein (Camerlenghi et al. 1997). Die Laminitabfolgen der auf dem westlichen Uferwall einer rund 80 m tiefen Erosionsrinne gelegenen Kernstation PS2553 (Abb. 3.3.) können lithologisch als reine Turbidite eingestuft werden. Die Uferwall-Abfolge zeigt im sedimentakustischen Profil keine auf Bodenstromaktivität hinweisenden Strukturen, wohingegen im Osten der Rinne ein großer Driftkörper und Sedimentwellen zu beobachten sind (Abb. 3.3.).

Die Topographie am Kontinentalrand des zentralen Amundsenmeeres ist durch ein rauhes Relief geprägt, in dem sich die relativ junge tektonische Zergliederung des

Untergrunds durchzupausen scheint (Nitsche 1998). Sie beeinflusste offensichtlich auch die Ablagerungsprozesse in der jüngeren geologischen Vergangenheit. Beispielsweise liegt die Kernlokation PS2547 innerhalb einer flachen Mulde auf einem 500 m hohen, tektonisch angelegten Rücken (Abb. 3.1., 3.2.). An dieser exponierten Position konnten weder Turbidite noch Konturite zur Ablagerung gelangen, so daß hauptsächlich pelagische Partikel der Karbonatfazies - IRD und vereinzelt Foraminiferen - als kondensierte Schichten sedimentierten (Abb. 8.4.). Strömungen spielten an dieser Lokation anscheinend keine entscheidende Rolle, dagegen könnten sie auf einem weiter nördlich gelegenen Tiefseeberg (Station PS2552) die gesamte Silt- und Tonfraktion ausgespült haben (Kap. 7.4.). Im sedimentakustischen Profil vom Kontinentalfuß des zentralen Amundsenmeeres wurden im Abstand weniger Kilometer sowohl Erosionsrinnen als auch Sedimentwellen beobachtet (Kap. 3.1.), was auf ein Zusammenwirken von Trübe- und Bodenströmen hindeutet. Die laminierten Sequenzen an den Kernstationen PS2548 bis PS2551 werden deshalb als Wechsellagerung von turbiditischen Überflutungsablagerungen ("overspill deposits") benachbarter Erosionsrinnen mit Konturiten angesehen. Möglicherweise nimmt die Bodenstromintensität nach Norden hin zu, denn kleindimensionale Sedimentrücken liegen am Kontinentalfuß südöstlich der Amundsenrücken (Nitsche 1998).

Eine genaue Analyse der Sedimentecholot-Aufzeichnungen ergab, daß die schwankenden Mächtigkeiten der Laminitfazies im zentralen Amundsenmeer (Abb. 8.4.) nicht nur von der lateralen Sedimentzufuhr, sondern auch von der Topographie abhängen. So taucht z.B. nahe der Station PS2548, in deren Umgebung nur kleindimensionale Sedimentwellen (Amplitude <15 m) und flache Erosionsrinnen (Eintiefung <10 m) zu beobachten sind, ein Reflektor von 10 m Sedimenttiefe über eine Distanz von etwa 5,5 km auf 19 m Sedimenttiefe ab. Im Vergleich dazu beträgt die Entfernung zur nördlich gelegenen Nachbarstation PS2549 rund 50 km.

8.1.4. IRD-Fazies

Die IRD-Fazies ist nur in den Sedimentabfolgen der Station PS1565 aus dem östlichen Bellingshausenmeer und der Station PS2547 aus dem zentralen Amundsenmeer entwickelt (Abb. 8.1., 8.4.). Sie ist durch bioturbirte (PS1565) bzw. massige (PS2547) Terrigensedimente mit hohen Kiesgehalten gekennzeichnet. An der Kernstation PS1565 ist dieser Faziestyp durch hohe Chloritanteile charakterisiert. Die Sedimente der IRD-Fazies wurden dort am Übergang von Glazial zu Inter-

glazial abgelagert. An der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 wurden die der IRD-Fazies zugeordneten Sedimente im oberen Pliozän - während der Gauss- und der untersten Matuyama-Chron - abgelagert. Die Tonmineral-Vergesellschaftung, einschließlich des Smektit/Kaolinitverhältnisses, zeigt in der IRD-Fazies der Station PS2547 keinen einheitlichen Trend (Abb. 8.4.).

Die Bildung der IRD-Fazies an der Kernstation PS1565 geht wahrscheinlich auf andere Bedingungen zurück als an der Station PS2547. Im östlichen Bellingshausenmeer stellt die IRD-Fazies eine Übergangsfazies zwischen Laminit- und Opalfazies dar. Die erhöhten Anteile eisbergtransportierten Materials gehen direkt in die IRD-reichen Sedimente der Opalfazies über (Abb. 8.1.). Es wird deshalb angenommen, daß die IRD-Fazies der Station PS1565 die Sedimentationsprozesse während der Terminationen II und I widerspiegelt. Die Benthosaktivität deutet darauf hin, daß im Vergleich zu den Glazialzeiten das Ausmaß der Meereisbedeckung ab- und die Produktion im Oberflächenwasser zunahm. Allerdings war die Produktionsrate so niedrig, daß lediglich vereinzelte Biogenpartikel im Sediment erhalten blieben (Abb. 8.1.). Die geringen B_{bio} -Akkumulationsraten an der Station PS1565 während der Entstehung der IRD-Fazies stützen diese Annahme (Abb. 6.12.). Der rasche globale Meeresspiegelanstieg am Übergang Glazial zu Interglazial verursachte das Aufschwimmen der auf dem Schelf aufliegenden Eismassen (Anderson & Thomas 1991, Grobe & Mackensen 1992). Die sedimentbeladenen Eismassen wurden instabil und zerbrachen. Die hohe Kalbungsrate von Eisbergen führte zu einem verstärkten Eintrag von IRD, der durch die nur jahreszeitliche Meereisbedeckung noch begünstigt wurde (vgl. Kap. 7.2.). Weil der von den Eisbergen eingetragene terrigene Detritus aus dem direkten Hinterland stammte, ist die IRD-Fazies an der Station PS1565 relativ chloritreich.

Die Paläoumweltverhältnisse bei der Bildung der IRD-Fazies im zentralen Amundsenmeer lassen sich nur grob rekonstruieren. Die IRD-Fazies an der Kernstation PS2547 unterscheidet sich von der Karbonatfazies im Hangenden hauptsächlich durch das Fehlen von kalkigen Mikrofossilien. Diatomeen und Radiolarien sind in den Sedimenten der IRD-Fazies ebenfalls nicht enthalten. Die terrigene Verdünnung eines primär hohen Biogeneintrags ist auszuschließen, weil die lineare Sedimentationsrate im Zeitraum zwischen der Matuyama/Gauss-Grenze und dem Olduvai-Ereignis keinen signifikanten Anstieg zeigt (Abb. 6.10a). Die Sedimentationsrate für die Gauss-Chron wurde extrapoliert und besitzt daher nur eine eingeschränkte Aussagekraft. Eine Tiefenlage der Station PS2547 unterhalb der sedimentären Paläo-CCD kann als wahrscheinlich angenommen werden. Die

massige Textur der IRD-Fazies könnte zwar primär durch die regellose Sedimentation von eistransportiertem Material entstanden sein, aber ebenso auf die nachträgliche Homogenisierung des Sediments durch intensive Bioturbation zurückgehen. Die stabilen Isotopenverhältnisse planktischer Foraminiferenschalen in der IRD-Fazies der Station PS2547 tendieren zu kaltzeitlichen Werten, sind aber vermutlich von Karbonatlösung überprägt (Abb. 6.3.). Die matuyamazeitlichen Abschnitte der IRD-Fazies können mit glazialen Laminiten an der Kernstation PS2549 korreliert werden (Abb. 8.4.). Dies deutet auf kalte Klimabedingungen hin. Wahrscheinlich herrschte bei der Entstehung der IRD-Fazies an der Station PS2547 eine nahezu permanente Meereisbedeckung vor, die Produktion im Oberflächenwasser sowie Benthosleben weitgehend unterband, so daß nur eisbergtransportierter Detritus sedimentieren konnte.

8.2. Modell des klimagekoppelten Sedimentationsverlaufs

Die Wechsel der Sedimentfazies erfolgten im Bellingshausenmeer ungefähr synchron mit den globalen Klimaänderungen, im zentralen Amundsenmeer dagegen um mehrere Jahrtausende verzögert. Auf das Nacheilen der CaCO_3 -Sedimentation hinter den globalen $\delta^{18}\text{O}$ -Fluktuationen in der Sedimentabfolge an der Kernstation PS2547 wurde bereits in Kap. 6.1.4. hingewiesen (Abb. 6.6., 6.7.). Da die Altersmodelle der Kerne aus dem Bellingshausenmeer vorwiegend auf einer für den atlantischen Sektor des Südpolarmeeres entwickelten Lithostratigraphie basieren (Kap. 6.2.2.), kann nicht ausgeschlossen werden, daß sich die Fazieswechsel an den Stationen PS2553 und PS1565 ebenfalls diachron ereigneten. Paläotemperaturprofile an Eiskernen belegen, daß das Klima in der Antarktis auch bei einem einheitlichen thermohalinen Zirkulationsmuster im Südpolarmeer erhebliche lokale Unterschiede aufweisen kann, und daß selbst bedeutende Klimaänderungen in verschiedenen Gebieten der Antarktis um bis zu 3 ka verzögert ablaufen können (Steig et al. 1998).

Im nachfolgenden Modell des klimagekoppelten Sedimentationsverlaufs wird von einer zeitlichen Phasenverschiebung zwischen dem zentralen Amundsen- und dem östlichen Bellingshausenmeer ausgegangen. Die Gebirgs-Vereisung der Antarktischen Halbinsel besitzt aus glaziologischer Sicht eine eigene, vom übrigen Westantarktischen Eisschild entkoppelte Dynamik (Huybrechts 1992). Die temperierte Eiskappe sollte, begünstigt durch die geringe laterale Ausdehnung ihrer Eisdrainagegebiete, auch auf schwache Abkühlungsphasen bzw. geringfügige eustatische Meeresspiegelabsenkungen schnell reagieren (Barker et al.

1998). Gestützt wird diese Annahme durch den Nachweis kurzzeitiger Klimaschwankungen in glazialmarinen Sedimenten aus Fjorden der Antarktischen Halbinsel (Leventer et al. 1996). Die Wechsel der Sedimentfazies im westlichen Bellingshausenmeer werden in Verbindung mit denen im östlichen Bellingshausenmeer diskutiert.

8.2.1. Warmzeit

Während der Interglazialzeiten führte Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) den Wassermassen des Südpolarmeeres Wärme zu (Duplessy et al. 1988, Charles & Fairbanks 1990, Oppo et al. 1990). Das Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW) transferierte die Wärme mit dem ACC bis ins Amundsen- und Bellingshausenmeer. Die ozeanische Erwärmung in der Antarktischen Zone und der Kontinentalen Zone durch den Auftrieb von warmem CDW und die durch Wärmeaustausch mit der Atmosphäre bedingte Erhöhung der Lufttemperaturen bildete die Voraussetzung dafür, daß sich mit der zunehmenden Sonneneinstrahlung im Frühling und Sommer die Meereisgrenze weit nach Süden zurückzog (Abb. 8.5.). Die Dauer der Meereisbedeckung, die die Verfügbarkeit von Licht als wichtigsten limitierenden Faktor für die Primärproduktion regulierte, war im pazifischen Sektor des Südpolarmeeres durch einen deutlichen Ost-West-Gradienten geprägt (vgl. Kap. 7.5.).

Am Kontinentalhang und -fuß des zentralen Amundsenmeeres wurden unter warmzeitlichen Klimabedingungen Sedimente abgelagert, die der Karbonatfazies zugeordnet werden (Abb. 8.3., 8.4.). Die Meereisverhältnisse ermöglichten für nur wenige Wochen im Jahr eine geringe Produktion im Oberflächenwasser. Katabatische Fallwinde schufen Küstenpolynyas, die möglicherweise zwar über Jahrhunderte hinweg periodisch im Frühling und Sommer auftraten (Kap. 2.3., Kellogg & Kellogg 1987b, 1987c), aber wahrscheinlich nur die Produktion auf dem Schelf beeinflussten. Aufgrund der geringen lokalen Produktionsrate, einer niedrigen Sedimentationsrate und der Zusammensetzung der ans Meereis angepaßten Plankton-Vergesellschaftung lag die sedimentäre CCD im zentralen Amundsenmeer tiefer, so daß als biogene Komponenten hauptsächlich kalkige Foraminiferen in den Sedimenten vom Kontinentalhang und -fuß erhalten blieben.

Die Sedimentfracht der weit zurückgezogenen Gletscher und Schelfeise schmolz zwischen der Aufsetz- und der Kalbungslinie aus. Die gekalbten Eisberge enthielten wenig IRD. Jenseits der Schelfkante dominierte ein annähernd "pelagisches Sedimentationsmilieu" mit stark eingeschränkter lateraler Zufuhr von terrigenen Partikeln. Dieser terrigene Detritus bestand aus IRD von Eisbergen, welche

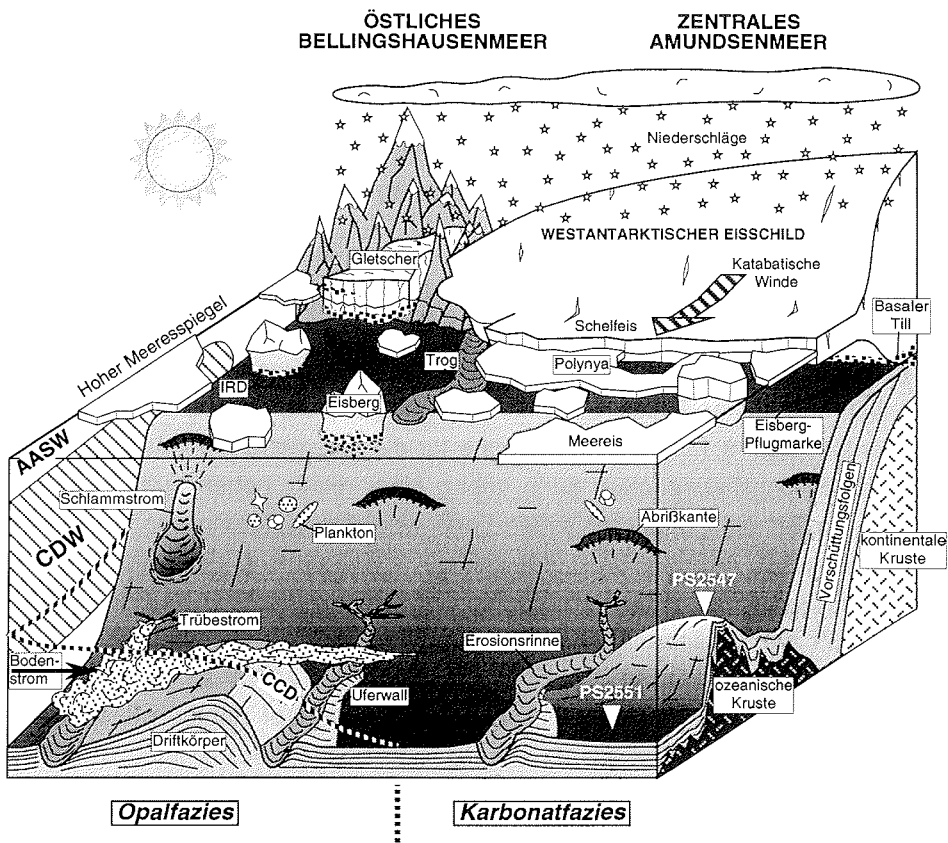


Abb. 8.5.: Paläoumweltverhältnisse und Sedimentationsprozesse im Amundsen- und Bellingshausenmeer während einer **Warmzeit**. Der Auftrieb von CDW und die atmosphärische Erwärmung führten zum Meereisrückzug im Frühling und Sommer und ermöglichten dadurch biologische Produktion im Oberflächenwasser. Der daran gekoppelte Fluß organischer Substanz zum Meeresboden förderte Bioturbation durch epi- und infaunales Benthos. Der Terrigeneintrag in beide Randmeere war aufgrund der bis zur Küste zurückgezogenen Schelfeise und Gletscher gering. Im östlichen Bellingshausenmeer dauerte die Produktionsaison wegen der stärkeren Abhängigkeit der Meereisbedeckung von der Lufttemperatur länger als im Amundsenmeer. Die daraus resultierende hohe Produktionsrate führte nordwestlich der Antarktischen Halbinsel zu einem hohen C_{org} -Fluß und damit zu einer Verflachung der sedimentären CCD, so daß opalreiche Sedimente am Kontinentalrand akkumulierten (Opalfazies). Die niedrige Produktion im Amundsenmeer, verursacht durch die lange Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung, bildete sich am dortigen Kontinentalrand in der Ablagerung karbonatreicher Sedimente oberhalb einer tief liegenden CCD ab (Karbonatfazies). Aufgrund des IRD-Eintrags durch Eisberge, die von Gebirgsgletschern kalbten, und aufgrund strömungsinduzierter und gravitativer Umlagerungsprozesse wurde am Kontinentalfuß des östlichen Bellingshausenmeeres mehr Terrigenmaterial akkumuliert als im Amundsenmeer. Dort lieferten Eisberge, die vorwiegend von Schelfeisen kalbten, wenig IRD an, und laterale Transportmechanismen beeinflussten die Terrigen-sedimentation kaum.

mit dem Antarktischen Küstenstrom bzw. mit dem ACC verdriftet wurden, und aus feinkörnigem Material, vorwiegend smektitreichem Ton, der durch Meeres- oder Tidenströmungen von der Küste antransportiert wurde. Ähnliche Umweltbedingungen wie im zentralen Amundsenmeer herrschten möglicherweise auch im westlichen Bellingshausenmeer. Nur am nördlicher gelegenen Kontinentalfuß kondensierten dort unterhalb der CCD Sedimente der Opalfazies (Abb. 8.2.).

Im östlichen Bellingshausenmeer führte eine kürzere Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung während der wärmsten Interglazialphasen zu einer deutlich höheren lokalen Produktionsrate, die in einer flachen Tiefenlage der CCD resultierte. In Verbindung mit der Dominanz kieseliger Mikroorganismen im Plankton wurden während dieser Zeiten Sedimente abgelagert, die der Opalfazies zugeordnet werden (Abb. 8.1., 8.5.). Als Ursache für die reduzierte Meereisbedeckung im östlichen Bellingshausenmeer kann neben einer relativ hohen Lufttemperatur infolge der nördlicheren geographischen Lage eine Intensivierung des CDW-Auftriebs angenommen werden, denn der steile Kontinentalhang der Antarktischen Halbinsel wirkt aufgrund seiner meridionalen Erstreckung für den ACC als Barriere. Heute verläuft die südliche ACC-Grenze bei Annäherung an die Drakestraße konvergent auf die antarktische Schelfkante zu (Orsi et al. 1995), so daß CDW den Schelf nordwestlich von Grahamland weiträumig überflutet (Ishman & Domack 1994).

Während der warmzeitlichen Klimaoptima herrschte im Bereich der Antarktischen Halbinsel ein eher subpolares Klima vor. Gebirgsgletscher kalbten sedimentbeladene Eisberge ins Meer. Im meist offenen Wasser konnten diese Eisberge ungehindert nach Norden driften. Obwohl ihr basaler Detritus größtenteils noch auf dem Schelf ausschmolz, gelangte noch relativ viel Eisfracht über die Schelfkante hinaus. Der hohe IRD-Eintrag ließ am steilen Kontinentalhang vermutlich sogar während der Warmzeiten Instabilitäten entstehen, so daß gravitative Transportprozesse wie Schlamm- und Suspensionsströme zur Ablagerung von Terrigenmaterial am Kontinentalfuß beitrugen. Meeresströmungen, insbesondere der bodennahe Konturstrom aus NE, lieferten smektitreiches Sediment an. Die Bedeutung des Bodenstroms lag aber hauptsächlich in der Verdriftung der feinkörnigen Partikel aus der Suspensionswolke der Trübestrome (Abb. 8.5.).

8.2.2. Übergang Warmzeit/Kaltzeit

Mit fortschreitender globaler Abkühlung nahm auch im Bellingshausenmeer die Dauer der jährlichen Meereisbedeckung zu, so daß sich die Umweltbedingungen

denjenigen aus dem zentralen Amundsenmeer änglichen. Im späten Isotopenstadium 5 wurden auch dort Sedimente der Karbonatfazies abgelagert (Abb. 8.1., 8.2.). Die anschließende Ablagerung von Sedimenten der Laminifazies setzte im östlichen Bellingshausenmeer anscheinend zeitgleich mit dem globalen Übergang von Interglazial zu Glazial ein, während im Amundsenmeer die Ablagerung von Sedimenten der Karbonatfazies noch bis in die nachfolgenden glazialen Isotopenstadien andauerte (Abb. 8.1. bis 8.4.).

Die Meereisverhältnisse westlich der Antarktischen Halbinsel sind viel stärker an die Lufttemperatur gekoppelt als im übrigen Südpolarmeer (Smith et al. 1996b). Am Übergang von Warmzeit zu Kaltzeit könnte die Meereisbedeckung im östlichen Bellingshausenmeer deshalb schnell auf die globale Abkühlung der Atmosphäre reagiert und zugenommen haben. Im zentralen Amundsenmeer sollte ein weiterer Rückgang der schon in den Interglazialen niedrigen Lufttemperaturen keine große Rolle gespielt haben. Die Meereissituation - sowie die Massenhaushalte der Schelfeise - hingen dort vermutlich viel stärker von der Wärme ab, die das CDW an das Oberflächenwasser bzw. an die schwimmenden Eismassen abgab. Dieser Wärmeaustausch wurde sowohl von der CDW-Temperatur als auch von der Intensität des CDW-Auftriebs reguliert. Das CDW kühlte wahrscheinlich gleichzeitig mit der Reduktion der NADW-Bildung und der NADW-Einspeisung ins Südpolarmeer ab. Während des Spätquartärs eilte der NADW-Index von Raymo et al. (1990), welcher die Bildungsrate von NADW beschreibt, den globalen Änderungen im Eisvolumen um mehrere Jahrtausende nach (Diekmann et al. 1996, Brathauer & Abelmann 1999). Somit dürfte sich auch das CDW erst mit einer entsprechenden zeitlichen Verzögerung abgekühlt haben.

Darüber hinaus besteht die Möglichkeit, daß zu Beginn der Glazialzeiten ein verstärkter Auftrieb von CDW die NADW-induzierte Abkühlung zunächst kompensieren konnte. Rezent transportiert ein stabiles Tiefdruckgebiet über dem Südostpazifik feuchte Luftmassen in die Westantarktis, welche gerade in den Küstengebieten von Amundsen- und Bellingshausenmeer zu hohen Niederschlagsraten führen (Bindschadler et al. 1998, Abb. 8.5.). Untersuchungen an Eiskernen belegen, daß die Niederschläge über der Antarktis generell mit fallender Lufttemperatur abnahmen (Robin 1988). In Zeiten atmosphärischer Abkühlung müsste innerhalb der Antarktischen und innerhalb der Kontinentalen Zone von Amundsen- und Bellingshausenmeer der Salzgehalt des Oberflächenwassers infolge der reduzierten Niederschlagsraten zugenommen haben. Der Salinitätsanstieg hätte in einer Verflachung der Pyknokline und damit in einem verstärkten Auftrieb von CDW

resultiert. Zu Beginn der pleistozänen Kaltzeiten hätte somit nicht nur im Amundsenmeer, sondern auch im Bellingshausenmeer der Wärmeaustausch zwischen CDW und Oberflächenwasser bzw. schwimmenden Eismassen im Vergleich zu den Warmzeiten zunächst unverändert bleiben können. Im Gegensatz dazu führte im östlichen Bellingshausenmeer die stärkere atmosphärische Kontrolle der Meereissituation zu einer rascheren Reaktion auf globale Abkühlung.

Die enge Kopplung zwischen der Produktion im Oberflächenwasser und dem in der Tonmineral-Vergesellschaftung der Sedimente dokumentierten Terrigeneintrag ins zentrale Amundsenmeer läßt darauf schließen, daß am Übergang von der Warmzeit zur Kaltzeit nicht nur die Ausweitung des Meereisgürtels, sondern auch das Anwachsen des Westantarktischen Eisschildes verzögert erfolgte. Als Ursache für die verspätete Reaktion des Eisschildes kann vermutet werden, daß das atmosphärische Temperatursignal lediglich die Eisoberfläche sofort erreichen konnte, während es die basalen Schichten und damit die Fließgeschwindigkeiten des Eisschildes erst mit einer Verspätung von mehreren Jahrtausenden beeinflussen konnte (Bentley 1997, Oppenheimer 1998). Allerdings hing nach einem Modell von Huybrechts (1992) das kaltzeitliche Vorrücken der antarktischen Eisschilde über den Schelf hauptsächlich vom eustatischen Meeresspiegelstand ab, der synchron mit der globalen Abkühlung absank. Somit kann als wahrscheinlicher angenommen werden, daß der auch weiterhin aktive CDW-Auftrieb einen rasch einsetzenden Eismassenvorstoß über den Schelf durch basales Abschmelzen zunächst verhindern konnte.

8.2.3. Kaltzeit

Im zentralen Amundsen- und im Bellingshausenmeer wurden während der Kaltzeiten Sedimente abgelagert, die der Laminitfazies zugeordnet werden (Abb. 8.6.). Die Bildung von NADW und seine Ausbreitung nach Süden waren reduziert (Raymo et al. 1990, Diekmann et al. 1996). Der Wärmetransport ins Südpolarmeer war somit ebenfalls eingeschränkt (Oppo et al. 1990, Hodell 1993). Als Folge des verminderten Wärmeflusses bedeckte das Meereis die Kontinentale und die Antarktische Zone nahezu permanent (Burckle et al. 1982). Produktion im Oberflächenwasser und Benthosleben waren während der Kaltzeiten stark reduziert, die CCD lag in beiden Randmeeren relativ flach. Auch die Mobilität der Eisberge war im Packeis stark eingeschränkt, so daß der von ihnen transportierte Detritus hauptsächlich über Schelf und Kontinentalhang ausregnete.

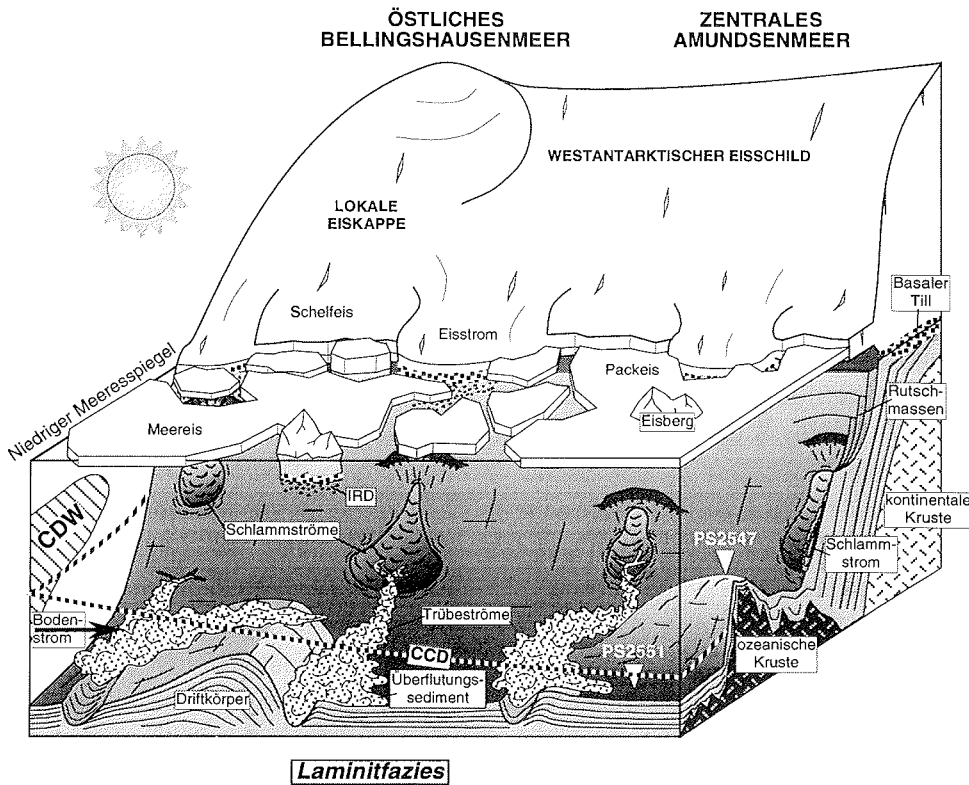


Abb. 8.6.: Paläoumweltverhältnisse und Sedimentationsprozesse im Amundsenmeer und im Bellinghauseenmeer während einer **Kaltzeit**. Von dem stark angewachsenen Westantarktischen Eisschild und von einer lokalen Eiskappe über der Antarktischen Halbinsel rückten mit absinkendem Meeresspiegel Eisströme über den Schelf vor. Die aufliegenden Eismassen erreichten zumindest punktuell die Schelfkante und akkumulierten dort ihren basalen Detritus. Die Ablagerung großer Mengen terrigenen Materials löste gravitative Umlagerungsprozesse aus. Rutschungen und Schlammschichten setzten am Kontinentalhang ein und gingen am Kontinentalfuß in Trübestrome über, wobei letztere Erosionsrinnen in den Untergrund einschnitten. Der wiederholte Transport von terrigenem Detritus über die Schelfkante durch vorrückende Eismassen ist in seismischen Profilen in Rutschmassen und Vorschüttungsfolgen dokumentiert. Am Kontinentalfuß wurde die Suspensionsfracht der Trübestrome vorwiegend westlich der Rinnen in Form von feinkörnigen, laminierten Sedimentstapeln abgelagert (Laminifazies). Im östlichen Bellinghauseenmeer erfaßte ein westwärts gerichteter Bodenstrom die suspendierte Feinfraktion der Trübestrome und sedimentierte das Material auf großen Driftkörpern. Im Amundsenmeer waren vermutlich nur schwache Bodenströmungen aktiv. Dort wurde die Sedimentation entscheidend vom Meeresbodenrelief beeinflusst. Die atmosphärische Abkühlung und die starke Reduktion des CDW-Auftriebs hatten in beiden Randmeeren eine annähernd ganzjährig geschlossene Meereisbedeckung mit einer drastischen Verringerung der Produktion zur Folge. Der C_{org} -Fluß zum Meeresboden war entsprechend gering und die CCD stieg an.

Der glaziale Westantarktische Eisschild war mindestens 100 m, wahrscheinlich sogar mehrere hundert Meter mächtiger als rezent (Denton & Hughes 1981, Huybrechts 1992, Bindschadler et al. 1998). Über der Antarktischen Halbinsel hatte sich eine mächtige lokale Eiskappe aufgebaut (Payne et al. 1989). Mit dem Absinken des globalen Meeresspiegels rückten Eismassen über den Schelf vor, erodierten dabei die während vorheriger Interglazialzeiten abgelagerten Sedimente und verfrachteten sie ins vorgelagerte Amundsen- bzw. Bellingshausenmeer. Der auf dem Schelf weit verbreitete, überkompaktierte Diamikt wird als basaler Till interpretiert, der von diesen glazialzeitlichen Eismassen abgelagert wurde (Kap. 3., Kellogg & Kellogg 1987b, 1987c, Pope & Anderson 1992). Viele Autoren gehen davon aus, daß das Eis generell auf breiter Front bis zur Schelfkante vorstieß (Anderson & Thomas 1991, Larter & Cunningham 1993, Rebesco et al. 1997, Pudsey & Camerlenghi 1998). Diese Annahmen stützen sich hauptsächlich auf die Ergebnisse glaziologischer Modellierungen (Denton & Hughes 1981, Huybrechts 1992) sowie auf seismische Profile über den Kontinentalrand, in denen Vorschüttungsfolgen zu erkennen sind (Larter & Cunningham 1993, Nitsche 1998). Nach Larter et al. (1997) und Nitsche (1998) konzentrierten sich die Eisvorstöße auf dem Schelf möglicherweise in schnell fließenden Eisströmen, welche in Trögen auf einer 5 m bis 15 m mächtigen, wassergesättigten, intern deformierten Geschiebeschicht glitten. Derartige Eisströme kommen rezent unter anderem im Amundsenmeer vor (z.B. Pineinsel-Gletscher) und münden entweder in Schelfeise oder direkt ins Meer. Auf dem äußeren Schelf nordwestlich von Grahamland soll ein Eisstrom während der Termination I in nur 1300 Jahren eine 50 m bis 60 m mächtige, delta-ähnliche Aufschüttung abgelagert haben (Larter & Vanneste 1995). Ob jedoch während des letzten glazialen Maximums die Aufsetzlinie der Eismassen in diesem Gebiet die Schelfkante erreicht hat, wird gegenwärtig noch kontrovers diskutiert (Pope & Anderson 1992, Pudsey et al. 1994, Bentley & Anderson 1998).

Vermutlich rückten während der spätquartären Kaltzeiten die Eisströme - entweder durch aufliegende Eismassen oder durch Schelfeise miteinander verbunden - zumindest punktuell bis zur Schelfkante vor (Larter et al. 1997, McGinnis et al. 1997), wobei sie erodiertes Material sowohl aus dem Hinterland als auch vom Schelf in einer basalen Detritusschicht meerwärts transportierten. Am Schelfrand des zentralen Amundsenmeeres wurde kaolinitreiches, an demjenigen des östlichen Bellingshausenmeeres chloritreiches Terrigenmaterial sedimentiert. Die erhöhte Sedimentzufuhr führte zu gravitativen Instabilitäten am oberen Kontinentalhang. Der Detritus wurde durch Rutschungen und Schlammströme hangabwärts

transportiert. Die kontinuierliche Wasseraufnahme führte am Übergang zum Kontinentalfuß zur Suspension der Partikel, so daß sich Trübestrome bildeten. Diese schnitten Rinnen in den Untergrund ein und lagerten unter Einwirkung der Coriolis-Kraft vorwiegend westlich der Rinnenachsen Sedimentmaterial in Form von Uferwällen ab. Am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres, östlich von 94 °W, wurde die Feinfraktion der Suspensionsströme von dem Konturstrom erfaßt und südwestwärts verdriftet. Die Akkumulation des siltig-tonigen Materials auf den Sedimentrücken führte an deren Flanken ebenfalls zu gravitativen Instabilitäten und weiteren Umlagerungsprozessen (Rebesco et al. 1997). Die Grobfraktion der Turbidite wurde beckenwärts geschüttet und bildete Tiefseefächer (Tucholke 1977, Nitsche 1998). Am Kontinentalfuß des zentralen Amundsenmeeres sedimentierten - vermutlich unter dem Einfluß schwacher Bodenströmungen - feinkörnige Überflutungsablagerungen. Wahrscheinlich gelangte der kaolinitreiche Detritus auch dort weit nach Norden. Darauf weisen hohe Kaolinitanteile in einer Sedimentabfolge bei 65 °S und 135 °W hin (Aoki & Oinuma 1980).

Die Mächtigkeit der Laminitfazies im zentralen Amundsenmeer ist aufgrund des Meeresbodenreliefs starken Schwankungen unterworfen. Besonders mächtige Laminitabfolgen wurden während der glazialen Isotopenstadien 16, 6 und 4-2 abgelagert (Abb. 8.4.). Dies kann als Indiz dafür gewertet werden, daß während der entsprechenden Kaltzeiten das Eis entweder mehrmals an die Schelfkante vorgestoßen ist oder über längere Zeit hinweg Material über den Schelfrand transportiert hat. Während der übrigen pleistozänen Glaziale sind die Laminite im Amundsenmeer nur in geringer Mächtigkeit entwickelt. Im unteren und mittleren Pleistozän dauerten die Kaltzeiten jeweils nur 20 ka, weil die Klimazyklen durch die Obliquität gesteuert wurden. Den Eismassen blieb somit weniger Zeit, um bis zur Schelfkante vorzustoßen. Noch gravierender sollten sich die Meeresspiegelschwankungen ausgewirkt haben. Nach Hodell & Venz (1992) betragen zwischen 4,8 Ma und 0,8 Ma die $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden benthischer Foraminiferen im Mittel 0,5 ppm, was einer globalen Meeresspiegelabsenkung von maximal 40 m entsprechen würde. Möglicherweise war dieser Betrag zu gering, um dem Eis das Vorrücken bis zum Schelfrand zu erlauben. Im westlichen Bellingshausenmeer kamen mächtige Laminite ausschließlich während der Isotopenstadien 12 und 6 zur Ablagerung (Abb. 8.2.). Vermutlich wurde der glaziale Sedimenteintrag in diesem Gebiet entscheidend von der Küstenmorphologie bestimmt, wobei die Thurstoninsel als Barriere das Vorrücken der Eismassen stark behinderte (Nitsche 1998).

8.2.4. Übergang Kaltzeit/Warmzeit

Während der meisten spätquartären Terminationen wurden im zentralen Amundsenmeer zunächst auch weiterhin Sedimente abgelagert, die der Laminitfazies zugeordnet werden (Abb. 8.7.). Die Sedimentationsprozesse und damit die Paläoumweltbedingungen einschließlich Meereisbedeckung und Eisschildkonfiguration unterschieden sich kaum von denen der Kaltzeiten (Kap. 8.2.3.). Die verspätete Reaktion der Meereisverhältnisse im Amundsenmeer kann zumindest teilweise mit ihrer stärkeren Kopplung an die Meerwassertemperatur und somit an die verzögerte NADW-Einspeisung ins Südpolarmeer erklärt werden (vgl. Kap. 8.2.2.). Darüber hinaus könnte eine durch die globale Erwärmung verursachte drastische Zunahme der Niederschläge über der Westantarktis, deren Rate während der Termination I um das 2,5-fache anstieg (Hammer et al. 1994), eine Aussüßung des Oberflächenwassers und damit eine Abschwächung der vertikalen Konvektion zur Folge gehabt haben (vgl. Oppenheimer 1998). Das CDW könnte somit zu Beginn eines Interglazials wärmer gewesen sein, doch blieben die Meereisverhältnisse kaltzeitlich, weil der CDW-Auftrieb schwächer war (vgl. Kap. 8.2.2.).

Eine zeitlich verzögerte Reaktion des Westantarktischen Eisschildes steht im Widerspruch zu Arbeiten von Hughes (1973) und Anderson & Thomas (1991), nach denen gerade dieser Eisschild aufgrund seiner marinen Basis und der landeinwärts abfallenden Schelfmorphologie besonders schnell auf Meeresspiegelerhöhungen reagiert haben sollte. Eine verzögerte Eisschildreaktion stimmt aber mit Modellergebnissen von Huybrechts (1992) überein, nach denen die Mächtigkeit des Westantarktischen Eisschildes am Anfang eines Interglazials sogar angewachsen sein soll. Zwar nahm synchron mit dem atmosphärischen Temperaturanstieg die Akkumulation von Schnee und Eis über dem Eisschild zu, aber die Erwärmung der Eisoberfläche konnte die basalen Schichten und damit die Fließgeschwindigkeiten des Eisschildes erst mit einer Verspätung von mehreren Jahrtausenden beeinflussen (Huybrechts 1992, Bentley 1997, Oppenheimer 1998). Die anhand von Schelfsedimenten rekonstruierte Chronologie des postglazialen Rückzugs von Eismassen aus der Pineinsel-Bucht des östlichen Amundsenmeeres (Kellogg & Kellogg 1987b) und aus dem westlichen Rossmeer (Hall & Denton 1996, Licht et al. 1996, Bindschadler 1998) scheint eine verzögerte Reaktion des Westantarktischen Eisschildes zu bestätigen. Die Datengrundlage dieser Arbeiten ist allerdings dürftig: Für die Sedimente aus der Pineinsel-Bucht liegen keinerlei Altersdatierungen vor, und das untersuchte Kernmaterial aus dem westlichen Rossmeer liegt überwiegend im Einflußbereich des Ostantarktischen Eisschildes.

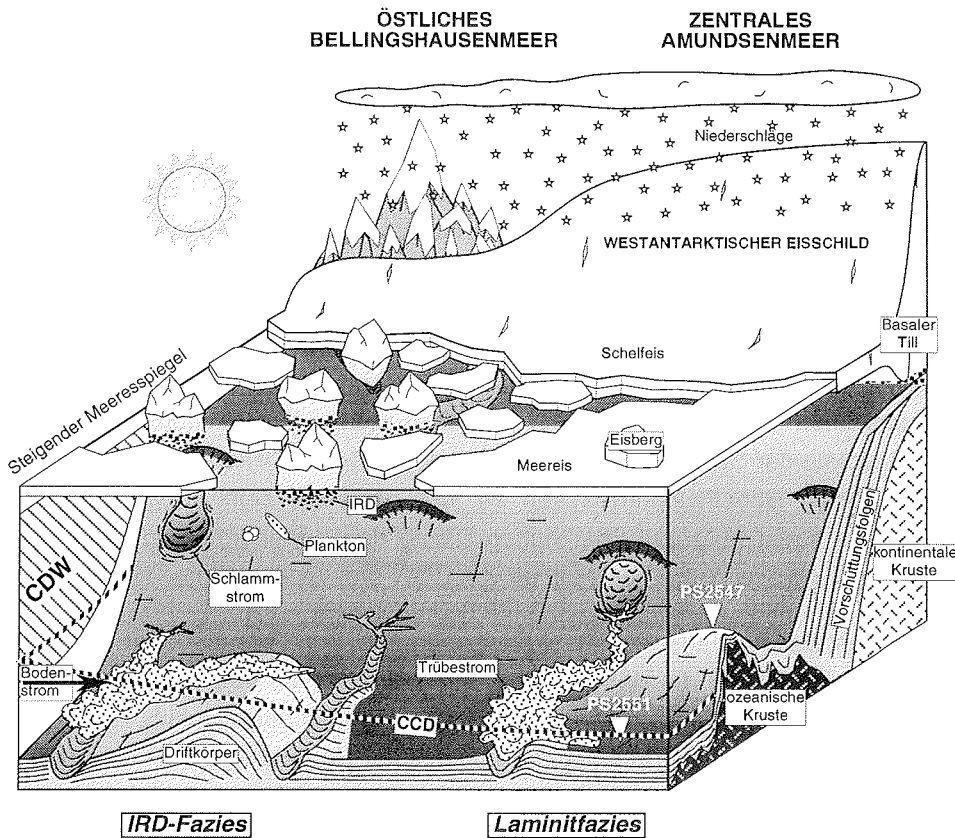


Abb. 8.7.: Paläoumweltverhältnisse und Sedimentationsprozesse im Amundsenmeer und im Bellingshausenmeer während des **Übergangs von Kaltzeit zu Warmzeit**. Im Amundsenmeer dominierten während der pleistozänen Terminationen zunächst noch kaltzeitliche Umweltbedingungen und Sedimentationsprozesse (siehe Abb. 8.6.), so daß dort auch weiterhin feingeschichtete Terrigensedimente abgelagert wurden (Laminitfazies). Hohe Niederschlagsraten über dem Westantarktischen Eisschild, die auf die globale Erwärmung zurückgingen, konnten den Massenverlust an den Rändern des Eisschildes, der durch den globalen Meeresspiegelanstieg hervorgerufen wurde, zunächst kompensieren. Gleichzeitig führten die hohen Niederschlagsraten zu einer Stabilisierung der Pyknokline, so daß das Einsetzen des CDW-Auftriebs anfangs abgeschwächt wurde und sich die Meereisverhältnisse gegenüber den Kaltzeiten kaum änderten. Am pazifischen Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel bewirkte der globale Meeresspiegelanstieg hingegen ein rasches Aufschwimmen und Zerbrechen der zuvor auf dem Schelf aufliegenden Eismassen. Dort kalbte in relativ kurzer Zeit eine große Anzahl an Eisbergen, welche Pflugmarken in den Schelf erodierten und viel IRD ins östliche Bellingshausenmeer eintrugen (IRD-Fazies). Die globale atmosphärische sowie die ozeanische Erwärmung resultierten im östlichen Bellingshausenmeer in einer nur noch jahreszeitlichen Meereisbedeckung, so daß die Produktionsrate rasch zunahm.

Die verstärkte Akkumulation von Schnee und Eis über dem Westantarktischen Eisschild während der Terminationen könnte auch dazu geführt haben, daß die für das Holozän - und möglicherweise für alle pleistozänen Warmzeiten - charakteristischen, ozeanographisch bedingten Abschmelzprozesse an der Basis der Schelfeise zunächst unwirksam blieben. Sollten im zentralen Amundsenmeer die zuvor auf dem Schelf aufliegenden Eismassen infolge des globalen Meeresspiegelanstiegs aufgeschwommen sein, ohne zu fragmentieren, könnten sich großflächige Schelfeise gebildet haben, deren rezente Analoga das Filchner-Ronne- und das Ross-Schelfeis darstellen. Wegen der erhöhten Niederschlagsraten hätte zu Beginn der Warmzeiten vom Westantarktischen Eisschild genügend Eis zu ihrer Konsolidierung nachfließen können. Unter den Schelfeisen könnten sich durch Abkühlung des CDW dichtere Wassermassen - ähnlich dem rezent im Weddellmeer gebildeten Schelfeiswasser (ISW) - formiert haben. Für Schmelzprozesse an der Aufsetzlinie der Schelfeise, und somit für deren Destabilisierung, dürften diese hypothetischen Schelfwassermassen zu kalt gewesen sein. Möglicherweise strömten sie sogar aufgrund ihrer hohen Dichte den Kontinentalrand hinab und reduzierten auf diese Weise den Auftrieb von CDW (vgl. Oppenheimer 1998).

Im östlichen Bellingshausenmeer wurden während der Terminationen II und I Sedimente abgelagert, die der IRD-Fazies zugeordnet werden (Abb. 8.7.). Der globale Meeresspiegelanstieg bewirkte, daß sich die Eismassen relativ rasch vom Schelf nordwestlich von Grahamland zurückzogen. So konnte der Rückzug von Eisströmen und Schelfeisen vom äußeren und mittleren Schelf auf rund 11 ka vor heute datiert werden (Pope & Anderson 1992, Pudsey et al. 1994). Die Hauptphase der Enteisung fand also zeitgleich mit der Termination I statt. Das Aufschwimmen und Zerbrechen der Eismassen resultierte in einer erhöhten Kalbungsrate, die zu einem verstärkten IRD-Eintrag ins östliche Bellingshausenmeer führte. Im Gegensatz dazu erfolgte der maximale Eisfrachteintrag am Kontinentalrand des Weddellmeeres erst 10 bis 15 ka nach den Terminationen (Grobe & Mackensen 1992). Am Übergang von der Kaltzeit zur Warmzeit könnten im östlichen Bellingshausenmeer Eisberge häufiger aufgelaufen sein, weil der Meeresspiegel noch niedrig war. Somit ließe sich die beobachtete Zerrung des Schelfs mit Pflugmarken erklären. Die Meereisbedeckung nordwestlich der Antarktischen Halbinsel ging wahrscheinlich ebenfalls synchron mit der atmosphärischen Erwärmung zurück und verursachte daher schon während der Terminationen einen starken Anstieg der lokalen Produktionsrate im Oberflächenwasser. Der innere Schelf nordwestlich von Grahamland soll hingegen erst seit ca. 6 ka eisfrei sein (Pudsey et al. 1994).

8.2.5. Oberes Pliozän

Über die Paläoumweltverhältnisse im oberen Pliozän (3,2 Ma bis 2,3 Ma) sind nur wenig gesicherte Aussagen möglich. Global repräsentiert dieser Zeitraum eine Übergangsphase zwischen generell warmen Klimabedingungen vorher und kalten, aber durch hochfrequente Glazial-Interglazialzyklen geprägte Klimabedingungen nachher. Die weltweite Abkühlung ging einher mit einer Zunahme des Eisvolumens sowie mit fundamentalen Änderungen in der ozeanischen Zirkulation und resultierte schließlich im Aufbau mächtiger Eisschilde auf der Nordhemisphäre (Raymo et al. 1992, Hodell & Venz 1992, Haug & Tiedemann 1998). Während des Oberpliozäns war der antarktische Schelf möglicherweise permanent mit aufliegenden Eismassen bedeckt (Kennett & Barker 1990). In Marie-Byrd-Land soll die Oberfläche des Westantarktischen Eisschildes 900 m bis 1300 m über dem rezenten Niveau gelegen haben (LeMasurier & Rex 1994, LeMasurier et al. 1994). Vermutlich lagen zumindest Teilgebiete des Kontinentalrandes unter einer ganzjährigen Meereisdecke (Grobe et al. 1990b), was auf eine reduzierte NADW-Einspeisung ins CDW zurückgeführt werden kann (Abelmann et al. 1990). Im Gegensatz dazu postulieren Raymo et al. (1992), daß die Bildung von NADW vor Beginn der Vereisung auf der Nordhemisphäre intensiver als während der pleistozänen Glaziale war. Auch Hodell & Venz (1992) gehen davon aus, daß der Meereisgürtel des Südpolarmeeres erst vor 2,7 Ma bis 2,3 Ma expandierte und die biologische Produktion einschränkte. Die Ablagerung von Sedimenten der IRD-Fazies an der auf einem Rücken gelegenen Station PS2547 im Oberpliozän und die zeitgleiche Ablagerung von Sedimenten der Laminitfazies an der Station PS2549 stimmen allerdings eher mit dem kaltzeitlichen Szenario eines über den Schelf vorgerückten, mächtigen Westantarktischen Eisschildes und einer ganzjährigen Meereisbedeckung überein. Folglich dürften die Paläoumweltverhältnisse - zumindest im zentralen Amundsenmeer - denjenigen der pleistozänen Kaltzeiten geähnelt haben (Abb. 8.7.).

9. DYNAMIK DES WESTANTARKTISCHEN EISSCHILDES IM QUARTÄR

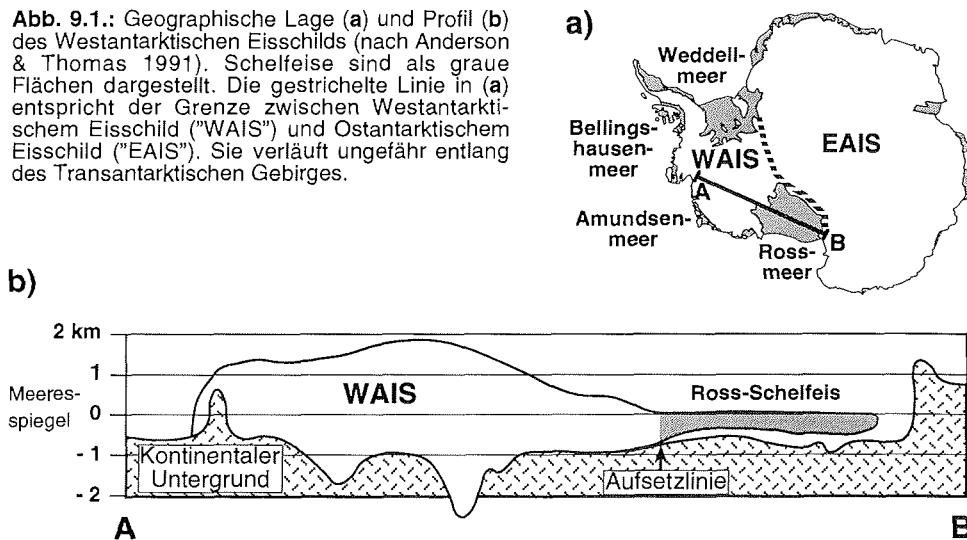
9.1. Der Westantarktische Eisschild – ein instabiler Eisschild?

Die Basis des Westantarktischen Eisschildes ("WAIS") liegt größtenteils unterhalb des Meeresspiegels dem antarktischen Kontinent auf (Abb. 9.1.). Das Eis fließt vom Inneren des Eisschildes über temperierte Eisströme in Schelfeise oder aber direkt ins Meer ab. Die an der Peripherie des WAIS gelegenen Schelfeise und Eisströme regulieren seine Ablation durch Eisbergkalbung sowie durch basales Abschmelzen. Gleichzeitig wirken die marinen Eismassen wegen ihrer Verankerung zwischen Festlandmassen (z.B. zwischen Küste und vorgelagerten Inseln) bzw. auf punktuellen, topographischen Hochstrukturen des Schelfs als Stabilisatoren für den Eisschild (Anderson & Thomas 1991). Am Übergang vom schwimmenden zum aufliegenden Eis beginnt sich der Eisschild aufgrund der Reibung mit dem Gesteinsuntergrund stark aufzuwölben. Jede Rückverlagerung der Aufsetzlinie, verursacht durch eine geringfügige Meeresspiegelerhöhung oder durch verstärktes Abschmelzen an der Unterseite der Schelfeise, läßt ein partielles Ausdünnen des Eisschildes erwarten. Der WAIS sollte aufgrund seiner marinen Basis und seiner übertieften Schelfe besonders sensibel auf eine Entkopplung seiner Aufsetzlinie reagieren (Hughes 1973, Anderson & Thomas 1991). Wenn sich die Aufsetzlinie erst einmal vom kontinentalen Untergrund abgelöst hat, bietet die landeinwärts abfallende Schelftopographie keinen Verankerungspunkt für ein erneutes Anfrieren. Ein vollständiger Abbau des Eisschildes wäre die Folge, was in einer globalen Meeresspiegelerhöhung von 5 m bis 6 m bei jährlichen Anstiegsraten zwischen 1 mm und 1 cm resultieren würde (Bindschadler 1998, Oppenheimer 1998).

Der stabilisierenden Funktion der Schelfeise und insbesondere dem destruktiven Einfluß von eustatischen Meeresspiegelerhöhungen wird in den letzten Jahren immer weniger Bedeutung beigemessen (Bentley 1997, Oppenheimer 1998). Als wichtigste Kontrollmechanismen für die Massenbilanz des WAIS und damit für seine Stabilität werden folgende Faktoren angesehen : Das dynamische Verhalten der Eisströme (Bindschadler et al. 1998), die durch den Auftrieb warmer Wassermassen bedingten Schmelzprozesse an der Unterseite der marinen Eismassen (Jacobs et al. 1996) und die vom Antransport feuchter Luftmassen gesteuerten Schnee- und Eis-Akkumulationsraten (Huybrechts 1992). Auch der subglazialen Geologie wird eine bedeutende Rolle zugewiesen. So soll nach Anandkrishnan et al. (1998) und Bell et al. (1998) die Orientierung von mindestens einem großen

westantarktischen Eisstrom an den geographischen Verlauf eines Sedimentbeckens gebunden sein. Blankenship et al. (1993) gehen davon aus, daß allein der mit dem Westantarktischen Riftsystem assoziierte subglaziale Vulkanismus (z.B. in Marie-Byrd-Land) einen WAIS-Kollaps auslösen könnte. Diese These wird allerdings von Bentley (1993) angezweifelt.

Abb. 9.1.: Geographische Lage (a) und Profil (b) des Westantarktischen Eisschildes (nach Anderson & Thomas 1991). Schelfeise sind als graue Flächen dargestellt. Die gestrichelte Linie in (a) entspricht der Grenze zwischen Westantarktischem Eisschild ("WAIS") und Ostantarktischem Eisschild ("EAIS"). Sie verläuft ungefähr entlang des Transantarktischen Gebirges.



Die Möglichkeit eines zukünftigen WAIS-Abschmelzens als Folge der spät-holozänen, natürlichen und/oder anthropogenen Klimaerwärmung, insbesondere aber die Schnelligkeit, mit der ein solcher Kollaps erfolgen müßte, werden in der Literatur kontrovers diskutiert (Hughes 1973, Robin 1988, Bentley 1997). Nach Huybrechts (1992) soll die aus der letzten Kaltzeit resultierende natürliche Enteisung der Westantarktis bis heute andauern. Bindschadler (1998) nimmt an, daß die Enteisung erst in 4 ka bis 7 ka mit einem vollständigen Eisschildabbau ihren Abschluß finden wird. Oppenheimer (1998) geht von einer noch verbleibenden "Lebensdauer" des WAIS zwischen 400 a und 700 a aus.

Der rezente Rückzug von Schelfeisen an der Westküste der Antarktischen Halbinsel (Vaughan & Doake 1996), das basale Abschmelzen des Pineinselgletschers (Hellmer et al. 1998) und der von Rignot (1998) postulierte, sich mit geradezu dramatischer Geschwindigkeit vollziehende Rückzug der Aufsetzlinie dieses Gletschers ($1,2 \pm 0,3$ km pro Jahr zwischen 1992 und 1996) werden als Anzeichen

für einen gegenwärtig abschmelzenden WAIS gedeutet. Insgesamt muß aber konstatiert werden, daß die Szenarien eines baldigen WAIS-Kollaps mit großen Unsicherheitsfaktoren behaftet sind (Bentley 1997). Sie basieren meist auf glaziologischen Modellrechnungen, mit denen die Interaktion von Eisschild, Eisströmen und Schelfeisen, die Kopplungsmechanismen zwischen Kryosphäre, Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre generell sowie die Reaktionszeit des WAIS auf Änderungen der steuernden Faktoren nur grob beschrieben werden können (Bindschadler et al. 1998, Oppenheimer 1998). Hauptursache hierfür ist eine bislang noch unzureichende Datengrundlage, die lediglich auf den Beobachtungen weniger Jahrzehnte bzw. weniger Jahre beruht.

Für eine Beurteilung der WAIS-Stabilität ist die Kenntnis, ob sich im Zuge der natürlichen Klimaschwankungen des Pleistozäns ein Eisschildabbau ereignet hat, von fundamentaler Bedeutung. Einen periodischen WAIS-Kollaps am Ende jedes Interglazials schlägt Pollock (1997) vor. Die dabei freigesetzten silikatreichen Schmelzwässer sollen die biologische Produktion in den rezenten Auftriebsgebieten so stark erhöht haben, daß die Absaugung des Kohlendioxids aus der Atmosphäre eine globale Abkühlung eingeleitet und damit die Kaltzeiten verursacht hat. MacAyeal (1992) entwickelte ein numerisches WAIS-Modell, das von den für das Spätpleistozän typischen, periodischen Meeresspiegel- und Klimaschwankungen angetrieben wird und die Dynamik von Eisströmen impliziert. Nach diesem Modell soll der WAIS in den vergangenen 1 Ma "irregulären", d.h. zeitlich nicht an die Klimazyklen gebundenen Mächtigkeitsschwankungen unterlegen haben. Ein Modellexperiment ergab, daß von drei Abschmelzereignissen in den letzten 1 Ma ausgegangen werden kann.

Scherer et al. (1998) postulieren mindestens einen vollständigen WAIS-Kollaps während des Spätpleistozäns. Die Autoren untersuchten basalen Till in Bohrungen, mit denen der "Oberlauf" des Eisstroms B durchteuft wurde (Abb. 9.2.). Im basalen Deformationstill des Eisstroms fanden sie nicht nur spätquartäre, marine Diatomeenarten, für die ein äolischer Eintragsmechanismus ausgeschlossen werden kann, sondern auch hohe Konzentrationen des kosmogenen Nuklids ^{10}Be . Vergleichbare ^{10}Be -Konzentrationen weisen nur marine Sedimente auf, da sich das Nuklid innerhalb der Wassersäule adsorptiv an Partikel bindet und mit ihnen ins Sediment eingetragen wird. Die Autoren schlußfolgern aus ihren Befunden, daß der Till aufgearbeitete marine Sedimente des Spätpleistozäns enthält, welche aufgrund der Eisdrainage nur aus einem weiter südlich gelegenen Gebiet stammen können. Nach Scherer et al. (1998) müssen deshalb mindestens einmal während

der vergangenen 750 ka offenmarine Bedingungen im Zentralbereich der heutigen Westantarktis geherrscht haben. Allerdings kann der potentielle Eisschildabbau nach Kerr (1998) biostratigraphisch nicht genauer als auf maximal 1,3 Ma vor heute festgelegt werden. Die hypothetische Konfiguration der Antarktis bei einem komplett abgebauten WAIS ist in Abbildung 9.2. nach Scherer et al. (1998) dargestellt. Die Westantarktis war durch ein Inselarchipel mit jahreszeitlich eisbedeckten Meeresstraßen charakterisiert. Die Inseln, zu denen auch das zentrale Marie-Byrd-Land und seine vorgelagerten vulkanischen Inseln zählten, waren mit lokalen Eiskappen bedeckt, umringt von kleinen Schelfeisen und Eiszungen.

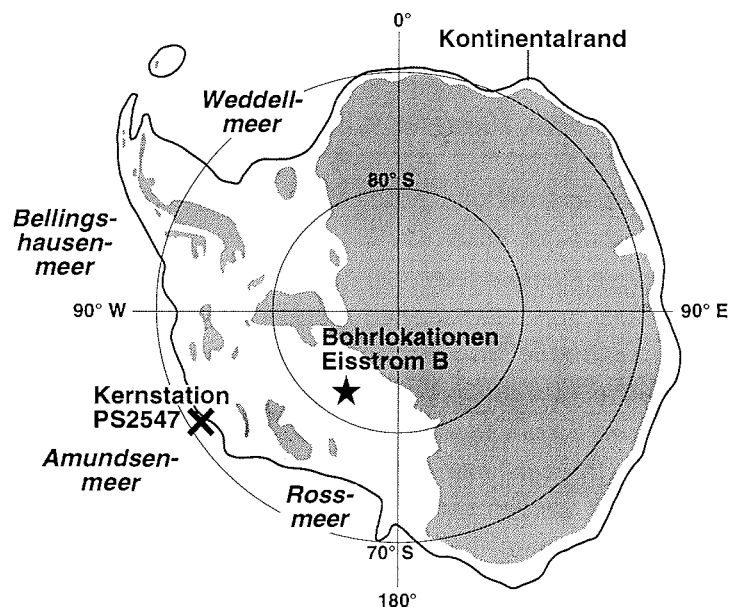


Abb. 9.2.: Konfiguration der Antarktis nach einem vollständigen Abschmelzen des Westantarktischen Eisschildes (nach Scherer et al. 1998). Die Gebiete über dem Meeresspiegel sind grau dargestellt.

Als wahrscheinlichsten Zeitpunkt für den postulierten WAIS-Kollaps geben Scherer et al. (1998) das Isotopenstadium 11 an, welches vermutlich das längste und wärmste Interglazial während der letzten 600 ka war (Howard 1997). Im Südpolarmeer drangen während dieses Zeitraums warme Oberflächenwassermassen bis weit nach Süden vor (Hodell 1993). Der globale Meeresspiegel soll ca. 20 m höher als rezent gewesen sein (Chappell 1998, Hearty et al. 1999). Allerdings kann nur spekuliert werden, welche Eisschilde abschmolzen und zu diesem glazioeustatischen Meeresspiegelanstieg beitrugen. Weil ein vollständiger WAIS-Abbau

maximal eine Meeresspiegelerhöhung von 6 m hervorrufen kann, müßten in jedem Fall noch weitere Eismassen abgeschmolzen sein. Darüber hinaus sind die aus $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen abgeleiteten Paläo-Meeresspiegelstände mit Fehlern von bis zu ± 20 m behaftet (Rohling et al. 1998). Anhand fossiler Strandablagerungen rekonstruierte globale Meeresspiegelstände können ebenfalls große Ungenauigkeiten aufweisen (Chappell 1998), die auf regional variierende, isostatische Ausgleichsbewegungen als Reaktion auf Deformationen des Erdkörpers zurückgehen (Lambeck & Nakada 1992). Die Deformationen werden durch die Umverteilung von Meerwasser und kontinentalem Eis im Wechsel der Kalt- und Warmzeiten verursacht.

9.2. Abschmelzrelevante Sedimentparameter am Kontinentalrand des Amundsenmeeres – keine Hinweise auf einen Eisschildabbau

In den Kontinentalrandsedimenten aus dem zentralen Amundsenmeer sollten quartäre Abschmelzereignisse des WAIS dokumentiert sein. Als abschmelzrelevante Sedimentparameter sollen der Eisfrachteintrag, die Akkumulation von biogenen und terrigenen Komponenten, die Zusammensetzung des Planktons und die im $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis von planktischen Foraminiferenschalen gespeicherte Schmelzwasserkonzentration im Oberflächenwasser betrachtet werden. Die meisten Autoren gehen von einem WAIS-Kollaps binnen weniger Jahrhunderte bzw. Jahrtausende aus. Da ein Großteil des Eises wahrscheinlich durch die Pineinsel-Bucht dränierte (Oppenheimer 1998), könnte das Amundsenmeer mit Eisbergen "überschwemmt" worden sein. Die kurzfristig stark erhöhte Kalbungsrate sollte einen drastisch erhöhten IRD-Eintrag zur Folge gehabt haben. MacAyeal (1992) berechnete in seinem Modell, in dem die Zeitspanne für einen vollständigen WAIS-Kollaps 1,6 ka bis 2,4 ka beträgt, Eisbergeintragsraten ins Amundsenmeer. Es ergaben sich in der 1 Ma-Simulation mehrere intensive Kalbungereignisse von bis zu 6000 km^3 Eis pro Jahr, die sowohl auf komplette als auch auf partielle Abschmelzphasen des WAIS zurückgehen. Im Vergleich dazu wird die rezente Eintragsrate von Eisbergen auf etwa 100 km^3 Eis pro Jahr geschätzt (Ferrigno et al. 1998). Basierend auf den Resultaten seines Experiments postuliert MacAyeal (1992) das Vorhandensein von außerordentlich IRD-reichen Lagen in den Sedimenten des Amundsenmeeres.

In der Laminitfazies vom Kontinentalfuß des zentralen Amundsenmeeres kommen lagenweise IRD-Anreicherungen vor (Kap. 5.3.2., Kap. 8.1.3.). Eine Korrelation dieser IRD-Lagen ist jedoch lediglich zwischen benachbarten Sedimentabfolgen

und auch dann nur in Einzelfällen möglich. Darüber hinaus sind die Eisfrachtgehalte in diesen dünnen Lagen geringer als die Konzentrationen von dispers verteiltem, eistransportiertem Material in der Karbonatfazies. Die IRD-Anreicherungen der Karbonatfazies können zwar gut miteinander korreliert werden, aber sie gehen vorwiegend auf kondensierte Sedimentation zurück (Kap. 8.1.2.). Die Fluktuationen der Eisfrachtanteile in den Sedimenten des Amundsenmeeres lassen sich folglich nicht mit den von MacAyeal (1992) geforderten IRD-Lagen in Einklang bringen. Insgesamt belegt die Zyklizität des wesentlich von der WAIS-Dynamik beeinflussten Sedimentationsverlaufs im Amundsenmeer eine Kopplung an die globalen Klimazyklen (Kap. 8.2.). Zwischen den Fazieswechseln der Sedimente am Kontinentalrand und den quartären Glazial-Interglazialzyklen treten allerdings zeitlich stark variierende Phasenverschiebungen auf (Kap. 6.1.4.). Das Anwachsen und Ausdünnen des WAIS erfolgte also nicht "irregulär", wie von MacAyeal (1992) behauptet, sondern der WAIS reagierte auf die globalen Klimaschwankungen mit einer teilweise erheblichen Verzögerung.

Der von Pollock (1997) vorgeschlagene, periodische WAIS-Kollaps am Ende von Interglazialen läßt sich anhand der Sedimentabfolgen aus dem zentralen Amundsenmeer weder belegen noch widerlegen. Weil die der Karbonatfazies zugeordneten Sedimente am Kontinentalfuß jeweils während der pleistozänen Warmzeiten und am Anfang von Kaltzeiten abgelagert wurden (Kap. 8.1.2.), müßte jedes Auftreten dieser Sedimentfazies Abschmelzereignisse des WAIS dokumentieren. Die holozänen Oberflächensedimente sind ebenfalls der Karbonatfazies zuzuordnen (Kap. 8.2.). Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß sie einen gegenwärtig abschmelzenden WAIS anzeigen. Jedoch lassen sich Argumente gegen Pollock's Hypothese anführen. Zum einen belegen Untersuchungen an antarktischen Eiskernen, daß während der globalen Abkühlungsphasen das Temperatursignal den atmosphärischen CO₂-Änderungen um mehrere Jahrtausende vorauseilte (Fischer et al. 1999, Petit et al. 1999) und zum anderen bleibt in Pollock's Hypothese das Problem, wie der am Übergang vom Interglazial zum Glazial im tiefen Ozean abgelagerte Kohlenstoffanteil - z.B. unter den äquatorialen Auftriebsgebieten - später wieder der Atmosphäre zugeführt werden soll, ungelöst.

Für die Szenarien eines mehrfachen irregulären oder periodischen vollständigen WAIS-Abbaus im Quartär lassen sich in den glazialmarinen Sedimenten des Amundsenmeeres keine Hinweise finden. Im Folgenden soll deshalb überprüft werden, ob die Ablagerungen zumindest Indizien für einen einmaligen WAIS-Kollaps liefern, auf den die Befunde von Scherer et al. (1998) hinweisen. Die an

der Kernstation PS2547 abgelagerten Sedimente eignen sich für eine Untersuchung dieser Fragestellung besonders gut. Einerseits sedimentierten an der besonderen topographischen Position der Station PS2547 ausschließlich vertikal durch die Wassersäule abregnende Partikel (Kap. 8.1.3.), andererseits umfaßt die kondensierte Sedimentabfolge der Station PS2547 die Zeitspanne vom Holozän bis zum Oberpliozän. Der Prozeß des WAIS-Abbaus als außergewöhnliches, "katastrophales" Ereignis sollte sich an der Station PS2547 nicht nur in einer drastisch erhöhten IRD-Akkumulationsrate, sondern auch in einer anomal hohen Terrigen-Akkumulationsrate abgebildet haben. Ein daran gekoppelter starker Anstieg der linearen Sedimentationsrate wäre ebenfalls zu erwarten. In der Zeit ohne WAIS müßten die IRD- und Terrigen-Akkumulationsraten sowie die Sedimentationsraten hingegen extrem niedrig gewesen sein. Wegen der unsicheren Stratigraphie der oberpliozänen Ablagerungen an der Kernstation PS2547 werden ausschließlich die für einen potentiellen WAIS-Kollaps relevanten Sedimentparameter der letzten 2 Ma betrachtet (Abb. 9.3.). Mangels isotopestratigraphischer Auflösung mußten die Sedimentationsrate und somit auch die Akkumulationsraten zwischen dem Ende des Olduvai-Ereignisses und der Isotopenstadien-Grenze 21/20 gemittelt werden, so daß sie für diesen Zeitraum eine etwas unsichere Argumentationsgrundlage darstellen. Aufgrund des kontinuierlichen Anstiegs der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse und aufgrund der hochfrequenten Variationen sowohl der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse als auch der IRD- und CaCO_3 -Gehalte während der gesamten Matuyama-Chron (Abb. 5.3., 6.3.) sind erhebliche Sprünge in der Sedimentationsrate für den Zeitabschnitt zwischen 1,77 Ma und 817 ka vor heute jedoch nicht zu erwarten.

Die IRD-Gehalte und IRD-Akkumulationsraten, die Terrigen-Akkumulationsraten und die linearen Sedimentationsraten an der Station PS2547 weisen während der letzten 2 Ma insgesamt zwar signifikante Schwankungen auf, aber die erwarteten Anomalien sind nicht zu beobachten (Abb. 9.3.). Die höchsten IRD- und Terrigen-Akkumulationsraten fallen - im Gegensatz zu den IRD-Anreicherungen am Kontinentalfuß (Kap. 8.1.2.) - mit besonders kalten Glazialzeiten (Isotopenstadien 16 und 6) zusammen. Während dieser Kaltzeiten rückten Eisströme vermutlich mehrfach bis zur Schelfkante vor oder aber sie lagen über einen relativ langen Zeitraum auf dem gesamten Schelf auf (Kap. 8.2.3.). Wiederholte Vorstöße und Rückzüge der Eismassen könnten zu einem erhöhten IRD-Eintrag an der Station PS2547 geführt haben. Die auffällig hohen Sedimentationsraten und Terrigen-Akkumulationsraten im Holozän werden wahrscheinlich dadurch verursacht, daß an der Station

PS2547 der Oberflächenverlust des mit dem Schwerelot gezogenen Sedimentkernes mit Hilfe des mit dem Multicorer gewonnenen Kurzkernes korrigiert wurde (Káp. 5.). Die Sedimentsäule im Schwerelot wird im Gegensatz zu der im Multicorer komprimiert, d.h. die ausschließlich an der Sedimentabfolge aus dem Schwerelotkern bestimmten Sedimentationsraten werden systematisch unterschätzt (Melles 1991, Grobe & Mackensen 1992). Die für die Kernposition PS2547 abgeleiteten pliozänen und pleistozänen Sedimentations- und Akkumulationsraten sind deshalb generell als untere Grenzwerte anzusehen. Insgesamt liefern die IRD-Akkumulationsraten, die Terrigen-Akkumulationsraten und die linearen Sedimentationsraten an der Station PS2547 jedoch keinen Anhaltspunkt für ein WAIS-Abschmelzen in den letzten 2 Ma.

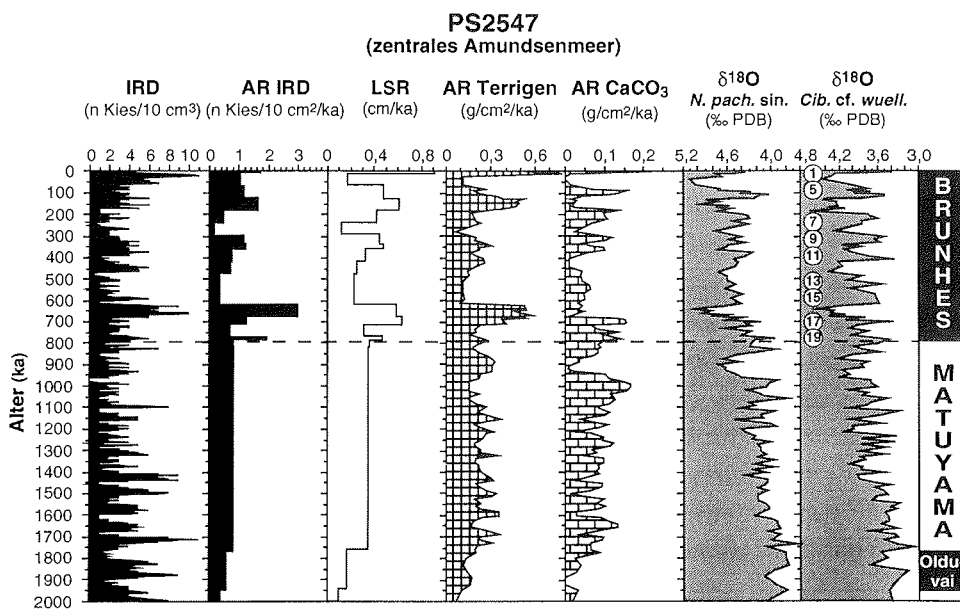


Abb. 9.3.: IRD-Gehalt, Sedimentations- und Akkumulationsraten, Sauerstoffisotopenverhältnisse und magnetostratigraphische Einstufung der in den letzten 2 Ma an der Kernstation PS2547 aus dem zentralen Amundsenmeer abgelagerten Sedimentabfolge. Die Ziffern auf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *Cib. cf. wuell.* geben die interglazialen Isotopenstadien der Brunhes-Chron an. Die horizontale gestrichelte Linie markiert die Brunhes/Matuyama-Grenze. Die Akkumulationsraten und die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *N. pachyderma* liefern keine Hinweise auf einen vollständigen Abbau des Westantarktischen Eisschildes während der letzten 2 Ma.

Möglicherweise ist das IRD-Signal alleine als Anzeiger für einen Eisschildabbau unzureichend. Die von MacAyeal (1992) errechneten Eisbergeintragsraten ins Amundsenmeer übertreffen bei zwei der drei simulierten Abschmelzereignisse die rezenten Kalbungsraten "lediglich" um den Faktor 5. Eine entsprechend erhöhte Eisfrachtzufuhr müßte in der nicht nur durch die Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten, sondern auch durch lokale glaziologische und ozeanographische Faktoren gesteuerten IRD-Verteilung am Kontinentalrand des Amundsenmeeres nicht zwangsläufig auffallen (Kap. 6.3.3.). Außerdem könnte der basale Detritus der Eisberge bereits kurz nach ihrer Kalbung über dem Schelf und über dem Kontinentalhang ausgeschmolzen sein, so daß der eigentliche WAIS-Abbau die IRD-Sedimentation am Kontinentalfuß nicht beeinflußt hat. In der Zeit ohne WAIS könnte lateraler Eisbergeintrag dazu geführt haben, daß von lokalen Eiskappen kalbende Eisberge auch weiterhin IRD an die Kernposition PS2547 transportierten (vgl. Kap. 7.2.).

Deutliche Produktionsänderungen könnten sich als geeignetere Indikatoren für einen WAIS-Kollaps erweisen. Der durch den Eisschildabbau ermöglichte, polwärts gerichtete Vorstoß warmer Oberflächenwassermassen dürfte die Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung drastisch reduziert und damit die Produktion im Oberflächenwasser stark erhöht haben (Hodell 1993, Scherer et al. 1998). Die Temperatur- bzw. Produktionszunahme könnte sich zusätzlich in Veränderungen der Plankton-Vergesellschaftung geäußert haben (z.B. höhere Gehalte kieseliger Mikroorganismen, gehäuftes Auftreten subantarktischer Foraminiferenarten). Allerdings wäre gerade in Kontinentnähe auch eine niedrigere Produktion vorstellbar. Nach einer Hypothese von Abelmann et al. (1990) könnte die durch das WAIS-Abschmelzen bedingte Reduktion des atmosphärischen Temperaturgradienten zwischen Südpolarmeer und Westantarktis die Windzirkulation und damit den Auftrieb warmen Tiefenwassers abgeschwächt haben. Als Folge hätte die Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung zu- und die Produktion abgenommen.

Eine starke Produktionsänderung ließe sich an der Kernstation PS2547 am ehesten an der CaCO_3 -Akkumulationsrate - und möglicherweise wiederum an der Sedimentationsrate - ablesen. Die Fluktuationen der CaCO_3 -Akkumulationsraten spiegeln aber lediglich den typischen Produktionsverlauf im Wechsel der Warm- und Kaltzeiten wider (Abb. 9.3.). Eine Anomalie in den Sedimentationsraten ist ebensowenig zu beobachten wie eine Zunahme an kieseligen Mikrofossilien (Kap. 5.2.2., Kap. 5.5.1.). Die zwischen 2 und 1,7 Ma vor heute abgelagerte Sedimentabfolge führt erhöhte Gehalte der planktischen Foraminiferenart *G. bulloides*, welche rezent Vergesellschaftungen im subantarktischen Oberflächenwasser und

in Sedimenten nördlich der Polarfront charakterisiert (Niebler 1995, Lisitzin 1996). Innerhalb der Antarktischen Zone weist *G. bulloides* rezent ausschließlich nahe der Wasseroberfläche (0-10 m) mit Anteilen bis zu 30 % ein häufigeres Vorkommen auf, im Oberflächensediment geht ihr Gehalt aufgrund eines Verdünnungseffekts und der leichten Löslichkeit ihres Kalkgehäuses zugunsten der tiefer lebenden und stark kalzifizierten Art *N. pachyderma* sin. auf unter 5 % zurück (Niebler 1995, Boltovskoy et al. 1996, Lisitzin 1996). Die Anreicherung von *G. bulloides* in den Sedimenten an der Kernstation PS2547 könnte den Vorstoß wärmeren Oberflächenwassers bis 71 °S - also bis in relativ küstennah gelegene Gebiete - im Zeitraum vor 2 bis 1,7 Ma dokumentieren. Allerdings fehlen in der Foraminiferenfauna der entsprechenden Sedimente andere subantarktische Arten, während die Art *N. pachyderma* sin. mit Anteilen von ≥ 90 % dominiert (Kap. 5.5.1.), was auf polare Wassertemperaturen hinweist. Die Häufung von *G. bulloides* könnte deshalb auch auf eine tiefere Lage der Kalzit-Lysokline zurückgehen. Eine abschließende Klärung dieser Frage erfordert zusätzliche, differenzierte Untersuchungen zur Charakterisierung der Karbonaterhaltung. Letztendlich läßt sich anhand der biogenen Komponenten in der Sedimentabfolge der Station PS2547 ein quartärer WAIS-Kollaps nicht belegen.

Ein vollständiger WAIS-Abbau müßte dem Südpolarmeer große Mengen an Schmelzwasser zugeführt haben. Dieses sollte sich aufgrund seiner geringen Dichte mit dem Oberflächenwasser vermischt und dessen ^{16}O -Konzentration erhöht haben (MacAyeal 1992). Vergleichbare Schmelzwassereinträge ereigneten sich während der spätquartären Terminationen. Sie lassen sich in den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen planktischer Foraminiferengehäuse nachweisen (Grobe et al. 1990). Im Amundsenmeer müßte ein WAIS-Kollaps ein anomales Schmelzwassersignal in den Sauerstoffisotopenverhältnissen planktischer Foraminiferenschalen hervorgerufen haben. An der Station PS2547 läßt ein Vergleich der an *N. pachyderma* sin. gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse mit den an der benthischen Foraminifere *Cib. cf. wuellerstorfi* bestimmten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen jedoch keine derartige Anomalie erkennen (Abb. 9.3.). Auch der Vergleich mit den ebenfalls an *N. pachyderma* sin. gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen an der Kernstation PS1388, die neben dem globalen Eiseffekt hauptsächlich die Dynamik des ostantarktischen Eisschildes widerspiegeln sollten, zeigt keine signifikanten Diskrepanzen (Abb. 6.4.).

Die Sedimente aus dem zentralen Amundsenmeer liefern somit keine Indizien für einen WAIS-Abbau während der letzten 2 Ma. Dieser Befund scheint unvereinbar

mit den Ergebnissen von Scherer et al. (1998) zu sein. Der offensichtliche Widerspruch läßt sich durch zwei Erklärungen auflösen:

1. Der erhöhte Eisbergeintrag während des WAIS-Abschmelzens beeinflusste ausschließlich die IRD-Sedimentation auf dem Schelf und am Kontinentalhang des Amundsenmeeres. Auch bei einem vollständig abgebauten WAIS blieben das zentrale Marie-Byrd-Land und seine vorgelagerten Vulkaninseln noch von lokalen Eiskappen bedeckt. Wahrscheinlich transportierten unter diesen "alpinen" Vereisungsbedingungen Gletscher auch weiterhin Terrigenmaterial ins angrenzende, jahreszeitlich meereisbedeckte Amundsenmeer. Die Produktion im Oberflächenwasser und der Terrigeneintrag am Kontinentalfuß änderten sich folglich kaum.
2. Das Abschmelzen des WAIS dauerte lediglich einige Jahrhunderte bis Jahrtausende. Aufgrund der meist niedrigen Sedimentationsraten im zentralen Amundsenmeer ist der WAIS-Kollaps stratigraphisch nicht aufgelöst (Abb. 6.10a bis 6.10e). Dies bedeutet im Umkehrschluß, daß der Eisschildabbau die Sedimentations- und Akkumulationsraten im zentralen Amundsenmeer nicht wesentlich beeinflusst haben kann.

Beide Erklärungen implizieren, daß das von Scherer et al. (1998) postulierte Abschmelzen des WAIS offenbar keine gravierenden überregionalen Umweltveränderungen nach sich zog. Der WAIS-Kollaps könnte sich aufgrund seiner verzögerten Reaktion auf globale Klimaänderungen erst am Übergang von Kaltzeit zu Warmzeit ereignet haben. In diesem Fall müßten sich am westantarktischen Kontinentalrand lokale und globale Umweltveränderungen überlagert haben, ohne daß sich der WAIS-Abbau entscheidend auf die Sedimentationsprozesse im zentralen Amundsenmeer ausgewirkt hätte. Möglicherweise erfolgte dann lediglich ein partieller WAIS-Kollaps, welcher mit den Befunden von Scherer et al. (1998) durchaus vereinbar ist. Eine durch das WAIS-Abschmelzen verursachte, globale Meeresspiegelerhöhung um mehrere Meter kann für ein solches Szenario aber definitiv ausgeschlossen werden.

10. SCHLUSSBEMERKUNGEN UND AUSBLICK

Die Verteilung und Zusammensetzung der Oberflächensedimente vom Kontinentalrand des Amundsen- und Bellingshausenmeeres erlauben Rückschlüsse, wie sich unter den heutigen warmzeitlichen Klimabedingungen Ozeanographie, Glaziologie, Hinterlandgeologie und biologische Produktion in den glazialmarinen Ablagerungen abbilden. Die im Untersuchungsgebiet wirkenden Eintrags-, Transport- und Sedimentationsprozesse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Im zentralen Amundsen- und im westlichen Bellingshausenmeer ist der Terrigeneintrag gering, weil er von Eisbergen stammt, die von IRD-armen Schelfeisen und Eisströmen des Westantarktischen Eisschildes kalben. Hingegen ist der glazigene Eintrag von terrigenem Detritus ins östlichen Bellingshausenmeer relativ hoch, da die von Talgletschern der Antarktischen Halbinsel kalbenden Eisberge große Mengen an Eisfracht eintragen. Am Kontinentalfuß nordwestlich von Grahamland trägt laterale Sedimentanlieferung durch eine Bodenströmung aus Nordosten und durch gravitativen Transport vermutlich zusätzlich zu einer hohen Terrigen-Akkumulationsrate bei. Das Verteilungsmuster von eisbergtransportiertem Kies ist im gesamten Arbeitsgebiet komplex, läßt sich aber auf lokale Faktoren wie glazigene Eintragsmechanismen, Wassermassenzirkulation und Meereisbedingungen zurückführen.
- Die tonmineralogische Zusammensetzung der Sedimente am Kontinentalrand kann in Beziehung zur Hinterlandgeologie gesetzt werden. Hohe Kaolinitanteile in den Ablagerungen des Amundsenmeeres lassen auf das Anstehen von präoligozänen Sedimentgesteinen in Marie-Byrd-Land oder im subglazialen Byrdbecken schließen. Der tonmineralogische Nachweis der Sedimentgesteine stellt die gegenwärtig diskutierten Modellvorstellungen bezüglich der geodynamischen Entwicklung dieses Teils der Westantarktis in Frage. Anhand der Identifikation von Liefergebieten mit einer speziellen tonmineralogischen Signatur lassen sich aus der Tonmineralverteilung in den Oberflächensedimenten die Transportpfade der feinkörnigen Terrigenpartikel rekonstruieren. So liefert die Tonmineralogie eindeutige Hinweise darauf, daß sich im Bellingshausenmeer eine am Kontinentalfuß der Antarktischen Halbinsel nachgewiesene Bodenströmung westwärts bis mindestens 94 °W erstreckt.
- Aus den Sand/Silt/Ton-Verhältnissen der Kontinentalrandsedimente können Rückschlüsse auf Umlagerungsprozesse gezogen werden. Glazialmarine

Residualsedimente, die sich aufgrund starker Strömungen gebildet haben, sind an der Schelfkante des Bellingshausenmeeres zu beobachten. Infolge Eisbergturbation und/oder Bioturbation entstandene grobkörnige Reliktsedimente sind nur auf dem Schelf nordwestlich von Grahamland zu belegen. Der Schelf im übrigen Untersuchungsgebiet ist durch ein ruhiges Sedimentationsmilieu charakterisiert. Erhöhte Siltgehalte am Kontinentalfuß des Bellingshausenmeeres zeichnen die westwärtige Erstreckung einer Bodenströmung nach (siehe Punkt 2).

- Die aus der Akkumulation biogenen Bariums im Sediment abgeleiteten Primär- und Exportproduktionsraten stimmen mit rezent ermittelten Produktionsraten gut überein. Die Produktion im Oberflächenwasser ist im Amundsen- und westlichen Bellingshausenmeer - vor allem aufgrund der längeren Dauer der jahreszeitlichen Meereisbedeckung - deutlich niedriger als im östlichen Bellingshausenmeer. Geringe Primär- und Exportproduktionsraten, niedrige Akkumulationsraten von terrigenem Detritus und möglicherweise eine an langandauernde Meereisbedeckung speziell angepasste Plankton-Vergesellschaftung bedingen die Ablagerung von karbonatreichen und opalfreien Sedimenten am Kontinentalrand des zentralen Amundsen- und des westlichen Bellingshausenmeeres. Im östlichen Bellingshausenmeer sedimentieren - produktions- und erhaltungsbedingt - opalhaltige Ablagerungen unterhalb einer flach liegenden CCD. Die Bodenwasserzirkulation könnte die Karbonat- und Opalsedimentation am Kontinentalfuß des Arbeitsgebietes entscheidend beeinflussen, ihr Beitrag läßt sich auf Basis der vorliegenden Daten aber nur unzureichend abschätzen.

Die plio-/pleistozänen Sedimentabfolgen im Amundsen- und Bellingshausenmeer lassen sich in verschiedene Sedimentfaziestypen unterteilen, die die Veränderungen im Sedimentationsmilieu und somit die klimagekoppelten Veränderungen der Paläoumwelt widerspiegeln:

- Kondensierte Schichten der Karbonatfazies wurden im zentralen Amundsenmeer während der Warmzeiten und am Übergang von Warmzeit zu Kaltzeit abgelagert. Der Faziestyp ist durch bioturbirte, IRD-reiche, foraminiferenhaltige, siltige Tone mit einem relativ niedrigen Kaolinitanteil gekennzeichnet. Der geringe Terrigeneintrag bei der Bildung der Karbonatfazies geht auf die eingeschränkte Eisfrachtanlieferung durch weit zurückgezogene Eismassen zurück. Sedimente der Opalfazies wurden im östlichen Bellingshausenmeer während der wärmsten Phasen der Interglaziale abgelagert. Die Sedimente setzen sich aus bioturbirten, IRD-

reichen, radiolarien- und diatomeehaltigen, tonigen Silten mit einem relativ niedrigen Chloritanteil zusammen. Am Übergang von Warmzeit zu Kaltzeit wurden dort ebenfalls bioturbirte, foraminiferenhaltige Sedimente der Karbonatfazies abgelagert. Die Opal- und die Karbonatfazies dokumentieren jeweils erhöhte Produktion im Oberflächenwasser aufgrund einer nur jahreszeitlichen Meereisbedeckung, wobei die Opalfazies höhere lokale Produktionsraten anzeigt.

Sedimente der Laminitfazies wurden im zentralen Amundsenmeer während der Kaltzeiten und am Übergang von Kaltzeit zu Warmzeit abgelagert. Die Sedimentfazies ist durch rein terrigene, feinkörnige Turbidite und Konturite mit geringen Eisfrachtgehalten charakterisiert. Der gleiche Faziestyp wurde im östlichen Bellingshausenmeer ausschließlich während der Kaltzeiten sedimentiert. Das Fehlen biogener Komponenten in der Laminitfazies läßt auf eine permanente Meereisbedeckung schließen. Der verstärkte gravitative Sedimenteintrag sowie die höhere Zufuhr von für das jeweilige Hinterland charakteristischen Tonmineralen - Kaolinit im zentralen Amundsenmeer und Chlorit im östlichen Bellingshausenmeer - ist auf das durch die globale Meeresspiegelabsenkung induzierte Vorrücken von Eismassen über den Schelf zurückzuführen. Die Ablagerung von Sedimenten der IRD-Fazies im östlichen Bellingshausenmeer während der spätquartären Terminationen geht auf einen sehr hohen Eisfrachteintrag zurück, der durch das Aufschwimmen und Zerbrechen der vorher auf den Schelf aufliegenden Eismassen bedingt wird.

- Die paläozeanographischen und paläoglazilogischen Veränderungen traten im zentralen Amundsenmeer generell um einige Jahrtausende versetzt zu den globalen Klimaänderungen des oberen Pleistozäns ein. Die zeitliche Phasenverschiebung bezüglich der Terminationen kann auf eine verspätete CDW-Erwärmung, die an die verzögert erfolgte NADW-Einspeisung ins Südpolarmeer gekoppelt ist, und auf eine Abschwächung des CDW-Auftriebs, die durch ein Absinken der Pyknokline infolge zunehmender Niederschläge hervorgerufen wurde, zurückgeführt werden. An den Übergängen von Warmzeiten zu Kaltzeiten bewirkten die späte NADW-Reaktion und die Zunahme der Niederschläge entsprechend eine verzögerte Ausdehnung der jährlichen Meereisbedeckung. Dagegen hingen die Meereisverhältnisse im östlichen Bellingshausenmeer wesentlich stärker von der Lufttemperatur ab, so daß sich die Meereisausdehnung in etwa zeitgleich mit den globalen Klimawechseln änderte.

- Angaben darüber, ob und wie oft im zentralen Amundsenmeer kaltzeitliche Eismassen die Schelfkante während des Spätpleistozäns erreicht haben, sind lediglich mit Einschränkung möglich. Die Mächtigkeit der Laminitfazies hängt dort nicht nur von der Sedimentanlieferung, sondern auch vom unruhigen Meeresbodenrelief sowie von der räumlichen Distanz zwischen der jeweiligen Kernposition und den Abflußpfaden von Trübestömen ab. Die 41-ka-Klimazyklen des obersten Pliozäns und unteren Pleistozäns konnten anscheinend kein Vorrücken der Eismassen bis zur Schelfkante auslösen, weil in den entsprechenden Sedimentabfolgen keine mächtige Laminitfazies entwickelt ist. Im oberen Pliozän wurden am Kontinentalrand des zentralen Amundsenmeeres rein terrigene, glazialmarine Sedimente abgelagert, die auf kaltzeitliche Umweltbedingungen hinweisen.

Die Sedimentabfolgen vom Kontinentalrand des zentralen Amundsenmeeres erlauben Schlußfolgerungen bezüglich der Dynamik des Westantarktischen Eisschildes:

- Es finden sich keine Anzeichen für ein vollständiges Abschmelzen des Westantarktischen Eisschildes im Quartär. Dieser Befund steht im Gegensatz zu den Ergebnissen mikropaläontologischer und isotopengeochemischer Untersuchungen am basalen Till eines westantarktischen Eisstroms, die auf mindestens einen Eisschildkollaps in den letzten 1,3 Ma hindeuten. Der postulierte Eisschildabbau kann folglich keine überregionalen Auswirkungen auf die Sedimentationsprozesse am westantarktischen Kontinentalrand gehabt haben.
- Ein partielles Abschmelzen des Westantarktischen Eisschildes könnte sich aufgrund der verzögerten Reaktion des Eisschildes während einer globalen Abkühlungsphase ereignet haben. In diesem Fall hätte das Abschmelzereignis weder die glazialmarine Sedimentation am Kontinentalrand des zentralen Amundsenmeeres, noch den eustatischen Meeresspiegelstand beeinflussen können.

In der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, daß das zentrale Amundsen- und das westliche Bellingshausenmeer hinsichtlich der Sedimentation sowohl terrigener als auch biogener Partikel Niedrig-Akkumulationsgebiete repräsentieren, während das östliche Bellingshausenmeer ein Hoch-Akkumulationsgebiet darstellt. Einige wichtige Fragen bezüglich der rezenten und der vergangenen Sedimentationsprozesse bleiben jedoch offen. So kann eine Rekonstruktion der Tiefen- und

Bodenwasserzirkulation im Untersuchungsgebiet, die möglicherweise Rückschlüsse auf die globale Tiefenwasserzirkulation erlauben würde, erst dann erfolgen, wenn sich der Einfluß von Bodenwassermassen auf die Zusammensetzung der Oberflächensedimente mit Hilfe hydrographischer Daten entschlüsseln läßt. Zusätzlich wäre eine genauere Bestimmung des Ausmaßes von Karbonat- und Opallösung mittels differenzierterer Analysen des Erhaltungszustandes von kalkigen und kieseligen Mikrofossilien in den Sedimentabfolgen erforderlich. Die Probleme hinsichtlich der Akkumulationsraten biogener Komponenten, die für die laminierten Sedimentabfolgen offensichtlich nicht mit den vertikalen Flußraten biogener Partikel gleichzusetzen sind, könnten dadurch gelöst werden, daß der Beitrag der Sedimentfokussierung durch Thorium-Normierung (Frank et al. 1995, 1996) und der Beitrag von methodischen Fehlern durch Mehrfachmessungen erfaßt wird. Letzteres würde erheblich mehr Zeitaufwand und die Verfügbarkeit größerer Probenvolumina erfordern.

Eine große Schwierigkeit bei der Untersuchung antarktischer Kontinentalrand-sedimente stellt generell ihre Datierung dar. Auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit ließ sich lediglich für die Sedimentabfolge der Station PS2547 aus der Kombination verschiedener stratigraphischer Methoden ein "unabhängiges" Altersmodell erstellen. Die Ablagerungen aller übrigen Kernstationen konnten nur mit Hilfe der lithostratigraphischen Korrelation zeitlich eingestuft werden. Die geringe stratigraphische Auflösung der datierten Sedimentabfolge an der Station PS2547 bedingt, daß nicht definitiv geklärt werden kann, inwieweit der verspätete NADW-Einstrom bzw. NADW-Ausstrom ins Südpolarmeer zu den verzögerten Fazieswechseln in den Kontinentalrandsedimenten des Amundsenmeeres beitrug. Da die zeitlichen Phasenverschiebungen zwischen den globalen Klimaänderungen und dem NADW-Index für das Spätquartär bekannt sind (Raymo et al. 1990, Brathauer & Abelmann 1999), ließe sich diese Frage durch Frequenzanalyse an einer chronostratigraphisch datierbaren Sedimentabfolge mit einer besseren zeitlichen Auflösung beantworten.

Darüber hinaus zeigen die Ergebnisse dieser Arbeit die Grenzen der häufig als Werkzeug für chronostratigraphische Einstufungen angewandten Lithostratigraphie auf. Zum einen erfolgten die Wechsel der Sedimentfazies am antarktischen Kontinentalrand offenbar diachron (z.B. Bildung der Karbonatfazies im zentralen Amundsen- und im östlichen Bellingshausenmeer). Eine überregionale Korrelation von faziell identischen Sedimentabfolgen zur Erstellung von Altersmodellen bedarf deshalb immer der Überprüfung durch andere stratigraphische Indikatoren. Zum

anderen resultiert ein Faziestyp hauptsächlich aus der Summe spezieller Umweltbedingungen, die sich aber auch innerhalb einer Region - zumindest am Kontinentalrand des zentralen Amundsenmeeres - nicht immer mit einer konstanten Periodizität einstellen.

Eine weitere offene Frage ergibt sich bezüglich der Sedimentparameter bzw. der Lokationen im pazifischen Sektor des Südpolarmeeres, an denen ein quartäres Abschmelzen des Westantarktischen Eisschildes eindeutig dokumentiert sein müßte. Falls die in der Literatur favorisierte Hypothese eines vollständigen Eisschildabbaus im interglazialen Sauerstoffisotopenstadium 11 zutrifft (Scherer et al. 1998, Hearty et al. 1999), muß eine Erklärung dafür gefunden werden, warum sich dieses Ereignis in den Kontinentalrandsedimenten des zentralen Amundsenmeeres nicht nachweisen läßt. Entweder dürften dann die in Kapitel 9.2. betrachteten Sedimentparameter oder aber die untersuchten Kernlokationen nicht sensitiv genug sein, um einen Eisschildkollaps anzuzeigen, was wiederum Fragen bezüglich regionaler bzw. lokaler antarktischer Klimate aufwerfen würde.

Die meisten der im Arbeitsgebiet auftretenden stratigraphischen Probleme liessen sich vermutlich durch eine nordwärtige, meridionale Fortsetzung der am Antarktischen Kontinentalrand gewonnenen Kernprofile bis zum Frontensystem des Südpolarmeeres beantworten. Einen ersten Ansatz in dieser Richtung unternahmen Trinchitella & Dinkelman (1980). Ihnen gelang mit Hilfe von Biofluktuationsstratigraphien eine hochauflösende chronostratigraphische Einstufung opalhaltiger Sedimentabfolgen nördlich von 63 °S. Die terrigenen Ablagerungen vom südlich anschließenden antarktischen Kontinentalfuß könnten über einen sedimentologischen "Multiproxi"-Ansatz mit diesen gut datierten Sedimentabfolgen korreliert werden, auch wenn die jüngsten Ablagerungen in einer relativ schmalen Zone direkt unterhalb des ACC-Strömungsbands zumeist fehlen (Goodell & Watkins 1968, Trinchitella & Dinkelman 1980). Eine davon unabhängige bessere Datierung der terrigenen Kontinentalrandsedimente wird vielleicht schon in naher Zukunft die magnetostratigraphische Korrelation mit einer hochauflösenden Polaritätszeitskala erlauben, die speziell für das Südpolarmeer anhand paläomagnetischer Daten der im Rahmen von ODP Leg 178 abgeteuften Bohrungen aufgestellt werden soll (Barker et al. 1998).

Weitere Vorteile einer Korrelation von Sedimentabfolgen des antarktischen Kontinentalrandes mit Sedimentabfolgen nördlich von 63 °S ergeben sich daraus, daß ein direkter Vergleich die Differenzierung zwischen proximalen und distalen Paläo-

umweltbedingungen gestatten würde. An gut datierten Biogenschlämmen aus dem Frontenbereich könnten somit die regionalen, von der antarktischen Kryosphäre hervorgerufenen Klimasignale von den globalen Klimasignalen isoliert werden. Darüber hinaus liegen in den Sedimentabfolgen nördlich von 65 °S mit bereits datierten Aschenlagen chronostratigraphische Leithorizonte vor (Huang et al. 1975, Kyle & Seward 1984), die möglicherweise auch eine tephrochronologische Korrelation zwischen glazialmarinen Sedimenten des Südpolarmeeres und antarktischen Eiskernen erlauben werden (Palais et al. 1989, McIntosh & Wilch 1995). Als Lokation für ein meridionales Kernprofil zwischen westantarktischem Kontinentalrand und dem Frontensystem des Südpolarmeeres würde sich der Bereich nördlich der Pineinsel-Bucht anbieten. Zum einen liegen dort mit den Arbeiten von Kellogg & Kellogg (1987 a, b, c) bereits viele Informationen über die rezente glazialmarine Sedimentation auf dem Schelf vor und zum anderen sollten die quartären Ablagerungen vom vorgelagerten Kontinentalfuß eindeutige Hinweise auf das postulierte Abschmelzen des Westantarktischen Eisschild enthalten, da die Pineinsel-Bucht eines der beiden Hauptdrainagesysteme des Eisschildes repräsentiert.

DANKSAGUNG

Herrn Prof. Dr. Dieter K. Fütterer (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung) danke ich sehr herzlich für die Vergabe der vorliegenden Arbeit und die vielfältige Unterstützung. Bei Herrn Prof. Dr. Rüdiger Henrich (Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen) möchte ich mich für die freundliche Übernahme des Co-Referates bedanken. Ganz besonders möchte ich Herrn Dr. Hannes Grobe (AWI) für seine Betreuung, seine stete Diskussionsbereitschaft und seine fachlichen Anregungen danken.

Dr. Bernhard Diekmann, Walter Geibert, Dr. Claudia Müller, Anja Nimmergut und Dr. Regina Usbeck nahmen bereitwillig Korrekturlesungen des Manuskriptes auf sich und trugen nicht nur durch ihre kompetenten Verbesserungsvorschläge zum Gelingen dieser Arbeit bei. Ihnen sei an dieser Stelle auch für die zahlreichen Motivationsschübe gedankt, die sie mir stets mitzugeben verstanden (Alles ist gut geworden!).

Die Besatzungen des Forschungsschiffes "Polarstern" haben durch ihre Arbeit bei den Expeditionen ANT-VI/2 und ANT-XI/3 zum Gewinn des Probenmaterials beigetragen. Vielen Dank! Der Arbeitsgruppe des AWI-Isotopenlabors - Priv. Doz. Dr. Andreas Mackensen, Günter Meyer und Gaby Traue - möchte ich für die Messungen der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an den Forams ebenso meinen Dank sagen wie Daniela Schmidt und Stefi Schumacher, die mir bei der Auswahl der richtigen "Benthos-Kandidaten" halfen. Bei der Lösung meiner stratigraphischen Probleme unterstützten mich Dr. Andrea Abelmann und Dr. Rainer Gersonde (beide AWI) in biostratigraphischer und Dr. Thomas Frederichs und Prof. Dr. Ulrich Bleil (Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen) in magnetostratigraphischer Hinsicht, wofür ich ihnen recht herzlich danken möchte.

Dr. Bernhard Diekmann, Dr. Hannes Grobe, Dr. Gerd Kuhn und Dr. Frank Niessen danke ich für die bereitwillige Überlassung unveröffentlichter Daten. Ausdrücklich möchte ich meinen Kolleginnen und Kollegen Dr. Sabine Becquey, Bettina Boucsein, Bernd Censarek, Dr. Kirsten Fahl, Marion Herschlein, Dr. Jochen Knies, Dr. Frank Nitsche, Carsten Porthun, Frank Schoster und Dr. Michael Studinger Dank sagen, die mir auf die verschiedenste Art und Weise behilflich waren und von deren Fachwissen ich stets profitierte. Ute Bock, Rita Fröhlking, Michael Seebeck und Martina Siebold waren mir während all der Jahre in den AWI-Labors eine

große Hilfe, und die Zusammenarbeit mit ihnen hat mir immer Freude gemacht, wofür ich ihnen recht herzlich danke.

Abschließend möchte ich mich noch bei all den ungenannt gebliebenen "hilfreichen Geistern" bedanken, die mir - hier am AWI befindlich oder aus weiter Ferne - Unterstützung in vielfältiger fachlicher und privater Hinsicht zukommen liessen.

LITERATURVERZEICHNIS

- Abelmann, A., Gersonde, R. & Spiess, V. (1990): Pliocene-Pleistocene paleo-oceanography in the Weddell Sea - siliceous microfossil evidence. - In: Bleil, U. & Thiede, H. (Hrsg.), Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series, C 308: 729-759; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Anandakrishnan, S., Blankenship, D.D., Alley, R.B. & Stoffa, P.L. (1998): Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations. - *Nature*, 394: 62-65.
- Anderson, J.B. (1975): Factors controlling CaCO₃ dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns. - *Marine Geology*, 19: 315-332.
- Anderson, J.B. (1990): Sediments - In: Glasby, G.P. (Hrsg.), Antarctic Sector of the Pacific, Elsevier Oceanography Series, 51: 187-206; Elsevier (Amsterdam).
- Anderson, J.B. & Thomas, M.A. (1991): Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: the record of such events and their influence on sedimentation. - *Sedimentary Geology*, 70: 87-104.
- Anderson, J.B., Kurtz, D.D. & Weaver, F.M. (1979): Sedimentation on the Antarctic continental slope. - *SEPM Special Publication* 27: 265-283.
- Anderson, J.B., Pope, P.G. & Thomas, M.A. (1990): Evolution and hydrocarbon potential of the northern Antarctic Peninsula continental shelf. - In: St. John, B. (Hrsg.), Antarctica as an Exploration Frontier, Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. - *Studies in Geology*, 31: 11-12; American Association of Petroleum Geologists (Tulsa, Oklahoma).
- Aoki, S. & Oinuma, K. (1980): Clay mineral composition in shallow water sediment samples near the Antarctic Peninsula and in deep-sea core samples from the Pacific and the Indian-Antarctic Basins. - *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 36: 23-29.
- Arrigo, K., Worthen, D.L., Dixon, P. & Lizotte, M.P. (1998): Primary productivity of near surface communities within Antarctic pack ice. - In: Lizotte, M.P. & Arrigo, K. (Hrsg.), Antarctic sea ice biological processes, interactions, and variability, Antarctic Research Series, 73: 23-43; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Barker, P.F. (1982): The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest - trench interactions. - *Journal of the Geological Society, London*, 139: 787-801.
- Barker, P.F. (1995): The proximal marine sediment record of Antarctic climate since the Late Miocene. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F. & Brancolini, G. (Hrsg.), Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series, 68: 25-57; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Barker, P.F. & Burrell, J. (1977): The opening of Drake Passage. - *Marine Geology*, 25: 15-34.
- Barker, P.F., Dalziel, I. W.D. & Storey, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia Arc region. - In: Tingey, R.J. (Hrsg.), The Geology of Antarctica: 215-248; Oxford University Press (New York).
- Barker, P.F., Camerlenghi, A., & Acton G.D. (1998): Ocean Drilling Program - Leg 178 Preliminary Report: Antarctic Glacial History and Sea-Level Change. - ODP, Preliminary Report No. 78: 90 S.; ODP TAMU (College Station).
- Bart, P.J. & Anderson, J.B. (1995): Seismic record of glacial events affecting the Pacific margin of the northwestern Antarctic Peninsula. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F. & Brancolini, G. (Hrsg.), Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, Antarctic Research Series, 68: 75-95; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Basile, I., Grousset, F.E., Revel, M., Petit, J.R., Biscaye, P.E. & Barkov, N.E. (1997): Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4, and 6. - *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 573-589.
- Behrendt, J.C., LeMasurier, W.E. & Cooper A.K. (1992): The West Antarctic rift system - a propagating rift "captured" by a mantle plume?. - In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. & Shiraishi, K. (Hrsg.), Recent Progress in Antarctic Earth Science: 315-322; Terra Scientific Publishing Company (Tokyo).
- Behrendt, J.C., Blankenship, D.D., Finn, C.A., Bell, R.E., Sweeney, R.E., Hodge S.M. & Brozena, J.M. (1994): CASERTZ aeromagnetic data reveal late Cenozoic flood basalts (?) in the West Antarctic rift system. - *Geology*, 22: 527-530.
- Bell, R.E., Blankenship, D.D., Finn, C.A., Morse, D.L., Scambos, D.A., Brozena J.M. & Hodge, S.M. (1998): Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations. - *Nature*, 394: 58-62.

- Bentley, C.R. (1993): No ice-sheet collapse. - *Nature*, 364: 766.
- Bentley, C.R. (1997): Rapid sea-level rise soon from West Antarctic Ice Sheet collapse?. - *Science*, 275: 1077-1078.
- Bentley, C.R. & Clough, J.W. (1972): Antarctic subglacial structure from seismic refraction measurements.- In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics*: 683-691; Universitetsforlaget (Oslo).
- Bentley, M.J. & Anderson, J.B. (1998): Glacial and marine geological evidence for the ice-sheet configuration in the Weddell Sea - Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum. - *Antarctic Science*, 10 (3): 309-325.
- Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (1989): Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. - In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (Hrsg.), *Productivity of the Ocean: Present and Past*: 1-34; Wiley (New York).
- Berger, W.H., Bickert, T., Jansen, E., Yasuda, M.K. & Wefer, G. (1994a): Das Klima im Quartär. - *Geowissenschaften*, 12 (9): 258-266.
- Berger, W.H., Yasuda, M.K., Bickert, T., Wefer, G. & Takayama, T. (1994b): Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch Template for Ocean Drilling Program Site 806. - *Geology*, 22: 463-467.
- Bindschadler, R. (1998): Future of the West Antarctic Ice Sheet. - *Science*, 282: 428-429.
- Bindschadler, R.A., Alley, R.B., Anderson, J., Shipp, S., Borns, H., Fastook, J., Jacobs, S., Raymond, C.F. & Shuman, C.A. (1998): What is happening to the West Antarctic Ice Sheet?. - *Eos*, 79 (22).
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. - *Geological Society of America Bulletin*, 76: 803-832.
- Bishop, J.K.B. (1988): The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. - *Nature*, 332: 341-343.
- Blankenship, D.D., Bell, R.E., Hodge, S.M., Brozena J.M., Behrendt, J.C. & Finn, C.A. (1993): Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability. - *Nature*, 361: 526-529.
- Blattner, P., Grindley, G.W. & Adams, C.J. (1997): Low ^{18}O terranes tracking Mesozoic polar climates in the South Pacific.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (3): 569-576.
- Boltovskoy, E., Boltovskoy, D., Correa, N. & Brandini, F. (1996): Planktic foraminifera from the southwestern Atlantic (30°-60°S): species-specific patterns in the upper 50 m. - *Marine Micropaleontology*, 28: 53-72.
- Bonn, W.J. (1995): Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor. - *Berichte zur Polarforschung*, 180: 186 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Bonn, W.J., Gingele, F.X., Grobe, H., Mackensen, A. & Fütterer, D.K. (1998): Palaeoproductivity at the Antarctic continental margin: opal and barium records for the last 400 ka. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139: 195-211.
- Boyd, P.W., Robinson, C., Savidge, G., & Williams, P.J. leB. (1995): Water column and sea-ice primary production during Austral spring in the Bellingshausen Sea. - *Deep-Sea Research II*, 42 (4-5): 1177-1200.
- Bradshaw, J.D., Andrews, P.D. & Field, B.D. (1983): Swanson Formation and related rocks of Marie Byrd Land: a comparison with the Robertson Bay Group of Northern Victoria Land. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics*: 274-279; Universitetsforlaget (Oslo).
- Brathauer, U. & Abelmann, A. (1999): Late Quaternary variations in sea surface temperatures and their relationship to orbital forcing recorded in the Southern Ocean (Atlantic sector). - *Paleoceanography*, 14 (2): 135-148.
- Braun, B. (1997): Rekonstruktion glaziomariner Sedimentationsprozesse am Kontinentalrand des westlichen Bellingshausenmeeres. - *Diplomarbeit*, 83 S.; Geologisches Institut der Universität Würzburg (Würzburg).
- Broecker, W.S. (1982): Ocean chemistry during glacial time. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 1689-1705.
- Burckle, L. H. (1982): First appearance datum of *Hemidiscus karstenii* in late Pleistocene of the subantarctic region. - *Antarctic Journal of the U.S.*, 17 (5): 142-143.
- Burckle, L.H., Robinson, D. & Cooke, D. (1982): Reappraisal of sea-ice distribution in Atlantic and Pacific sectors of the Southern Ocean at 18.000 yr BP. - *Nature*, 299: 435-437.

- Burckle, L. H. & Potter, N. (1996): Pliocene-Pleistocene diatoms in Paleozoic and Mesozoic sedimentary and igneous rocks from Antarctica: A Sirius problem solved. - *Geology*, 24 (3): 235-238.
- Butler, R.F. (1992): *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic terranes*. - 319 S.; Blackwell Scientific Publication (Boston).
- Camerlenghi, A., Crise, A., Pudsey, C.J., Accerboni, E., Laterza, R. & Rebesco, M. (1997): Ten-month observation of the bottom current regime across a sediment drift of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. - *Antarctic Science*, 9 (4): 426-433.
- Campbell, I.B. & Claridge, G.G.C. (1987): *Antarctica: Soils, Weathering Processes and Environment*. - Developments in soil science, 16, 368 S; Elsevier (Amsterdam).
- Cande, S.C. & Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. - *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4): 6093-6095.
- Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*. - 623 S.; Springer-Verlag (Berlin - Heidelberg).
- Chappell, J. (1998): Jive talking. - *Nature*, 394: 130-131.
- Charles, C.D. & Fairbanks, R.G. (1990): Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of Southern Ocean surface water. - In: Bleil, U. & Thiede, H. (Hrsg.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series, C 308: 519-538; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Clarke, T.S., Burkholder, P.D., Smithson, S.B. & Bentley, C.R. (1997): Optimum seismic shooting and recording parameters and a preliminary crustal model for the Byrd Subglacial Basin, Antarctica. - In: Ricci, C.A. (Hrsg.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, 485-493; Terra Antarctica Publication (Siena).
- Collinson, D.W. (1983): *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. - 503 S.; Chapman & Hall (London).
- Cook, R.A. & Davey, F.J. (1990): Hydrocarbon exploration and potential. - In: Glasby, G.P. (Hrsg.), *Antarctic Sector of the Pacific*, Elsevier Oceanography Series, 51: 155-185; Elsevier (Amsterdam).
- Cooke, D.W. & Hays, J.D. (1982): Estimates of Antarctic Ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience: 1017-1025*; University of Wisconsin Press (Madison).
- Cooper, R.A., Landis, C.A., LeMasurier, W.E. & Speden, I.G. (1982): Geologic history and regional patterns in New Zealand and West Antarctica - their paleotectonic and paleogeographic significance. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience: 43-53*; University of Wisconsin Press (Madison).
- Cordes, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). - *Berichte zur Polarforschung*, 71: 158 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Cunningham, A.P., Larter, R.D. & Barker, P.F. (1994): Glacially prograded sequences on the Bellingshausen Sea continental margin near 90 °W. - *Terra Antarctica*, 1 (2): 267-268.
- Curry, W.B., Duplessy, J.C., Labeyrie, L.D., & Shackleton, N.D. (1988): Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. - *Paleoceanography*, 3 (3): 317-341.
- Dalziel, I.W.D., & Elliot, D.H. (1982): West Antarctica: problem child of Gondwanaland. - *Tectonics*, 1: 3-19.
- Dehairs, F., Chesselet, R. & Jedwab, J. (1980): Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. - *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 528-550.
- Dehairs, F., Baeyens, W. & Goeyens, L. (1992): Accumulation of suspended barite at meso-pelagic depths and export production in the Southern Ocean. - *Science*, 258: 1332-1335.
- Denton, G.H. & Hughes, T.J. (1981): *The last great Ice Sheets*. - 485 S.; John Wiley (New York).
- DeMaster, D.J., Ragueneau, O. & Nittrouer, C.A. (1996): Preservation efficiencies and accumulation rates for biogenic silica and organic C, N, and P in high-latitude sediments: the Ross Sea. - *Journal of Geophysical Research*, 101: 18501-18518.
- Dieckmann, G.S., Spindler, M., Lange, M.A., Ackley, S.F. & Eicken, H. (1991): Antarctic sea ice: a habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. - *Journal of Foraminiferal Research*, 21(2): 182-189.
- Diekmann, B. & Kuhn, G. (1997): Terrigene Partikeltransporte als Abbild spätquartärer Tiefen- und Bodenwasserzirkulation im Südatlantik und angrenzendem Südpolarmeer. - *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 148: 405-429.

- Diekmann, B., Petschick, R., Gingele, F.X., Fütterer, D.K., Abelmann, A., Brathauer, U., Gersonde, R. & Mackensen, A. (1996): Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the southeastern South Atlantic: implications for past changes of deep water advection. - In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G. & Webb, D.J. (Hrsg.), *The South Atlantic: Present and Past Circulation: 621-644*; Springer-Verlag (Berlin - Heidelberg).
- Diekmann, B., Kuhn, G., Mackensen, A., Petschick, R., Fütterer, D.K., Gersonde, R., Rühlemann, C. & Niebler, H.S. (1999): Kaolinite and chlorite as tracers of modern and Late Quaternary deep water circulation in the South Atlantic and the adjoining Southern Ocean. - In: Fischer, G. & Wefer, G. (Hrsg.), *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*; Springer-Verlag (Berlin - Heidelberg).
- DiVenere, V., Kent, D.V., & Dalziel, I.W.D. (1996): Summary of palaeomagnetic results from West Antarctica: implications for the tectonic evolution of the Pacific margin of Gondwana during the Mesozoic. - In: Storey, B.C., King, E.C. & Livermore, R.A. (Hrsg.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*, Geological Society Special Publication No. 108: 31-43; The Geological Society (London).
- Domack, E.W. (1992): Modern carbon-14 ages and reservoir corrections for the Antarctic Peninsula and Gerlache Strait area. - *Antarctic Journal of the U.S.*, 27: 63-64.
- Domack, E.W. & Ishman, S. (1993): Oceanographic and physiographic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. - *Geological Society of America Bulletin*, 105: 1175-1189.
- Domack, E.W. & McClennen, C.E. (1996): Accumulation of glacial marine sediments in fjords of the Antarctic Peninsula and their use as Late Holocene paleoenvironmental indicators. - In: Ross, R.M., Hofmann, E.E. & Quetin, L.B. (Hrsg.), *Foundations for ecological Research west of the Antarctic Peninsula*, Antarctic Research Series, 70: 135-154; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Drewry, D.J. (1983): *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio*. - Scott Polar Research Institute (Cambridge).
- Drewry, D.J. & Cooper, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. - *Annals of Glaciology*, 2: 117-122.
- Duplessy J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L.D., Oppo, D. & Kallel, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. - *Paleoceanography*, 3 (3): 343-360.
- Dymond, J., Suess, E. & Lyle, M. (1992): Barium in deep-sea sediments: a geochemical proxy for paleoproductivity. - *Paleoceanography*, 7: 163-181.
- Ehrmann, W.U. (1994): Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. - *Berichte zur Polarforschung*, 137: 152 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Ehrmann, W.U. (1998): Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139: 213-231.
- Ehrmann, W.U. & Fütterer (1994): Clay mineral assemblages in the Cenozoic Antarctic Ocean. - *Terra Antarctica*, 1 (2): 475-476.
- Ehrmann, W.U., Melles, M., Kuhn, G. & Grobe, H. (1992): Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean. - *Marine Geology*, 107: 249-273.
- Elliot, D.H. (1983): The Mid-Mesozoic to Mid-Cenozoic active plate margin of the Antarctic Peninsula. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), *Antarctic Earth Science: 346-351*; Cambridge University Press (Cambridge).
- Elliot, D.H. (1991): Triassic - early Cretaceous evolution of Antarctica. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*, 541-548; Cambridge University Press (Cambridge).
- Elliot, D.H. (1997): The planar crest of Graham Land, northern Antarctic Peninsula: possible origins and timing of uplift. - In: Barker, P.F. & Cooper, A.K. (Hrsg.), *Geology and seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin, part 2*, Antarctic Research Series, 71: 51-73; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- El-Sayed, S.Z. (1990): Plankton. - In: Glasby, G.P. (Hrsg.), *Antarctic Sector of the Pacific*, Elsevier Oceanography Series, 51: 207-240; Elsevier (Amsterdam).
- Farrell, J.W. & Prell, W.L. (1991): Pacific CaCO₃ preservation and $\delta^{18}\text{O}$ since 4 Ma: paleo-oceanic and paleoclimatic implications. - *Paleoceanography*, 6 (4): 485-498.
- Ferrigno, J.G., Williams, Jr., R.S., Rosanova, C.E., Lucchitta, B.K. & Swithinbank, C. (1998): Analysis of coastal change in Marie Byrd Land and Ellsworth Land, West Antarctica, using Landsat imagery. - *Annals of Glaciology*, 27: 33-40.

- Fileman, T.W., Pond, D.W., Barlow, R.G. & Mantoura, R.F.C. (1998): Vertical profiles of pigments, fatty acids and amino acids: evidence for undegraded diatomaceous material sedimenting to the deep ocean in the Bellingshausen Sea, Antarctica. - *Deep-Sea Research I*, 45: 333-346.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J., Mastroianni, D. & Deck, B. (1999): Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations. - *Science*, 283: 1712-1714.
- Francois, R., Honjo, S., Manganini, S.J. & Ravizza, G.E. (1995): Biogenic barium fluxes to the deep sea: implications for paleoproductivity reconstructions. - *Global Biochemical Cycles*, 9 (2): 289-303.
- Frank, M., Eisenhauer, A., Bonn, W.J., Walter, P., Grobe, H., Kubik, P.W., Dittrich-Hannen, B. & Mangini, A. (1995): Sediment redistribution versus paleoproductivity change: Weddell Sea margin sediment stratigraphy and biogenic particle flux of the last 250.000 years deduced from ²³⁰Th_{ex}, ¹⁰Be and biogenic barium profiles. - *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 559-573.
- Frank, M., Gersonde, R., Rutgers van der Loeff, M., Kuhn, G. & Mangini, A. (1996): Late Quaternary sediment dating and quantification of lateral sediment redistribution applying ²³⁰Th_{ex}: a study from the eastern Atlantic sector of the Southern Ocean. - *Geologische Rundschau*, 85: 554-566.
- Fütterer, D.K. (Hrsg.) (1988): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988. - *Berichte zur Polarforschung*, 58: 270 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Gaudichet, A., De Angelis M., Joussaume, S., Petit, J.R., Korotkevitch, Y.S. & Petrov, V.N. (1992): Comments on the origin of dust in East Antarctica for present and ice age conditions. - *Journal of Atmospheric Chemistry*, 14: 129-142.
- Gealy, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. - In: Winterer, E.L. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 7: 1081-1104; U.S. Government Printing Office (Washington D.C.).
- Gersonde, R. & Barcena, M.A. (1998): Revision of the upper Pliocene-Pleistocene diatom biostratigraphy for the northern belt of the Southern Ocean. - *Micropaleontology*, 44 (1): 84-98.
- Gilbert, I.M., Pudsey, C.J. & Murray, J.W. (1998): A sediment record of cyclic bottom-current variability from the northwest Weddell Sea. - *Sedimentary Geology*, 115: 185-214.
- Gingele, F.X. & Dahmke, A. (1994): Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. - *Paleoceanography*, 9 (1): 151-168.
- Gingele, F.X., Kuhn, G., Maus, B., Melles, M. & Schöne, T. (1997): Holocene ice retreat from the Lazarev Sea shelf, East Antarctica. - *Continental Shelf Research*, 17 (2): 137-163.
- Gleitz, M., Bathmann, U.V. & Lochte, K. (1994): Build-up and decline of summer phytoplankton biomass in the eastern Weddell Sea, Antarctica. - *Polar Biology*, 14: 413-422.
- Gloersen, P., Campbell, W.J., Cavalieri, D.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L. & Zwally, H.J. (1993): Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis. - *NASA Special Publication*, 511: 290 S.; NASA (Washington D.C.).
- Goodell, H.G. (1973): The sediments. - In: Goodell, H.G., Houtz, R., Ewing, M., Hayes, D., Naini, B., Echols, R.J., Kennett, J.P. & Donahue, J.G., *Marine Sediments of the Southern Oceans*, Antarctic Map Folio Series, 17; 1-9; American Geographical Society (New York).
- Goodell, H.G. & Watkins, N.D. (1968): The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20 °West to 160 °East longitude. - *Deep-Sea Research*, 15: 89-112.
- Gonzalez-Ferran, O. (1991): Antarctic volcanic hazard. - *Korean Journal of Polar Research*, 2 (1): 97-105.
- Gonzalez-Ferran, O. & Gonzalez-Bonorino, F. (1972): The volcanic ranges of Marie Byrd Land between Long. 100 and 140 °W. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics* : 261-275; Universitetsforlaget (Oslo).
- Gonzalez-Ferran, O. & Vergara, M. (1972): Post-Miocene volcanic petrographic provinces of West Antarctica and their relation to the southern Andes of South America. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics* : 187-195; Universitetsforlaget (Oslo).
- Gow, A.J., Epstein S., & Sheehy, W. (1979): On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet. - *Journal of Glaciology*, 23 (89): 185-192.
- Grindley, G.W. & Mildenhall, D.C. (1981): Geological background to a Devonian plant fossil discovery, Ruppert Coast, Marie Byrd Land, West Antarctica. - In: Cresswell, M. M. & Vella, P. (Hrsg.), *Gondwana Five: Selected Papers and Abstracts of Papers presented at the Fifth International Gondwana Symposium*: 23-30; Wellington (Neuseeland).

- Grindley, G.W. & Oliver, P.J. (1983): Palaeomagnetism of Cretaceous volcanic rocks from Marie Byrd Land, Antarctica - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), Antarctic Earth Science: 573-578; Cambridge University Press (Cambridge).
- Grobe, H. (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. - Polarforschung, 57 (3): 123-126.
- Grobe, H., Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Spiess, V. & Fütterer, D.K. (1990a): Stable isotope record and Late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. - In: Bleil, U. & Thiede, H. (Hrsg.), Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series, C 308: 539-572; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Grobe, H., Fütterer, D.K. & Spieß, V. (1990b): Oligocene to Quaternary sedimentation processes on the Antarctic continental margin, ODP Leg 113, Site 693. - In: Barker, P.F., Kennett, J. P., et al. (Hrsg.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 113: 121-131; Ocean Drilling Program, College Station (TX).
- Grobe, H. & Mackensen, A. (1992): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. - In: Kennett, J.P. & Warnke, D.A. (Hrsg.), The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change, Antarctic Research Series, 56: 349-376; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Grobe, H., Fütterer, D.K., Hubberten, H.-W., Kuhn, G. & Mackensen, A. (1993): Zur Entwicklung der spätquartären Sedimentfazies im Südpolarmeer. - Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 144: 330-351.
- Grünig, S. (1991): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). - Berichte zur Polarforschung, 75: 196 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Hall, B.L. & Denton, G.H. (1996): Deglacial chronology of the western Ross Sea. - Antarctic Journal of the U.S., 31 (2): 78-80.
- Halpern, M. (1972): Rb-Sr total-rock and mineral ages from the Marguerite Bay area, Kohler Range and Fosdick Mountains. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), Antarctic Geology and Geophysics: 197-204; Universitetsforlaget (Oslo).
- Halpern, M. & Wade, F.A. (1979): Rubidium-strontium geochronology of plutonic igneous rocks from Hobbs and Walgreen coasts, Marie Byrd Land. - Antarctic Journal of the U.S., 14 (5): 18-19.
- Hamilton, E.L. (1971): Prediction of in-situ acoustic and elastic properties of marine sediments. - Geophysics, 36 (2): 266-284.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B. & Langway, Jr., C.C. (1994): Electrical conductivity method (ECM) stratigraphic dating of the Byrd Station ice core, Antarctica. - Annals of Glaciology, 20: 115-120.
- Haug, G.H. & Tiedemann, R. (1998): Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. - Nature, 393: 673-676.
- Hays, J.D. & Opdyke, N.D. (1967): Antarctic radiolaria, magnetic reversals, and climatic change. - Science, 158 (3804): 1001-1004.
- Hays, J.D. & Shackleton, N.D. (1976): Globally synchronous extinction of the radiolarian *Stylatractus universus*. - Geology, 4: 649-652.
- Hearty, P.J., Kindler, P., Cheng, H. & Edwards, R.L. (1999): A +20 m middle Pleistocene sea-level highstand (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. - Geology, 27 (4): 375-378.
- Hellmer, H.H., Bersch, M., Augstein, E. & Grabemann, I. (1985): The Southern Ocean: A survey of oceanographic and marine meteorological research work. - Berichte zur Polarforschung, 26: 115 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Hellmer, H.H., Jacobs, S.S. & Jenkins, A. (1998): Oceanic erosion of a floating Antarctic glacier in the Amundsen Sea. - In: Jacobs, S. & Weiss, R. (Hrsg.), Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin, Antarctic Research Series, 75: 83-99; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Hillenbrand, C.-D. (1994): Spätquartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalrand des nordöstlichen Bellingshausenmeeres (Antarktis). - Diplomarbeit, 124 S.; Geologisches Institut der Universität Würzburg (Würzburg).
- Hodell, D.A. (1993): Late Pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the Southern Ocean: Ocean Drilling Program Hole 704A. - Paleoceanography, 8 (1): 47-67.
- Hodell, D.A. & Venz, K. (1992): Toward a high-resolution stable isotopic record of the Southern Ocean during the Pliocene-Pleistocene (4.8 to 0.8 Ma). - In: Kennett, J.D. & Warnke, D.A. (Hrsg.), The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change, Antarctic Research Series, 56: 265-310; American Geophysical Union (Washington D.C.).

- Hofmann, E.E., Klinck, J.M., Lascara, C.M. & Smith, D.A. (1996): Water mass distribution and circulation west of the Antarctic Peninsula and including Bransfield Strait. - In: Ross, R.M., Hofmann, E.E. & Quetin, L.B. (Hrsg.), *Foundations for Ecological Research west of the Antarctic Peninsula*, Antarctic Research Series, 70: 61-80; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Hollister, C.D., Craddock, C., et al. (1976): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 35: 930 S.; U.S. Government Printing Office (Washington D.C.).
- Hollister, C.D. & Heezen, B.C. (1967): The floor of the Bellingshausen Sea. - In: Hersey, J.B. (Hrsg.), *Deep-sea photography*. - The John Hopkins Studies, 3: 177-189; The John Hopkins Press (Baltimore).
- Howard, W.R. (1997): A warm future in the past. - *Nature*, 388: 418-419.
- Howard, W.R. & Prell, W.L. (1994): Late Quaternary CaCO₃ production and preservation in the Southern Ocean: implications for oceanic and atmospheric carbon cycling. - *Paleoceanography*, 9 (3): 453-482.
- Huang, T.C., Watkins, N.D. & Shaw, D.M. (1975): Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: volcanism in subantarctic latitudes of the South Pacific during Late Pliocene and Pleistocene time. - *Geological Society of America Bulletin*, 86: 1305-1315.
- Hughes, T. (1973): Is the West Antarctic ice sheet disintegrating?. - *Journal of Geophysical Research*, 78 (33): 7884-7910.
- Huybrechts, P. (1992): The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. - *Berichte zur Polarforschung*, 99: 241 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. - In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kugka, G. & Saltzman, B. (Hrsg.), *Milankovitch and Climate, Part 1*, NATO ASI Series, C 126: 269-305; Reidel Publication Company (Dordrecht).
- Ishman, S.E. & Domack, E.W. (1994): Oceanographic control on benthic foraminifers from the Bellingshausen margin of the Antarctic Peninsula. - *Marine Micropaleontology*, 24: 119-155.
- Jacobs, S.S. (1989): Marine controls on modern sedimentation on the Antarctic continental shelf. - *Marine Geology*, 85: 121-153.
- Jacobs, S.S. & Comiso, J.C. (1993): A recent sea-ice retreat west of the Antarctic Peninsula. - *Geophysical Research Letters*, 20: 1171-1174.
- Jacobs, S.S. & Comiso, J.C. (1997): Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. - *Journal of Climate*, 10: 697-709.
- Jacobs, S.S., Hellmer, H.H. & Jenkins, A. (1996): Antarctic ice sheet melting in the Southeast Pacific. - *Geophysical Research Letters*, 23 (9): 957-960.
- Jankowski, E.J., Drewry, D.J. & Behrendt, J.C. (1983): Magnetic studies of upper crustal structure in West Antarctica and the boundary with East Antarctica. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), *Antarctic Earth Science: 197-203*; Cambridge University Press (Cambridge).
- Jenkins, A., Vaughan, D.G., Jacobs, S.S., Hellmer, H.H. & Keys, J.R. (1997): Glaciological and oceanographic evidence of high melt rates beneath Pine Island Glacier, West Antarctica. - *Journal of Glaciology*, 43 (143): 114-121.
- Kagami, H., Kuramochi, H. & Shima, Y. (1991): Submarine canyons in the Bellingshausen and Riiser-Larsen Seas around Antarctica. - *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences*, 5: 84-98.
- Katz, H.R. (1982): West Antarctica and New Zealand: a geologic test of the model of continental split. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience: 31-41*; University of Wisconsin Press (Madison).
- Kellogg, T.B., Kellogg, D.E. & Anderson, J.B. (1982): Preliminary results of microfossil analyses of Amundsen Sea sediment cores. - *Antarctic Journal of the U.S.*, 17 (5): 125-126.
- Kellogg, D.E. & Kellogg, T.B. (1987a): Microfossil distributions in modern Amundsen Sea sediments. - *Marine Micropaleontology*, 12: 203-222.
- Kellogg, T.B. & Kellogg, D.E. (1987b): Late Quaternary deglaciation of the Amundsen Sea: implications for ice sheet modelling. - In: Waddington, E.D. & Waider, J.S. (Hrsg.), *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*, IAHS Publ., 170: 349-357.
- Kellogg, T.B. & Kellogg, D.E. (1987c): Recent glacial history and rapid ice-stream retreat in the Amundsen Sea. - *Journal of Geophysical Research*, 92 (B9): 8859-8864.

- Kellogg, T.B. & Kellogg, D.E. (1988): Antarctic cryogenic sediments: biotic and inorganic facies of ice shelf and marine-based ice sheet environments. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67: 51-74.
- Kellogg, D.E. & Kellogg, T.B. (1996): Diatoms in South Pole ice: implications for eolian contamination of Sirius Group deposits. - *Geology*, 24 (2): 115-118.
- Kellogg, K.S. & Rowley, P.D. (1991): Tectonic evolution of south-eastern Antarctic Peninsula. - In: Thomson, M.R.A.; Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*, 461-465; Cambridge University Press (Cambridge).
- Kennett, J.P. (1970): Pleistocene paleoclimates and foraminiferal biostratigraphy in subantarctic deep-sea cores. - *Deep-Sea Research*, 17: 125-140.
- Kennett, J.P. & Barker, P.F. (1990): Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: an ocean-drilling perspective. - In: Barker, P.F., Kennett, J. P., et al. (Hrsg.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 113: 937-960; Ocean Drilling Program, College Station (TX).
- Kerr, R.A. (1998): Signs of past collapse beneath Antarctic ice. - *Science*, 281: 17-19.
- Keys, J.R. (1990): Ice. - In: Glasby, G.P. (Hrsg.), *Antarctic Sector of the Pacific*, Elsevier Oceanography Series, 51: 95-123; Elsevier (Amsterdam).
- Kohfeld, K. E. (1998): *Geochemistry and Ecology of Polar Planktonic Foraminifera, and Applications to Paleooceanographic Reconstructions*. - PhD Thesis, 252 S.; Columbia University (New York).
- Koshlyakov, M.N., Belkin, I.M., Radikevich, V.M., & Romanov, Y.A. (1994): Icebergs along 67°S in the Pacific Sector of the Antarctic in February-March of 1992. - *Oceanology*, 33 (6): 720-726.
- Kyle, P.R. & Seward, D. (1984): Dispersed rhyolitic tephra from New Zealand in deep-sea sediments of the Southern Ocean. - *Geology*, 12: 487-490.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C. & Blanc, P.L. (1987): Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. - *Nature*, 327: 477-482.
- LaBrecque, J., Rabinowitz, P.D. & Brenner, C. (1983): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), Scale 1:10,000,000. 5-16; Canadian Hydrographic Service (Ottawa).
- Lambeck, K. & Nakada, M. (1992): Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations. - *Nature*, 357: 125-128.
- Larter, R.D. & Barker, P.F. (1991a): Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate. - *Journal of Geophysical Research*, 96 (B12): 19583-19607.
- Larter, R.D. & Barker, P.F. (1991b): Neogene interaction of tectonic and glacial processes at the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. - In: Macdonald, D. I. M. (Hrsg.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*, Special Publication No. 12 of the International Association of Sedimentologists : 165-186.
- Larter, R.D. & Cunningham, A.P. (1993): The depositional pattern and distribution of glacial-interglacial sequences on the Antarctic Peninsula Pacific margin. - *Marine Geology*, 109: 203-219.
- Larter, R.D. & Vanneste, L.E. (1995): Relict subglacial deltas on the Antarctic Peninsula outer shelf. - *Geology*, 23 (1): 33-36.
- Larter, R.D., Rebesco, M., Vanneste, L.E., Gamboa, L.A.P. & Barker, P.F., 1997: Cenozoic tectonic, sedimentary and glacial history of the continental shelf west of Graham Land, Antarctic Peninsula.- In: Barker, P.F. & Cooper, A.K. (Hrsg.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, part 2, Antarctic Research Series*, 71: 1-27; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Laudon, T.S. (1991): Petrology of sedimentary rocks from the English Coast, eastern Ellsworth Land. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*, 455-460; Cambridge University Press (Cambridge).
- Lawver, L.A., Gahagan, L. M. & Coffin, M.F. (1992): The development of paleoseaways around Antarctica. - In: Kennett, J.P. & Warnke, D.A. (Hrsg.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, Antarctic Research Series, 56: 7-30; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Leat, P.T., Storey, B.C. & Pankhurst, R.J. (1993): Geochemistry of Palaeozoic-Mesozoic Pacific rim orogenic magmatism, Thurston Island area, West Antarctica. - *Antarctic Science*, 5 (3): 281-296.
- LeMasurier, W.E. (1972): Volcanic record of Cenozoic glacial history of Marie Byrd Land. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics*: 251-259; Universitetsforlaget (Oslo).

- LeMasurier, W.E. & Landis, C.A. (1996): Mantle-plume activity recorded by low-relief erosion surfaces in West Antarctica and New Zealand. - *Geological Society of America Bulletin*, 108: 1450-1466.
- LeMasurier, W.E. & Landis, C.A. (1997): The West Antarctic erosion surface: its role in determining the timing of mantle plume activity, uplift, and erosion during Late Cretaceous-Cenozoic time in Marie Byrd Land. - In: Ricci, C.A. (Hrsg.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, 481-484; Terra Antarctica Publication (Siena).
- LeMasurier, W.E. & Rex, D.C. (1982a): Volcanic record of Cenozoic glacial history in Marie Byrd Land and western Ellsworth Land: revised chronology and evaluation of tectonic factors. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience: 725-734*; University of Wisconsin Press (Madison).
- LeMasurier, W.E. & Rex, D.C. (1982b): Eruptive potential of volcanoes in Marie Byrd Land. - *Antarctic Journal of the U.S.*, 17 (5): 34-36.
- LeMasurier, W.E. & Rex, D.C. (1983): Rates of uplift and the scale of ice level instabilities recorded by volcanic rocks in Marie Byrd Land, West Antarctica - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), *Antarctic Earth Science: 663-670*; Cambridge University Press (Cambridge).
- LeMasurier, W.E. & Rex, D.C. (1989): Evolution of linear volcanic ranges in Marie Byrd Land, West Antarctica. - *Journal of Geophysical Research*, 94 (B6): 7223-7236.
- LeMasurier, W.E. & Rex, D.C. (1991): The Marie Byrd Land volcanic province and its relation to the Cainozoic West Antarctic rift system. - In: Tingey, R.J. (Hrsg.), *The Geology of Antarctica: 249-284*; Oxford University Press (New York).
- LeMasurier, W.E. & Rex, D.C. (1994): Geologic events of the past 100 million years revealed by K-Ar dating of volcanic rocks from Marie Byrd land: implication for the offshore sedimentary record. - *Terra Antarctica*, 1 (2): 449-451.
- LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (Hrsg.) (1990): *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*. - *Antarctic Research Series*, 48: 487 S.; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- LeMasurier, W.E., Harwood, D.M. & Rex, D.C. (1994): Geology of Mount Murphy Volcano: an 8-m.y. history of interaction between a rift volcano and the West Antarctic ice sheet. - *Geological Society of America Bulletin*, 106: 265-280.
- Leventer, A., Domack, E.W., Ishman, S.E., Brachfeld, S., McClennen, C.E., & Manley, P. (1996): Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctic Peninsula region: understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota. - *Geological Society of America Bulletin*, 108: 1626-1644.
- Licht, K.J., Jennings, A.E., Andrews, J.T. & Williams, K.M. (1996): Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. - *Geology*, 24 (3): 223-226.
- Lisitzin, A.P. (1996): *Oceanic Sedimentation: Lithology and Geochemistry*. - 400 S.; American Geophysical Union (Washington).
- Lisker, F. (1996): Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen. - *Berichte zur Polarforschung*, 198: 108 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Lopatin, B.G. & Orlenko, E.M. (1972): Outline of the geology of Marie Byrd Land and the Eights Coast. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics: 245-250*; Universitetsforlaget (Oslo).
- Luyendyk, B.P. (1997): Slab capture versus ridge collision as an explanation for Cretaceous extension and rifting of East Gondwana. - In: Ricci, C.A. (Hrsg.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, 467-474; Terra Antarctica Publication (Siena).
- Luyendyk, B.P., Richard, S.M., Smith, C.H. & Kimbrough, D.L. (1992): Geological and geophysical exploration in the northern Ford Ranges, Marie Byrd Land, West Antarctica. - In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. & Shiraiishi, K. (Hrsg.), *Recent Progress in Antarctic Earth Science: 279-288*; Terra Scientific Publishing Company (Tokyo).
- MacAyeal, D.R. (1992): Irregular oscillations of the West Antarctic Ice Sheet. - *Nature*, 359: 29-32.
- Mackensen, A. (1997): Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen. - *Berichte zur Polarforschung*, 243: 146 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Mackensen, A., Grobe, H., Hubberten, H.-W., Spiess, V. & Fütterer, D.K. (1989): Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. - *Marine Geology*, 87: 315-321.

- Mackensen, A., Grobe, H., Kuhn, G. & Fütterer, D.K. (1990): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68° and 73°S: distribution, ecology and fossilization potential. - *Marine Micropaleontology*, 16: 241-283.
- Mackensen, A., Grobe, H., Hubberten & Kuhn, G. (1994): Benthic foraminiferal assemblages and the $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Glacial-to-interglacial contrasts. - In: Zahn, R., et al. (Hrsg.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, NATO ASI Series, I 17: 105-574; Springer (Berlin-Heidelberg).
- Mantyla, A.W. & Reid, J.L. (1983): Abyssal characteristics of the World Ocean waters. - *Deep-Sea Research*, 30 (8a): 805-833.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. - *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- McGinnis, J.P. & Hayes, D.E. (1995): The roles of downslope and along-slope depositional processes: southern Antarctic Peninsula continental rise. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F. & Brancolini, G. (Hrsg.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*, Antarctic Research Series, 68: 141-156; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- McGinnis, J.P., Hayes, D.E. & Driscoll N.W. (1997): Sedimentary processes across the continental rise of the southern Antarctic Peninsula. - *Marine Geology*, 141: 91-109.
- McIntosh, W.C. & Wilch, T.I. (1995): Late Pleistocene (223-125 ka) Plinian eruptions in Marie Byrd Land: potential time horizons in West Antarctic ice cores. - In: VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, 10-15 September 1995, Siena (Italy) : abstracts, plenary lectures, oral and poster sessions: S. 261; VII ISAES(Siena).
- McIntyre, L. & Kaczmarek, I. (1996): Improved resolution of the Pleistocene extinction level of *Stylatractus universus* Hays (Radiolaria) in ODP Hole 745B, Kerguelen Plateau. - *Micropaleontology*, 42 (4): 375-379.
- Melles, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am südlichen Kontinentalrand des Weddellmeeres. - *Berichte zur Polarforschung*, 81: 190 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Melles, M., Kuhn, G., Fütterer, D.K. & Meischner, D. (1995): Processes of modern sedimentation in the southern Weddell Sea, Antarctica - evidence from surface sediments. - *Polarforschung*, 64 (2): 45-74.
- Miller, H. & Grobe, H. (Hrsg.) (1996): Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS "Polarstern" 1994. - *Berichte zur Polarforschung*, 188: 115 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Mudelsee, M. & Schulz, M. (1997): The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. - *Earth and Planetary Science Letters*, 151: 117-123.
- Müller, P.J. & Schneider, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep Sea Research*, 40 (3): 425-444.
- Müller, P.J. & Suess, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. - *Deep Sea Research*, 26A: 1347-1362.
- Munsell Soil Color Charts (1975): Loseblattsammlung; Munsell Color, Macbeth A Division, Kollmorgen Corporation (Baltimore).
- Nayudu, Y.R. (1971): Lithology and chemistry of surface sediments in subantarctic regions of the Pacific Ocean. - In: Reid, J.L. (Hrsg.), *Antarctic Oceanology I*, Antarctic Research Series, 15: 247-282; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Nechaev, D.A., Panteleev, G.G. & Yaremchuk, M.I. (1997): The circulation in the Amundsen and Bellingshausen Seas from atmospheric and oceanic climatic data. - *Oceanology*, 37 (56): 586-594.
- Niebler, H.-S. (1995): Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik. - *Berichte zur Polarforschung*, 167: 198 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Nitsche, F.-O. (1998): Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells. - *Berichte zur Polarforschung*, 258: 144 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Nitsche, F.-O., Göhl, K., Vanneste, K. & Miller, H. (1997): Seismic expression of glacially deposited sequences in the Bellingshausen and Amundsen Seas, West Antarctica. - In: Barker, P.F. & Cooper, A.K. (Hrsg.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic*

- margin, part 2, Antarctic Research Series, 71: 95-108; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Nowaczyk, N. R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - *Berichte zur Polarforschung*, 78: 187 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Nürnberg, C.C. (1995): Bariumfluß und Sedimentation im südlichen Südatlantik - Hinweise auf Produktivitätsänderungen im Quartär. - *Geomar Report*, 38: 109 S.; GEOMAR (Kiel).
- Nürnberg, C.C., Bohrmann, G., Schlüter, M. & Frank, M. (1997): Barium accumulation in the Atlantic sector of the Southern Ocean: results from 190.000-year records. - *Paleoceanography*, 12 (4): 594-603.
- Olbers, D., Gouretski, V., Seiß, G. & Schröter, J. (1992): Hydrographic atlas of the Southern Ocean. - Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Oppenheimer, M. (1998): Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet. - *Nature*, 393: 325-332.
- Oppo, D.W., Fairbanks, R.G., Gordon, A.L. & Shackleton, N.J. (1990): Late Pleistocene Southern Ocean $\delta^{13}\text{C}$ variability. - *Paleoceanography*, 5 (1): 43-54.
- Orsi, A.H., Whitworth III, T. & Nowlin Jr., W.D. (1995): On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. - *Deep-Sea Research I*, 42 (5): 641-673.
- Palais, J.M., Kyle, P.R., McIntosh, W.C. & Seward, D. (1988): Magmatic and phreatomagmatic volcanic activity at Mt. Takahe, West Antarctica, based on tephra layers in Byrd ice core and field observations at Mt. Takahe. - *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35: 295-317.
- Palais, J.M., Petit, J.-R., Lorius, C. & Korotkevich, Y.S. (1989): Tephra layers in the Vostok ice core: 160,000 years of southern hemisphere volcanism. - *Antarctic Journal of the U.S.*, 24 (5): 98-100.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., Storey, B.C. & Ireland, T.R. (1998): Geochronology and geochemistry of pre-Jurassic superterranes in Marie Byrd Land, West Antarctica. - *Journal of Geophysical Research*, 103 (B2): 2529-2547.
- Parkinson, C.L. (1994): Spatial patterns in the length of the sea ice season in the Southern Ocean, 1979-1986. - *Journal of Geophysical Research*, 99 (C8) : 16327-16339.
- Parkinson, C.L. (1995): Recent sea-ice advances in Baffin Bay/Davis Strait and retreats in the Bellingshausen Sea. - *Annals of Glaciology*, 21 : 348-352.
- Patterson, S.L. & Whitworth, T. (1990): Physical Oceanography. - In: Glasby, G.P. (Hrsg.), *Antarctic Sector of the Pacific*, Elsevier Oceanography Series, 51: 55-93; Elsevier (Amsterdam).
- Payne, A.J., Sugden, D.E. & Clapperton, C.M. (1989): Modelling the growth and decay of the Antarctic Peninsula ice sheet. - *Quaternary Research*, 31: 119-134.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core. - *Nature*, 399: 429-436.
- Petschick, R., Kuhn, G. & Gingele, F. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. - *Marine Geology*, 130: 203-229.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. & Hein, F.J. (1989): *Deep-Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*. - 416 S.; Unwin Hyman (London).
- Pollard, R.T., Read, J.F., Allen, J.T., Griffiths, G. & Morrison, A.I. (1995): On the physical structure of a front in the Bellingshausen Sea. - *Deep-Sea Research II*, 42 (4-5): 955-982.
- Pollock, D.E. (1997): The role of diatoms, dissolved silicate and Antarctic glaciation in glacial/interglacial climatic change: a hypothesis. - *Global and Planetary Change*, 14: 113-125.
- Pope, P.G. & Anderson, J.B. (1992): Late Quaternary glacial history of the northern Antarctic Peninsula's western continental shelf: evidence from the marine record. - *Antarctic Research Series*, 57: 63-91; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Potter, J.R., Talbot, M.H. & Paren, J.G. (1988): Oceanic regimes at the ice fronts of George VI Sound, Antarctic Peninsula. - *Continental Shelf Research*, 8 (4): 347-362.
- Prestvik, T. & Duncan, R.A. (1991): The geology and age of Peter I Øy, Antarctica. - *Polar Research*, 9 (1): 89-98.

- Pudsey, C.J., Barker, P.F. & Larter, R.D. (1994): Ice sheet retreat from the Antarctic Peninsula shelf. - *Continental Shelf Research*, 14 (15): 1647-1675.
- Pudsey, C.J. & Camerlenghi, A. (1998): Glacial-interglacial deposition on a sediment drift on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. - *Antarctic Science*, 10 (3): 286-308.
- Ragueneau, O., Treguer, P., Anderson, R.F., Brzezinski, M.A., DeMaster, D.J., Dugdale, R.C., Dymond, J., Fischer, G., Francois, R., Heinze, C., Leynaert, A., Meier-Reimer, E., Martin-Jezequel, V., Nelson, D.M. & Queguiner, B. (eingereicht): Understanding the Si cycle in the modern ocean, a pre-requisite for a better use of biogenic opal within a multi-proxy approach of the earth paleoproductivity. - *Global and Planetary Change*.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J. & Oppo, D.W. (1990): Evolution of Atlantic-Pacific $\delta^{13}\text{C}$ gradients over the last 2.5 m.y.. - *Earth and Planetary Science Letters*, 97: 353-368.
- Raymo, M.E., Hodell, D. & Jansen, E. (1992): Response of deep ocean circulation to initiation of northern hemisphere glaciation (3 - 2 Ma). - *Paleoceanography*, 7 (5): 645-672.
- Read, J.F., Pollard, R.T., Morrison, A.I. & Symon, C. (1995): On the southerly extent of the Antarctic Circumpolar Current in the southeast Pacific. - *Deep-Sea Research II*, 42 (4-5): 933-954.
- Rebesco, M., Larter, R.D., Camerlenghi, A. & Barker, P.F. (1996): Giant sediment drifts on the continental rise west of the Antarctic Peninsula. - *Geo-Marine Letters*, 16: 65-75.
- Rebesco, M., Larter, R.D., Barker, P.F., Camerlenghi, A. & Vanneste L.E. (1997): The history of sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula. - In: Barker, P.F. & Cooper, A.K. (Hrsg.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, part 2*, Antarctic Research Series, 71: 29-49; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Rebesco, M., Camerlenghi, A. & Zanolli, C. (1998): Bathymetry and morphogenesis of the continental margin west of the Antarctic Peninsula. - *Terra Antarctica*, 5 (4): 715-725.
- Robert, C. & Kennett, J.P. (1997): Antarctic continental weathering changes during Eocene-Oligocene cryosphere expansion: Clay mineral and oxygen isotope evidence. - *Geology*, 25 (7): 587-590.
- Robin, G. de Q. (1988): The Antarctic ice sheet, its history and response to sea level and climatic changes over the past 100 million years. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67: 31-50.
- Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F.J., Bertrand, P., Ganssen, G. & Caulet, J.P. (1998): Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. - *Nature*, 394: 162-165.
- Rowley, P.D., Kellogg, K.S., Vennum, W.R., Laudon, T.S., Thomson, J.W., O'Neill, J.M. & Lidke, D.J. (1991): Tectonic setting of the English Coast, eastern Ellsworth Land, Antarctica. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*, 467-473; Cambridge University Press (Cambridge).
- Richard, S.M. (1992): Structure and cooling history of the Fosdick Metamorphic Complex, Marie Byrd Land, West Antarctica. - In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. & Shiraishi, K. (Hrsg.), *Recent Progress in Antarctic Earth Science: 289-294*; Terra Scientific Publishing Company (Tokyo).
- Rignot, E.J. (1998): Fast recession of a West Antarctic glacier. - *Science*, 281: 549-551.
- Robins, D.B., Harris, R.P., Bedo, A.W., Fernandez, E., Fileman, T.W., Harbour, D.S. & Head, R.N. (1995): The relationship between suspended particulate material, phytoplankton and zooplankton during the retreat of the marginal ice zone in the Bellingshausen Sea. - *Deep-Sea Research II*, 42 (4-5): 1137-1158.
- Rösler, H.J. & Lange, H. (1972): *Geochemical Tables*. - 468 S.; Elsevier (New York).
- Roy, S. (1981): *Manganese Deposits*. - 458 S.; Academic Press (London).
- Rubin, S.I., Takahashi, T., Chipman, D.W. & Goddard, J.G. (1998): Primary productivity and nutrient utilization ratios in the Pacific sector of the Southern Ocean based on seasonal changes in seawater chemistry. - *Deep-Sea Research I*, 45: 1211-1238.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M. & Backman, J. (1989): Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and North Atlantic ocean. - *Paleoceanography*, 4: 353-412.
- Rutford, R.H., Craddock, C. & Bastien, T.W. (1968): Late Tertiary glaciation and sea-level changes in Antarctica. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 5: 15-39.
- Savidge, G., Harbour, D., Gilpin, I.C. & Boyd, P.W. (1995): Phytoplankton distributions and production in the Bellingshausen Sea, Austral spring 1992. - *Deep-Sea Research II*, 42 (4-5): 1201-1224.
- Scherer, R.P., Aldahan, A., Tulaczyk, S., Possnert, G., Engelhardt, H. & Kamb, B. (1998): Pleistocene collapse of the West Antarctic Ice Sheet. - *Science*, 281: 82-85.

- Schlüter, M. (1990): Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres. Geochemische Analyse und Modellierung. - Berichte zur Polarforschung, 73: 156 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Schönfeld, J. (1996): The "Stilostomella Extinction". Structure and dynamics of the last turnover in deep-sea benthic foraminiferal assemblages. - In: Moguilevsky, A. & Whatley, R. (Hrsg.), Microfossils and oceanic environments : 27-37; Aberystwyth-Press, University of Wales (Aberystwyth).
- Schubert, C. (1995): Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans : Terrigener Eintrag und marine Produktivität. - Berichte zur Polarforschung, 177: 178 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Shackleton, N.J. (1977): Carbon-13 in *Uvigerina*: tropical rainforest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. - In: Andersen, N.R. & Malahoff, A. (Hrsg.), The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans : 401-427; Plenum Press (New York).
- Shepard, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. - Journal of Sedimentary Petrology, 24 (3): 151-158.
- Shimmield, G., Derrick, S., Mackensen, A., Grobe, H. & Pudsey, C. (1994): The history of barium, biogenic silica and organic carbon accumulation in the Weddell Sea and Antarctic Ocean over the last 150.000 years. - In: Zahn, R., et al. (Hrsg.), Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change, NATO ASI Series, I 17: 555-574; Springer (Berlin-Heidelberg).
- Shimmield, G.B., Ritchie, G.D. & Fileman, T.W. (1995): The impact of marginal ice zone processes on the distribution of ²¹⁰Pb, ²¹⁰Po, and ²³⁴Th and implications for new production in the Bellingshausen Sea, Antarctica. - Deep-Sea Research II, 42 (4-5): 1313-1335.
- Singer, J.K. & Anderson, J.B. (1984): Use of total grain-size distributions to define bed erosion and transport for poorly sorted sediment undergoing simulated bioturbation. - Marine Geology, 57: 335-359.
- Smellie, J.L. & Skilling, I.P. (1994): Products of subglacial volcanic eruptions under different ice thicknesses: two examples from Antarctica. - Sedimentary Geology, 91: 115-129.
- Smith, C.H. (1992): Metapelites and migmatites at the granulite facies transition, Fosdick Metamorphic Complex, Marie Byrd Land, West Antarctica. - In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. & Shiraiishi, K. (Hrsg.), Recent Progress in Antarctic Earth Science: 295-301; Terra Scientific Publishing Company (Tokyo).
- Smith, R.C., Dierssen, H.M. & Vernet, V. (1996a): Phytoplankton biomass and productivity in the western Antarctic Peninsula region. - In: Ross, R.M., Hofmann, E.E. & Quetin, L.B. (Hrsg.), Foundations for Ecological Research west of the Antarctic Peninsula, Antarctic Research Series, 70: 333-356; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Smith, R.C., Stammerjohn, S.E. & Baker, K.S. (1996b): Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. - In: Ross, R.M., Hofmann, E.E. & Quetin, L.B. (Hrsg.), Foundations for Ecological Research west of the Antarctic Peninsula, Antarctic Research Series, 70: 105-121; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Smith, W.H.F. & Sandwell, D.T. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. - Science, 277 (5334): 1956-1962.
- Smith, D.A., Hofmann, E.E., Klinck, J.M. & Lascara, C.M. (1999): Hydrography and circulation of the West Antarctic Peninsula continental shelf. - Deep-Sea Research I, 46: 925-949.
- Soffel, H. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. - 276 S.; Springer (Heidelberg-Berlin).
- Spindler M. & Dieckmann, G.S. (1986): Distribution and abundance of the planktic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in sea ice of the Weddell Sea (Antarctica). - Polar Biology, 5: 185-191.
- Starmans, A. (1997): Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis. - Berichte zur Polarforschung, 250: 150 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Steig, E.J., Brook, E.J., White, J.W.C., Sucher, C.M., Bender, M.L., Lehman, S.J., Morse, D.L., Waddington, E.D. & Clow, G.D. (1998): Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. - Science, 282: 92-95.
- Storey, B.C., Pankhurst, R.J., Millar, I.L., Dalziel, I.W.D. & Grunow, A.M. (1991): A new look at the geology of Thurston Island. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), Geological Evolution of Antarctica, 399-403; Cambridge University Press (Cambridge).
- Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. & Millar, I.L. (1996): Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. - In: Storey, B.C.,

- King, E.C. & Livermore, R.A. (Hrsg.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geological Society Special Publication No. 108: 87-103; The Geological Society (London).
- Stow, D.A.V. (1994): Deep sea processes of sediment transport and deposition. - In: Pye, K. (Hrsg.), *Sediment Transport and Depositional Processes*, 257-291; Blackwell Scientific Publications (Oxford).
- Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (1984): *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*, Geological Society Special Publication No. 15: 659 S.; The Geological Society (London).
- Stow, D.A.V. & Faugeres, J.-C. (1993): Contourites and bottom currents. - *Sedimentary Geology*, 82 (1), Special Volume: 310 S.; Elsevier (Amsterdam).
- Stow, D.A.V. & Faugeres, J.-C. (1998): Contourites, turbidites and process interactions. - *Sedimentary Geology*, 115 (1), Special Volume: 381 S.; Elsevier (Amsterdam).
- Stow, D.A.V. & Tabrez, A. R. (1998): Hemipelagites: processes, facies and model. - In: Stoker, M.S., Evans, D. & Cramp, A. (Hrsg.), *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*, Geological Society Special Publication No. 129: 317-337; The Geological Society (London).
- Talbot, M.H.. (1988): Oceanic environment of George VI ice shelf, Antarctic Peninsula. - *Annals of Glaciology*, 11: 161-164.
- Thomas, D.N., Lara, R.J., Haas, C., Schnack-Schiel, S.B., Dieckmann, G.S., Kattner, G., Nöthig, E.-M. & Mizdalski, E. (1998): Biological soup within decaying summer sea ice in the Amundsen Sea, Antarctica. - In: Lizotte, M.P. & Arrigo, K. (Hrsg.), *Antarctic sea ice biological processes, interactions, and variability*, Antarctic Research Series, 73: 161-171; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Thomson, M.R.A. & Pankhurst, R.J. (1983): Age of Post-Gondwanian calcalkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), *Antarctic Earth Science*: 328-333; Cambridge University Press (Cambridge).
- Thomson, M.R.A., Pankhurst, R.J. & Clarkson, P.D. (1983): The Antarctic Peninsula - a Late Mesozoic-Cenozoic arc (review). - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), *Antarctic Earth Science*: 289-294; Cambridge University Press (Cambridge).
- Thiede, J., Suess, E. & Müller, P.J. (1982): Late Quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African continental slope. - In: Von Rad, U., Hinz, K. Sarnthein, M. & Seibold, E. (Hrsg.): *Geology of the Northwest African Continental Margin*: 605-631; Springer (Berlin-Heidelberg).
- Tingey, R.J. (1991): Commentary on schematic geological map of Antarctica Scale 1:10.000.000. - *Bureau of Mineral Resources Bulletin*, 238: 30 S.
- Tomlinson, J.S., Pudsey, C.J., Livermore, R.A., Larter, R.D. & Barker, P.F. (1992): Long-range sidescan sonar (GLORIA) survey of the Antarctic Peninsula Pacific margin. - In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. & Shiraishi, K. (Hrsg.), *Recent Progress in Antarctic Earth Science*: 423-429; Terra Scientific Publishing Company (Tokyo).
- Trinchitella, M. & Dinkelman, M.G. (1980): Regional biostratigraphic correlations of Eltanin piston cores in the southeast Pacific, subantarctic and antarctic. - *Antarctic Journal of the U.S.* ,15 (5): 124-127.
- Trinchitella, M., Dinkelman, M.G. & Anderson, J.B. (1980): Regional distribution of late Quaternary and Holocene sedimentary facies in the southeast Pacific subantarctic and antarctic. - *Antarctic Journal of the U.S.* ,15 (5): 120-124.
- Tuchoike, B.E. (1977): Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen Basin. - *Marine Geology*, 25: 209-230.
- Van Andel, T.H., Heath, G.R. & Moore, T.C. (1975): Cenozoic history and paleo-oceanography of the central equatorial Pacific Ocean. - *Geological Society of America Memoires*, 143: 134 S.
- Van Bennekom, A.J., Berger, G.W., Van der Gaast, S.J. & De Vries, R.T.P. (1988): Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean (Atlantic Sector). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67: 19-30.
- Vanneste, L.E. & Larter, R.D. (1995): Deep-tow boomer survey of the Antarctic Peninsula Pacific margin: An investigation of the morphology and acoustic characteristics of Late Quaternary sedimentary deposits on the outer continental shelf and upper slope. - In: Cooper, A.K., Barker, P.F. & Brancolini, G. (Hrsg.), *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin*, Antarctic Research Series, 68: 97-121; American Geophysical Union (Washington D.C.).

- Vanney, J.R. & Johnson, G.L. (1976a): Geomorphology of the Pacific continental margin of the Antarctic Peninsula. - In: Hollister, C.D., Craddock, C., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 35: 279-289; U.S. Government Printing Office (Washington D.C.).
- Vanney, J.R. & Johnson, G.L. (1976b): The Bellingshausen-Amundsen Basins (southeastern Pacific): major sea-floor units and problems. - *Marine Geology*, 22: 71-101.
- Vaughan, D.G. & Doake, C.S.M. (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. - *Nature*, 379: 328-331.
- Wade, F.A. & Couch, D.R. (1982): The Swanson Formation, Ford Ranges, Marie Byrd Land - evidence for and against a direct relationship with the Robertson Bay Group, Northern Victoria Land. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience*: 609-616; University of Wisconsin Press (Madison).
- Wade, F.A. & Wilbanks, J.R.: (1972): Geology of Marie Byrd and Ellsworth Lands. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics*: 207-214; Universitetsforlaget (Oslo).
- Watkins, N.D., Ledbetter, M.T. & Huang, T.C. (1982): Antarctic glacial history using spatial and temporal variations of ice-rafted debris in abyssal sediments of the Southern Ocean. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience*: 1013-1016; University of Wisconsin Press (Madison).
- Weaver, S.D., Storey, B.C., Pankhurst, R.J., Mukasa, S.B., DiVenere, V.J. & Bradshaw, J.D. (1994): Antarctica-New Zealand rifting and Marie Byrd Land lithospheric magmatism linked to ridge subduction and mantle plume activity. - *Geology*, 22: 811-814.
- Weber, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres. - *Berichte zur Polarforschung*, 109: 165 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G. & Wiedicke, M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger - *Marine Geology*, 136: 151-172.
- Weinholz, P. & Lutze, G.F. (1989): The *Stilostomella* Extinction. - In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al. (Hrsg.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 108: 113-117; Ocean Drilling Program, College Station (TX).
- Whitworth III, T., Orsi, A.H., Kim, S.-J. & Nowlin Jr., W.D. (1998): Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front. - In: Jacobs, S. & Weiss, R. (Hrsg.), *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarctic Research Series, 75: 1-27; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- Wilbanks, J.R. (1972): Geology of the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land. - In: Adie, R.J. (Hrsg.), *Antarctic Geology and Geophysics*: 277-284; Universitetsforlaget (Oslo).
- Winter, A., Elbrächter, M. & Krause, G. (1999): Subtropical coccolithophores in the Weddell Sea. - *Deep-Sea Research I*, 46: 439-449.
- Yamaguchi, K., Tamura, Y., Mizukoshi, I. & Tsuru, T. (1988): Preliminary report of geophysical and geological survey in the Amundsen Sea, West Antarctica. - *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences*, 2: 55-67.
- Zahn, R. & Mix, A.C. (1991): Benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ in the ocean's temperature-salinity-density field: constraints on ice age thermohaline circulation. - *Paleoceanography*, 6 (1): 1-20.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polarisirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschleppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘ und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- * **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
 - **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
 - Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
 - Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985 mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
 - **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
 - Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
 - Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
 - Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
 - Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“ von Dieter Karl Fütterer
 - Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischen Makroplankton“ von U. Piatkowski
 - Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
 - Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
 - Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
 - Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lehnhardt
 - Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1-3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
 - Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986“ by Werner Rabe
 - Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
 - Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
 - Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
 - Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
 - Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
 - Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
 - Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
 - Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
 - * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
 - Heft Nr. 50/1988** – „Die zeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
 - Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
 - Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
 - **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
 - Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
 - Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant. V/3)“ by Elke Mizdalski
 - Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meinke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
 - Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
 - Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
 - Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
 - * **Heft Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘
in 1988/89“, by I. Hempel
 - Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
 - Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
 - Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
 - Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
 - Heft Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,
edited by Adolf Kellermann
 - Heft Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“,
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
 - Heft Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom
Eisgefüge“, von Harald Hellmann
 - Heft Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
 - Heft Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
 - Heft Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
 - Heft Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
 - Heft Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
 - Heft Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
 - Heft Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
 - Heft Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
 - Heft Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
 - Heft Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
 - Heft Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
 - Heft Nr. 81/1991** – „Paläoglazialogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
 - Heft Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
 - Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
 - Heft Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fedorov““, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
 - Heft Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
 - Heft Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
 - Heft Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of RV ‚Polarstern‘
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
 - Heft Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meereres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimfrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- * **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispera* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
- Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
- * **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
- Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Rachor.
- Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
- Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
- Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
- * **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
- * **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dalnie Zelentsy‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- **Heft Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- **Heft Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV ‚Polarstern‘: CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogenierter Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese und Wolfgang Cohrs
- * **Heft Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * **Heft Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisien, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV ‚Polarstern‘ Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG ‚Polar Bear‘ cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- * **Heft Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV ‚Polarstern‘ Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982 - 1992“, by Torsten Schmidt and Gerd König-Langlo.
- Heft Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-See / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karply.
- Heft Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- ** Heft Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
- Heft Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch.
- * Heft Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
- Heft Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
- Heft Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
- Heft Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
- Heft Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
- Heft Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
- Heft Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler.
- Heft Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
- Heft Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
- Heft Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Gmifry Bolshiyarov.
- Heft Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert.
- Heft Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
- Heft Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
- Heft Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 182/1995** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
- Heft Nr. 184/1996** – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by Maria Dolores Andrés Hernández.
- Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
- Heft Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank.
- Heft Nr. 187/1996** – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinnsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.
- Heft Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.
- Heft Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann.
- Heft Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995“, edited by Eike Rachor.
- Heft Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis“, von Katharina Kück.
- Heft Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.
- Heft Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.
- Heft Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliana huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdierks.
- Heft Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‚Polarstern‘ (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier.
- Heft Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR/SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov
- Heft Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-Il Nam.
- Heft Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.
- Heft Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica, Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft Nr. 247/1997** – „Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchoff.
- Heft Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‘Polarstern’ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Adreas Starmans.
- Heft Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe

- Heft Nr. 255/1997** – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft Nr. 259/1998** – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer
- Heft Nr. 261/1998** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft Nr. 262/1998** – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.
- Heft Nr. 263/1998** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft Nr. 264/1998** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft Nr. 265/1998** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft Nr. 266/1998** – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademic Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft Nr. 267/1998** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 268/1998** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft Nr. 269/1998** – "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.
- Heft Nr. 270/1998** – "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schlindwein.
- Heft Nr. 271/1998** – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft Nr. 272/1998** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft Nr. 273/1998** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus („SETA-RAP“)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft Nr. 274/1998** – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.
- Heft Nr. 275/1998** – „Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft Nr. 276/1998** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Stüding.
- Heft Nr. 277/1998** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft Nr. 278/1998** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft Nr. 279/1998** – "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.
- Heft Nr. 280/1998** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft Nr. 281/1998** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirung.
- Heft Nr. 282/1998** – "Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Walter.
- Heft Nr. 283/1998** – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft Nr. 284/1998** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft Nr. 285/1998** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft Nr. 286/1998** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft Nr. 287/1998** – "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rachor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – “Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry”, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997”, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – “Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses”, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – “The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)”, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1999** – “The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study”, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – “The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)”, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – “Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)”, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bochert, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – “German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability”, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – “ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998”, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – “Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica”, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – “Expeditions in Siberia in 1998”, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerische Ozeanmodellierung“, von Natalja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – “The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux”, by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – “Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten”, von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – “Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols”, von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – “Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998”, von Jens Langer.
- Heft-Nr. 323/1999** – “Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten”, von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – “Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees”, von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – “Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport”, von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – “Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – “Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis”, von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – “Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen”, von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – “Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson interferometers”, von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – “The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland”, edited by Angelika Brandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhard M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – “Poseidon” Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland”, by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – “Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes”, by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – “Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandssockels”, von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – “D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis”, von Hans Peter Fitznar.
- Heft-Nr. 335/1999** – “Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis”, von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – “Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP”, von Fidan Göktas.
- Heft-Nr. 337/1999** – “Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica, – evidence from fission-track thermochronology”, by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – “Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten”, von Susanne Zielinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – “The Expedition ARKTIS XV/1”, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – “Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia”, by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – “Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production”, by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – “Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea”, edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – “ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15-17 April 1999 in Bremerhaven”, edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – “Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen- und tonmineralogischen Analysen (ODP Leg 151, zentrale Framstraße)”, von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – “Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiameer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre”, von Annette Hofmann.
- Heft-Nr. 346/2000** – “Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer - Hinweise auf Paläoumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen”, von Claus-Dieter Hillenbrand.

* vergriffen / out of print.

** nur noch beim Autor / only from the author.

