

**Die känozoische Vereisungsgeschichte  
der Antarktis**

**Cenozoic Glacial History of Antarctica**

---

**Werner U. Ehrmann**

**Ber. Polarforsch. 137 (1994)  
ISSN 0176 - 5027**

**Werner U.Ehrmann**  
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
D-27568 Bremerhaven

*Diese Arbeit wurde im April 1993 als Habilitationsschrift  
eingereicht am Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Bremen*

## INHALTSVERZEICHNIS

|   | Seite |
|---|-------|
| KURZFASSUNG   | 2     |
| ABSTRACT  | 4     |
| 1. EINLEITUNG   | 6     |
| 1.1 Fragestellung   | 6     |
| 1.2 Glaziologischer Überblick                                   | 8     |
| 1.3 Ozeanographischer Überblick                                 | 12    |
| 1.4 Bohrungen im Südpolarmeer                                   | 15    |
| 2. GRUNDLAGEN ZUR REKONSTRUKTION DER VEREISUNGSGESCHICHTE       | 23    |
| 2.1 Sedimentation im Südpolarmeer                               | 23    |
| 2.1.1 Transportmedien für terrigenes Material                   | 24    |
| 2.1.2 Sedimentation durch Eisberge                              | 30    |
| 2.1.3 Tonmineralvergesellschaftungen                            | 33    |
| 2.1.4 Biogene Sedimentkomponenten                               | 35    |
| 2.1.5 Sedimentumlagerung im glazialmarinen Milieu               | 37    |
| 2.2 Hauptfaziestypen im glazialen und glazialmarinen Bereich    | 38    |
| 2.3 Sauerstoffisotope   | 43    |
| 2.4 Meeresspiegelschwankungen                                   | 47    |
| 3. AUFBAU DES ANTARKTISCHEN KONTINENTALRANDES                   | 49    |
| 3.1 Faziesvergleich zwischen Prydz-Bucht und McMurdo-Sund       | 49    |
| 3.2 Architektur des antarktischen Kontinentalrandes             | 57    |
| 3.3 Känozoische Entwicklung des antarktischen Kontinentalrandes | 61    |
| 4. VEREISUNGSGESCHICHTE DER ANTARKTIS                           | 66    |
| 4.1 Kreide  | 66    |
| 4.2 Paläozän und Untereozän                                     | 70    |
| 4.3 Mittel- und Obereozän                                       | 74    |
| 4.4 Unteres Unteroligozän                                       | 83    |
| 4.5 Oberes Unteroligozän und Oberoligozän                       | 95    |
| 4.6 Unter- und Mittelmiozän                                     | 102   |
| 4.7 Obermiozän  | 110   |
| 4.8 Unterpliozän  | 117   |
| 4.9 Oberpliozän bis Holozän                                     | 122   |
| 5. SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK                              | 129   |
| 5.1 Wann begann die Vereisung der Antarktis?                    | 129   |
| 5.2 War der Eisschild ein dauerhaftes Gebilde?                  | 131   |
| 5.3 Temperiertes oder kaltes Eis?                               | 133   |
| 5.4 Wie reagiert der Eisschild auf eine globale Erwärmung?      | 135   |
| 6. DANKSAGUNG   | 137   |
| 7. LITERATURVERZEICHNIS   | 138   |

## KURZFASSUNG

Diese Synthese der känozoischen Vereisungsgeschichte der Antarktis stützt sich vor allem auf die Ergebnisse der Fahrtabschnitte 113, 114, 119 und 120 des Ocean Drilling Program in den südlichsten Atlantik und den südlichsten Indik sowie auf die Ergebnisse verschiedener Bohrprojekte im Rossmeer. Sie berücksichtigt dabei sowohl Bohrungen in der Tiefsee und auf submarinen Erhebungen, als auch Bohrungen am antarktischen Kontinentalhang und auf dem Kontinentalschelf. Daten aus anderen Teilen des Südpolarmeeres, aus den angrenzenden Meeresgebieten und von Landaufschlüssen in der Antarktis werden zur Ergänzung und zu Vergleichszwecken herangezogen. Um ein ausgewogenes und detailliertes Bild der Vereisungsgeschichte und der Klimaentwicklung aufzuzeigen, werden zahlreiche verschiedene Parameter diskutiert, z.B. stabile Sauerstoffisotope benthischer und planktischer Foraminiferen, Sedimentfazies, Gesamt- und Tonmineralogie, eistransportiertes Material und Mikrofossilvergesellschaftungen.

Die meisten Daten aus dem Südpolarmeer sprechen gegen glaziale Bedingungen auf Meeresniveau während der Kreidezeit. Sie sagen aber nichts über die Möglichkeit einer lokalen oder regionalen Inlandvereisung aus. Glaziologische Modelle erlauben die Existenz einiger oberkretazischer Talgletscher, die bis auf Höhen von < 1000 m über NN vorgestoßen sind. Ausgedehnte Eisfelder müssen jedoch auf die Hochlagen im Innern der Antarktis beschränkt geblieben sein. Während des Paläozäns und Untereozäns änderte sich diese Situation nicht wesentlich. Vor etwa 60 Ma begann eine ausgeprägte globale Erwärmung, die das restliche Paläozän und das Untereozän umfaßte. Sie resultierte im Untereozän in den höchsten Temperaturen des gesamten Känozoikums. Auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken erreichte das Oberflächenwasser maximal ca. 17 - 18 °C und das intermediäre Wasser maximal ca. 12 - 14 °C.

Etwa vor 52 Ma setzte eine langfristige Abkühlung der Antarktis ein. Erste Anzeichen dafür, daß Eis an verschiedenen Orten bis an die Küste vorgestoßen ist, finden sich in mitteleozänen Sedimenten des Atlantiks, Indiks und Pazifiks. Der größte Teil des ostantarktischen Kontinentes war damals aber sicher eisfrei, und das Klima war temperiert und humid. Die sedimentologischen und isotopengeologischen Daten lassen kaum einen Zweifel daran, daß es im untersten Oligozän zu einer starken Zunahme des antarktischen Eisvolumens gekommen ist, die vor 35,9 Ma zur Entstehung eines kontinentalen ostantarktischen Eisschildes geführt hat. Das unteroligozäne Eisvolumen entsprach etwa dem heutigen oder übertraf es sogar. In der Ostantarktis war wahrscheinlich eine Situation ähnlich der im

letzten Glazial gegeben, als die Grundlinie des Eises über weite Strecken an der Schelfkante lag. Die Bildung des kontinentalen Eisschildes war mit einer weiteren Abkühlung des Südpolarmeeres verbunden.

Auch während des restlichen Oligozäns war die Ostantarktis vereist, während in der Westantarktis wohl nur die höchsten Regionen vergletschert waren. Der ostantarktische Eisschild war jedoch kein stabiles Gebilde. So rückte die Grundlinie zwischen 30 und 25 Ma zumindest im Rossmeer, wahrscheinlich aber auch in anderen Gebieten der Ostantarktis, fünf- bis sechsmal an die Schelfkante vor. Zwischen den einzelnen Vorstößen zog sie sich auf die inneren Schelfbereiche zurück. Der Eisschild war temperiert, und in eisfreien und geschützten Gebieten war Vegetation vorhanden.

Der langfristige Trend der känozoischen Abkühlung und des Eisaufbaus in der Antarktis setzte sich auch im Miozän fort. Doch auch während dieses Zeitabschnittes wechselten "glaziale" und "interglaziale" Phasen in relativ regelmäßigen Abständen ab, wobei glaziale Maxima alle etwa 1 - 2 Ma auftraten. Nach einem relativ warmen Zeitabschnitt vor 17,5 - 15 Ma fand zwischen 15 Ma und 12 Ma erneut eine signifikante Zunahme des Eisvolumens verbunden mit einer Abkühlung statt. Das Obermiozän war die Zeit des maximalen Eisvolumens und Eisabflusses seit dem Aufbau des antarktischen Eisschildes. Große Schelfeise bauten sich in der Ostantarktis und nun erstmals auch in der Westantarktis auf.

Im Unterpliozän, vor etwa 5 Ma, begannen ein markanter Rückzug des Eises und eine deutliche Erwärmung. Kontinentales Eis erreichte aber durch das gesamte Pliozän hindurch an mehreren Orten die antarktische Küste und entließ detritusbeladene Eisberge ins Südpolarmeer. Die Schelfeise der Westantarktis dagegen wurden wahrscheinlich völlig abgebaut. Ein Klimaoptimum mit deutlich höheren Temperaturen als heute wurde zwischen 4,8 und 4,1 Ma erreicht. Das Ende des Eisrückzuges lag wohl bei etwa 3,5 Ma, obwohl es Daten gibt, die ein Ende erst vor 3,1 - 2,5 Ma nahelegen. Seit etwa 2,5 Ma treten ausgeprägte Glazial/Interglazial-Zyklen auf, die ein komplexes Zusammenspiel von Meeresspiegelschwankungen und paläozeanographischen sowie paläoglazialogischen Veränderungen als Resultat globaler Klimaänderungen widerspiegeln.

## ABSTRACT

This synthesis on the Cenozoic glacial history of Antarctica is based mainly on the scientific results of legs 113, 114, 119 and 120 of the Ocean Drilling Program into the southernmost parts of the Atlantic and Indian oceans. It also refers to several drilling projects in the Ross Sea area, Pacific sector of the Southern Ocean. This study thus combines results from drilling on abyssal plains, on isolated submarine elevations, and on the continental slope and shelf of Antarctica. In addition, data from other parts of the Southern Ocean are considered, as well as data from the adjacent seas and from rock outcrops on the Antarctic continent. In order to gain a balanced and detailed view of the Cenozoic glacial history and the climatic development, a wide range of parameters are discussed, e.g. stable oxygen isotopes of benthic and planktic foraminifera, lithofacies, bulk mineralogy, clay mineralogy, ice-rafted debris and microfossil assemblages.

Most of the sedimentological and isotopic data argue against glacial conditions at sea level during Cretaceous time. However, they do not contradict a local or regional glacierization of the inner and elevated parts of Antarctica. Glaciological models support the existence of some late Cretaceous valley glaciers descending to < 1000 m above sea level. Larger ice caps, however, must have been confined to the highest regions of the continent. This situation did not change significantly during the Paleocene and the Early Eocene. At about 60 Ma, a distinct warming began and comprised the remainder of the Paleocene and the Early Eocene. The Early Eocene experienced the highest temperatures of the entire Cenozoic. Surface water temperatures on Maud Rise and on Kerguelen Plateau were at a maximum 17 - 18 °C, the intermediate water masses reached temperatures of ca. 12 - 14 °C.

A long-term cooling of both the surface and the bottom water masses started at about 52 Ma, close to the Early/Middle Eocene boundary. The first indication of glacier ice reaching the Antarctic coast is in the form of isolated Middle Eocene gravel and terrigenous sand grains indicating ice-rafting in the Indian, Atlantic and Pacific oceans, and in the form of glaciomarine deposits on King George Island. Most of the East Antarctic continent, however, certainly remained ice-free. The climate still was temperate and humid. In earliest Oligocene time, all major sediment parameters and the stable oxygen isotopes record an intense growth of the ice volume resulting in the development of a continental East Antarctic ice sheet at 35.9 Ma. The Early Oligocene ice volume was in the same order as today or even larger. The situation on East Antarctica probably resembled that of the last glacial maximum, when the position of the grounding line coincided with

the shelf break. The generation of the continental ice sheet was combined with a further cooling of Southern Ocean waters, as indicated by calcareous and siliceous microfossil assemblages.

During Oligocene time, the East Antarctic continent was almost completely buried beneath the ice. In contrast, on West Antarctica only the highest regions are assumed to have been covered by ice. Although the ice never totally disappeared from the Antarctic continent, the ice sheet was not stable but was subject to major fluctuations. Thus, between 30 and 25 Ma, the grounding line advanced five to six times across the Ross Sea shelf and probably also across other shelf areas in East Antarctica. Between the individual ice advances the grounding line retreated to a position on the inner continental shelf. The ice sheet did not have a polar character as today, but was temperate and wet-based. Vegetation existed in sheltered and ice-free regions.

The long-term Cenozoic cooling trend and the build-up of Antarctic ice continued throughout the Miocene. However, also during this period "glacial" conditions alternated with "interglacial" conditions. Glacial maxima developed in relatively regular intervals of 1 - 2 Ma. Following a warm interval lasting from 17.5 Ma to 15 Ma, a significant growth of the Antarctic ice volume and cooling occurred during the Middle Miocene, between 15 Ma and 12 Ma. This event is well documented by a world-wide drastic increase in stable oxygen isotope values. The Late Miocene was the time of maximum ice volume and ice discharge since the initiation of an Antarctic ice sheet. Large ice shelves developed on East Antarctica and for the first time also on West Antarctica.

A marked ice retreat and distinct warming began in the Early Pliocene, at about 5 Ma. Continental ice reached the Antarctic coast at several places throughout the Pliocene and released sediment-loaded icebergs into the Southern Ocean. In contrast, the ice shelves of West Antarctica disintegrated. A climatic optimum with temperatures distinctly higher than today was reached between 4.8 and 4.1 Ma. The retreat of the ice ended probably at around 3.5 Ma, although some data indicate a later end at 3.1 - 2.5 Ma. Since about 2.5 Ma a complex interaction of sea level variations and paleoceanographic as well as paleoglaciological changes resulted in intense glacial/interglacial-cycles.

## 1. EINLEITUNG

### 1.1 Fragestellung

Die atmosphärischen und die ozeanischen Zirkulationsmuster der Erde werden heute maßgeblich vom Eisschild der Antarktis beeinflusst. Von besonderer Bedeutung sind dabei der Albedo-Effekt der Eisoberfläche und seine Auswirkung auf die Temperatur, die Produktion von kaltem und dichtem, bis weit in die Nordhemisphäre vordringendem Bodenwasser und die Auswirkung des Eisrandes auf die Lage und Breite der subpolaren Klimazone und die damit verbundenen Windsysteme. In dem Bestreben, die Prozesse und Ursachen zu verstehen, die für die känozoischen Klimaänderungen und Meeresspiegelschwankungen verantwortlich waren, ist daher die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des antarktischen Eisschildes seit der Kreidezeit vorrangig.

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, die glaziale Geschichte der Antarktis zu rekonstruieren. Untersuchungen an Eiskernen erzielten eine hohe zeitliche Auflösung der Klimaentwicklung während der letzten etwa 150.000 Jahre (z.B. Lorius et al., 1985). Sie umfaßten damit einen kompletten Glazial/Interglazial-Zyklus und reichten bis in die vorletzte Glazialperiode zurück. Umfangreiches Datenmaterial über mehrere spätquartäre Glazial/Interglazial-Zyklen lieferte eine große Anzahl von Sedimentkernen, die mit Hilfe von Kolben- oder Schwereloten im Südpolarmeer gewonnen wurden (z.B. Grobe et al., 1990a; Grobe & Mackensen, 1992). Anhand solcher < 20 m langen Sedimentkerne gelang es sogar, die Paläozeanographie und Vereisungsgeschichte detailliert bis ins obere Pliozän zurück zu rekonstruieren (z.B. Abelmann et al., 1990).

Diese Daten zur spätneogenen Vereisungs- und Klimageschichte gewinnen zunehmend an Bedeutung, wenn es darum geht, zukünftige Entwicklungen vorauszusagen. Wenn jedoch den Klimavorhersagen nach den heute gängigen Modellen Glauben zu schenken ist, so kann der momentane globale Erwärmungstrend zu Bedingungen führen, wie sie auf der Erde vor mehr als 2,5 Ma geherrscht haben. Als Analogien für zukünftige Klimate müssen daher auch pliozäne und ältere Zeitabschnitte in Betracht gezogen werden (Barrett, 1991). Deshalb ist das genaue Verständnis der langfristigen, känozoischen Entwicklung des antarktischen Eisschildes auch für diese aktuelle Fragestellung von großer Wichtigkeit. Mit dieser Arbeit wird deshalb versucht, eine Synthese der antarktischen Vereisungsgeschichte seit der Kreidezeit zu erstellen.



Die Entschlüsselung der frühen Vereisungsgeschichte der Antarktis wird dadurch erschwert, daß etwa 98 % der Antarktis mit Eis bedeckt und geeignete geologische Aufschlüsse an Land sehr selten sind. Deshalb wurde in den letzten Jahren im Rahmen des Ocean Drilling Program (ODP) versucht, durch Bohrungen im atlantischen und indischen Sektor des Südpolarmeeres Sedimentabfolgen entsprechenden Alters zu erschließen. Sie lieferten zum einen direkte Hinweise auf die Vereisungsgeschichte in Form von Sedimenten, die aus aufliegendem oder schwimmendem Eis abgelagert wurden. Zum anderen erbrachten sie indirekte Hinweise in Form von zahlreichen sedimentologischen und paläontologischen Parametern sowie in Form von Verhältnissen stabiler Isotope in Gehäusen benthischer und planktischer Foraminiferen.

Das Hauptproblem bei der Deutung der direkten Hinweise besteht darin, daß sie fast ausschließlich auf Schelfsedimente beschränkt sind. Diese sind in der Regel sowohl durch eine große Zahl von Schichtlücken als auch durch intensive Sedimentumlagerung charakterisiert. Zudem sind Mikrofossilien nicht in dem Maße verfügbar, das für eine optimale Datierung erforderlich wäre. Andererseits können die indirekten Hinweise, vor allem die Verhältnisse stabiler Sauerstoffisotope, in bezug auf Klima und Eisvolumen durchaus verschieden interpretiert werden. Ein weiteres Problem besteht darin, daß auch die indirekten klimatischen Signale zum Beispiel durch Sedimentumlagerung verschleiert oder völlig zerstört werden können. Es ist daher nicht verwunderlich, daß die Frage der antarktischen Vereisungsgeschichte seit den ersten Tiefseebohrungen im Südpolarmeer heftig diskutiert wird. Hatte man zuvor die glaziale Geschichte der Antarktis auf das Quartär beschränkt gesehen, so konnten während des Fahrtabschnittes 28 des Deep Sea Drilling Project (DSDP) bereits in oberoligozänen Sedimenten Vereisungsspuren festgestellt werden (Hayes, Frakes et al., 1975).

Beträchtliche Fortschritte in der Rekonstruktion der antarktischen Vereisungsgeschichte wurden in den etwa letzten fünf Jahren im Rahmen des ODP und durch neuseeländische Forschungsbohrungen erzielt. Diese Bohrprojekte und die daran anschließenden Forschungsarbeiten widmeten sich der Datierung des Einsetzens einer Vereisung auf Meeresniveau und der Veränderlichkeit des Eisschildes seit dem Oligozän. Sie untersuchten die zeitliche Abfolge von glazialen Erosionsereignissen auf den Kontinentalschelfen als Voraussetzung für die Rekonstruktion von Änderungen im antarktischen Eisvolumen. Weiterhin konzentrierten sie sich darauf, Veränderungen in den proximalen und distalen Ablagerungsbedingungen zu dokumentieren und damit Hinweise auf Klimaänderungen zu erhalten. Außerdem wurde ein sedimentologisches Modell für die Ent-

wicklung eines Kontinentalschelfes unter glazialen Bedingungen erarbeitet. Auf diese Arbeiten wird im Detail in den Kapiteln 3 und 4 dieser Arbeit eingegangen.

Die Schlüsselfragen, die in dieser Synthese beantwortet werden sollen, sind:

- (1) Wann entwickelte sich ein kontinentaler Eisschild in der Antarktis, und seit wann beeinflusste er die marine Sedimentation?
- (2) Unterlag dieser Eisschild größeren Schwankungen, wurde er zeitweise gar vollständig abgebaut, oder war er in Größe und Volumen konstant?
- (3) Welche thermischen Eigenschaften hatte das känozoische Eis? Handelte es sich um temperiertes Eis mit Schmelzwasser an seiner Basis, das möglicherweise Vegetation in den Küstengebieten erlaubte? Oder handelte es sich um polares Eis, ähnlich wie heute?

Zur Lösung dieser Fragen stützt sich diese Synthese vor allem auf die Ergebnisse der Fahrtabschnitte 113, 114, 119 und 120 des Ocean Drilling Program in den südlichsten Atlantik und den südlichsten Indik sowie auf die Ergebnisse verschiedener Bohrprojekte im Rossmeer. Sie berücksichtigt dabei sowohl Bohrungen in der Tiefsee und auf submarinen Erhebungen, als auch Bohrungen am antarktischen Kontinentalhang und auf dem Kontinentalschelf. Daten aus anderen Teilen des Südpolarmeeres, aus den angrenzenden Meeresgebieten und von Landaufschlüssen in der Antarktis werden zur Ergänzung und zu Vergleichszwecken herangezogen. Um ein ausgewogenes und detailliertes Bild der Vereisungsgeschichte und der Klimaentwicklung aufzuzeigen, werden zahlreiche verschiedene Parameter diskutiert, z.B. stabile Sauerstoffisotope benthischer und planktischer Foraminiferen, Sedimentfazies, Gesamt- und Tonmineralogie, eistransportiertes Material und Mikrofossilvergesellschaftungen.

## **1.2 Glaziologischer Überblick**

Der antarktische Kontinent ist mit einer Fläche von rund 14 Millionen km<sup>2</sup> um etwa ein Drittel größer als Europa und knapp doppelt so groß wie Australien. Er unterscheidet sich von allen anderen Kontinenten der Erde vor allem durch seine extreme Trockenheit, seine niedrigen Temperaturen und seine Eisbedeckung. Der antarktische Eisschild beeinflusst durch den Albedo-Effekt und durch seine Auswirkung auf die Temperatur und auf die Produktion von kaltem und dichtem Bodenwasser sowohl die atmosphärische als auch die ozeanische

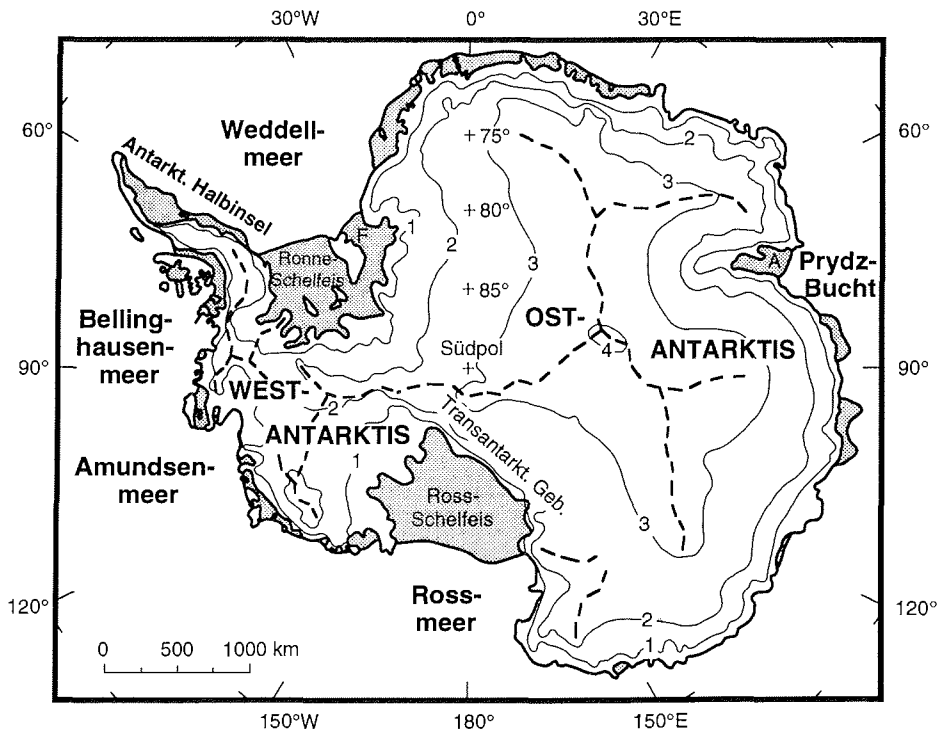
Zirkulation unseres Planeten. Veränderungen im Volumen oder in der Ausdehnung des antarktischen Eisschildes haben daher direkten Einfluß auf unser Klima, auf Schwankungen des Meeresspiegels und auf die Meeresströmungen.

Etwa 98 % des antarktischen Kontinentes sind heute von Eis bedeckt, und während mehrerer Monate ist die Antarktis von einem breiten Meereisgürtel umgeben. Der Eisschild hat eine mittlere Mächtigkeit von etwa 2200 m und ein Volumen von ca. 30 Millionen km<sup>3</sup> (Drewry et al., 1982). Er speichert etwa 85 % allen Süßwassers der Erde. Alles übrige Eis auf der Erde nimmt dagegen zusammen ein Volumen von nur etwa 2,6 Millionen km<sup>3</sup> ein (Shackleton & Kennett, 1975). Würde alles antarktische Eis abschmelzen, so stiege der Meeresspiegel um etwa 70 - 80 m an (Drewry, 1991; Huybrechts, 1992).

Die Küstenlinie der Antarktis besteht zu 13 % aus Gebirgsgletschern und Eisströmen, zu 38 % aus Eiswällen und zu 44 % aus Schelfeisen. Eisfreie Gebiete nehmen nur etwa 5 % ein (Drewry et al., 1982). Unter Eisströmen versteht man Teile eines Eisschildes, in denen das Eis wesentlich schneller fließt als in seiner Umgebung. Die Fließgeschwindigkeiten antarktischer Eisströme liegen bei etwa 1 km/Jahr oder mehr. Ein Eiswall ist die seewärtige, annähernd vertikale Begrenzung eines Eisschildes. Im Gegensatz zu Gletschern und Eisströmen weisen Eiswälle eine Fließgeschwindigkeit von nur etwa 5 - 50 m/Jahr auf (Drewry & Cooper, 1981). Schelfeise werden aus großen, bis mehrere hundert Meter dicken Platten aus Eis gebildet, die auf dem Meer aufschwimmen, aber mit dem Inlandeis verbunden sind und teilweise von ihm genährt werden. Sie fließen mit einigen hundert Metern pro Jahr (Drewry & Cooper, 1981). Die Grenze zwischen Inlandeis und Schelfeis ist die Grundlinie.

Bei dem überwiegenden Teil des antarktischen Eises handelt es sich um "polares" oder "kaltes" Eis. Es ist durch eine unter dem Gefrierpunkt liegende Temperatur gekennzeichnet. Dieses Eis ist daher trocken. Es kann entweder an seinem Untergrund festgefroren sein und ist dann relativ passiv; oder es kann durch geothermische Energie an seiner Basis erwärmt und geschmolzen werden, was wiederum das Gleiten und die erodierende Wirkung des Eises verstärkt. Im Gegensatz zum kalten oder polaren Eis befindet sich die Temperatur des "warmen" oder "temperierten" Eises, das charakteristisch für die mittleren und niederen Breiten ist, am Schmelzpunkt. Temperiertes Eis ist stets mit Schmelzwasser an seiner Basis verbunden und gleitet über seinen Untergrund.

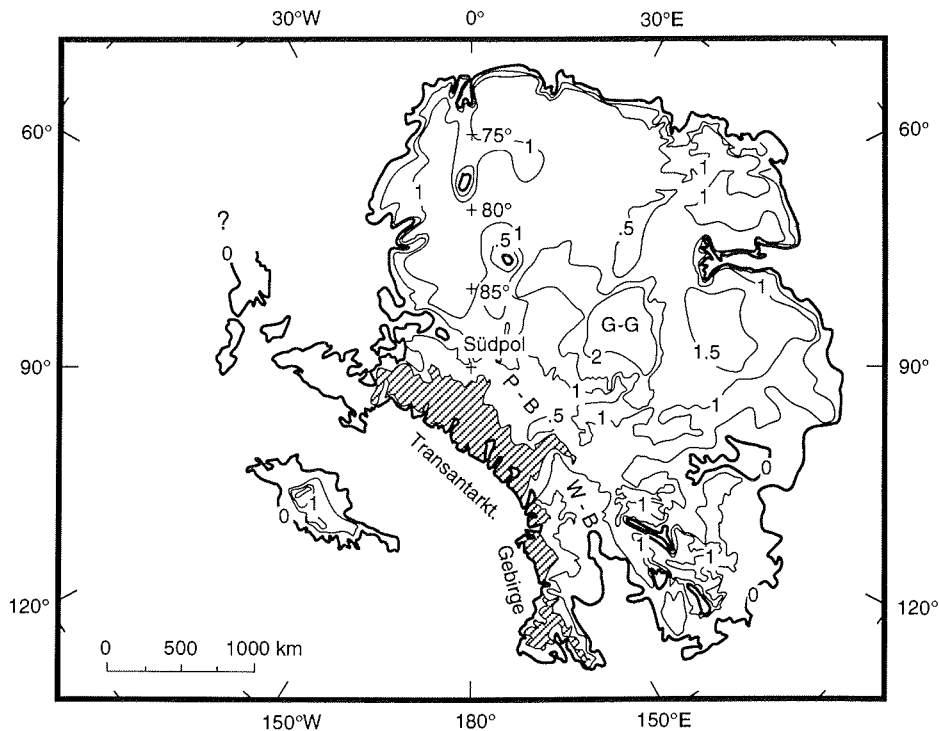
Über 85 % des antarktischen Eises sind im ostantarktischen Eisschild konzentriert, der vom westantarktischen Eisschild durch das Transantarktische Gebirge



**Abb. 1:** Übersichtskarte der Antarktis (vereinfacht nach Drewry, 1983). Die dicken gestrichelten Linien zeichnen die Eisscheiden nach. Die dünn gezogenen Höhenlinien sind in km über NN angegeben. Die gerasterten Flächen stellen Schelfeisgebiete dar. F = Filchner-Schelfeis, A = Amery-Schelfeis.

getrennt wird (Abb. 1). Der ostantarktische Eisschild besitzt größtenteils einen kontinentalen Charakter und liegt einem stabilen Kraton auf. Trotz starker isostatischer Absenkung befinden sich große Teile der subglazialen Landmasse über dem Meeresspiegel. Bei eisfreien Bedingungen läge fast die gesamte Ostantarktis über dem Meeresspiegel (Abb. 2). Das Eis bildet einen relativ glatten, gleichförmigen Dom mit einer maximalen Höhe von etwa 4000 m über NN. Einem wesentlichen Teil des ostantarktischen Eisschildes sind relativ schmale (< 100 km) Schelfeise vorgelagert. Der Lambert-Graben/Amery-Schelfeiskomplex, der in der Prydz-Bucht in den Indischen Ozean mündet, bildet das größte Abflußsystem des ostantarktischen Eisschildes.

Der westantarktische Eisschild dagegen ist ein mariner Eisschild, d.h. sein Bett liegt größtenteils unter dem Meeresspiegel. Der Untergrund besteht aus einem Mosaik von tektonisch aktiven Blöcken, Becken und Gräben. Wenn das westant-



**Abb. 2:** Topographie der Antarktis, wenn alles Eis entfernt ist und sich der Kontinent im isostatischen Gleichgewicht befindet (vereinfacht nach Drewry, 1983). Die Strukturen des Transantarktischen Gebirges sind in diesem Maßstab nicht auflösbar; deshalb sind dort alle Höhen > 1000 m schraffiert. Die Höhenlinien sind in km über NN angegeben. G-G = Gamburtsev-Gebirge; P-B = Pensacola-Becken; W-B = Wilkes-Becken.

arktische Eis schmelzen würde, dann würde sich dieser Teil der Antarktis in ein Meeresgebiet mit zahlreichen Inseln verwandeln (Abb. 2). Wegen seiner marinen Natur wird der westantarktische Eisschild gern als relativ instabil angesehen. Weiterhin unterscheidet er sich vom ostantarktischen Eisschild durch einen komplizierteren morphologischen Bau und durch eine Höhe von maximal nur etwa 2400 m. Der größte Teil des westantarktischen Eises fließt über das Ronne-Filchner-Schelfeis und das Ross-Schelfeis ab, die die größten Schelfeisgebiete der Erde darstellen (Abb. 1).

Detaillierte Beschreibungen der glaziologischen Verhältnisse der Antarktis finden sich u.a. bei Drewry et al. (1982), Drewry (1983), Van der Veen & Oerlemans (1987) und Huybrechts (1992).

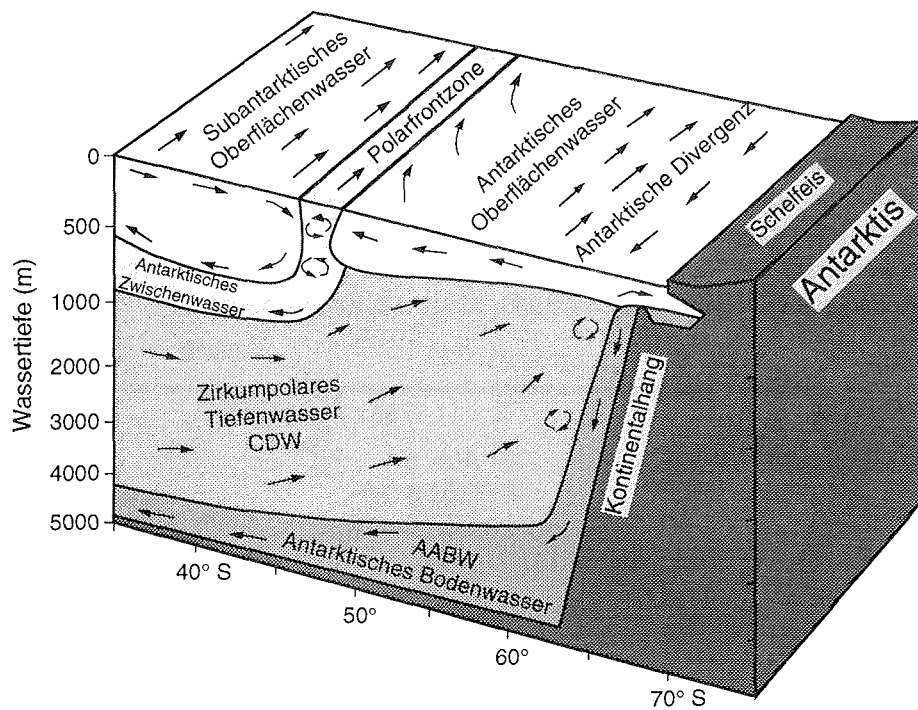
### 1.3 Ozeanographischer Überblick

Der antarktische Kontinent wird vom Südpolarmeer umgeben, das die südlichsten Teile des Atlantiks, Indiks und Pazifiks umfaßt. Dieser Ringozean mit seinen zirkumpolaren Stromsystemen stellt heute ein wirksames Hindernis für den meridionalen ozeanischen Wärmeaustausch zwischen der Antarktis und den niederen Breiten dar. Detaillierte Beschreibungen der ozeanographischen und hydrographischen Verhältnisse des Südpolarmeeres finden sich u.a. bei Gordon (1971), Hellmer et al. (1985), Whitworth (1988), Peterson & Whitworth (1989) und Olbers et al. (1992).

Die Ozeanographie des Südpolarmeeres wird durch große zirkumantarktische Stromsysteme und Frontensysteme gekennzeichnet (Abb. 3). Die Antarktische Divergenz, die im indischen und atlantischen Sektor des Südpolarmeeres bei etwa 65 °S liegt, trennt den westwärts fließenden Antarktischen Küstenstrom im Süden vom Antarktischen Zirkumpolarstrom im Norden. Der Antarktische Zirkumpolarstrom ist ein Stromsystem, das alle Wassermassen von der Meeresoberfläche bis zum Meeresboden umfaßt. Er wird von Westwinden im Uhrzeigersinn rund um die Antarktis getrieben und trägt damit zu einer thermischen Isolierung des Kontinents bei. Das durchschnittliche Transportvolumen des Antarktischen Zirkumpolarstroms liegt etwa bei 130 Sverdrup (1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/sec; Whitworth, 1988). Im Bereich des Weddellmeeres (Abb. 1) werden die Strömungsverhältnisse durch den Weddellwirbel charakterisiert. Er umfaßt alle Wassermassen und zirkuliert im Uhrzeigersinn zwischen der Antarktischen Halbinsel und 20 - 40 °E (Whitworth, 1988).

Unter dem relativ salzarmen und kalten Antarktischen Oberflächenwasser befindet sich das Zirkumpolare Tiefenwasser (Circumpolar Deep Water, CDW; Abb. 3), das bis in eine Tiefe von ca. 4000 m reicht. Es umfaßt etwa 2/3 des Wassers, das vom Antarktischen Zirkumpolarstrom getrieben wird (Emery & Meincke, 1986), und stellt eine Mischung aus Tiefen- und Bodenwasser aus allen Meeresgebieten rund um die Antarktis dar. Im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres bildet das Nordatlantische Tiefenwasser (North Atlantic Deep Water, NADW) seine Hauptkomponente. Im indischen Sektor besteht das CDW aus etwa 45 % Weddellmeerwasser, 30 % Pazifik- und Indikwasser und 25 % Nordatlantikwasser (Broecker et al., 1985).

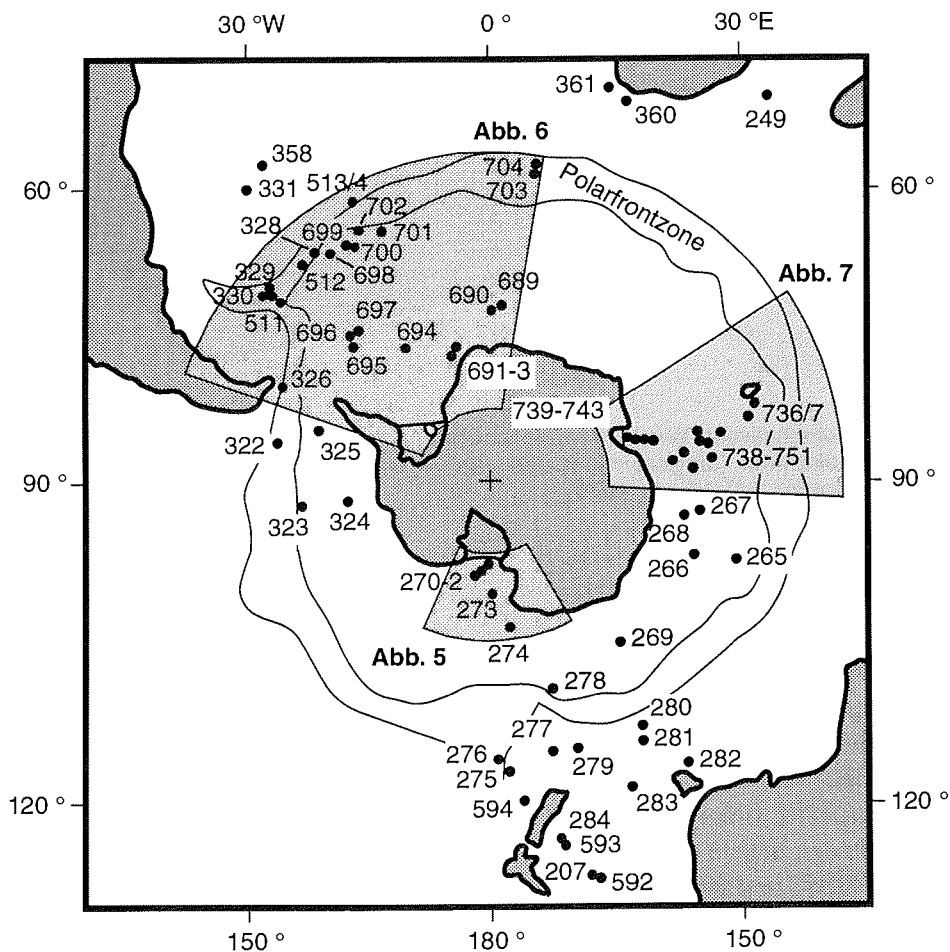
Die tiefste Wassermasse, die vom Antarktischen Zirkumpolarstrom beeinflusst wird, ist das Antarktische Bodenwasser (Antarctic Bottom Water, AABW; Abb. 3), das vor allem im Weddellmeer und Rossmeer gebildet wird. Allein im Weddell-



**Abb. 3:** Schematische Wassermassenverteilung und Strömungsverhältnisse im Südpolarmeer (umgezeichnet und ergänzt nach Dietrich & Ulrich, 1968, und Gordon & Goldberg, 1970).

meer werden nach Carmack (1977) etwa 70 % des Bodenwassers der Weltmeere gebildet. Die ozeanographischen Verhältnisse im Südpolarmeer haben daher großen Einfluß auf die globale Zirkulation und auf das Klimageschehen der Erde. Das kalte AABW (0 °C bis -1,5 °C) kann auf verschiedene Weise aus einer Mischung von Oberflächenwasser und Tiefenwasser entstehen. Das unter die großen Schelfeise strömende Wasser wird stark abgekühlt. Wegen seiner höheren Dichte strömt es dann über den Kontinentallhang in die Tiefsee ab. Im Weddellmeer mischt es sich dabei mit Warmem Tiefenwasser (Warm Deep Water, WDW) und bildet so zunächst das Weddellmeer-Bodenwasser (Weddell Sea Bottom Water, WSBW). Bei weiterer Mischung mit CDW entsteht dann das AABW (Foldvik et al., 1985; Foldvik & Gammelsrød, 1988). In eisfreien Flächen, die vor der Schelfeiskante von katabatischen Winden offengehalten werden, kann durch intensive Meereisbildung eine kalte und salzreiche Wassermasse gebildet werden, die in größere Tiefen absinkt (Brennecke, 1921; Gill, 1973).

In der Polarfrontzone (Antarktische Konvergenz; Abb. 3, 4), die im indischen und atlantischen Sektor des Südpolarmeeres bei 45 - 50 °S liegt, sinkt das kalte (< 2 °C) und relativ salzarme Antarktische Oberflächenwasser unter das wärmere (ca. 9 °C) und salzreichere Subantarktische Oberflächenwasser und bildet das Antarktische Zwischenwasser (Gordon, 1971). Die Polarfrontzone wird im Süden durch die Antarktische Polarfront und im Norden durch die Subantarktische Front begrenzt. Im Detail ist die Struktur der Polarfrontzone sehr variabel und komplex. Sie kann zum Beispiel ihre Breite verändern, mäandrieren und sich saisonal verlagern (Deacon, 1983; Pickard & Emery, 1990).



**Abb. 4:** Lage und Bezeichnung der Bohrungen, die in den südlichen hohen Breiten im Rahmen des Deep Sea Drilling Project (207 - 594) und des Ocean Drilling Program (689 - 751) niedergebracht wurden. Lage der Polarfrontzone nach Whitworth (1988). Teile des Südpolarmeeres, die in dieser Arbeit besondere Berücksichtigung finden, sind in Abb. 5, 6 und 7 detaillierter dargestellt.



#### 1.4 Bohrungen im Südpolarmeer

1972 - 1974 führten vier Fahrten der "Glomar Challenger" im Rahmen des DSDP in das Südpolarmeer. Sie waren der Erforschung der Vereisungsgeschichte der Antarktis und der damit verbundenen Entwicklung des globalen Klimas, der Zirkulation der Weltmeere und der Ablagerungsbedingungen gewidmet. Während des Fahrtabschnittes 28 wurde an den Punkten 265 - 274 im südöstlichen Indischen Ozean und südwestlichen Pazifik gebohrt (Abb. 4). Wurde zuvor angenommen, daß die Vereisung der Antarktis ein junges Phänomen und wahrscheinlich auf das Quartär beschränkt sei, so lieferte die Bohrung 270 in Form von oberoligozänen glazialmarinen Sedimenten den Beweis dafür, daß Eis bereits vor 25 Ma die Küste des Rossmeeres erreicht hatte. Jedoch konnte nicht geklärt werden, ob es sich dabei um eine lokale Vergletscherung oder eine kontinentale Vereisung der Ostantarktis gehandelt hatte (Hayes, Frakes et al., 1975). Während des Fahrtabschnittes 29 wurden südlich von Australien und Neuseeland die Bohrungen 275 - 284 niedergebracht (Abb. 4). Das Ziel dieses Fahrtabschnittes bestand darin, die Entwicklung des zirkumantarktischen Stromsystems und seine Auswirkung auf die Sedimentation zu untersuchen (Kennett, Houtz et al., 1974).

Fahrtabschnitt 35 des DSDP führte zu den Bohrpunkten 322 - 325 im südöstlichen Pazifik (Abb. 4). Anhand dieser Bohrungen sollte die westantarktische Vereisungsgeschichte studiert werden. Es fanden sich Anzeichen dafür, daß in der Westantarktis bereits im Untermiozän eine schwache Vereisung geherrscht hatte. Die Vereisung verstärkte sich während des Mittelmiozäns wesentlich und kam dann während des Obermiozäns zur vollen Entwicklung (Hollister, Craddock et al., 1976). Fahrtabschnitt 36 schließlich sollte die Geschichte des Scotia-Bogens und der Drakestraße klären, mußte sich wegen schlechten Wetters und ungünstiger Eisverhältnisse aber auf Bohrungen an den Punkten 326 - 331 im südlichen Atlantik, nördlich von 51 °S, beschränken (Abb. 4; Barker, Dalziel et al., 1976).

Ein alle diese Bohrungen betreffendes Problem stellte die damals noch relativ primitive Bohrtechnologie dar, die häufig in einem geringen Kerngewinn und einer schlechten Qualität der Bohrkerne resultierte. Außerdem wurde damals noch keine kontinuierliche Kernentnahme angestrebt, so daß die stratigraphischen Abfolgen an den meisten Bohrpunkten nur sehr lückenhaft dokumentiert wurden.

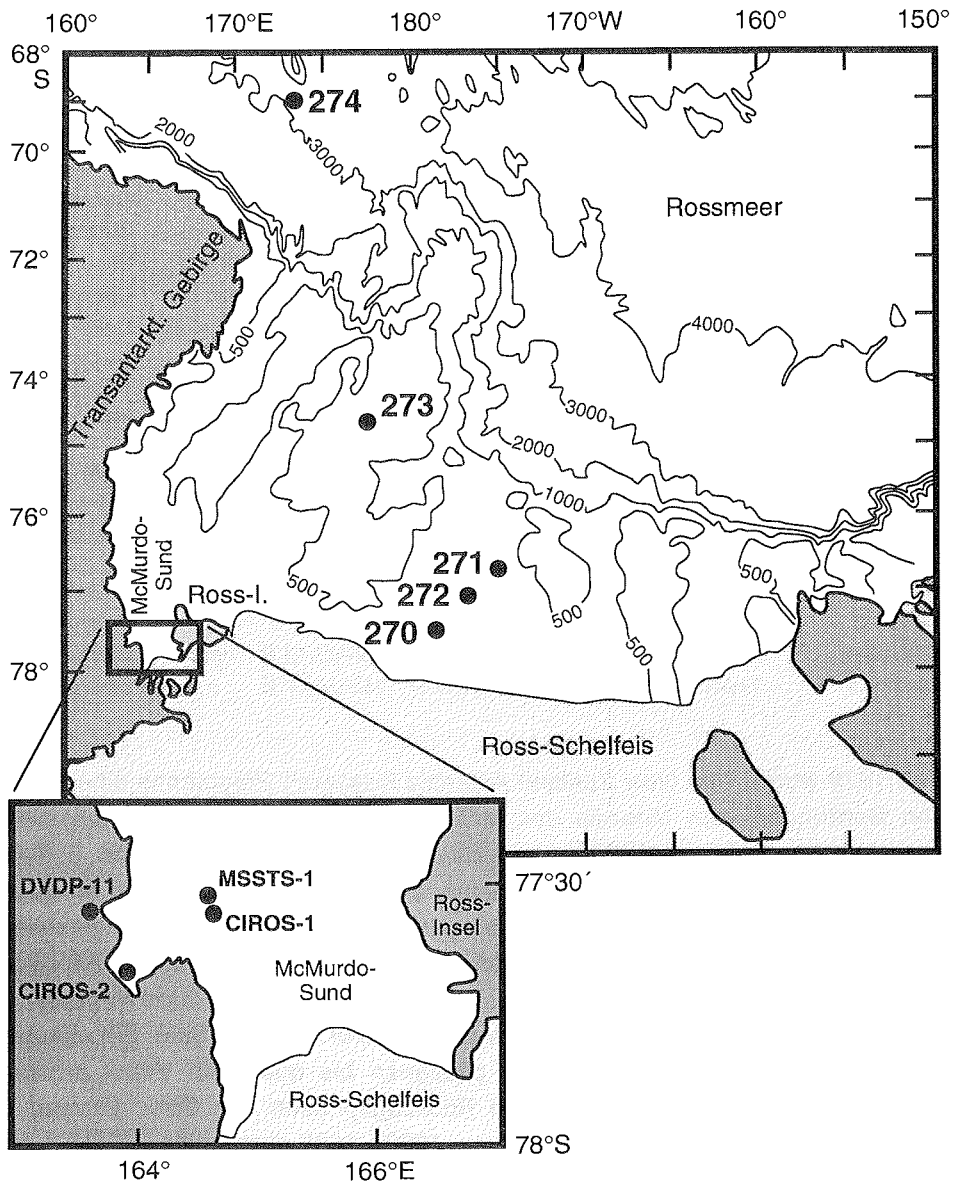
**Tab. 1:** Bohrungen, die 1987 und 1988 während der Fahrtabschnitte 113, 114, 119 und 120 des Ocean Drilling Program (ODP) im Südpolarmeer niedergebracht wurden, und weitere wichtige Bohrungen, die in dieser Arbeit Erwähnung finden. DSDP = Deep Sea Drilling Project; CIROS = Cenozoic Investigations of the Ross Sea; MSSTS = McMurdo Sound Sedimentary and Tectonic Studies; DVDP = Dry Valley Drilling Project.

| Bohrung Expedition | Lage                   | geogr. Breite | geogr. Länge | Wasser-tiefe | Ältestes Sediment |
|--------------------|------------------------|---------------|--------------|--------------|-------------------|
| 689 ODP 113        | Maudkuppe              | 64°31,01'S    | 03°06,00'E   | 2080 m       | Obercampan        |
| 690 ODP 113        | Maudkuppe              | 65°09,63'S    | 01°12,30'E   | 2914 m       | O.Camp.-U.Ma.     |
| 691 ODP 113        | Kapp Norvegia          | 70°44,54'S    | 13°48,66'W   | 3035 m       | kein Kerngewinn   |
| 692 ODP 113        | Kapp Norvegia          | 70°43,43'S    | 13°49,20'W   | 2875 m       | Valangin/Berrias  |
| 693 ODP 113        | Kapp Norvegia          | 70°49,89'S    | 14°34,41'W   | 2359 m       | Alb               |
| 694 ODP 113        | Zentrales Weddellmeer  | 66°50,82'S    | 32°26,76'W   | 4653 m       | Mittelmiozän      |
| 695 ODP 113        | Süd-Orkney-Mikrokont.  | 62°23,48'S    | 43°27,10'W   | 1300 m       | Obermiozän        |
| 696 ODP 113        | Süd-Orkney-Mikrokont.  | 61°50,96'S    | 42°56,00'W   | 650 m        | Obereozän         |
| 697 ODP 113        | Janebecken             | 61°48,63'S    | 40°17,75'W   | 3480 m       | Unterpliozän      |
| 698 ODP 114        | Georgienkuppe          | 51°27,51'S    | 33°05,96'W   | 2128 m       | Campan o. älter   |
| 699 ODP 114        | Östl. Georgienbecken   | 51°32,54'S    | 30°40,62'W   | 3706 m       | Unterpaläozän     |
| 700 ODP 114        | Östl. Georgienbecken   | 51°31,99'S    | 30°16,70'W   | 3601 m       | Coniac            |
| 701 ODP 114        | SW Atlant. Becken      | 51°59,07'S    | 23°12,73'W   | 4637 m       | Mittelleozän      |
| 702 ODP 114        | Islas-Orcadas-Kuppe    | 50°56,79'S    | 26°22,18'W   | 3083 m       | Oberpaläozän      |
| 703 ODP 114        | Meteorkuppe            | 47°03,04'S    | 07°53,68'E   | 1796 m       | Mittelleozän      |
| 704 ODP 114        | Meteorkuppe            | 46°52,76'S    | 07°25,25'E   | 2532 m       | Unteroligozän     |
| 736 ODP 119        | Kerguelenrücken        | 49°24,12'S    | 71°39,61'E   | 629 m        | Unterpliozän      |
| 737 ODP 119        | Kerguelenrücken        | 50°13,67'S    | 73°01,95'E   | 564 m        | Mittelleozän      |
| 738 ODP 119        | Kerguelenrücken        | 62°42,54'S    | 82°47,25'E   | 2253 m       | Unterturon        |
| 739 ODP 119        | Prydz-Bucht            | 67°16,57'S    | 75°04,91'E   | 412 m        | ?Eozän, U.Olig.   |
| 740 ODP 119        | Prydz-Bucht            | 68°41,22'S    | 76°43,25'E   | 807 m        | ?Perm - Kreide    |
| 741 ODP 119        | Prydz-Bucht            | 68°23,16'S    | 76°23,02'E   | 551 m        | Alb               |
| 742 ODP 119        | Prydz-Bucht            | 67°32,98'S    | 75°24,27'E   | 416 m        | ?Eozän, U.Olig.   |
| 743 ODP 119        | Prydz-Bucht            | 66°54,99'S    | 74°41,42'E   | 989 m        | Quartär           |
| 744 ODP 119        | Kerguelenrücken        | 61°34,66'S    | 80°35,46'E   | 2307 m       | Obereozän         |
| 745 ODP 119        | Austr.-Antarkt. Becken | 59°35,71'S    | 85°51,60'E   | 4093 m       | Obermiozän        |
| 746 ODP 119        | Austr.-Antarkt. Becken | 59°32,82'S    | 85°51,78'E   | 4070 m       | Obermiozän        |
| 747 ODP 120        | Kerguelenrücken        | 54°48,68'S    | 76°47,64'E   | 1697 m       | Untersanton       |
| 748 ODP 120        | Kerguelenrücken        | 58°26,45'S    | 78°58,89'E   | 1287 m       | Obercampan        |
| 749 ODP 120        | Kerguelenrücken        | 58°43,03'S    | 76°24,45'E   | 1070 m       | Untereozän        |
| 750 ODP 120        | Kerguelenrücken        | 57°35,54'S    | 81°14,42'E   | 2031 m       | Alb               |
| 751 ODP 120        | Kerguelenrücken        | 57°43,56'S    | 79°48,89'E   | 1634 m       | Untermiozän       |

Tab. 1: Fortsetzung.

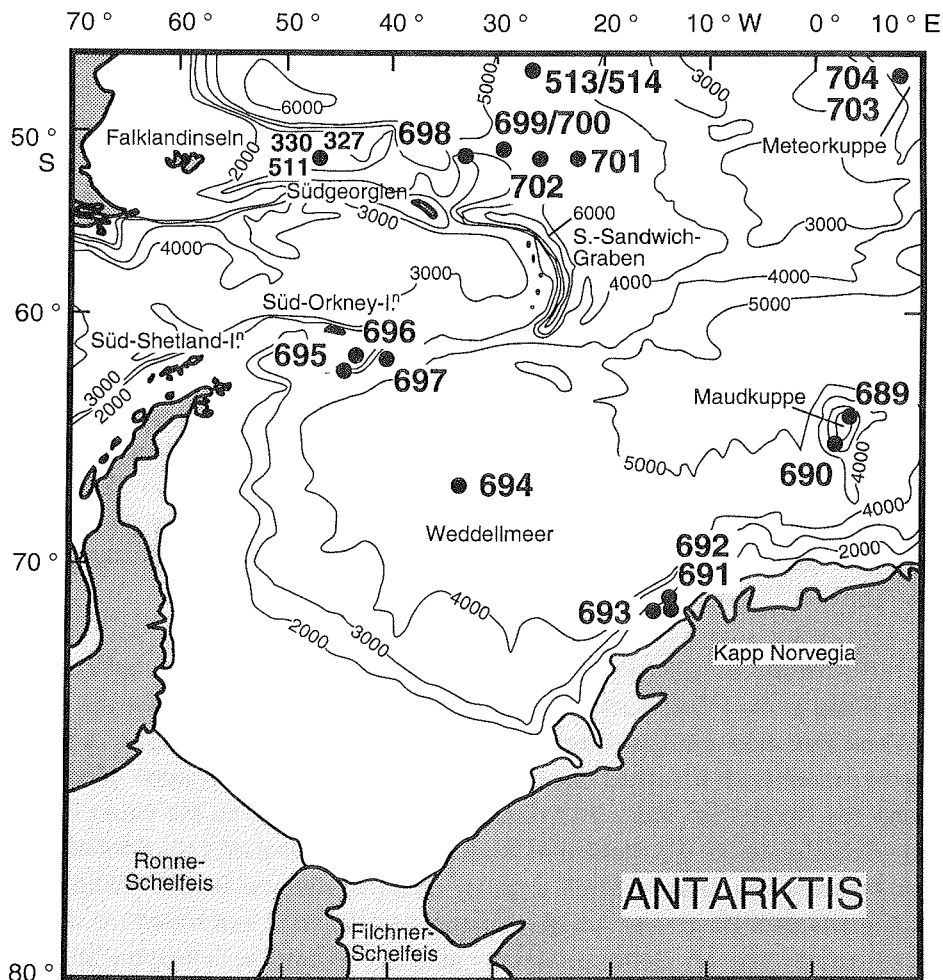
| Bohrung | Expedition | Lage                 | geogr. Breite | geogr. Länge | Wasser-tiefe | Ältestes Sediment |
|---------|------------|----------------------|---------------|--------------|--------------|-------------------|
| 270     | DSDP 28    | Rossmeer             | 77°26,48'S    | 178°30,19'W  | 633 m        | Oberoligozän      |
| 271     | DSDP 28    | Rossmeer             | 76°43,27'S    | 175°02,86'W  | 562 m        | Unterpliozän      |
| 272     | DSDP 28    | Rossmeer             | 77°07,62'S    | 176°45,61'W  | 619 m        | Untermiozän       |
| 273     | DSDP 28    | Rossmeer             | 74°32,29'S    | 174°37,57'E  | 491 m        | Untermiozän       |
| 274     | DSDP 28    | Rossmeer             | 68°59,81'S    | 173°25,64'E  | 3305 m       | Unteroligozän     |
| 327     | DSDP 36    | Falklandplateau      | 50°52,28'S    | 46°47,02'W   | 2400 m       | Apt               |
| 330     | DSDP 36    | Falklandplateau      | 50°55,19'S    | 46°53,00'W   | 2626 m       | Malm              |
| 511     | DSDP 71    | Falklandplateau      | 51°00,28'S    | 46°58,30'W   | 2589 m       | Malm              |
| 513     | DSDP 71    | Östl. Argent. Becken | 47°34,99'S    | 24°38,40'W   | 4373 m       | Unteroligozän     |
| 514     | DSDP 71    | Östl. Argent. Becken | 46°02,77'S    | 26°51,30'W   | 4318 m       | Unterpliozän      |
| CIROS-1 |            | Rossmeer             | 77°34,55'S    | 164°29,56'E  | 200 m        | Unteroligozän     |
| CIROS-2 |            | Rossmeer             | 77°41'S       | 163°32'E     | 211 m        | Unterpliozän      |
| MSSTS-1 |            | Rossmeer             | 77°33,26'S    | 164°23,13'E  | 195 m        | Oberoligozän      |
| DVDP-11 |            | Taylor Valley        | 77°35,40'S    | 163°24,67'E  | -            | Obermiozän        |

Seit 1979 wurde vom New Zealand Antarctic Research Programme eine Reihe von Bohrungen vom Meereis des McMurdo-Sund im westlichen Rossmeer abgeteuft. Die Bohrung MSSTS-1 erreichte eine Teufe von 227 m (Abb. 5; Tab. 1; MSSTS = McMurdo Sound Sedimentary and Tectonic Studies). Sie erschloß eine dicke, glaziale Sedimentabfolge, erreichte aber nicht den präglazialen Untergrund. Die ältesten erbohrten Sedimente besaßen ein oligozänes Alter von etwa 32 Ma (Barrett, 1986). 1984 wurde die Bohrung CIROS-2 niedergebracht (Abb. 5; Tab. 1; CIROS = Cenozoic Investigations of the Ross Sea). Sie erlaubte eine detaillierte Rekonstruktion der pliozänen bis quartären Vereisungsgeschichte mit mehreren Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises (Barrett & Scientific Staff, 1985; Barrett & Hambrey, 1992). 1986 durchteufte CIROS-1 mit einem Kerngewinn von 98 % eine Abfolge von 702 m glazial beeinflussten unteroligozänen bis untermiozänen Sedimenten (Abb. 5; Tab. 1). Allerdings erreichte auch diese Bohrung den präglazialen Untergrund nicht. Die erbohrten Sedimente belegen, daß die Antarktis in diesem Gebiet mindestens seit etwa 36 Ma auf Meeresebene vereist ist, und dokumentieren mehrere Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises. Da sich im unmittelbaren Hinterland der Bohrung das Transantarktische Gebirge erstreckt, kann nicht ausgeschlossen werden,



**Abb. 5:** Karte des Rossmeeres im pazifischen Sektor des Südpolarmeeres mit den dort niedergebrachten Bohrungen (vgl. Tab. 1). Tiefenlinien in Meter, nach GEBCO (Johnson et al., 1983).

daß es sich bei den Gletschern "nur" um Gebirgsgletscher und nicht um eine kontinentale Vereisung gehandelt hat (Barrett, 1989a; Barrett et al., 1989).



**Abb. 6:** Karte des Weddellmeeres im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres mit den dort niedergebrachten Bohrungen und einigen wichtigen Bohrungen im angrenzenden Südatlantik (vgl. Tab. 1). Tiefenlinien in Meter, nach GEBCO (Johnson et al., 1983; LaBreque et al., 1983).

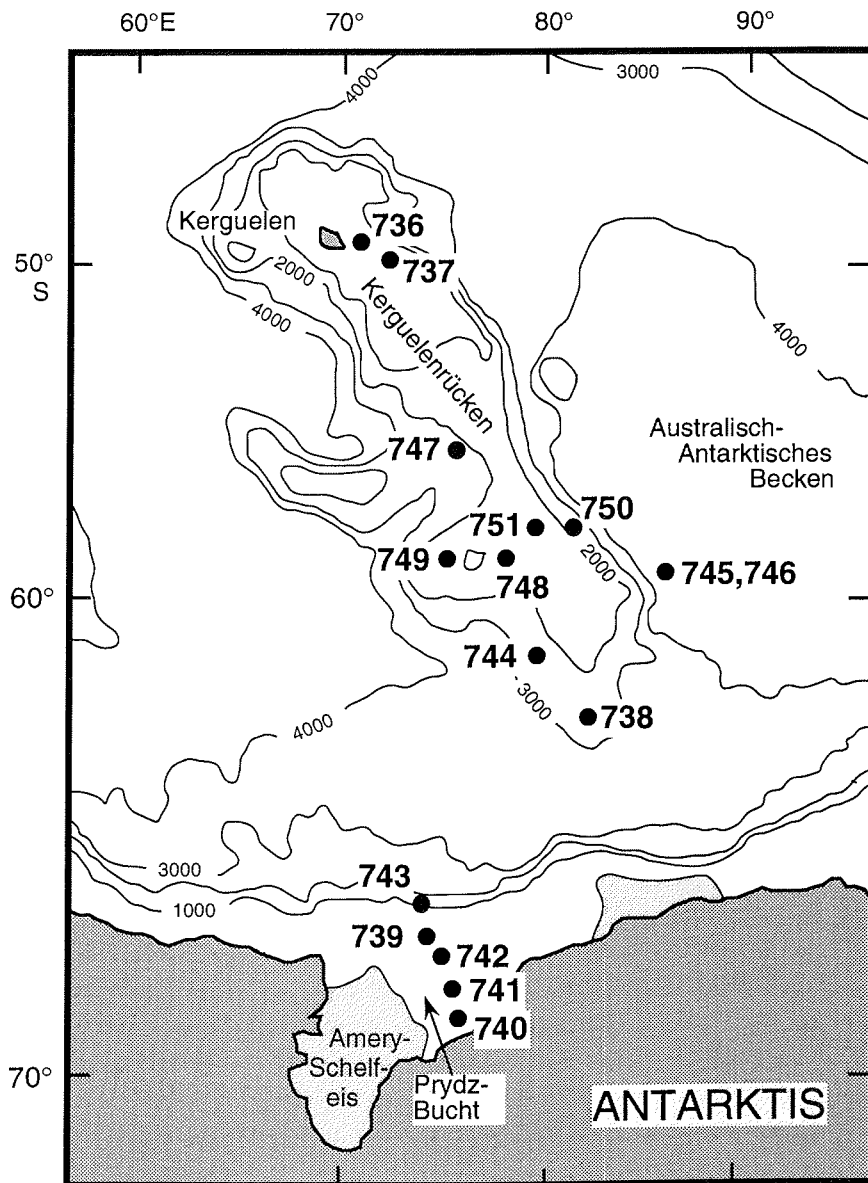
In den Jahren 1987 und 1988 wurden die antarktischen Gewässer erneut von einem Bohrschiff aufgesucht, diesmal von der "JOIDES Resolution" im Rahmen des ODP. Mit Hilfe eines hydraulischen Bohrverfahrens wurde ein wesentlich höherer Kerngewinn erzielt als bei den DSDP-Bohrungen. Allerdings blieb er auf dem Kontinentalschelf weiterhin bei nur etwa 50 %, da dort sedimentbedingt das herkömmliche Rotary-Bohrverfahren zum Einsatz kommen mußte. Die Bohrungen wurden nun kontinuierlich gekernt, um möglichst vollständige stratigra-

phische Sedimentabfolgen zu erhalten. Auf vier Fahrtabschnitten sollte die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis und die ozeanographische und sedimentologische Reaktion auf klimatische und tektonische Veränderungen studiert werden.

Während des Fahrtabschnittes 113 wurde an den Punkten 689 - 697 im Bereich des Weddellmeeres im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres gebohrt (Abb. 4, 6; Tab. 1; Barker, Kennett et al., 1988, 1990). Mit den Bohrungen 698 - 704 des Fahrtabschnittes 114 sollte die Sedimentationsgeschichte des subantarktischen Südatlantiks erforscht werden (Abb. 4, 6; Tab. 1; Ciesielski, Kristoffersen et al., 1988, 1991). Die Fahrtabschnitte 119 und 120 gingen in den indischen Sektor des Südpolarmeeres (Barron, Larsen et al., 1989, 1991; Schlich, Wise et al., 1990; Wise, Schlich et al., 1992). Gebohrt wurde während dieser beiden Fahrten an insgesamt 9 Punkten auf dem Kerguelenrücken (736 - 738, 744, 747 - 751), an zwei Punkten im Australisch-Antarktischen Becken (745, 746) und an 5 Punkten in der Prydz-Bucht vor dem Amery-Schelfeis (739 - 743; Abb. 4, 7; Tab. 1).

Durch den Amery-Schelfeiskomplex fließt heute etwa ein Fünftel des ostantarktischen Eises in die Prydz-Bucht ab. Deshalb wurde angenommen, hier mit einer Serie von fünf sich stratigraphisch überlappenden Bohrungen Hinweise auf den ersten kontinentalen Eisschild der Ostantarktis zu finden. Wenn auch der Kerngewinn der Bohrungen 739 - 743 relativ gering war, so wurde mit ihnen in der Prydz-Bucht erstmals ein Profil vom inneren Kontinentalschelf zum Kontinentalhang erschlossen. Dieses Profil ergänzt damit in nahezu idealer Weise die Befunde aus dem Rossmeer, wo die Bohrungen des DSDP kombiniert mit denen der neuseeländischen Bohrprogramme eine annähernd vollständige zusammengesetzte Sedimentabfolge ergeben, die bis ins unterste Oligozän zurückreicht.

Die Bohrungen auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken eignen sich besonders zur Rekonstruktion der antarktischen Vereisungsgeschichte und der Paläozeanographie des Südpolarmeeres, da diese Strukturen isolierte submarine Erhebungen südlich der heutigen Polarfrontzone darstellen, auf denen pelagische Sedimentation stattfindet. Direkte terrigene Einflüsse durch Rutschungen und Turbidite sind dort ausgeschlossen. Der Reichtum an kieselligen und kalkigen Mikrofossilien und detaillierte magnetostratigraphische Untersuchungen erlauben eine genaue stratigraphische Einordnung und Datierung der Sedimente (Tab. 2) und die Erstellung von Isotopenkurven.



**Abb. 7:** Karte des Kerguelenrückens und der Prydz-Bucht im indischen Sektor des Südpolarmeeres mit den dort niedergebrachten Bohrungen (vgl. Tab. 1). Tiefenlinien in Meter, nach GEBCO (Hayes & Vogel, 1981; Fisher et al., 1982).

**Tab. 2:** Stratigraphische Untergliederung des Känozoikums mit den in dieser Arbeit benutzten absoluten Altersangaben der Abteilungen und Stufen (Berggren et al., 1985).

| <b>Abteilung</b> | <b>Stufe</b>  | <b>Absolutes Alter (Ma)</b> |
|------------------|---------------|-----------------------------|
| Holozän          |               | 0,00 - 0,01                 |
| Pleistozän       |               | 0,01 - 1,60                 |
| Pliozän          | Oberpliozän   | 1,6 - 3,4                   |
|                  | Untерpliozän  | 3,4 - 5,3                   |
| Miozän           | Obermiozän    | 5,3 - 10,4                  |
|                  | Mittelmiozän  | 10,4 - 16,3                 |
|                  | Untermiozän   | 16,3 - 23,7                 |
| Oligozän         | Oberoligozän  | 23,7 - 30,0                 |
|                  | Untерoligozän | 30,0 - 36,6                 |
| Eozän            | Obereozän     | 36,6 - 40,0                 |
|                  | Mittелеozän   | 40,0 - 52,0                 |
|                  | Untereozän    | 52,0 - 57,8                 |
| Paläozän         | Oberpaläozän  | 57,8 - 62,3                 |
|                  | Untерpaläozän | 62,3 - 66,4                 |



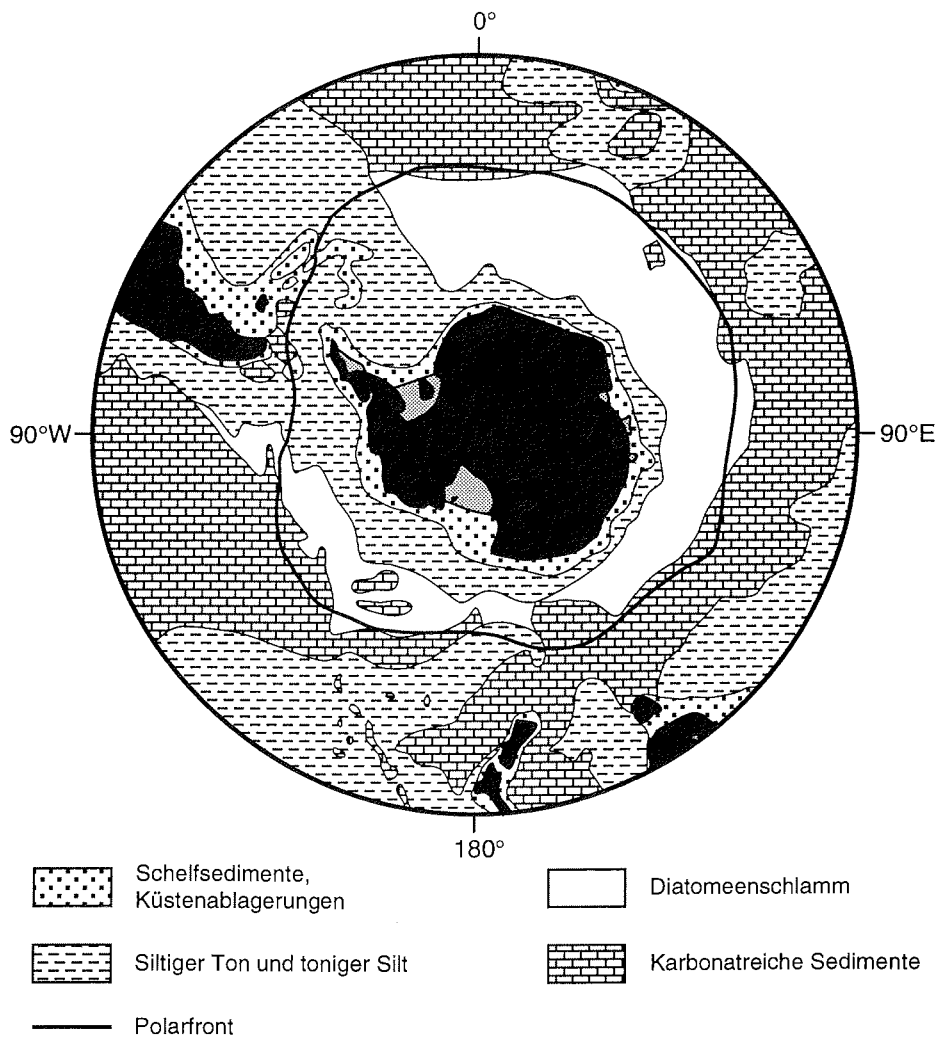
## 2. GRUNDLAGEN ZUR REKONSTRUKTION DER VEREISUNGSGESCHICHTE

### 2.1 Sedimentation im Südpolarmeer

Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis soll in dieser Arbeit aus Sedimenten des Südpolarmeeres abgelesen werden. Deshalb werden in diesem Kapitel zunächst die Sedimentationsmuster und -prozesse im Südpolarmeer, die Sedimentanlieferung in das glazialmarine Milieu und die Bedeutung einiger wichtiger Sedimentparameter für die Rekonstruktion der Klima- und Vereisungsgeschichte diskutiert.

Eine Karte der Verbreitung der verschiedenen Sedimenttypen im heutigen Südpolarmeer zeigt ein breitenabhängiges Muster (Abb. 8). Die Antarktis ist von einem Gürtel glazial geprägter Schelfsedimente umgeben, der nach Norden in einen Gürtel von glazialmarinen tonigen Silten und siltigen Tonen übergeht. Es folgt eine Zone mit Diatomeenschlamm, die etwa bis zur Polarfront reicht. Daran schließen sich nach Norden karbonatische Sedimente an.

Anders als bei den meisten terrestrischen glazialen Ablagerungen, die selten mächtiger als einige Dekameter werden, erreichen die glazigenen Sedimente am antarktischen Kontinentalrand Mächtigkeiten von bis zu tausend Meter oder mehr (z.B. Hambrey et al., 1992). Diese Sedimente besitzen daher ein höheres Potential zur Überlieferung der Vereisungsgeschichte der Antarktis als die terrestrischen Sedimentabfolgen. Allerdings sind die glaziologischen und sedimentologischen Prozesse, die im Kontaktbereich des antarktischen Eises mit dem Ozean ablaufen, wegen der schweren Zugänglichkeit dieser Gebiete bis heute nur unzureichend bekannt. Dies gilt besonders für die Art und Weise der Anlieferung von glazialen Detritus in den marinen Bereich. Schlecht bekannt sind auch die Raten der Sedimentanlieferung, das thermale Regime der transportierenden Gletscher und seine Auswirkung auf die Sedimentation, die Bedeutung von Schmelzwasser und die Rolle von Meeresströmungen in den Eisrandlagen. Auch existieren nur vage Vorstellungen von der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Sedimente, die unter den Schelfeisen abgelagert werden, sowie von ihrer Veränderung durch marine Prozesse.



**Abb. 8:** Verbreitung verschiedener Sedimenttypen im Südpolarmeer und den angrenzenden Ozeanen (vereinfacht nach Burckle et al., 1982).

### 2.1.1 Transportmedien für terrigenes Material

Die Menge an terrigenem Detritus, die vom antarktischen Eis in das Südpolarmeer transportiert wird, ist zunächst von der Intensität der Erosion auf dem Kontinent sowie von der Größe und Beschaffenheit des Einzugsgebietes abhängig. Sowohl die Erosion an der Basis der Eismassen als auch die Erosion in den eisfreien Gebieten sind dabei von Bedeutung. Auch die verschiedenen Trans-

portmedien und der Aufbau der antarktischen Küstenlinie (Kap. 1.2) üben großen Einfluß auf den Sedimenttransport vom Kontinent ins marine Milieu aus.

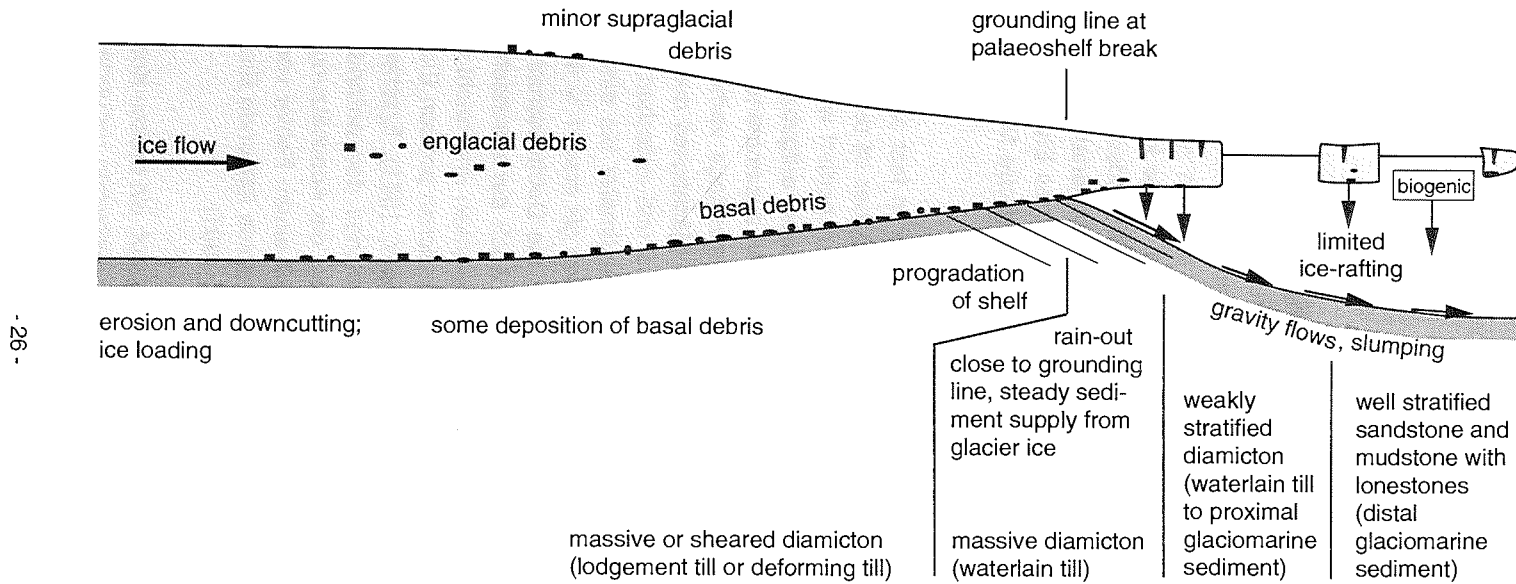
### Inlandeis und Schelfeis

In der Antarktis wird der größte Teil des terrigenen Detritus, der vom Kontinent ins Südpolarmeer transportiert wird, durch Erosion an der Basis von gleitenden Eismassen zur Verfügung gestellt. Die Intensität der Erosion hängt zum einen von der Beschaffenheit des Untergrundes, zum anderen von den Eigenschaften des Eises ab. So kann eine gleitende Eismasse, die ja keinen starren Körper darstellt, von einem sedimentären und einem durch wiederholte Frostsprengung aufgelockerten Untergrund wahrscheinlich leichter Material aufnehmen, als von einem massigen Granit oder Gneis. Ein kaltes, polares Eis erodiert wesentlich weniger als ein temperiertes Eis, an dessen Basis große Mengen an Schmelzwasser vorhanden sind (Drewry, 1986).

Eine basale Detritusschicht (Abb. 9) existiert zwar in fast allen Gletschern, ist aber nur selten aufgeschlossen (Drewry, 1986). Daher ist die Menge des terrigenen Detritus, die vom Eis ins Südpolarmeer transportiert wird, nur schwer zu quantifizieren. Die Detritusschicht kann sehr variabel aufgebaut sein und kann sich aus mehreren deutlichen Sedimenthorizonten zusammensetzen. Häufig ist aber auch nur eine einzige, dicke basale Sedimentlage vorhanden, oberhalb der der Detritusgehalt exponential abnimmt. Die Mächtigkeit des detritusführenden Bereiches kann innerhalb eines Gletschers und zwischen verschiedenen Gletschern sehr stark variieren und einige Zentimeter bis einige Dekameter betragen. Für die Ränder von polaren Eismassen gilt etwa 1 % der Eisdicke als typischer Wert (Drewry & Cooper, 1981), d.h. die Detritusschicht erreicht dort normalerweise nur einige Meter Mächtigkeit. Auch der durchschnittliche Sedimentgehalt der Detritusschicht kann stark schwanken und reicht von etwa 0,01 Vol.% bis etwa 70 Vol.%. Für einen durchschnittlichen polaren Eisschild soll der Wert bei etwa 1 Vol.% liegen (Drewry & Cooper, 1981). Erschwerend auf die Quantifizierung des terrigenen Materials, welches das antarktische Eis ins Südpolarmeer transportiert, wirkt weiterhin, daß die Abschätzung der heutigen Massenbilanz des antarktischen Eisschildes mit einem Fehler von bis zu 50 % behaftet ist. Die Angaben zum Massenverlust durch kalbende Eisberge streuen sogar zwischen 500 und 3000 Gt/Jahr (Drewry, 1991).

Der Detritus weist die Eigenschaften eines Tills auf: ein breites Korngrößenspektrum, schlechte Sortierung, gestriemte Steine, teilweise gerundete Steine und

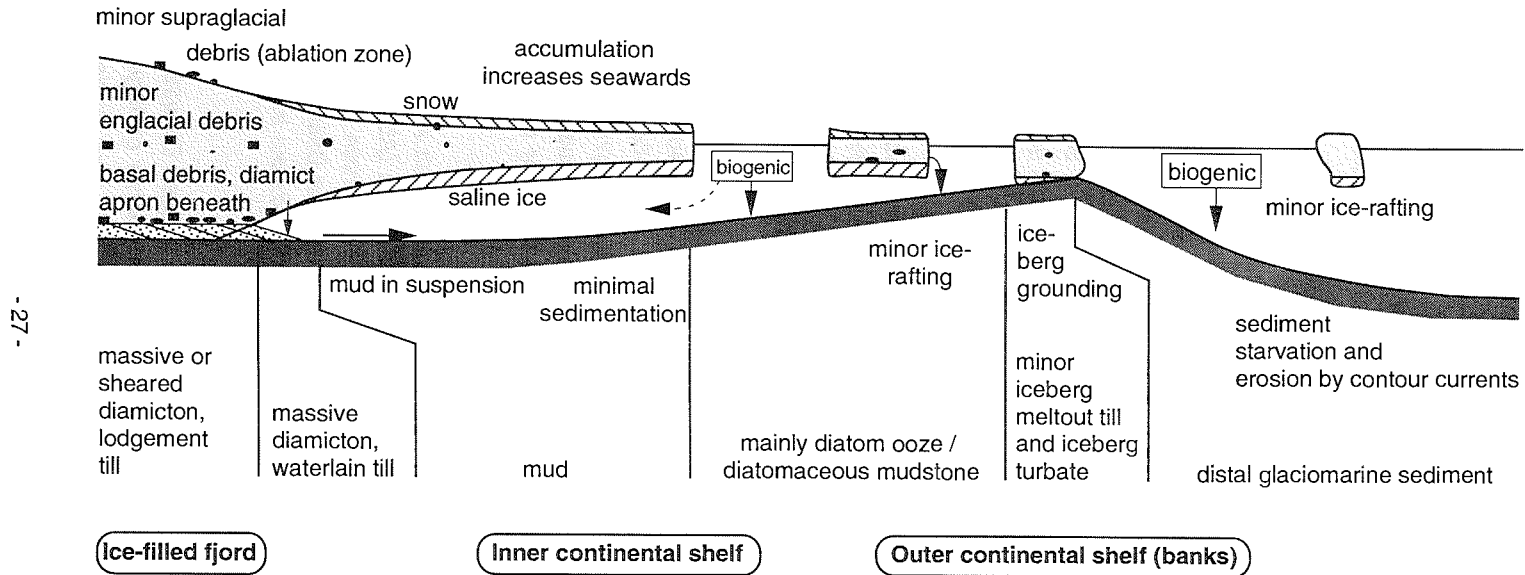
(A) Advanced ice



- 26 -

**Abb. 9A:** Sedimentationsmodell für einen glazialen Kontinentalrand in einer Situation, bei der die Grundlinie des Eises an der Schelfkante liegt. Eine solche Situation war in der Prydz-Bucht z.B. während des letzten glazialen Maximums und im frühen Oligozän gegeben. Der ausschmelzende basale Detritus akkumuliert auf dem oberen Kontinentalhang und trägt zum seewärtigen Vorbau des Schelfes bei. Rutschungen und Turbidite transportieren das terrigene Material hangabwärts (nach Hambrey et al., 1992).

(B) Recessed ice



**Abb. 9B:** Sedimentationsmodell für einen glazialen Kontinentalrand in einer Situation, bei der das Eis weniger weit vorgerückt ist als in Abb. 9A, z.B. während des Holozäns. Angedeutet ist hier, daß der Hauptteil des basalen Detritus bereits nahe an der Grundlinie des Schelfeises ausschmilzt. Das Anfrieren von Meereis an der Unterseite des Schelfeises ist heute weit verbreitet (nach Hambrey et al., 1992).

stromlinienförmig geschliffene Steine. Der Transport des basalen Detritus endet in der Regel, wenn ein Gletscher ins Meer mündet. Starke Schmelzvorgänge setzen ein und führen zu einem Ausregnen des Detritus im proximalen Schelfbereich. Ein großer Teil des Detritus ist bereits ausgeschmolzen bevor Eisberge kalben, die das verbliebene Material in weiter entfernte Gebiete transportieren können (Kap. 2.1.2; Drewry, 1986).

Basaler Detritus wird nicht nur von Gletschern, sondern auch von Eisströmen befördert, die zum Beispiel aus dem westantarktischen Eisschild abfließen und in das Ross-Schelfeis einmünden (Shabtaie & Bentley, 1987). Die schnellfließenden Eisströme gleiten über ein wassergesättigtes Bett aus Till hinweg, deformieren es dabei und transportieren das Sediment meerwärts. Der Transport endet in der Regel, sobald ein Eisstrom in ein Schelfeis einmündet, wo Schmelzprozesse einsetzen und zu einem Ausregnen des Detritus führen (Abb. 9).

Gletscher und Eisströme befördern Detritus auch an ihrer Oberfläche. Dorthin kann das Material von höher gelegenen eisfreien Gebieten durch Bergstürze und Rutschungen oder durch Seitenerosion der Gletscher und Eisströme gelangen. Es kann aber auch durch den Wind eingetragen werden. Die windtransportierten Komponenten sind feinkörnig und gut sortiert, die anderen Komponenten in der Regel grobkörniger, unsortiert und eckig.

Supraglazialer Detritus wird häufig auf Gletschern beobachtet, die durch das Transantarktische Gebirge in das Süd-Victoria-Land fließen (Barrett et al., 1983). Verglichen mit dem basalen Detritus ist der supraglaziale Detritus quantitativ nicht bedeutend. Da er aber mit Eisbergen mehrere tausend Kilometer weit verfrachtet werden kann, besitzt er große Bedeutung für die Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus und des Klimas.

Die antarktischen Eismassen befördern Gesteinsschutt nicht nur an ihrer Basis und ihrer Oberfläche, sondern auch in ihrem Inneren (Abb. 9). Er kann von der Oberfläche der Eismassen durch Spalten im Eis dorthin gelangen oder entlang der Eisflußlinien dorthin transportiert werden. Von der Basis der Eismassen kann Detritus durch Scherbewegungen und Faltungsprozesse ins Innere der Eismassen verfrachtet werden.

Im Gegensatz zu Gletschern und Eisströmen weisen Eiswälle nur eine geringe Fließgeschwindigkeit auf (Kap. 1.2) und liefern daher geringere Eis- und Detritusmengen an. Sie sind in ihrem Mündungsbereich über lange Zeit dem Wellen-

schlag und Schmelzvorgängen ausgesetzt. Das mitgeführte terrigene Material wird deshalb rasch in einem schmalen Gürtel nahe am Eisrand abgelagert.

Schelfeise und schwimmende Gletscherzungen stellen wirksame Hindernisse für den Transport basalen glazialen Sediments vom Kontinent in den distalmarinem Bereich dar. Wegen ihrer relativ langsamen Bewegung haben die Schmelzvorgänge an der Unterseite dieser Eismassen genügend Zeit, um die basale Detritusschicht zum größten Teil zum Ausregnen zu bringen. Der meiste Detritus akkumuliert bereits nahe an der Grundlinie, wo die Abschmelzrate am höchsten ist (z.B. Kipfstuhl, 1991). Weiter meerwärts friert heute an der Unterseite der Schelfeise verbreitet Meereis an (Abb. 9B). Dieses Phänomen wurde unter dem Ross-Schelfeis (Zotikov et al., 1980), unter dem Amery-Schelfeis (Budd et al., 1982) und unter dem Filchner-Ronne-Schelfeis (Thyssen, 1988) beobachtet. Durch das Anfrieren von Meereis findet der verbliebene basale Detritus vor dem Ausschmelzen Schutz. Daß der meiste Detritus jedoch bereits nahe an der Grundlinie sedimentiert, wird durch das Fehlen von Detritus an und über der Grenzschicht zwischen Gletschereis und Meereis in Eiskernen aus dem Amery-Schelfeis und dem Ross-Schelfeis angedeutet (Morgan, 1972; Zotikov et al., 1980).

#### Schmelzwasserströme

Suspendiertes Sediment kann theoretisch mit supraglazialen und subglazialen Schmelzwasserflüssen oder mit terrestrischen Flüssen in das marine Milieu befördert werden. In der Antarktis tragen heute höchstens die subglazialen Schmelzwässer in geringem Umfang zum Sedimenttransport bei.

Zwar werden jährlich einige Kubikkilometer an subglazialem Schmelzwasser in der Antarktis produziert (Zotikov, 1986), doch ist dies mengenmäßig nicht genug bzw. ist dieses Schmelzwasser nicht genügend kanalisiert, um sichtbare Trübe- ströme in den Meeren zu erzeugen. Nur an der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel wurden direkt vor einigen Gletschern Schmelzwasserströme mit suspendiertem Sediment beobachtet (Griffith & Anderson, 1989). Inwieweit Schmelzwasserströme in der geologischen Vergangenheit zur Sedimentation beigetragen, ist nicht bekannt. Denkbar wäre jedoch, daß sie eine wesentlich größere Rolle spielten, als die Antarktis noch von einem temperierten Eisschild bedeckt war (Kap. 4).

## Meereis

Sediment kann durch Flüsse auf das Meereis aufgespült werden, von Steilküsten auf das Meereis herabfallen oder rutschen und durch Wind aus eisfreien Gebieten antransportiert werden. Weiterhin kann Meereis in flachstem Wasser und entlang der Küstenlinie Detritus an seiner Basis einfrieren. Schließlich können auch feine, suspendierte Sedimentpartikel beim Gefrieren von Meerwasser im Eis gebunden werden.

Meereis ist in der Arktis ein wichtiges Transportmedium für klastisches und biogenes Material (Zusammenfassung in Drewry, 1986: 225 ff.; Pfirman et al., 1990). In der Antarktis dagegen spielen Ablagerungen aus Meereis heute keine Rolle, da die antarktische Küstenlinie zum größten Teil durch Schelfeise, Eiswälle, Eisströme und Gletscher aufgebaut wird, und die Meereisbildung daher vor allem über tieferem Wasser stattfindet. Der Windtransport von Sedimentpartikeln auf das Meereis ist quantitativ unbedeutend, da die Antarktis fast völlig von Eis bedeckt ist.

### **2.1.2 Sedimentation durch Eisberge**

Während ein Großteil des terrigenen Materials, das von den antarktischen Eismassen ins Südpolarmeer transportiert wird, direkt am Eisrand oder unter Schelfeisen und schwimmenden Gletscherzungen sedimentiert (Abb. 9; Kap. 2.1.1), können driftende Eisberge terrigenen Detritus mehrere tausend Kilometer von der Antarktis wegtragen.

Die Stelle, an der terrigener Detritus innerhalb des Eises eingeschlossen ist, beeinflusst den Zeitpunkt seiner späteren Ablagerung. Wenn zum Beispiel ein Gletscher nur vereinzelt oder nur eine dünne Lage Detritus an seiner Basis führt, so wird dieses Material bereits im Bereich der Gletscherzunge oder bald nach dem Kalben der Eisberge ausschmelzen. Der basale Detritus kann dann nur für längere Zeit vom Ausschmelzen verschont werden, wenn Eisberge direkt nach dem Kalben kentern. Wenn der terrigene Detritus dagegen innerhalb einer Eismasse liegt, wird es wesentlich länger dauern, bis er ausschmilzt. Dieses Material hat daher gute Chancen, mit Eisbergen über weite Strecken verfrachtet zu werden. Der supraglaziale Detritus wird von Eisbergen bis zum vollständigen Abschmelzen mitgeführt, sofern die Eisberge nicht kentern und dabei ihre Sedimentfracht ins Meer schütten.



Eisberge, die von Eisströmen und Gletschern ins Meer kalben, sind besonders reich an Detritus. Sie beziehen ihren Detritus von eisfreien Gebieten oder durch subglaziale Erosion (Drewry & Cooper, 1981; Drewry, 1986). Im Gegensatz hierzu liefern die meisten Eisberge, die von Schelfeisen kalben, sehr wenig Detritus, da in Schelfeisen normalerweise der größte Teil bereits nahe an der Grundlinie ausschmilzt und sedimentiert (Kellogg & Kellogg, 1988). Je größer die meerwärtige Ausdehnung eines Schelfeises, desto mehr Detritus wird bereits unter ihm abgelagert und desto weniger Detritus ist noch an der Schelfekante enthalten, an der die Eisberge kalben. Wenn die Grundlinie an der Schelfekante liegt, wie dies zum Beispiel während des letzten glazialen Maximums der Fall gewesen ist, ist die schwimmende Eiszunge relativ klein und instabil. Dann besteht die Möglichkeit, daß Eisberge abbrechen, bevor aller Gesteinsschutt ausgeschmolzen ist. Detritusbeladene Eisberge können auch von Schelfeisen kalben, wenn an der Unterseite des Schelfeises Meereis anfriert, das den Gesteinsschutt, der nicht bereits an der Grundlinie abgelagert worden ist, vor dem Ausschmelzen schützt (Abb. 9B; Kap. 2.1.1).

Die Menge des eistransportierten Materials, das in marinen Sedimenten zur Ablagerung gelangt, hängt auch von der Anzahl der Eisberge und damit von Kalbungsprozessen ab. Wichtige limitierende Faktoren für die Verbreitung von Eisbergen sind die Meereisbedeckung, die die Mobilität der Eisberge beeinflusst, die Strömungsverhältnisse sowie die Temperatur des Oberflächenwassers und damit die Abschmelzrate der Eisberge.

Durch Eisberge transportiertes Material kann alle Korngrößenklassen umfassen (z.B. Anderson et al., 1983; Drewry, 1986; Grobe, 1986; Gilbert, 1990). Die meisten Untersuchungen betrachten jedoch nur die Konzentrationen von terrigenem Sand und Kies als Maß für den Eintrag durch Eisberge (z.B. Blank & Margolis, 1975; Bornhold, 1983; Grobe, 1986). Die Silt- und Tonfraktionen der Sedimente werden normalerweise nicht als Anzeiger für Eiseintrag benutzt, da sie auch durch andere Prozesse wie Windtransport, Turbidite, Bodenströmungen usw. angeliefert werden können und für Sedimentumlagerung durch Strömungen anfällig sind.

Es gibt unterschiedliche Ansichten darüber, ob durch Eisberge transportierter Detritus vor allem während interglazialer oder glazialer Zeiten auftritt. Die eine Theorie geht davon aus, daß während glazialer Zeiten die Erosion der Gletscher auf dem Kontinent und auf den Schelfen sehr stark sei, und daher große Mengen an Detritus ins Eis eingearbeitet werden könnten (z.B. Goodell et al., 1968; Blank & Margolis, 1975). Die andere Theorie geht davon aus, daß während in-

terglazialer Zeiten das Eis auf dem Rückzug sei und daher die Kalbungsrate von Eisbergen sehr hoch sein könnte (Grobe, 1986).

In den letzten Jahren ist man der Lösung dieses Problems durch sehr detaillierte sedimentologische Untersuchungen an gut datierbarem Kernmaterial etwas nähergekommen. Anhand von quartären Sedimenten des Kontinentalhanges im Weddellmeer kann gezeigt werden, daß Sedimenttransport durch Eisberge vor allem in der Übergangsphase von einem Glazial zum Interglazial stattfindet. Der ansteigende Meeresspiegel führt zu einem Aufschwimmen der Eismassen, die zuvor auf dem Kontinentalschelf aufgelegt und an ihrer Basis Sediment eingefroren haben. Durch das anschließende Zerbrechen des Eises kommt es zu einer großen Zahl von sedimentbeladenen Eisbergen. Der Eintrag an eistransportiertem Material (IRD, ice-rafted debris) nimmt ab, sobald die Grundlinie des Eises ihre landwärtige Endposition erreicht, und der Zerfall der Schelfeise abgeschlossen ist (Grobe, 1986; Grobe & Mackensen, 1992).

Anhand von Sedimenten aus dem Antarktisch-Australischen Becken kann gezeigt werden, daß dieser Prozess auch im Pliozän und Obermiozän wirksam gewesen ist. Es können aber auch noch andere Prozesse identifiziert werden. Während intensiver Enteisungsphasen, wie der im Unterpliozän, oder während langandauernder Phasen mit zurückgezogenen Schelfeisen, werden auf dem Kontinentalschelf und möglicherweise auch in den Küstenregionen große Mengen an Detritus abgelagert. Bei der nächsten Intensivierung der Vereisung können die vorrückenden Eismassen diesen Detritus in ihre basalen Bereiche einarbeiten. Wenn dann die Grundlinie die Schelfkante erreicht, können sedimentführende Eisberge kalben. Erreicht die Grundlinie die Schelfkante nicht, so schmilzt das meiste Material bereits über dem Kontinentalschelf aus. Eisberge, die von Gletschern kalben, können ihre Fracht in jedem Fall direkt in distale Gebiete befördern (Ehrmann et al., 1991, 1992a).

Selbstverständlich können Sedimentumlagerungen das primäre IRD-Signal verfälschen. So weisen Watkins et al. (1982) besonders darauf hin, daß Anreicherungen von grobem eistransportiertem Detritus oft auf Bodenströmungen zurückzuführen sind, die die feinen Sedimentpartikel abreichern und den Sand und Kies zurücklassen.

### 2.1.3 Tonmineralvergesellschaftungen

Der terrigene Anteil der Sedimente am antarktischen Kontinentalrand und im Südpolarmeer besteht nicht nur aus grobkörnigen Partikeln, die durch Eis antransportiert werden, sondern auch aus einer signifikanten Menge an feinkörnigem Material. Von diesem Material sind für die Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte die Tonminerale besonders wichtig. Die Tonminerale in den Sedimenten des Südpolarmeeres werden durch Wasser, Wind oder Eis angeliefert. Sie bilden sich an Land unter verschiedenen Verwitterungsbedingungen, die letztlich durch das Klima kontrolliert werden. Welche Tonminerale in welchen mengenmäßigen Verhältnissen zur Ablagerung kommen, hängt daher von den klimatischen Bedingungen an Land und von der geologischen Beschaffenheit der Liefergebiete ab.

Die Verteilungsmuster der verschiedenen Tonminerale in den heutigen Weltmeeren zeigt eine deutliche breitenabhängige Zonierung, die die Verbreitung verschiedener Bodentypen und die Klimazonen auf den Kontinenten widerspiegelt (Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968; Lisitzin, 1972; Windom, 1976). Generell sind Tonmineralvergesellschaftungen in den Sedimentabfolgen der Ozeane daher nützliche Werkzeuge für die Rekonstruktion des Klimas.

In den hohen Breiten sind Tonminerale besonders aussagekräftig, da dort die klimatischen Schwankungen und Erosionsprozesse besonders ausgeprägt sind. Sie ergänzen sehr gut die paläoklimatischen Informationen, die aus anderen Sedimentparametern oder aus dem Fossilinhalt abgelesen werden können (Ehrmann et al., 1992b). So weist z.B. grobkörniges terrigenes Material in pelagischen Sedimenten auf einen Eintrag durch Eis hin. Es zeigt aber nur an, daß auf dem benachbarten Kontinent Gletscher bis an die Küste heranreichen und ins Meer kalben. Die Tonminerale, die durch Wind oder Flüsse und Meeresströmungen transportiert werden, können dagegen zusätzliche Information über den Zeitpunkt des Einsetzens der glazialen Bedingungen im Inneren des Kontinentes geben. Im Gegensatz zum IRD liefern sie auch Hinweise auf die vorherrschenden Verwitterungsprozesse und stellen damit wichtige Kriterien zur Unterscheidung von lokalen Gebirgsvergletscherungen und kontinentalen Vereisungen dar.

Chlorit und Illit treten besonders häufig in marinen Sedimenten der hohen Breiten auf (Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968; Moriarty, 1977). Diese beiden Tonminerale sind fast ausschließlich detritischer Herkunft und das Produkt physikalischer Verwitterung an Land. Ausgangsgesteine für Chlorit und Illit sind vor allem

kristalline oder metamorphe Gesteine. Chlorit gilt als das typische Mineral für niedergradige, chloritführende metamorphe und basische Ausgangsgesteine, während Illit eher von saureren Gesteinen abzuleiten ist (Griffin et al., 1968). Chlorit kann sich im marinen Milieu nur unter sehr speziellen Bedingungen bilden, für die Neubildung von Illit im marinen Milieu gibt es keine Belege (Griffin et al., 1968).

Im Gegensatz zu Chlorit und Illit sind Kaolinit und Smektit auf chemische Verwitterung zurückzuführen. Der häufigste und am besten bekannte Prozess ist die Hydrolyse. Hohe Feuchtigkeit und hohe Temperatur begünstigen die Hydrolyse, wobei der Effekt der Feuchtigkeit den der Temperatur übersteigt. Auch eine gute Drainage, die einen kontinuierlichen Kontakt mit frischen wässrigen Lösungen und einen Abtransport der Ionen gewährleistet, wirkt sich positiv auf die Hydrolyse aus (Chamley, 1989). Bei zunehmender Hydrolyse entsteht z.B. aus einem Kalifeldspat zunächst ein Al-Smektit, dann ein Kaolinit.

Hohe Kaolinitkonzentrationen in marinen Sedimenten sind in der Regel auf tropische bis subtropische Gebiete beschränkt (Windom, 1976), wo intensive Hydrolyse und lateritische Bodenbildung auf den benachbarten Kontinenten stattfindet. Als Ausgangsgesteine kommen vor allem saure, oft granitische Gesteine in Betracht. Kaolinit kann sich unter glazialen Bedingungen nicht bilden. Er kann aber auch in polaren Meeresgebieten auftreten, wenn an Land kaolinitführende Sedimente aufgearbeitet werden.

Die Smektitkonzentrationen in den heutigen Ozeanen zeigen keine eindeutige Breitenabhängigkeit, die mit dem Verwitterungsgeschehen an Land in einfacher Weise korreliert werden könnte. Maxima in den gemäßigten bis subariden Gebieten des Südatlantiks, zentralen Nordatlantiks, zentralen und südlichen Pazifiks und des nordöstlichen Indiks legen jedoch nahe, daß dieses Tonmineral Klimabedingungen anzeigt, die zwischen warm-humid (Kaolinit) und kalt-trocken (Chlorit, Illit) anzusiedeln sind (Chamley, 1979, 1989; Chamley et al., 1984). Häufig wird Smektit jedoch als das Resultat submariner chemischer Verwitterung von vulkanischen Komponenten angesehen (Halmyrolyse; Biscaye, 1965; zahlreiche Zitate bei Kastner, 1981). Dafür spricht, daß die Gebiete hoher Smektitgehalte durch hohe vulkanische Aktivität und geringe Sedimentationsraten gekennzeichnet sind, in denen der Halmyrolyse daher viel Ausgangsmaterial und Zeit zur Verfügung steht (z.B. zentraler Pazifik). Gleichzeitig ist in diesen Gebieten der Verdünnungseffekt gering.

Die Aussagekraft von Tonmineralvergesellschaftungen im Südpolarmeer in bezug auf die Vereisungsgeschichte der Antarktis, Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalrand und Paläozeanographie des Südpolarmeeres wird von Ehrmann et al. (1992b) zusammenfassend diskutiert. Danach hängt die Aussagekraft wesentlich von der Lage des Probennahmepunktes aber auch vom Alter der Sedimente ab.

In spätmesozoischen und paläogenen Sedimenten des Südpolarmeeres eignen sich Tonminerale besonders zu paläoklimatischen Rekonstruktionen. So zeigt zum Beispiel der unteroligozäne Wechsel von smektit-dominierten Vergesellschaftungen zu illit- und chlorit-dominierten Vergesellschaftungen den Übergang von warm-humiden Bedingungen mit chemischer Verwitterung zu kühleren Klimaten mit physikalischer Verwitterung an. Seit der Entstehung eines kontinentalen ostantarktischen Eisschildes herrschen in der Antarktis physikalische Verwitterungsbedingungen vor. Variationen in den Tonmineralvergesellschaftungen zeigen vor allem den Einfluß verschiedener Liefergebiete und verschiedener Transportprozesse an. Da diese Prozesse aber letztlich von den Klimabedingungen abhängen, können die jüngeren Tonmineralvergesellschaftungen indirekte Hinweise auf das Klima liefern (Ehrmann et al., 1992b).

Tonminerale in Sedimenten submariner Erhebungen sind zur Rekonstruktion des Paläoklimas besonders geeignet, da sie weitgehend von Sedimentumlagerungen unbeeinflusst sind. Die Sedimentabfolgen sind in der Regel vollständiger als am Kontinentalrand und führen Mikrofossilien, welche Alterseinstufungen und vergleichende Isotopenuntersuchungen ermöglichen. Auf dem Kontinentalschelf und -hang sowie in der Tiefsee wird dagegen das primäre paläoklimatische Signal oft überprägt (Ehrmann et al., 1992b). Deshalb stützt sich diese Arbeit bei der Rekonstruktion der antarktischen Vereisungsgeschichte vor allem auf die Tonmineralvergesellschaftungen in Sedimenten der Maudkuppe und des Kerguelenrückens.

#### **2.1.4 Biogene Sedimentkomponenten**

Bewegt man sich von der Zone mit terrigenen Sedimenten, die die Antarktis umgibt, nach Norden, so gelangt man in einen etwa 900 - 2000 km breiten Gürtel mit relativ reinen Diatomeenschlamm (Abb. 8). Opalgehalte von > 75 % sind hier keine Seltenheit.

Um die Überlieferung von Opal in den Sedimenten zu ermöglichen, muß die Produktionsrate von Diatomeen, Radiolarien und Silikoflagellaten im Oberflächenwasser die Lösungsrate in der Wassersäule, an der Sedimentoberfläche und im Sediment übertreffen. Genügend hohe Produktionsraten treten vor allem in Auftriebsgebieten auf, in denen nährstoffreiches Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche gelangt. Im antarktischen Opalgürtel werden große Mengen an Nährstoffen und Silizium durch das an die Oberfläche kommende Zirkumpolare Tiefenwasser zur Verfügung gestellt (Abb. 3).

Der Opalgürtel wird im Süden etwa durch die Verbreitung des sommerlichen Meereises bzw. die Antarktische Divergenz begrenzt, wo das geringe Licht- und Nährstoffangebot und die niederen Temperaturen die biologische Produktion stark herabsetzen. Im Norden wird er durch die Polarfront begrenzt, an der das Silizium-Angebot abnimmt. Andere Nährstoffe sind nördlich der Polarfront jedoch in genügend hoher Konzentration vorhanden, daß anderes Phytoplankton existieren kann (z.B. Charles et al., 1991).

Zwar wird südlich der Polarfront auch Karbonat im Oberflächenwasser gebildet, doch ist die Produktion fast ausschließlich auf die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* beschränkt. Das Karbonat wird aber im tieferen Wasser wieder gelöst. Die hohe Produktion von kieseligen Mikroorganismen führt nämlich zu einem hohen Eintrag an organischem Material, das bei seinem Abbau  $\text{CO}_2$  entstehen läßt. Dieses  $\text{CO}_2$  bewirkt eine Erhöhung der Karbonatlösung und damit eine flachere Lage der Karbonat-Kompensations-Tiefe (CCD, carbonate compensation depth). Südlich der Polarfront werden daher karbonatische Mikrofossilien nur am oberen antarktischen Kontinentalhang, auf Rückenstrukturen, die vom Kontinentalrand nach Norden ziehen (z.B. Astridrücken, Gunnerusrücken), sowie auf isolierten submarinen Erhebungen (z.B. Maudkuppe, Kerguelenrücken) gefunden. Zu den bedeutenden benthischen Karbonatbildnern auf den antarktischen Schelfgebieten zählen Bryozoen, Brachiopoden, Seepocken, Muscheln, Schnecken und solitäre Korallen.

Nördlich der Polarfront hat die CCD eine größere Tiefenlage und der Opalgürtel geht in einen breiten Bereich über, der von karbonatreichen Sedimenten dominiert wird (Abb. 8). Dieser Bereich zeichnet etwa die Lage der mittelozeanischen Rücken nach.

### 2.1.5 Sedimentumlagerung im glazialmarinen Milieu

Die Sedimente des glazialmarinen Bereichs können nach ihrer Ablagerung durch eine Reihe verschiedener Umlagerungsprozesse verfrachtet und verändert werden. Starke Bodenströmungen haben eine erodierende Wirkung. Sie nehmen vor allem die feinen Sedimentpartikel auf und transportieren sie weg, so daß grobkörnige Restsedimente wie Kiese und Sande zurückbleiben. Wenn die Strömung nachläßt, wird die mitgeführte feinkörnige Sedimentfracht wieder abgelagert. Rutschungen, Gleitungen und Turbidite lagern am antarktischen Kontinentalhang die glazialmarinen Sedimente um. Da alle diese Prozesse denen an anderen Kontinentalrändern gleichen, sollen sie hier nicht weiter diskutiert werden.

Eine Störung des normalen Sedimentverbandes und Erosion findet auch statt, wenn Eisberge in Grundberührung geraten (Abb. 9B). Pflugmarken von Eisbergen treten bis in Wassertiefen von etwa 500 m auf und sind in fast allen antarktischen Schelfgebieten weit verbreitet. Sie sind in der Regel etwa 20 - 100 m breit, 2 - 10 m tief und können über mehrere Kilometer lang sein. Gebietsweise können sie den Meeresboden zu annähernd 100 % bedecken (Drewry, 1986: 231 ff.).

Ein häufiger und wichtiger Prozeß der Sedimentumlagerung und Erosion findet statt, wenn Inlandeis und Gletscher über ein Schelfgebiet vorrücken. Die zuvor auf dem Schelf abgelagerten Sedimente können dabei deformiert, kompaktiert oder in die vorrückenden Eismassen einverleibt werden. Das Eis kann dieses Material dann bis zur Schelfkante befördern, an der es nahe der Grundlinie ausschmilzt, oder von der aus es durch Eisberge in hemipelagische und pelagische Bereiche verfrachtet werden kann (Hambrey et al., 1992).

Schließlich spielt Bioturbation im glazialmarinen Bereich bei der Sedimentumlagerung eine Rolle. Bioturbation ist im proximalen Bereich, zum Beispiel unter Schelfeisen, generell sehr gering, gewinnt aber im distalen glazialmarinen Bereich an Bedeutung. Dort kann sie primäre Strukturen wie zum Beispiel Lamellierung und Schichtung verschleiern. In Extremfällen kann sie zur nahezu vollständigen Homogenisierung eines Sedimentes führen.

## 2.2 Hauptfaziestypen im glazialen und glazialmarinen Bereich

Die Sedimente der Bohrungen in der Prydz-Bucht und im McMurdo-Sund des Rossmeeres können einer Reihe von verschiedenen Faziestypen zugeordnet werden. Diese Faziestypen wurden detailliert von Hambrey et al. (1989a, 1991, 1992) und Barrett & Hambrey (1992) beschrieben und interpretiert. Hier soll daher eine vereinfachte und zusammenfassende Darstellung genügen. Die Interpretation dieser Fazies beruht auf zahlreichen Kriterien, vor allem auf Lithologie, Textur, Struktur und Fossilinhalt.

Bei der Interpretation der Faziestypen muß jedoch bedacht werden, daß einige Lithofazies keine eindeutigen Anzeiger für einen bestimmten Ablagerungsbereich sind. So können zum Beispiel massige Diamiktite als Grundmoränen gedeutet werden, oder als Detritus, der nahe an der Grundlinie aus dem Eis ausgeschmolzen ist (Abb. 9A). Sie können aber auch durch fortgesetztes Ausschmelzen von Detritus aus Eisbergen in einem distalen Ablagerungsraum oder durch Sedimentumlagerung bei gravitativem Massentransport entstehen. Zudem muß berücksichtigt werden, daß einige der für die verschiedenen Fazies verantwortlichen Sedimentationsprozesse bisher noch nicht in der Natur beobachtet werden konnten; dies trifft vor allem auf die Prozesse zu, die unter aufliegendem Eis oder unter Schelfeisen ablaufen.

### **Diamiktite:**

Diamiktit ist ein rein beschreibender Begriff für ein nicht sortiertes Sedimentgestein, das aus einer Mischung aus Ton, Silt, Sand und Kies besteht. Diamiktite sind die typischen Sedimente eines antarktischen Kontinentalrandes, der durch Schelfeise, schwimmende Gletscherzungen und Eiswälle charakterisiert ist. Sie sind während interglazialer Phasen vor allem auf die inneren Schelfgebiete beschränkt (Abb. 9B), während glazialer Phasen dagegen auf dem Kontinentalhang weit verbreitet (Abb. 9A). Diamiktite stellen die dominierende Fazies der Bohrungen in der Prydz-Bucht und im McMurdo-Sund dar (vgl. Kap. 3.1; Tab. 3).

### Massiger Diamiktit:

Beschreibung: ungeschichteter Diamiktit mit matrixgestützten Kieskomponenten, die etwa 1 - 20 % des Gesteins umfassen und stark unterschiedliche Größen, Formen und Lithologien besitzen können. Die Kieskomponenten sind eckig bis rund, ihre Oberflächen können eine Striemung aufweisen. Die Matrix besteht zu etwa gleichen Teilen aus Sand und feineren Korngrößen. Gelegentlich treten Diatomeen auf, selten kalkige Makrofossilien.



Interpretation: a) wenn die Kieskomponenten eine bevorzugte Orientierung haben und keine Fossilien vorhanden sind: Grundmoräne ("lodgement till"; Abb. 9), oder  
b) wenn die Kieskomponenten eine zufällige Orientierung zeigen: subaquatische Ablagerung, die nahe der Grundlinie eines Schelfeises oder einer schwimmenden Gletscherzunge durch Ausschmelzen von IRD entsteht ("waterlain till"; Abb. 9).

#### Schwach geschichteter Diamiktit:

Beschreibung: wie massiger Diamiktit, aber in der Regel mit geringerem Kiesgehalt (1 - 10 %) und mit einer undeutlichen Schichtung, die auf geringe Unterschiede im Sandgehalt zurückgeht. Die Sedimente können leicht bioturbat sein und Rutschkörper enthalten. Teilweise führen sie einige Diatomeen und kalkige Makrofossilien.

Interpretation: subaquatische Ablagerung, die nahe der Grundlinie eines Schelfeises oder einer schwimmenden Gletscherzunge durch Ausschmelzen von IRD entsteht ("waterlain till"), bis proximales glazialmarines Sediment des oberen Kontinentalhanges, mit Rutschungen (Abb. 9A).

#### Gut geschichteter Diamiktit:

Beschreibung: wie massiger Diamiktit, jedoch mit auffallender, wenn auch meist diskontinuierlicher, oft unebener Schichtung im mm-Bereich oder cm-Bereich. Gelegentlich ist die Schichtung durch "Dropstones" verformt. Während der Kiesgehalt im Normalfall geringer ist als bei einem massigen oder schwach geschichteten Diamiktit, können sowohl die Diatomeen (bis zu 30 %) als auch die kalkigen Makrofossilien stärker vertreten sein.

Interpretation: proximales glazialmarines Sediment, das seewärts des schwach geschichteten Diamiktits zur Abgelagerung kommt. Diese Fazies besitzt eine stärkere marine Komponente (Fossilinhalt) als die anderen Diamiktite, aber eine etwas geringere glaziale Komponente (Kies).

#### **Sandsteine:**

Während Diamiktite die typischen Sedimente eines von Eis dominierten antarktischen Kontinentalrandes sind, sind Sandsteine eher die typischen Sedimente einer unvergletscherten Küste und/oder das Ergebnis von Sedimentumlagerung durch Strömung oder gravitativen Transport. Sandsteine stellen eine mengenmäßig wichtige Fazies in den Bohrungen im McMurdo-Sund dar, treten aber in den Bohrungen der Prydz-Bucht nur in sehr geringer Mächtigkeit auf (vgl. Kap. 3.1; Tab. 3).

#### Massiger Sandstein:

Beschreibung: ungeschichteter, gut sortierter bis schlecht sortierter Sandstein, oft mit geringen Ton-, Silt- und Kiesanteilen. Die Kieskomponenten können unterschiedliche Größe, Form und Lithologie besitzen und eine Striung zeigen. Einige Sandsteinkörper weisen eine erosive Basis auf. Gut sortierte Sande sind häufig nicht oder nur wenig verfestigt.

Interpretation: Strandsediment oder küstennahe Ablagerung mit einer eistransportierten Sedimentkomponente. Gut sortierte Sande mit Erosionskontakten sind eher das Resultat von gravitativen Sedimentumlagerungen am Kontinentalhang.

#### Schwach geschichteter Sandstein:

Beschreibung: wie massiger Sandstein, aber mit schwacher, oft unregelmäßiger und diskontinuierlicher Schichtung; häufig ist eine undeutliche Linsenschichtung im cm-Bereich vorhanden. Vereinzelt treten intraformationale Rutschmassen und Brekzienbildungen, erosive Kontakte und eine leichte Bioturbation auf.

Interpretation: küstennahe Ablagerung mit einer eistransportierten Sedimentkomponente. Gut sortierte Sande mit Erosionskontakten sind eher das Resultat gravitativer Sedimentumlagerungen am Kontinentalhang.

#### Gut geschichteter Sandstein:

Beschreibung: wie massiger Sandstein, aber mit deutlicher Schichtung im mm-Bereich bis cm-Bereich.

Interpretation: küstennahe Ablagerung mit einer eistransportierten Sedimentkomponente. Glazialmarines Sediment mit gravitativer Sedimentumlagerung am Kontinentalhang (Abb. 9A).

#### **Ton-Siltsteine:**

Sowohl die Diamiktitfazies als auch die Sandsteinfazies gehen seewärts in eine glazialmarine Ton-Siltstein-Fazies über (Abb. 9), die einen abnehmenden glazialen Einfluß und zunehmenden marinen Einfluß anzeigt. Im Unterschied zum massigen Diamiktit haben Ton-Siltsteine einen höheren Feinkornanteil und einen geringeren Kiesgehalt. Sie stellen eine in den Bohrungen im McMurdo-Sund stark vertretene Fazies dar, treten aber in den Bohrungen der Prydz-Bucht nur in sehr geringer Mächtigkeit auf (vgl. Kap. 3.1; Tab. 3).

#### Massiger Ton-Siltstein:

Beschreibung: ungeschichteter, schlecht sortierter sandiger Ton-Siltstein mit einigen Kieskomponenten, die eine unterschiedliche Größe, Form und Lithologie besitzen und eine Striung aufweisen können. Das Sediment kann vereinzelt intraformationale Brekzien enthalten und leicht bioturbat sein. Karbonatschalen und Schalenreste können auftreten.

Interpretation: Ablagerung unter einem Schelfeis, wenn nicht bioturbat (Abb. 9A); küstenfernes Sediment mit einer eistransportierten Sedimentkomponente. Rutschungen und Schlammströme über kurze Entfernungen.

#### Schwach geschichteter Ton-Siltstein:

Beschreibung: wie massiger Ton-Siltstein, aber mit schwacher, diskontinuierlicher, manchmal unebener Schichtung, hervorgerufen durch sandreichere Lagen. Gelegentlich bioturbat oder synsedimentär gestört.

Interpretation: küstenfernes Sediment oder Sediment in tieferem küstennahem Wasser, mit einer eistransportierten Sedimentkomponente, gelegentlich mit subaquatischen Rutschungen. Auch Ablagerung unter einem Schelfeis, wenn keine Bioturbation oder Rutschmassen vorhanden sind (Abb. 9B).

#### Gut geschichteter Ton-Siltstein:

Beschreibung: wie massiger Ton-Siltstein, aber mit deutlicher, meist diskontinuierlicher Schichtung im mm- bis cm-Bereich, oft durch sandreichere Lagen hervorgerufen. Gelegentlich leicht bioturbat oder synsedimentär deformiert.

Interpretation: Sediment des tieferen küstennahen Bereichs oder distales glazialmarines Sediment mit einer eistransportierten Sedimentkomponente, gelegentlich Rutschungen.

#### Bioturbater Ton-Siltstein:

Beschreibung: wie massiger Ton-Siltstein, Schichtung durch Bioturbation sehr stark gestört oder fast vollständig unkenntlich gemacht.

Interpretation: küstenfernes Sediment oder Sediment des tieferen küstennahen Bereichs mit einer eistransportierten Sedimentkomponente.

#### Ton-Siltstein-Brekzie:

Beschreibung: ungeschichteter bis schwach geschichteter, schlecht sortierter sandiger Ton-Siltstein in Form einer intraformationalen Brekzie mit bis zu 70 % Klasten. Kann etwas Kies enthalten.

Interpretation: Ablagerung am Kontinentalhang mit einer eistransportierten Sedimentkomponente, umgelagert durch Rutschungen oder Schlammströme.

Diatomeenführender Ton-Siltstein:

Beschreibung: in der Regel massiger Ton-Siltstein mit > 20 % Diatomeen und etwas Sand und Kies.

Interpretation: distales glazialmarines Sediment, aber mit einer stärkeren glazialen und terrigenen Komponente als der Diatomeenschlamm (s.u.). Übergangsfazies zwischen Ton-Siltsteinen und Diatomeenschlämmen.

**Andere Fazies:**

Diatomeenschlamm, Diatomit:

Beschreibung: schwach geschichteter oder ungeschichteter Biogenschlamm mit > 60 % Diatomeen. Kies, Sand, Silt und Ton können in geringeren Mengen enthalten sein.

Interpretation: distales glazialmarines Sediment mit einer eistransportierten Sedimentkomponente, nördlich der sommerlichen Meereisgrenze abgelagert.

Konglomerat:

Beschreibung: ungeschichtetes bis schwach geschichtetes, schlecht sortiertes, komponenten- oder matrixgestütztes sandiges Konglomerat. Normale oder inverse Gradierung. Die Komponenten sind mittelmäßig gerundet bis gut gerundet und erreichen Blockgröße. Oft sind Ton-Siltstein-Klasten eingearbeitet. Belastungsmarken.

Interpretation: Umlagerungsprodukt aus fluvioglazialen Sedimenten, aus subaquatischen Schüttungen eines Gletschers oder aus Sedimenten, die am Eisrand ausgeschmolzen sind. Fluviales Sediment.

Rhythmit:

Beschreibung: Wechsellagerungen aus gradierten, schlecht sortierten, tonigen und siltigen Sandsteinen und sandigen Ton-Siltsteinen. Regelmäßige Schichtung im mm-Bereich. Vereinzelt "Dropstones".

Interpretation: Turbidite oder Konturite mit einem subglazialen Quellgebiet und einer zusätzlichen eistransportierten Sedimentkomponente, proximal glazialmarin.

### 2.3 Sauerstoffisotope

Neben den sedimentologischen und paläontologischen Parametern werden zur Rekonstruktion der känozoischen Vereisungsgeschichte der Antarktis vor allem die stabilen Sauerstoffisotopenverhältnisse in Gehäusen benthischer und planktischer Foraminiferen zu Hilfe genommen. Die Aussagekraft der Sauerstoffisotope soll daher in diesem Kapitel kritisch betrachtet werden.

Sauerstoff liegt im Meerwasser vor allem in Form seiner beiden stabilen Isotope  $^{16}\text{O}$  (99,76 %) und  $^{18}\text{O}$  (0,20 %) vor. Die beiden Isotope besitzen identische chemische Eigenschaften, doch weist das leichtere  $^{16}\text{O}$  einen niedrigeren Dampfdruck auf. Bei der Verdunstung geht daher bevorzugt  $^{16}\text{O}$  in den Wasserdampf, während das schwerere  $^{18}\text{O}$  bevorzugt im Meerwasser zurückbleibt. Wenn die isotopisch leichteren Niederschläge auf den Kontinenten in Form von Schnee und Eis gebunden werden, wird das Meerwasser an  $^{18}\text{O}$  angereichert.

Foraminiferen, die beim Bau ihrer Gehäuse  $\text{CaCO}_3$  ausfällen, dokumentieren das jeweils herrschende  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des Meerwassers. Das Isotopenverhältnis wird gegen einen laborinternen Standard gemessen und in der sogenannten  $\delta$ -Notation in ‰ PDB (Pee Dee Belemnite; Craig, 1957) angegeben:

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \times \left( \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Probe}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{Standard}}} - 1 \right) \text{‰}$$

Die Fraktionierung des Sauerstoffs ist temperaturabhängig. Mit abnehmender Temperatur wird verstärkt  $^{18}\text{O}$  in die Foraminiferengehäuse eingebaut. Die Wassertemperatur  $T$  wird nach O'Neil et al. (1969) und Shackleton (1974) nach folgender Gleichung berechnet:

$$T = 16,9 - 4,38 (\delta_c - \delta_w) + 0,10 (\delta_c - \delta_w)^2$$

Dabei ist  $\delta_w$  das Isotopenverhältnis des Meerwassers und  $\delta_c$  das Isotopenverhältnis des Kalzits. Das heutige Meerwasser hat ein mittleres  $\delta_w$  von -0,28 ‰, für eine eisfreie Welt dagegen errechnet sich ein  $\delta_w$  von -1,2 ‰. Da die meisten Foraminiferen Kalzit nicht im isotopischen Gleichgewicht mit Meerwasser aufbauen (Vitaleffekt), ist gegebenenfalls ein Korrekturfaktor einzuführen, wenn auf die isotopische Zusammensetzung oder die Temperatur des Meerwassers rückgeschlossen werden soll.

Rekonstruktionen des Paläoklimas und der Vereisungsgeschichte der Antarktis stützen sich häufig auf die Sauerstoffisotope in benthischen und planktischen Foraminiferen. Isotopenstudien lassen jedoch, für sich allein genommen, keine

eindeutige Interpretation zu, da die Foraminiferen auf die drei Variablen Temperatur, Salinität und Eis reagieren. So kann eine Zunahme des  $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes eine Abkühlung der Wassertemperatur ( $1\text{ }^\circ\text{C}$  pro  $0,23\text{ ‰}$ ) oder eine globale Änderung der Isotopenzusammensetzung des Meerwassers als Resultat von Eiswachstum anzeigen. Sie kann aber auch durch verstärkte Verdunstung oder schwächere Niederschläge zustande kommen. Aufgrund dieser Mehrdeutigkeit wird noch immer diskutiert, inwieweit der  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg in benthischen Foraminiferen seit dem Untereozän eine Abkühlung des Bodenwassers anzeigt (z.B. Savin et al., 1975; Shackleton & Kennett, 1975; Savin, 1977; Vergnaud Grazzini & Oberhänsli, 1986), und inwieweit er auf eine Zunahme des globalen Eisvolumens zurückzuführen ist (z.B. Matthews & Poore, 1980; Keigwin & Corliss, 1986; Prentice & Matthews, 1988, 1991).

Bevor umfangreiches Probenmaterial aus dem Südpolarmeer vorlag, wurden die Paläotemperaturen der südlichen hohen Breiten aus Isotopendaten benthischer Foraminiferen in äquatorialen und niederen Breiten abgeschätzt. Man machte dazu die Annahme, daß die dortige Tiefenwassertemperaturen der Ozeane die Oberflächentemperatur in hohen Breiten widerspiegeln. Savin et al. (1975) berechneten Paläotemperaturen anhand von Isotopendaten aus dem tropischen Pazifik und nahmen dazu eisfreie Bedingungen an. Sowohl die benthischen als auch die planktischen Foraminiferen ergaben dabei für das Unteroligozän Wassertemperaturen, die den heutigen ähnlich waren. Da aber solche niedrigen Temperaturen, vor allem die des Bodenwassers, nicht ohne Eis in den südlichen hohen Breiten zu erklären waren, folgerten die Autoren, daß in der Antarktis Eis existiert haben muß. Sie glaubten jedoch nicht an das Vorhandensein von Meereis.

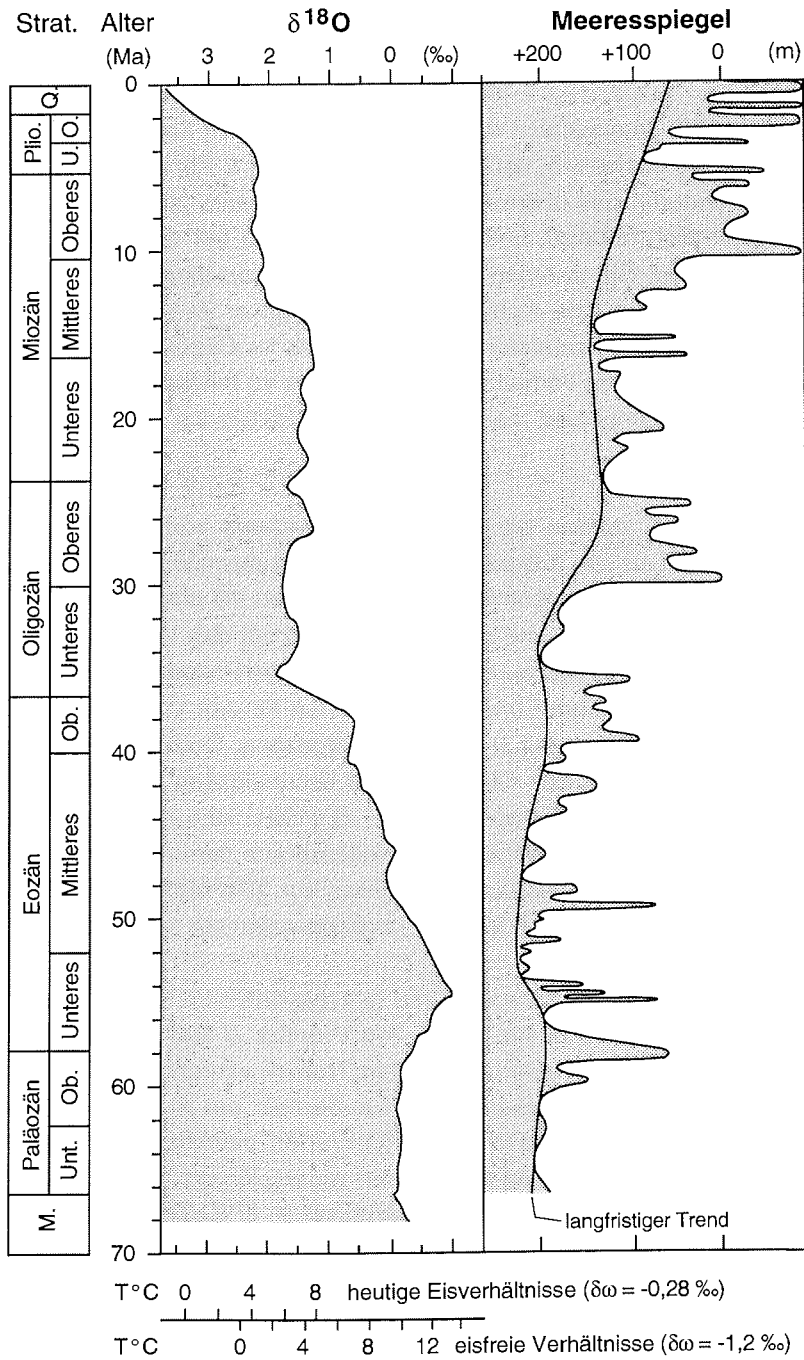
Die ersten umfangreichen Untersuchungen von Sauerstoffisotopen in Sedimenten subantarktischer Breiten wurden von Shackleton & Kennett (1975) durchgeführt. Ihr Probenmaterial kam von Sedimentkernen der DSDP-Bohrungen 277, 279 und 281 im südwestlichen Pazifik, von etwa  $48\text{ }^\circ\text{S}$  bis  $52\text{ }^\circ\text{S}$  (Abb. 4). Die Autoren deuteten ihre Daten dahingehend, daß die Wassertemperatur seit dem Untereozän in mehreren Schritten abnahm und die stärkste Abkühlung im untersten Oligozän erfolgte. Die mittlere Jahrestemperatur lag damals in den südlichen hohen Breiten nahe am Gefrierpunkt. Deshalb konnten Gletscher bis an die Küste vordringen und konnte sich Meereis bilden. Meereis war für die Produktion von kaltem Bodenwasser verantwortlich (Kennett & Shackleton, 1976). Diese unteroligozäne Vereisung war aber nach Meinung der Autoren wesentlich weniger intensiv als die heutige und stellte nur ein kurzzeitiges Phänomen dar. Ein permanenter Eisschild sollte sich erst im Mittelmiozän gebil-

det haben. Weitere Phasen der Abkühlung und des Eisaufbaus hätten dann im Obermiozän und im Oberpliozän stattgefunden (Shackleton & Kennett, 1975).

Wise et al. (1985) untersuchten die Bohrung 511 auf dem Falklandplateau (Abb. 4, 6; Tab. 1). Sie schlossen, daß die von Shackleton & Kennett (1975) präsentierten Temperaturen des unteroligozänen Bodenwassers zu niedrig seien, und daß ein wesentlich höherer Anteil des  $\delta^{18}\text{O}$ -Signals auf die Bildung von Eis zurückzuführen sei. Sie nahmen aber an, daß der von ihnen geforderte kontinentale Eisschild die Küste nicht erreichte und daß er im Untermiozän wieder zerstört wurde. Nach Shackleton (1986) war Eis im Oligozän während dreier Intervalle in der Antarktis vorhanden: im untersten, im mittleren und im obersten Oligozän. Die ersten beiden Vereisungsphasen hätten die Küste jedoch nicht erreicht.

Miller et al. (1987) stellten benthische Isotopendaten von 10 Bohrungen im Atlantik (Abb. 10) und von 3 Bohrungen im Pazifik zusammen. Sie benutzten die Kovarianz der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte benthischer Foraminiferen mit planktischen Foraminiferen aus niederen Breiten und schlossen daraus auf das Vorhandensein bzw. Fehlen von Eis in der Antarktis. Sie konnten mehrere Phasen von Eiswachstum und Eisabbau rekonstruieren und argumentierten für das Vorhandensein eines kontinentalen Eisschildes seit Beginn des Oligozäns. Doch sie betonten, daß dieser Eisschild während des Oligozäns und Untermiozäns zeitweise abgebaut wurde. In jüngerer Zeit publizierten Miller et al. (1991) eine neue Synthese, wiederum aufbauend auf benthischen Foraminiferen aus dem Atlantik und Pazifik. Sie beschrieben Wachstumsphasen des Eises vor 35,8 Ma, 32,5 Ma, 23,5 Ma, 16,1 Ma, 13,6 Ma, 12,6 Ma, 9,6 Ma und möglicherweise vor 11,3 Ma.

Ein anderer Ansatz zur Interpretation von Isotopendaten im Hinblick auf die Vereisungsgeschichte der Antarktis wurde von Prentice & Matthews (1988, 1991) verfolgt. Sie gingen davon aus, daß in den Tropen während des Känozoikums die Temperatur des Oberflächenwassers außerhalb der Auftriebsgebiete konstant war. Die Schwankungen in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten planktischer Foraminiferen sollten dann die Änderungen im Eisvolumen widerspiegeln. Weiterhin benutzten sie die Differenz aus planktischen und benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, um die Temperatur des Bodenwassers zu bestimmen. Eis gab es in der Antarktis nach Prentice & Matthews (1988, 1991) bereits seit etwa 50 Ma, und das Eisvolumen war während der letzten 42 Ma gleich groß oder größer als heute. Vor 23 - 18 Ma war ihrer Meinung nach auf der Erde so viel Eis vorhanden wie während des letzten glazialen Maximums vor 18.000 Jahren. Da die Nordhemisphäre zu der Zeit nicht vereist war, müßte in den südlichen hohen Breiten entsprechend mehr



**Abb. 10:** Känozoische Sauerstoffisotopenkurve benthischer Foraminiferen aus dem Atlantik (Miller et al., 1987) und globale Meeresspiegelschwankungen (Haq et al., 1987).



Eis konzentriert gewesen sein. Es scheint jedoch fraglich, ob die Grundbedingung, die Prentice & Matthews (1988, 1991) für ihre Studien annahmen, nämlich daß die tropischen Oberflächentemperaturen während des gesamten Känozoikums konstant waren, wirklich erfüllt war (z.B. Savin et al., 1975).

Nach den Bohrkampagnen des Ocean Drilling Program im Südpolarmeer entstanden in den letzten Jahren zahlreiche detaillierte Isotopenstudien (Kennett & Stott, 1990; Stott et al., 1990; Barrera & Huber, 1991; Mackensen & Ehrmann, 1992; Mackensen et al., 1992; Zachos et al., 1992a), auf die im einzelnen in Kapitel 4 eingegangen wird. Dennoch konnten diese Arbeiten den Zeitpunkt des Beginns der antarktischen Vereisung und des Aufbaus eines kontinentalen Eisschildes sowie die weitere Vereisungsgeschichte nicht eindeutig klären. Die Ergebnisse aus den Isotopenstudien müssen daher mit einer Reihe verschiedener sedimentologischer und paläontologischer Ergebnisse korreliert werden, um eine verlässliche Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte der Antarktis zu erhalten (siehe Kap. 4).

#### **2.4 Meeresspiegelschwankungen**

Globale känozoische Meeresspiegelschwankungen werden häufig als Zeichen und Maß für Änderungen im globalen Eisvolumen herangezogen (z.B. Miller et al., 1991). Dokumentationen von Meeresspiegelschwankungen durch die Erdgeschichte wurden von Vail & Hardenbol (1979) und Haq et al. (1987) erstellt. Sie beruhen auf seismischen Untersuchungen der Kontinentalränder. Vereinfacht ausgedrückt werden dabei transgressive Strukturen gesucht und mit einem Anstieg des Meeresspiegels gleichgesetzt, während regressive Strukturen und Diskontinuitäten mit einem Fall des Meeresspiegels übersetzt werden. Ein wichtiges Problem bei der Erstellung der Meeresspiegelkurve liegt in der Datierung dieser Ereignisse, die bei seismischen Untersuchungen auf indirektem Wege erfolgen muß, und in der Identifizierung von globalen gegenüber regionalen und lokalen Ereignissen. Ein weiteres Problem besteht in der Abschätzung der Größenordnung der Meeresspiegelschwankungen.

Bei der Deutung der Meeresspiegelkurve in bezug auf die Vereisungsgeschichte der Antarktis ist Vorsicht geboten. So ist die Unterscheidung zwischen tektonisch bedingten Schwankungen von solchen, die durch den Aufbau oder Abbau von Eismassen verursacht werden, nicht eindeutig. Es wird verallgemeinernd angenommen, daß schnelle Änderungen (< 1 Ma) auf eine Veränderung des weltweiten Eisvolumens zurückgehen, während tektonisch bedingte

Meeresspiegelschwankungen eine wesentlich größere Wellenlänge von mehreren Millionen Jahren aufweisen. Es treten jedoch während der gesamten Erdgeschichte, auch während Perioden, die allgemein als eisfrei gelten, immer wieder abrupte und kurzfristige Schwankungen auf (Haq et al., 1987).

Betrachtet man den langfristigen Trend in der Meeresspiegelkurve, so fällt ein relativ konstantes Niveau während des Paläozäns und Eozäns auf (Abb. 10). Seit ca. 35 Ma ist eine generelle Senkung des Meeresspiegels um 150 - 200 m zu beobachten. Dieser Trend wird von kurzen, etwa 1 Ma dauernden Schwankungen des Meeresspiegels überlagert, die oftmals in Serie auftreten. Besonders deutliche Abweichungen vom generellen Trend, zu niedrigeren Meeresspiegelständen hin, sind vor 39,5 - 35,5 Ma, 30 - 25 Ma, 10,5 - 5 Ma und 3 - 0 Ma zu sehen (Haq et al., 1987).

In einigen Intervallen widerspricht die Meeresspiegelkurve unserer heutigen Kenntnis der antarktischen Vereisungsgeschichte. So legen Sauerstoffisotope und eine Vielzahl von sedimentologischen Parametern das Entstehen eines kontinentalen ostantarktischen Eisschildes vor 35,9 Ma nahe (Ehrmann & Mackensen, 1992; siehe Kap. 4). Dieses Ereignis ließe eigentlich die drastischste aller känozoischen Absenkungen des Meeresspiegels erwarten. Nach der Kurve von Haq et al. (1987) fiel der Meeresspiegel vor etwa 36 Ma jedoch nur um etwa 50 m, und stieg kurz darauf, vor etwa 35,5 Ma, um etwa 100 m an (Abb. 10). Dagegen zeigt die Meeresspiegelkurve vor 30 Ma einen schnellen Fall um etwa 150 m an, obwohl weder die Sauerstoffisotope noch die Sedimente des Südpolarmeeres eine wesentliche und plötzliche Zunahme des Eisvolumens dokumentieren. Während anderer känozoischer Zeitintervalle, z.B. während etwa der letzten 10 Ma und speziell während des Quartärs, ist dagegen eine bessere Übereinstimmung zwischen Meeresspiegelkurve und Vereisungsgeschichte festzustellen (Kap. 4).

Substantielle Kritik an der Brauchbarkeit der Meeresspiegelkurve für stratigraphische Korrelationen wurde von Miall (1992) geäußert. Er betonte, daß die Kurve eine größere zeitliche Auflösung zeigt, als mit heutigen Datierungsmöglichkeiten erreicht werden kann. Ferner berechnete er Korrelationen zwischen der Meeresspiegelkurve und Datensätzen, die er mit einem Zufallsgenerator erzeugt hatte. Wegen der großen Zahl der Ereignisse, die aus der Meeresspiegelkurve abzulesen sind, gelang immer eine gute Korrelation. Daher wird auch eine stratigraphische Korrelation mit geologischen Datensätzen fast immer erfolgreich sein, wobei diesen Korrelationen aber nur geringe Bedeutung zuge messen werden darf (Miall, 1992).

### **3. AUFBAU DES ANTARKTISCHEN KONTINENTALRANDES**

Der antarktische Kontinent ist nach den bisherigen Darlegungen mindestens seit dem Unteroligozän teilweise bis vollständig eisbedeckt. Glaziale Bedingungen haben daher hier sehr viel länger angedauert als auf den glazial beeinflussten Kontinenten in der Nordhemisphäre. Der langandauernde Einfluß des Eises spiegelt sich vor allem in den Sedimenten des antarktischen Kontinentalrandes und im Eintrag von eistransportiertem Material in den pelagischen Bereich des Südpolarmeeres wider. Insbesondere der mehrfache Wechsel von Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises über den Kontinentalschelf hat die Sedimentation am antarktischen Kontinentalrand geprägt.

In den letzten Jahren wurden durch die ODP-Bohrungen in der Prydz-Bucht und durch die neuseeländischen Bohrungen im McMurdo-Sund zahlreiche Sedimentkerne gewonnen, die wertvolle Hinweise nicht nur auf die känozoische Vereisungsgeschichte, sondern auch auf die känozoische Ablagerungsgeschichte am antarktischen Kontinentalrand lieferten (Barrett, 1986, 1989a; Barrett & Hambrey, 1992; Hambrey et al., 1989b, 1991, 1992; Hambrey & Barrett, im Druck). Die Bohrergebnisse konnten jeweils mit zahlreichen seismischen Untersuchungen kombiniert und korreliert werden (Bartek et al., 1991; Cooper et al., 1991; Anderson & Bartek, 1992; Kuvaas & Leitchenkov, 1992). Dadurch wurde unser Wissen über den tieferen Untergrund und die känozoische Entwicklung der antarktischen Schelfgebiete stark erweitert.

#### **3.1 Faziesvergleich zwischen Prydz-Bucht und McMurdo-Sund**

Ein Vergleich der Sedimente aus den ODP-Bohrungen 739 und 742 in der Prydz-Bucht mit den Sedimenten der Bohrungen CIROS-1 und CIROS-2 im McMurdo-Sund zeigt, daß die Diversität der Fazies in der Prydz-Bucht sehr viel niedriger ist (Tab. 3). Allerdings ist es möglich, daß in der Prydz-Bucht einige Fazies durch den relativ geringen Kerngewinn von nur 35 % bzw. 53 % verlorengegangen sind.

In der Prydz-Bucht wurden an den Bohrpunkten 739 und 742 mehrere hundert Meter mächtige und relativ eintönige Abfolgen von Diamiktiten angetroffen. Diese Diamiktite umfassen über 90 % aller dort erbohrten Sedimente und damit prozentual wesentlich mehr als im McMurdo-Sund (Tab. 3). Selbst wenn die Abschnitte ohne Kerngewinn von anderen Sedimenten als Diamiktiten aufgebaut wären, wäre der Anteil an Diamiktiten in der Prydz-Bucht höher als in der

Bohrung CIROS-1 und etwa gleich hoch wie in der Bohrung CIROS-2. Bei diesem Vergleich ist aber zu bedenken, daß die Sedimente von CIROS-2 nur bis ins Unterpliozän, die Sedimente der anderen Bohrungen jedoch bis in Unterliogozän zurückreichen. Der Hauptteil der Diamiktite in der Prydz-Bucht gehört zum massigen Typ (Tab. 3; Kap. 2.2). In der Bohrung 739 ist ein deutlich höherer Anteil an schwach oder gut geschichteten Diamiktiten zu verzeichnen als in der etwa 30 km weiter landwärts gelegenen Bohrung 742 (Abb. 11, 12). Mächtigere Einheiten von Sandsteinen und Ton-Siltsteinen fehlen in den beiden Bohrungen 739 und 742. Die Sedimente der Prydz-Bucht sind daher hauptsächlich dem proximalen glazialmarinen Bereich zuzuordnen.

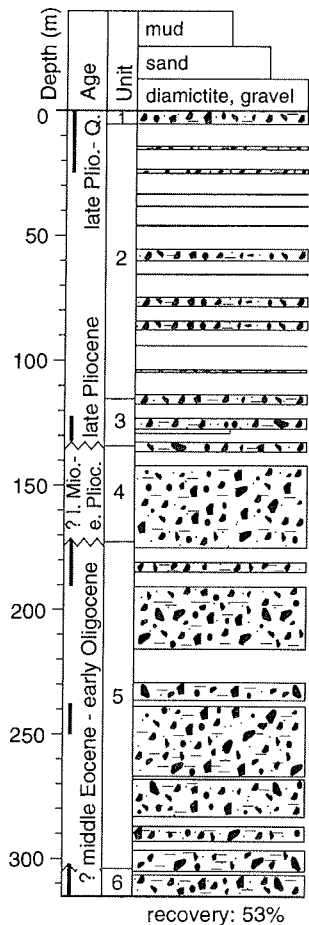
**Tab. 3:** Prozentuale Verbreitung der wichtigsten Faziestypen in den Bohrungen CIROS-1 (Hambrey et al., 1989a) und CIROS-2 (Barrett & Hambrey, 1992) im McMurdo-Sund des Rossmeeres sowie in den ODP-Bohrungen 739 und 742 in der Prydz-Bucht (Hambrey et al., 1991). Für die Beschreibung und Interpretation der einzelnen Fazies siehe Kap. 2.2. \* Summe der schwach und gut geschichteten Sandsteine; \*\* Summe der massigen, schwach geschichteten und gut geschichteten Ton-Siltsteine.

| Fazies                              | Kernanteil (%) |         |             |         |
|-------------------------------------|----------------|---------|-------------|---------|
|                                     | McMurdo-Sund   |         | Prydz-Bucht |         |
|                                     | CIROS-1        | CIROS-2 | ODP-739     | ODP-742 |
| Massiger Diamiktit                  | 5,7            | 32,7    | 70,9        | 90,5    |
| Schwach geschichteter Diamiktit     | 19,5           | 25,3    | 16,4        | 3,2     |
| Gut geschichteter Diamiktit         | 0,8            | 8,4     | 7,4         | 0,6     |
| Massiger Sandstein                  | 7,7            | 5,0     | ---         | 0,2     |
| Schwach geschichteter Sandstein     | 15,6           | 19,8*   | ---         | 0,2     |
| Gut geschichteter Sandstein         | 3,9            | ---     | ---         | ---     |
| Massiger Ton-Siltstein              | 2,4            | ---     | 0,1         | 0,6     |
| Schwach geschichteter Ton-Siltstein | 27,1           | 6,9**   | ---         | ---     |
| Gut geschichteter Ton-Siltstein     | 19,5           | ---     | 0,3         | 4,2     |
| Bioturbater Ton-Siltstein           | 5,8            | ---     | ---         | ---     |
| Ton-Siltstein-Brekzie               | 4,7            | ---     | ---         | ---     |
| Diatomeenführender Ton-Siltstein    | ---            | ---     | 4,9         | 0,2     |
| Diatomeenschlamm/Diatomit           | ---            | ---     | ---         | 0,2     |
| Konglomerat                         | 3,1            | ---     | ---         | ---     |
| Rhythmit                            | 0,6            | 1,6     | ---         | ---     |

Die Sedimentkerne aus dem McMurdo-Sund zeigen im Vergleich mit denen aus der Prydz-Bucht eine größere Faziesvielfalt. Eine ausgeprägte Dominanz einer bestimmten Fazies ist nicht vorhanden (Tab. 3). Die prozentualen Kernanteile der einzelnen Fazies ändern sich deutlich mit der Tiefe und damit mit dem Alter der Sedimente. Die unteroligozänen Sedimente in CIROS-1 werden von Sandsteinen und Ton-Siltsteinen charakterisiert, während Diamiktite nur untergeordnet auftreten. Die oberoligozänen und jüngeren Sedimente in CIROS-1 und CIROS-2 dagegen bestehen aus zahlreichen Diamiktitfolgen, die durch Sandsteine oder Ton-Siltsteine voneinander getrennt sind. Dadurch ergibt sich eine fast regelmäßige Wechsellagerung aus Grundmoränen, proximalen glazialmarinen und distaleren glazialmarinen Sedimenten (Abb. 13, 14).

Als letztes Beispiel einer Bohrung im direkten Einflußbereich antarktischer Gletscher soll die Bohrung DVDP-11 dienen, die im Rahmen des Dry Valley Drilling Project im Mündungsbereich des Taylor Valley in der westlichen Umrandung des Rossmeeres abgeteuft worden ist (Tab. 1; Abb. 5, 15). Ihre kontinentale Lage in einem heutigen Trockental spiegelt sich durch die Dominanz von obermiozänen bis oberpliozänen Diamiktiten, Konglomeraten und Brekzien wider. Im Quartär kamen hier glazial beeinflusste Sandsteine zur Ablagerung.

Die Lithofazies der in der Prydz-Bucht erbohrten Sedimente deutet an, daß dort während glazialer Maxima die Grundlinie des Schelfeises bis direkt oder nahe an die damalige Schelfkante vorrückte und dort über ausgedehnte Zeitintervalle stationär blieb (Abb. 9A). Im McMurdo-Sund dagegen ist in den Sedimentkernen eine wesentlich höhere Zahl von kürzeren Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises dokumentiert. Bei einer Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte, einer Betrachtung der Sedimentationsprozesse und einer Untersuchung der Entwicklungsgeschichte des antarktischen Kontinentalrandes müssen daher beide Gebiete betrachtet werden.



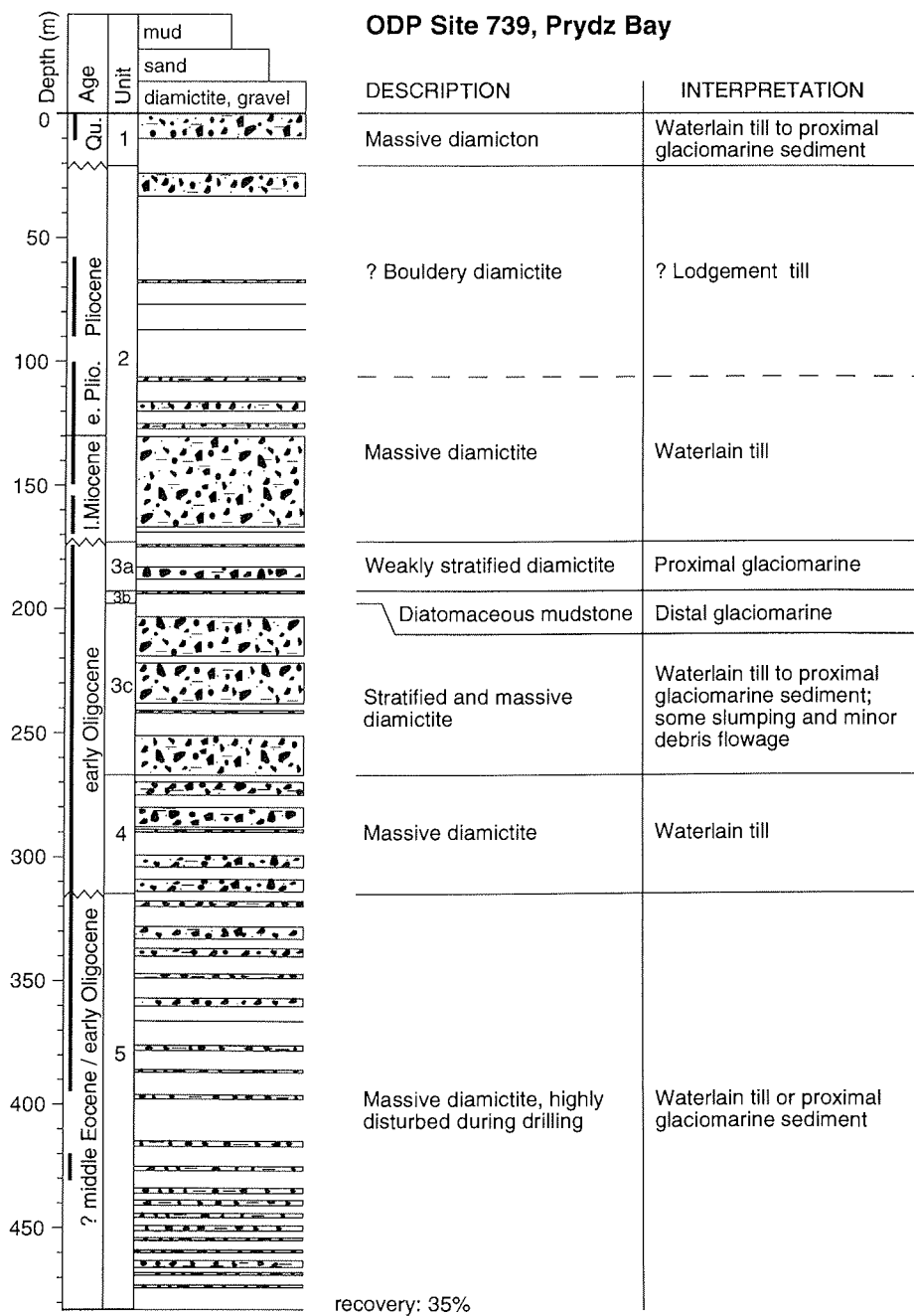
### ODP Site 742, Prydz Bay

| DESCRIPTION  | INTERPRETATION  |
|--|---|
| Massive pebbly diamicton   | Waterlain till to proximal glaciomarine sediment  |
| Massive diamicton with boulders in poor recovery intervals                       | Lodgement till in upper part, mainly waterlain till below   |
| Mixed facies: mainly weakly to well stratified diamicton and mudstone            | Waterlain till to distal glaciomarine sediment with much re sedimentation   |
| Massive diamicton  | Waterlain till and lodgement till, deposited on shelf   |
| Mainly massive diamicton, poor in clasts, with a few carbonate-cemented horizons | Waterlain till, forming bulk of a prograding sequence   |
| Sandy mudstone; massive, weakly and well-stratified diamicton, sand              | Proximal glaciolacustrine or glaciomarine; waterlain till and turbiditic components; glaciotectonic deformation at base |

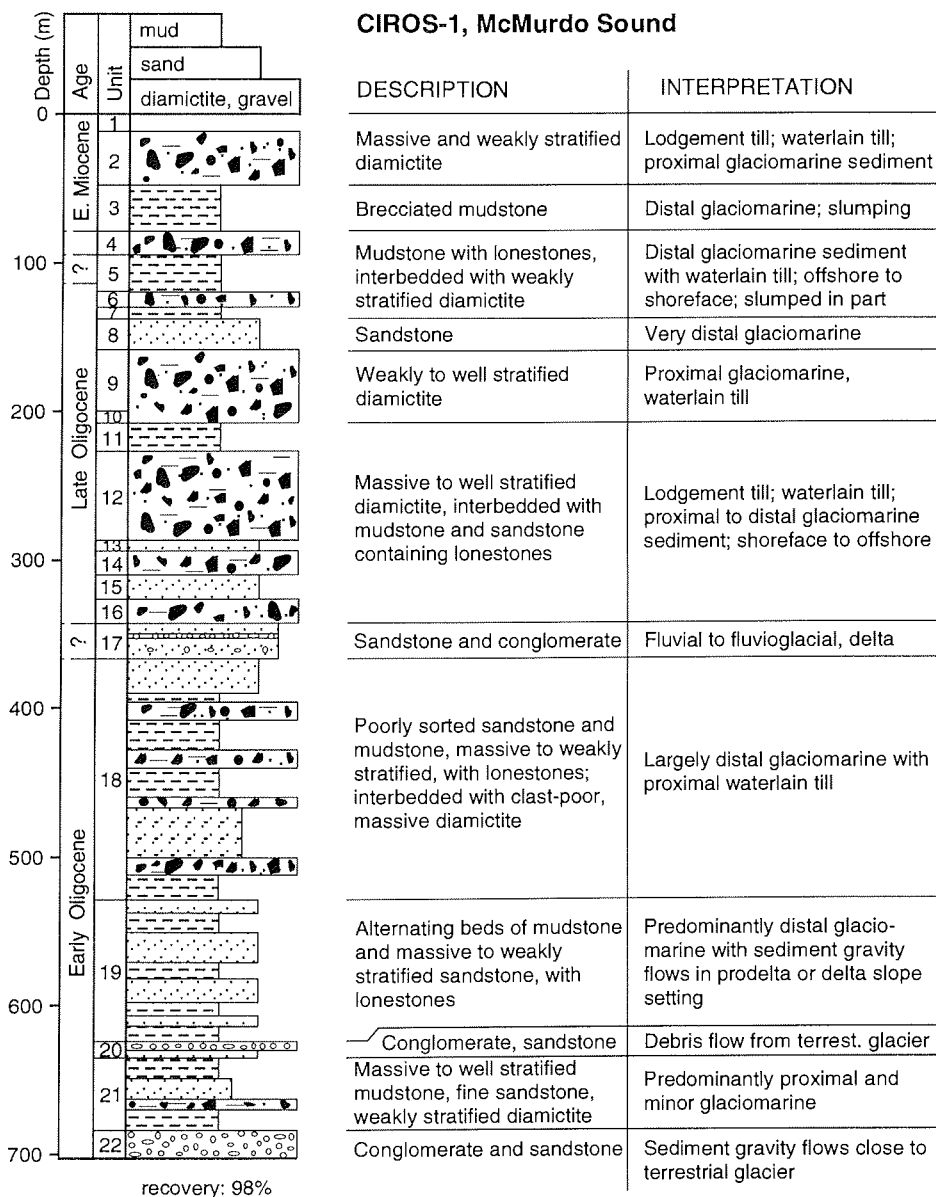
#### Legende für Abb. 11 - 15:

|             |           |               |
|-------------|-----------|---------------|
| Diamiktit   | Brekzie   | Ton-Siltstein |
| Konglomerat | Sandstein | Schichtlücke  |

**Abb. 11:** Lithologische Abfolge und Interpretation der ODP-Bohrung 742 in der Prydz-Bucht (Tab. 1; Abb. 7). Die schwarzen Balken in der Altersspalte markieren Abschnitte mit biostratigraphischer Information. Vereinfacht nach Hambrey et al. (1991).

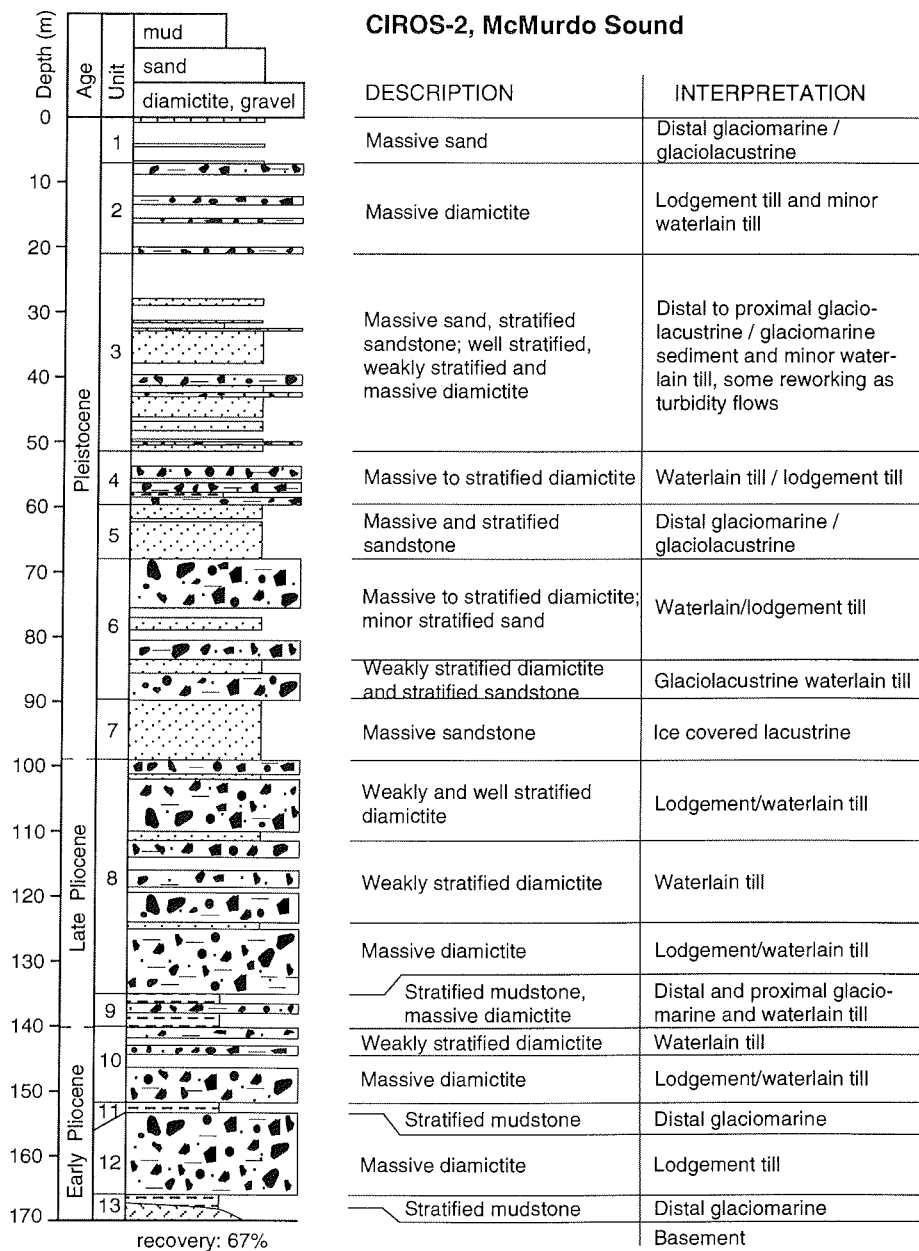


**Abb. 12:** Lithologische Abfolge und Interpretation der ODP-Bohrung 739, Prydz-Bucht (Tab. 1; Abb. 7). Vereinfacht nach Hambrey et al. (1991). Schwarze Balken in der Altersspalte: biostratigraphische Information. Legende in Abb. 11.

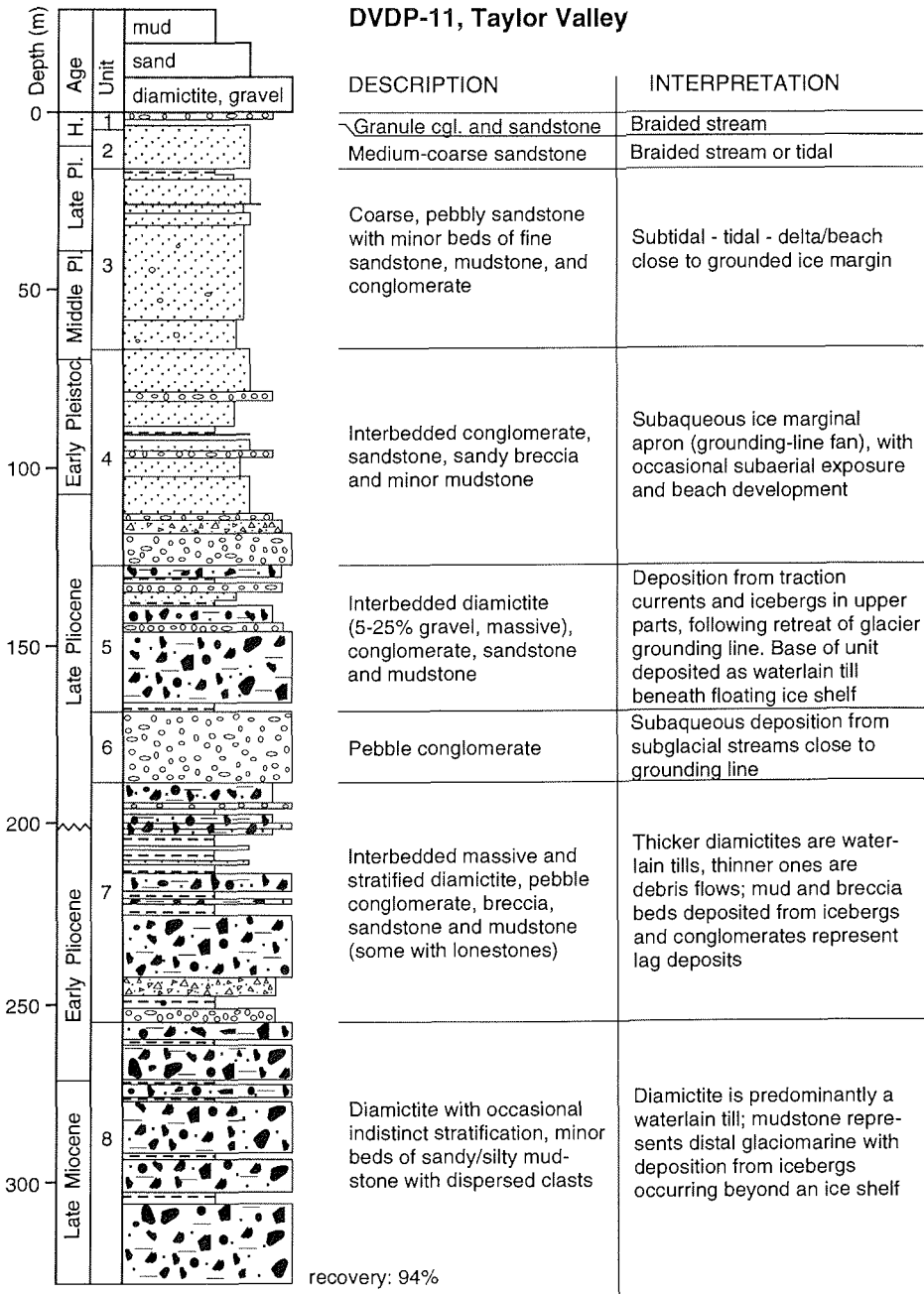


**Abb. 13:** Lithologische Abfolge und Interpretation der Bohrung CIROS-1 im McMurdo-Sund, Rossmeer (Tab. 1, Abb. 5). Vereinfacht nach Hambrey et al. (1989a). Legende in Abb. 11.





**Abb. 14:** Lithologische Abfolge und Interpretation der Bohrung CIROS-2 im McMurdo-Sund, Rossmeer (Tab. 1; Abb. 5). Vereinfacht nach Barrett & Hambrey (1992) und Hambrey & Barrett (im Druck). Grenze Unter-/Oberpliozän nach Barrett et al. (1992). Legende in Abb. 11.



**Abb. 15:** Lithologische Abfolge und Interpretation der Bohrung DVDP-11 im Mündungsbereich des Taylor Valleys (Tab. 1; Abb. 5). Vereinfacht nach McKelvey (1981), Powell (1981a) und Hambrey & Barrett (im Druck). Legende: Abb. 11.

### 3.2 Architektur des antarktischen Kontinentalrandes

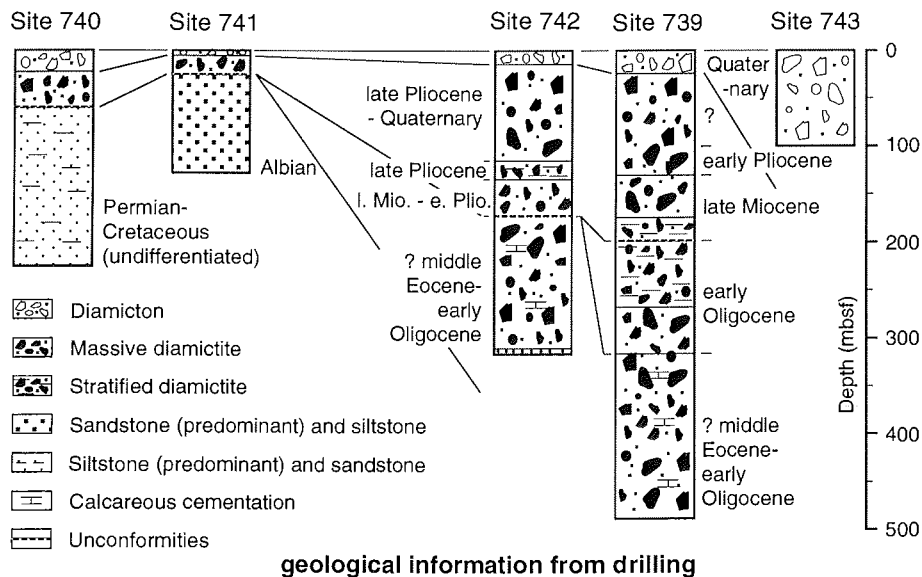
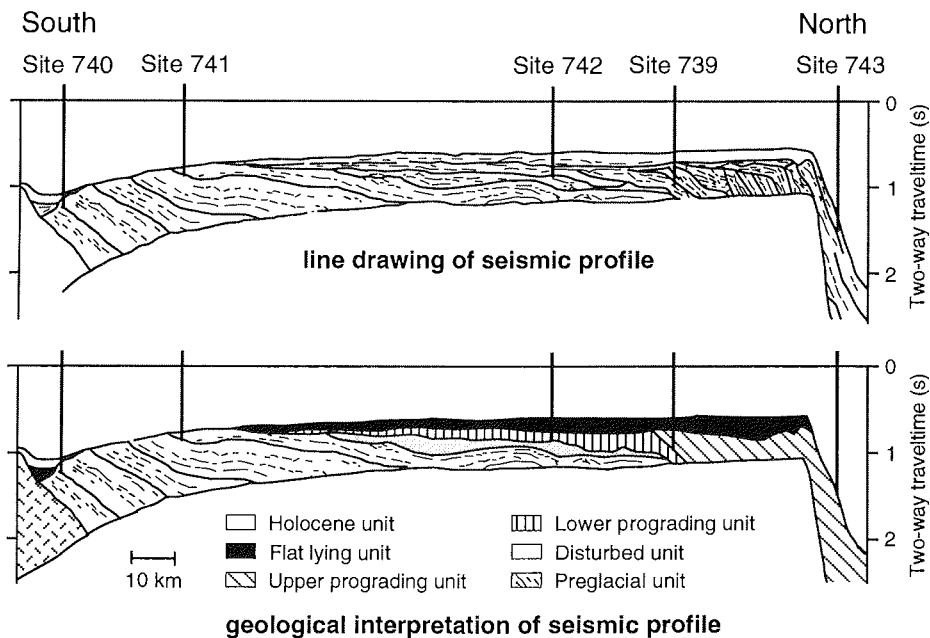
Alle antarktischen Schelfgebiete scheinen prinzipiell ähnlich aufgebaut zu sein. Charakteristisch ist eine seewärts einfallende Vorschüttungsfolge ("prograding sequence"), die von flachliegenden, oft überkompaktierten Sedimenten überlagert wird.

Die Architektur des antarktischen Kontinentalrandes wird zunächst am Beispiel der Prydz-Bucht beschrieben, da dort mit den ODP-Bohrungen 739 - 743 ein Profil vom inneren Schelf bis zum Kontinentalhang erschlossen ist, das gut mit seismischen Profilen korreliert werden kann (Abb. 7, 16; Cooper et al., 1991; Hambrey et al., 1991, 1992; Kuvaas & Leitchenkov, 1992).

In den inneren etwa 120 km des Schelfes der Prydz-Bucht besteht die Vorschüttungsfolge aus fluviatilen, deltaähnlichen Ablagerungen mit einem wahrscheinlich permischen bis unterkretazischen Alter (Abb. 16; Turner, 1991). In den äußeren etwa 70 km des Schelfes besteht die Vorschüttungsfolge hauptsächlich aus massigen Diamiktiten mit einem wahrscheinlich unteroligozänen bis quartären Alter. Diese Diamiktite erreichen Mächtigkeiten von mindestens 400 m. Sie wurden nahe an der Grundlinie des Eises abgelagert als der antarktische Eisschild eine größere Erstreckung als heute besaß. Die Grundlinie lag dabei an der Schelfkante. Im oberen Bereich der Vorschüttungsfolge treten auch geschichtete und fossilführende Diamiktite auf, welche im Unterschied zu den massigen Diamiktiten in einem etwas distaleren glazialmarinen Bereich abgelagert worden sind (Kap. 2.2).

Der glazigene Teil der Vorschüttungsfolge besteht aus einzelnen Sedimentpaketen, von denen einige oben abgeschnitten sind, andere landwärts in die überlagernde, flachliegende Sedimentserie übergehen (Abb. 16). Man kann zwei verschiedene Abfolgen unterscheiden: eine untere, schwach einfallende Sedimentabfolge, die an ihrer Basis synsedimentäre oder glazialtektonische Deformation aufweist, und eine obere, steiler einfallende Sedimentabfolge, die häufig Rutschungsstrukturen zeigt. Der oberste Teil dieser Vorschüttungsfolge ist glazialtektonisch deformiert und überkompaktiert (Cooper et al., 1991; Hambrey et al., 1991).

Die flachliegende Sedimentserie, die diskordant auf der Vorschüttungsfolge liegt, ist seismisch durch chaotische, unzusammenhängende Reflektoren und einige starke, durchgehende Reflektoren gekennzeichnet. Sie besteht vor allem aus massigen Diamiktiten, die größtenteils als Grundmoränen gedeutet werden.



**Abb. 16:** Geologischer Schnitt durch die Bohrpunkte 739 bis 743 in der Prydz-Bucht (Ehrmann et al., 1992a). Der Schnitt beruht auf seismischen Daten (Cooper et al., 1991) und sedimentologischen Befunden aus den Bohrungen (Hambrey et al., 1989b; 1991).

Ein Teil dieser Diamiktite ist überkompaktiert. Dies wird mit der Überlagerung durch große Eismassen während einer Reihe von Eisvorstößen erklärt. Die Überkompaktion könnte theoretisch aber auch von einer Überlagerung durch Sedimente herrühren, die inzwischen wieder erodiert worden sind (Solheim et al., 1991). In der inneren und der westlichen Prydz-Bucht hat die flachliegende Sedimentserie nur wenige Meter Mächtigkeit. Ihre Mächtigkeit nimmt aber auf dem äußeren und östlichen Schelfbereich auf etwa 250 m zu. Detaillierte seismische Aufzeichnungen zeigen, daß in Richtung Schelfkante während mehrerer Ablagerungsphasen immer neue Sedimentpakete aufgeschichtet worden sind (Cooper et al., 1991). Ein Teil dieser Pakete geht seewärts in eine Vorschüttungsfolge über.

Seismische Daten aus anderen Teilen der Antarktis zeigen einen prinzipiell ähnlichen Aufbau des Kontinentalrandes. Sie zeigen alle einen präglazialen Sedimentfächer, der von einer zweigeteilten glazigenen Sedimentabfolge überlagert wird. Der Schelf der nordwestlichen Antarktischen Halbinsel (Abb. 17B) und der Schelf des Weddellmeeres (Abb. 17C) werden von einer Vorschüttungsfolge aufgebaut, deren äußere Abschnitte als glazigen angesehen werden. Die Sedimentpakete der Vorschüttungsfolge sind oben abgeschnitten. Dies ist wahrscheinlich auf die erodierende Wirkung von auf Grund aufliegendem Eis zurückzuführen. Über der Winkeldiskordanz folgt eine flachliegende Sedimentserie. In beiden Fällen sind diese obersten Sedimente überkompaktiert und geben somit Anzeichen für Eisvorstöße (Hinz & Kristoffersen, 1987; Larter & Barker, 1989). Der Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel unterscheidet sich von dem der Prydz-Bucht durch seinen wesentlich steileren Neigungswinkel von  $14^\circ$  gegenüber  $4^\circ$ . Dennoch sind keine Anzeichen für Rutschungen zu sehen.

Auch an der Bohrung CIROS-1 im McMurdo-Sund zeigen die seismischen Daten eine Zweiteilung der glazigenen Sedimentabfolge (Abb. 17D). Der untere Teil, in 366 - 702 m Teufe in der Bohrung erschlossen, stellt auch hier eine Vorschüttungsfolge dar. Er wird von distalen glazialmarinen Sedimenten dominiert und zeigt Anzeichen für Rutschungen und Schlammströme (Abb. 13). Diese Sedimente sind oben von einigen Meter mächtigen fluviatilen Schichten abgeschnitten. Die oberen, flachliegenden etwa 360 m der Sedimentabfolge bestehen aus einer Wechsellagerung, die vor allem von Grundmoränen und einigen distaleren glazialmarinen Sedimenten charakterisiert wird. Sie deuten damit zeitweise auf dem Schelf aufliegendes Eis an. Die gesamte Abfolge weist auf ein Ablagerungsgebiet an der Mündung eines oligozänen fluvioglazialen Delta-komplexes mit einer Sedimentanlieferung aus dem Transantarktischen Gebirge hin (Barrett et al., 1989).

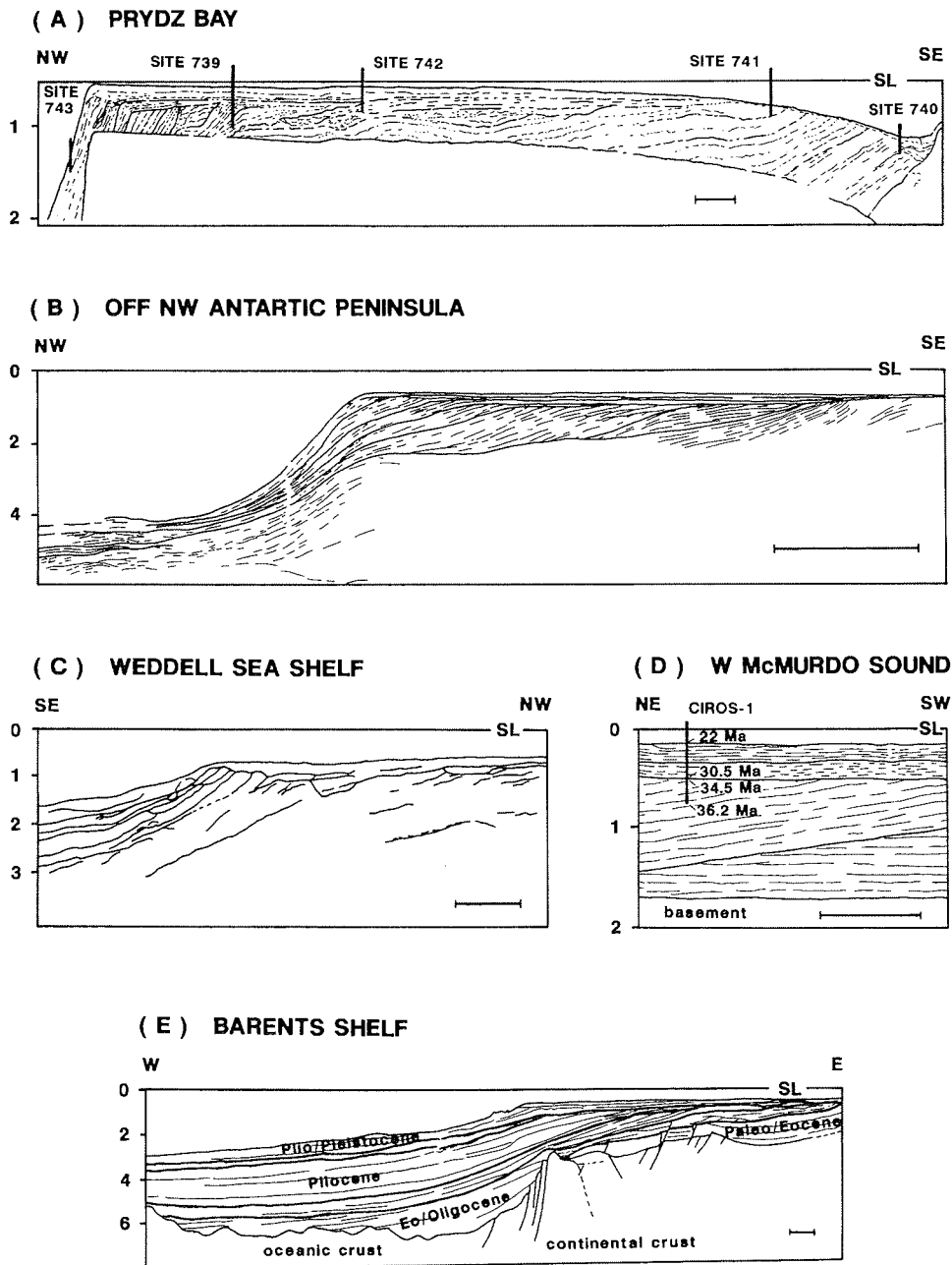


Abb. 17: Unterschrift auf S. 61.

Als Analogon aus den nördlichen hohen Breiten kann der Südwestrand der Barentssee dienen (Abb. 17E; Vorren et al., 1989; Eidvin et al., 1993). Eine Diskordanz, deren Morphologie eine Entstehung durch glaziale Erosion nahelegt, erstreckt sich auch dort über den größten Teil des Kontinentalschelfes. Bis zu 300 m flachliegende glazigene Sedimente überlagern diese Diskordanz. Sie sind teilweise überkompaktiert. Die Sedimente am Kontinentalhang und unter der Diskordanz bauen eine mächtige Vorschüttungsfolge auf. Ein beträchtlicher seewärtiger Vorbau des Schelfes scheint hier während glazialer Phasen im Pliozän-Pleistozän stattgefunden zu haben. Dieser Vorbau resultierte wahrscheinlich in einem instabilen Kontinentalhang, an dem es durch verschiedene Arten gravitativen Sedimenttransportes zur Sedimentumlagerung kam.

### 3.3 Känozoische Entwicklung des antarktischen Kontinentalrandes

Alle frühen Versuche, das Sedimentationsgeschehen im glazialen Milieu von Schelfgebieten zu beschreiben, konnten sich nur auf sehr wenige Daten stützen. Jüngere Versuche sind zwar besser fundiert, doch ist die Datengrundlage immer noch nicht ausreichend. Faziesmodelle, die auf sedimentologischen Parametern fußen, sind z.B. von Powell (1981b, 1983, 1984), Anderson et al. (1983, 1991), Elverhøi & Roaldset (1983), Elverhøi et al. (1983), Elverhøi (1984), und Eyles et al. (1985) vorgestellt worden. Alle diese Versuche konnten nur auf junge Sedimente und auf seismische Untersuchungen aufbauen. Weitere Modelle, denen vor allem glaziologische Parameter zugrunde liegen, stammen z.B. von Drewry (1986) und Dowdeswell (1987).

Nachdem in jüngster Zeit die Prydz-Bucht zum am besten mit Bohrungen untersuchten antarktischen Schelfgebiet wurde, konnten Hambrey et al. (1992) ein generalisierendes Modell für die känozoische Entwicklung eines antarktischen

-----  
vorherige Seite:

**Abb. 17:** Ausgewählte seismische Profile über den antarktischen Kontinentalrand und Vergleich mit einem glazialen Kontinentalrand in der Nordhemisphäre (nach Hambrey et al., 1992). A) Prydz-Bucht (nach Cooper et al., 1991); B) westliche Antarktische Halbinsel (nach Larter & Barker, 1989); C) Weddellmeerschelf (nach Hinz & Kristoffersen, 1987); D) westlicher McMurdo-Sund (nach Barrett et al., 1989); E) südwestliche Barentssee (nach Vorren et al., 1989, und Eidvin et al., 1993). Tiefenskala in A, B, C und E: Sekunden Zwei-Weg-Laufzeit; in D: km. Horizontaler Maßstabsbalken in A, B, C und E: 10 km; in D: 1 km. SL = Meeresspiegel.

Kontinentalrandes entwickeln, das diesem Wissenszuwachs Rechnung trägt. Es basiert vor allem auf der im vorigen Kapitel diskutierten Faziesarchitektur und der zuvor vorgestellten Interpretation der verschiedenen Lithofazies in den Bohrprofilen der Prydz-Bucht und des Rossmeeres (Kap. 2.2). Es ist damit das erste Modell, das sich bei der Rekonstruktion auf Bohrprofile stützt. Im folgenden wird dieses Modell in einer etwas ergänzten Form vorgestellt.

Bevor die antarktische Vereisung die Küste erreichte, war der Kontinentalschelf unter einem temperierten Klima stark fluviatil geprägt. Eine deltaähnliche Sedimentation führte zur Entstehung eines Sedimentfächers (Abb. 18A). Er entspricht dem präglazialen Teil der Vorschüttungsfolge. Als sich ein Eisschild im Innern der Ostantarktis entwickelte, wurde der Kontinent isostatisch abgesenkt, und der Schelfbereich wurde wahrscheinlich überflutet, noch bevor er vom vorstoßenden Eis erreicht wurde.

Mit zunehmender Intensität der Vereisung erreichten die ersten Eismassen die Küste und begannen über den Kontinentalschelf vorzurücken. Dabei deformierten sie ihre sedimentäre Unterlage bis zu einer Tiefe von etwa 100 m (Cooper et al., 1991) und lagerten eine Grundmoräne ab. Das Vorrücken des Eises konnte Scherbewegungen auslösen, die dafür verantwortlich waren, daß Teile des Moränenmaterials mit dem Eis zur Grundlinie hin befördert wurden. Als der antarktische Eisschild ein kontinentales Ausmaß annahm und das erste glaziale Maximum erreicht war, bedeckte aufliegendes Eis den gesamten Schelfbereich. Die Grundlinie des Eises lag dabei an der Schelfkante (Abb. 18B). Das antransportierte Moränenmaterial trug zusammen mit dem aus dem Schelfeis ausmelzenden basalen Gesteinsschutt zur Akkumulation auf dem oberen Kontinentalhang bei. Ein mächtiger Fächer aus massigen Diamiktiten, der glaziale Teil der Vorschüttungsfolge, entstand und der Schelf wurde auf diese Weise seewärts vorgebaut. Obwohl unsortierte Diamiktite wesentlich steilere Hänge aufbauen können als gut sortierte Sedimente, fanden im Bereich des Sedimentfächers wahrscheinlich häufig Rutschungen statt (Hambrey et al., 1992). Neuere seismische Untersuchungen bestätigten dieses Bild und lieferten zusätzliche Hinweise dafür, daß zahlreiche Turbidite glazialmarine Sedimente hangabwärts beförderten (Kuvaas & Leitchenkov, 1992).

Die während des ersten glazialen Maximums abgelagerten Sedimente unterscheiden sich deutlich von denen, die später unter ähnlichen Bedingungen gebildet wurden. Diese Unterschiede sind am besten in den Tonmineralvergesellschaftungen zu sehen und zeichnen die sich ändernden Verwitterungsbedingungen an Land nach. Bevor die kontinentale Vereisung der Antarktis begann,



hatte sich auf dem antarktischen Kontinent eine große Menge an losem Verwitterungsschutt und an Böden angesammelt. Bei Beginn der Vereisung konnte dieses Material leicht in das vorrückende Eis einverleibt werden und von den ersten Gletschern, die bis zur Küste vorstießen, ins Südpolarmeer transportiert werden. Die Tonmineralvergesellschaftungen der entsprechenden unteroligozänen Diamiktite der Prydz-Bucht weisen einen Kaolinitgehalt von etwa 60 % auf. Da Kaolinit unter glazialen Bedingungen nicht gebildet werden kann, muß es sich um aufgearbeitetes terrigenes Material handeln. Die an den Tonen gemessenen Sauerstoffisotopenwerte bestätigen die detritische Herkunft des Kaolinites (unpubl. Daten; Bird, Ehrmann, Longstaffe). Ein unteroligozänes Kaolinitmaximum ist auch in den Sedimenten des südlichen Kerguelenrückens zu beobachten. Dorthin wurde der detritische Kaolinit mit driftenden Eisbergen verfrachtet (Ehrmann, 1991). Im Rossmeer kann ein unteroligozänes Smektitmaximum in den Sedimenten der Bohrung CIROS-1 ebenfalls als das Resultat des Eintrages von Verwitterungsschutt und Böden gedeutet werden (Ehrmann et al., 1992b).

Nachdem das Eis alle vorhandenen Lockermassen vom antarktischen Kontinent ins Südpolarmeer befördert hatte, wurde wesentlich weniger Detritus angeliefert. Es fiel nur noch der Detritus an, der vom Eis selbst durch aktive Erosion erzeugt wurde. Folglich nahmen die Akkumulationsraten im proximalen glazialmarinen Bereich ab, und die Tonmineralvergesellschaftungen in der Prydz-Bucht und im Rossmeer wurden von da an von Illit und Chlorit dominiert (Ehrmann et al., 1992b).

Im Laufe der weiteren Vereisungsgeschichte wechselten Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises mehrfach miteinander ab und veränderten die Morphologie des Kontinentalschelfes. Während der glazialen Maxima kam es, ähnlich wie im Unteroligozän, zur Anlieferung großer Mengen detritischen Materials. Ein Teil der Sedimentfracht des Eises wurde auf den oberen Kontinentalhang aufgebracht und trug als Teil der Vorschüttungsfolge zu einem seewärtigen Vorbau des Schelfes bei. Im inneren Schelfbereich kam es zur Tiefenerosion, während auf dem äußeren Schelf unter dem Eis Grundmoränen entstanden. Das Moränenmaterial lagerte sich nach und nach als flachliegende Sedimentserie auf die Vorschüttungsfolge auf und baute so den Schelf auch nach oben auf (Abb. 18B, 18C). Die Kombination von Erosion im inneren Schelfbereich und Sedimentation im äußeren Schelfbereich führte zusammen mit der isostatischen Absenkung des Kontinentes dazu, daß die Wassertiefe in der Prydz-Bucht heute von etwa 400 m an der Schelfkante auf etwa 800 m in Kontinentnähe zunimmt. Sobald diese Inversion im Gefälle des Kontinentalschelfes entstanden war,

konnte grobkörniger terrigener Detritus nur noch auf den oberen Kontinentalhang transportiert werden, wenn die Grundlinie des Eises an der Schelfkante lag, also während der glazialen Maxima.

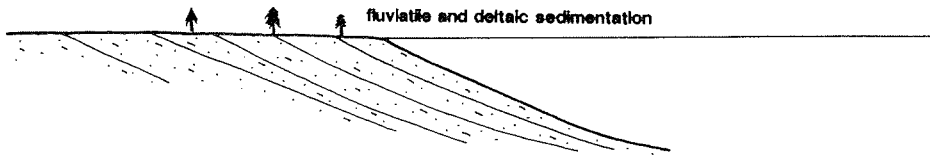
Das Eis konnte auch während der glazialen Maxima nur so weit vorrücken, bis die Grundlinie die Schelfkante erreichte. Die Sedimente der Prydz-Bucht und des Rossmeeres zeigen, daß möglicherweise auch während dieser Phasen Schelfeise ausgebildet waren, aus denen Detritus ausschmolz und auf dem Hang akkumulierte. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß diese Schelfeise wesentlich kleiner als die heutigen waren (Abb. 9A), da sie sich in einer weniger stabilen Position befanden.

Während der Rückzugsphasen des Eises (Abb. 18D) kamen am antarktischen Kontinentalrand so gut wie keine Sedimente zur Ablagerung. Ähnlich wie heute war ein Großteil des Schelfbereiches durch driftende Eisberge und Meereis geprägt. Schelfeise, so vorhanden, waren auf die inneren Bereiche der Schelfgebiete beschränkt und traten vor allem in geschützten Gebieten wie der Prydz-Bucht, dem Rossmeer und dem Weddellmeer auf. Der größte Teil des vom Eis mitgebrachten Detritus regnete bereits an der Grundlinie des Eises aus, wo die Schmelzvorgänge am intensivsten waren (z.B. Kipfstuhl, 1991). Wenn an der Basis der Schelfeise Anfrigerprozesse stattfanden (Abb. 18D, 9B), konnte wahrscheinlich der Teil des basalen Detritus, der nicht bereits nahe der Grundlinie freigesetzt worden war, vor dem schnellen Ausschmelzen geschützt und mit Eisbergen in distale Gebiete befördert werden (siehe Kap. 2.1.1, 2.1.2). Der größte Teil der Schelfgebiete war in diesem Fall jedoch durch distalmarine Sedimentation charakterisiert, zum Beispiel durch diverse Ton-Siltsteine oder Diatomeenschlämme.

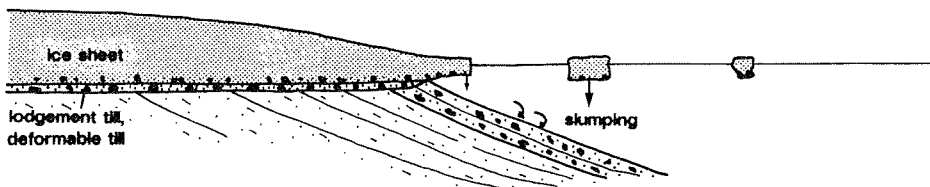
-----  
nächste Seite:

**Abb. 18:** Stark vereinfachtes Modell der känozoischen Entwicklung des antarktischen Kontinentalrandes am Beispiel der Prydz-Bucht (aus Hambrey et al., 1992). Während zahlreicher Vorstöße des Eises über den Kontinentalschelf (B, C) wurde am Kontinentalhang eine glazigene Vorschüttungsfolge abgelagert. Auf dem Schelf kam es entweder zur Ablagerung von Grundmoränen oder zur Erosion zuvor abgelagerter Sedimente. Die Eisvorstöße wurden mehrfach durch Phasen unterbrochen, während derer sich das Eis in eine landwärtige Position zurückzog, und auf dem Schelf eine glazialmarine Sedimentation ermöglicht wurde (D).

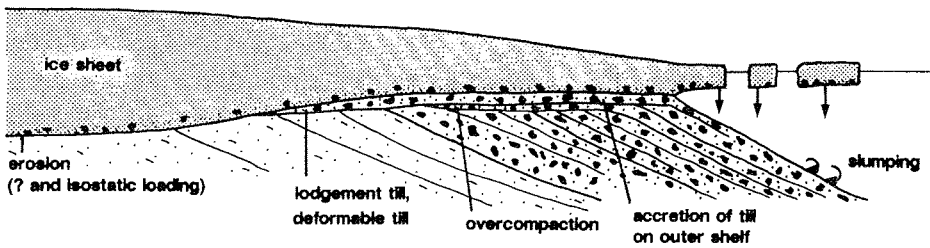
( A ) PREGLACIAL ( Cretaceous - Eocene )



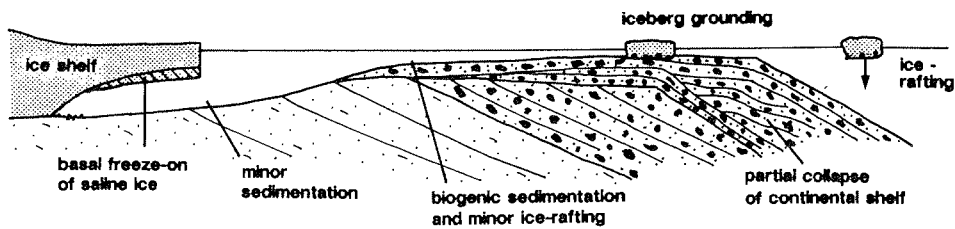
( B ) EARLY GLACIAL ( Early Oligocene )



( C ) LATE STAGE GLACIAL ( Pliocene - Quaternary )



( D ) " INTERGLACIAL " ( Quaternary; present-day )



Glacial sediment (mainly diamictite)



Preglacial (fluvial) sediment (mainly sandstone and mudstone)

Abb. 18: Unterschrift auf S. 64

## 4. VEREISUNGSGESCHICHTE DER ANTARKTIS

### 4.1 Kreide

Im frühen Mesozoikum stellte die Antarktis das Kernstück des Gondwanakontinentes dar, der außer der Antarktis auch Südamerika, Afrika, Indien und Australien umfaßte. Allerdings ist die genaue Lage der einzelnen Kontinente zueinander bis heute nicht eindeutig geklärt. Vor etwa 170 Ma begann Afrika, sich von der Antarktis wegzubewegen, wodurch das Weddellmeer, das Mozambiquebecken und das Somalibecken entstanden. Während der Unterkreide, vor etwa 135 Ma, begann die Trennung von Südamerika und Afrika. Indien und Madagaskar lösten sich vor etwa 125 Ma von der Antarktis und Australien, drifteten nach Norden und ließen so den Indischen Ozean entstehen. Die Trennung von Antarktis und Australien, die vor etwa 90 Ma begann, stellte das nächste große Ereignis im Auseinanderbrechen Gondwanas dar (Lawver et al., 1985, 1991, 1992; Mutter et al., 1985; Royer & Coffin, 1992).

Während der Unterkreide lag der Südpol im südlichsten Pazifik (Smith et al., 1982). In den sich bildenden ozeanischen Becken herrschten anfangs verbreitet stagnierende Bedingungen. Für anoxische oder schwach oxische Ablagerungsbedingungen sprechen dunkle Tonsteine, die reich an organischer Substanz sind. Solche Tonsteine treten im Weddellmeer an den Bohrpunkten 692 und 693 auf (Abb. 6; Mutterlose & Wise, 1990; O'Connell, 1990). Sie haben ein Alter von Berrias-Valangin bzw. Apt. Entsprechende Sedimente wurden auch in den Bohrungen 327, 330 und 511 auf dem Falklandplateau, in der Bohrung 361 im Kapbecken und in der Bohrung 249 am Mozambiqueplateau angetroffen (Abb. 4, 6). All diese Bohrpunkte lagen damals in einem Becken, das von der Antarktischen Halbinsel, dem Falklandplateau, Südafrika, Madagaskar und der Ostantarktis begrenzt wurde. Ab dem Alb herrschten in diesem Becken oxische Bedingungen.

Unterkretazische Sedimente wurden auch in der inneren Prydz-Bucht erbohrt. Sie sind Teil eines mächtigen Sedimentfächers, der sich vom Kontinent nach Norden verbaut und dessen Alter daher nach Norden abnimmt (Abb. 16, 18A; siehe Kap. 3.2 und 3.3). In der Bohrung 740 haben die Sedimente ein nicht näher eingrenzbares permisches bis kretazisches Alter, in der Bohrung 741 gehören sie dem Mittelalb an (Barron et al., 1991a). Sie sind fluviatiler Natur und bestehen aus Siltsteinen und Sandsteinen sowie einigen Konglomeraten und Tonsteinen. Sie enthalten gelegentlich Holzkohlereste und deuten auf kühl-tem-

perierte bis warm-temperierte Bedingungen mit üppiger Vegetation im Einzugsbereich der Flußsysteme hin (Turner, 1991; Turner & Padley, 1991).

Pollenuntersuchungen an den unterkretazischen Sedimenten der Bohrungen 692 und 693 stützen diese paläoklimatische Interpretation und liefern Hinweise auf ein kühl-temperiertes Klima mit hohen Niederschlägen und starker Vegetation auf dem antarktischen Kontinent. Gleichaltrige Floren der Antarktischen Halbinsel und Südaustraliens weisen auf eine starke Saisonalität mit langen Wintern und Temperaturen unter den Gefrierpunkt hin (Mohr, 1990a). Schließlich sprechen Sporen und Pollen in Sedimenten des Albs in der Bohrung 750 für mittlere Jahrestemperaturen von etwa 7 - 12 °C und jährliche Niederschlagsmengen von > 1000 mm auf dem damaligen Kerguelen-Archipel (Mohr & Gee, 1992). Sie deuten also ein Klima an, wie es heute in Neuseeland und in den Hochlagen Südamerikas anzutreffen ist. Die Mineralvergesellschaftungen von Kaolinit, Goethit, Gibbsit und Hämatit in fluviatilen Sedimenten des zentralen Kerguelenrückens sollen dagegen eher tropische bis subtropische Bedingungen während des Apts und Albs andeuten (Holmes, 1992).

Während der Oberkreide kam die Antarktis in eine zentrale Pollage (Smith et al., 1982). Die mit dem Zerbrechen Gondwanas geschaffenen Meeresbecken nahmen an Größe zu und wurden vollmarin. Auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken kamen pelagische, biogene Sedimente zur Ablagerung. Australien war noch mit der Antarktis verbunden, die Drakestraße zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel noch geschlossen. Die Existenz von mehreren Barrieren für Oberflächen- und Tiefenströmungen verhinderte die Bildung eines zirkumpolaren Stromsystems, wie es heute besteht. Warme, äquatoriale Oberflächenwassermassen konnten die südlichen hohen Breiten erreichen und großen Einfluß auf das antarktische Klima ausüben.

Qualitative Untersuchungen oberkretazischer Faunen und Floren weisen, ähnlich wie in der Unterkreide, auf wesentlich höhere Temperaturen als heute hin. In der Antarktis waren damals temperierte Wälder weit verbreitet; entsprechende Wälder sind heute in Neuseeland und Tasmanien zu finden (Axelrod, 1984; Truswell, 1990; Francis, 1991). Die Artenvergesellschaftungen planktischer Foraminiferen sprechen für wärmere Intervalle im Oberalb bis Turon, im Santon und im Mittelcampan sowie für einen generellen Abkühlungstrend vom Obercampan bis ins Obermaastricht (Huber, 1991a; Quilty, 1992). Sauerstoffisotope in Makrofossilien von der James-Ross-Insel zeichnen ein Temperaturmaximum im Coniac und Santon und eine anschließende Abkühlung nach. Sie ergeben

für das Santon-Campan eine Wassertemperatur von etwa 13,6 °C und für das Maastricht eine Temperatur von etwa 11,7 °C (Pirrie & Marshall, 1990).

Untersuchungen stabiler Sauerstoffisotope in kalkigen Mikrofossilien aus oberkretazischen Sedimenten südlicher hoher Breiten sind bisher noch selten, da diese Mikrofossilien dort meist rar und schlecht erhalten sind. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Foraminiferen von der Maudkuppe und von der Seymour-Insel zeigen einen generellen Abkühlungstrend während des Untermaastrichts und eine schnelle Abkühlung vor etwa 70 Ma. So soll auf der Maudkuppe die Temperatur in etwa 1500 m Wassertiefe während des Untermaastrichts ca. 10 - 11 °C, während des Obermaastrichts ca. 9 °C betragen haben (Barrera & Huber, 1990). Für das tiefe Schelfwasser bei der Seymour-Insel berechneten Barrera et al. (1987) Temperaturen von 4 - 8,5 °C im Obercampan bis Untermaastricht, von 5,5 - 9 °C im mittleren Maastricht und von 4 - 8,5 °C im Obermaastricht.

Da die Wassertemperaturen in tropischen Regionen in der gleichen Größenordnung wie heute lagen (z.B. Savin, 1977; Matthews & Poore, 1980), waren die Temperaturgradienten zwischen hohen und niederen Breiten zwar vorhanden, aber geringer als heute. Die Temperaturgradienten zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser waren ebenfalls geringer als heute (Bowen, 1966; Kennett, 1982; Huber, 1991a). Auf eine relativ gleichmäßige globale Temperaturverteilung wurde auch aus den Faunen- und Florenvergesellschaftungen geschlossen (Axelrod, 1984).

Zwischen 66,9 und 66,6 Ma zeigen Sauerstoffisotope benthischer und planktischer Foraminiferen der Maudkuppe eine Erwärmung des Oberflächenwassers und der Wassermassen in etwa 1200 - 2050 m Tiefe um etwa 3 °C an. Diese Erwärmung wird von einer Abkühlung desselben Ausmaßes zwischen 66,6 und 66,3 Ma gefolgt (Stott & Kennett, 1990a). Die Floren der Seymour-Insel weisen nahe an der Kreide/Tertiär-Grenze eine drastische Verengung der Wachstumsstreifen auf. Sie wird nicht auf einen Wassermangel, sondern auf ein kühleres Klima zurückgeführt, das bis ins Oberpaläozän angedauert haben soll (Francis, 1991).

Gegen glaziale Bedingungen auf Meeressniveau während der Kreidezeit sprechen nicht nur die paläontologischen und isotopengeologischen, sondern auch die sedimentologischen Befunde der ODP-Fahrtabschnitte 113, 114, 119 und 120 (Schlich, Wise et al., 1989; Kennett & Barker, 1990; Barron, Larsen et al., 1991; Ciesielski, Kristoffersen et al., 1991). Die oberkretazischen Sedimente der Maudkuppe und des Kerguelenrückens enthalten nur geringe Mengen an terri-

genem Material. Das vorhandene terrigene Material weist vor allem Korngrößen  $< 2 \mu\text{m}$  auf und legt einen Transport in Suspension oder durch Wind nahe. Es gibt keinerlei Anzeichen für Eistransport. Die Tonmineralvergesellschaftungen werden von Smektit dominiert. Das Fehlen von detritischen Tonmineralen kann dahingehend gedeutet werden, daß physikalische Verwitterungsprozesse auf den benachbarten Kontinenten keine wesentliche Rolle gespielt haben. Chemische Verwitterung und starke Hydrolyse unter einem humiden und wahrscheinlich warmen kontinentalen Klima kann daher als dominant angesehen werden (Robert & Maillot, 1990; Ehrmann, 1991).

Alle genannten Klimaanzeiger machen ein Vorhandensein von Eis auf Meeresniveau während der Kreidezeit sehr unwahrscheinlich. Sie sagen aber noch nichts über die Möglichkeit einer lokalen oder regionalen Inlandvereisung aus. Eine kreidezeitliche Vereisung, die den Meeresspiegel erreichte, wurde jedoch von Frakes & Francis (1988) gefordert. Sie interpretierten das Vorkommen von "exotischen Blöcken" mit bis zu mehreren Metern Durchmesser, die in marinen Ton-Siltsteinen des Valangin bis Apt Zentralaustraliens eingebettet sind, als Zeichen für Eistransport. Sie folgerten, daß das unterkretazische Klima mindestens saisonal periglaziale, wenn nicht gar glaziale Bedingungen in den südlichen hohen Breiten erlaubte. Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen Gregory et al. (1989): Aus Isotopenuntersuchungen am Karbonatzement frühdiagenetischer Konkretionen schlossen sie auf durchschnittliche Jahrestemperaturen im Apt und Alb, die bei  $75 - 80^\circ\text{S}$  zwischen  $-2^\circ\text{C}$  und  $+5^\circ\text{C}$  lagen. Anhand mariner Isotopendaten spekulierten auch Matthews & Poore (1980), daß der Aufbau von antarktischem Eis möglicherweise bis in die Kreide zurück datiert werden kann.

Nach glaziologischen Modellen konnten einige oberkretazische Talgletscher auf Höhen  $< 1000 \text{ m}$  über NN vorstoßen. Ausgedehnte Eisfelder mußten jedoch auf Gebiete  $> 1400 \text{ m}$  über NN beschränkt bleiben und bedeckten sicher weniger als 50 % des ostantarktischen Gebietes  $> 1000 \text{ m}$  über NN (Robin, 1988). Aus paläobotanischen Überlegungen kam auch Spicer (1990) zu dem Schluß, daß bei einem kühl-temperierten Klima auf Meeresniveau, wie es Pflanzenreste in Sedimenten der Antarktischen Halbinsel andeuten, in den Hochlagen der Antarktis Eis existierte. Südlich von  $75^\circ\text{S}$  waren danach im Cenoman Gebirgsregionen  $> 1700 \text{ m}$ , im Maastricht  $> 1000 \text{ m}$ , wahrscheinlich vergletschert. Diese Vorstellungen fanden Unterstützung durch Modellrechnungen von Sloan & Barron (1990), die für die Kreidezeit kalte Wintertemperaturen im Innern der Kontinente erbrachten. Letzteres wurde aber von Paläontologen zumindest für das zentrale Nordamerika bestritten (siehe Diskussion in "Geology", Mai 1991).

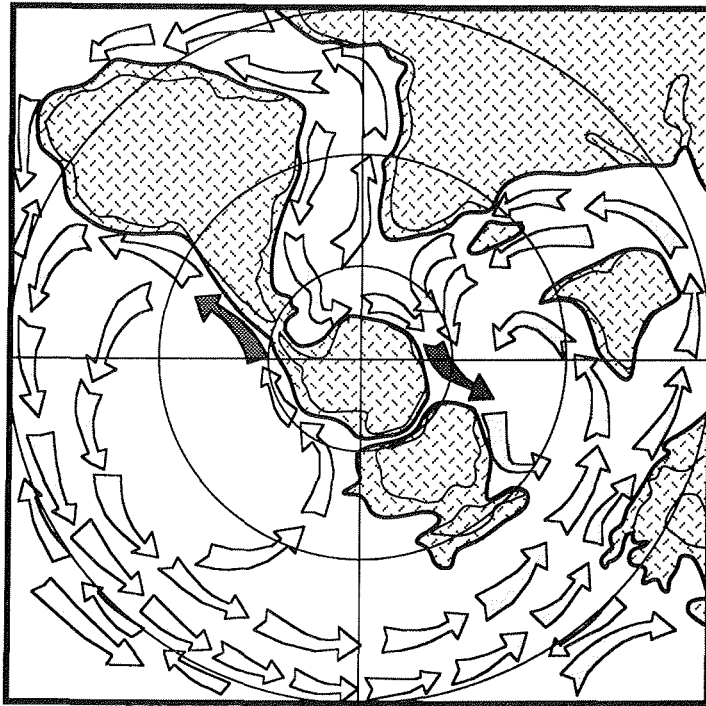
## 4.2 Paläozän und Untereozän

Ähnlich wie in der Oberkreide war die Konfiguration der Kontinente auch im Paläozän für ein völlig anderes ozeanisches Stromsystem als heute verantwortlich. Die Antarktis war noch mit Südamerika verbunden. Australien entfernte sich bis ins Mitteleozän hinein nur extrem langsam von der Antarktis, und zwar mit etwa 9 mm/Jahr (Mutter et al., 1985). Die Meeresverbindung zwischen den beiden Kontinenten war während des Paläozäns daher noch relativ schmal und flach und erlaubte wahrscheinlich nur einen sehr beschränkten Durchfluß von Oberflächenwasser. Warmes Wasser wurde entlang der östlichen Kontinentalränder von Südamerika, Australien und Afrika in die südlichen hohen Breiten transportiert (Abb. 19; Frakes & Kemp, 1972; Kvasov & Verbitsky, 1981).

Die paläozänen Sedimente der Maudkuppe und des Kerguelenrückens unterscheiden sich nicht wesentlich von den oberkretazischen (Barker, Kennett et al., 1988; Barron, Larsen et al., 1989; Schlich, Wise et al., 1989). Die Tonmineralvergesellschaftungen werden weiterhin von Smektit dominiert und spiegeln relativ hohe Temperaturen und die Vorherrschaft von chemischer über physikalischer Verwitterung auf dem Kontinent wider (Robert & Maillot, 1990; Ehrmann, 1991). Kaolinit tritt erstmals in nennenswerten Mengen im oberen Unterpaläozän der Bohrung 690 auf der Maudkuppe auf. Das Vorhandensein von Kaolinit könnte als Zeichen zunehmender Humidität und einer damit verbundenen intensiveren Hydrolyse gedeutet werden. Das Fehlen von Kaolinit am eng benachbarten, aber etwa 800 m flacheren Bohrpunkt 689 könnte durch einen Transport des Kaolinitis mittels einer Tiefenströmung erklärt werden, die den flacheren Bohrpunkt nicht erreicht hat (Robert & Maillot, 1990; Robert & Kennett, 1992). Bei eigenen Untersuchungen wurde eine gute Korrelation der Kaolinitkonzentrationen mit den Chloritgehalten beobachtet. Das Kaolinitvorkommen muß daher nicht unbedingt auf intensivere Hydrolyse hinweisen, sondern könnte auch durch die Erosion eines kaolinit- und chloritführenden Ausgangsgesteins verursacht worden sein. Diese Interpretation würde auch das Fehlen von Kaolinit in der entsprechenden Bohrung 738 auf dem Kerguelenrücken erklären (Ehrmann et al., 1992b).

Für das Unterpaläozän zeigen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte planktischer Foraminiferen von der Maudkuppe und vom Kerguelenrücken relativ konstante Oberflächentemperaturen von etwa 9 - 12 °C an, die etwa denen des Maastrichts entsprechen. Die aus den benthischen Foraminiferen ablesbaren Temperaturen der intermediären Wassermassen lagen zu Beginn des Paläozäns bei etwa 8 - 10 °C und nahmen, im Gegensatz zu den Oberflächentemperaturen, bis etwa 60 Ma kontinuierlich

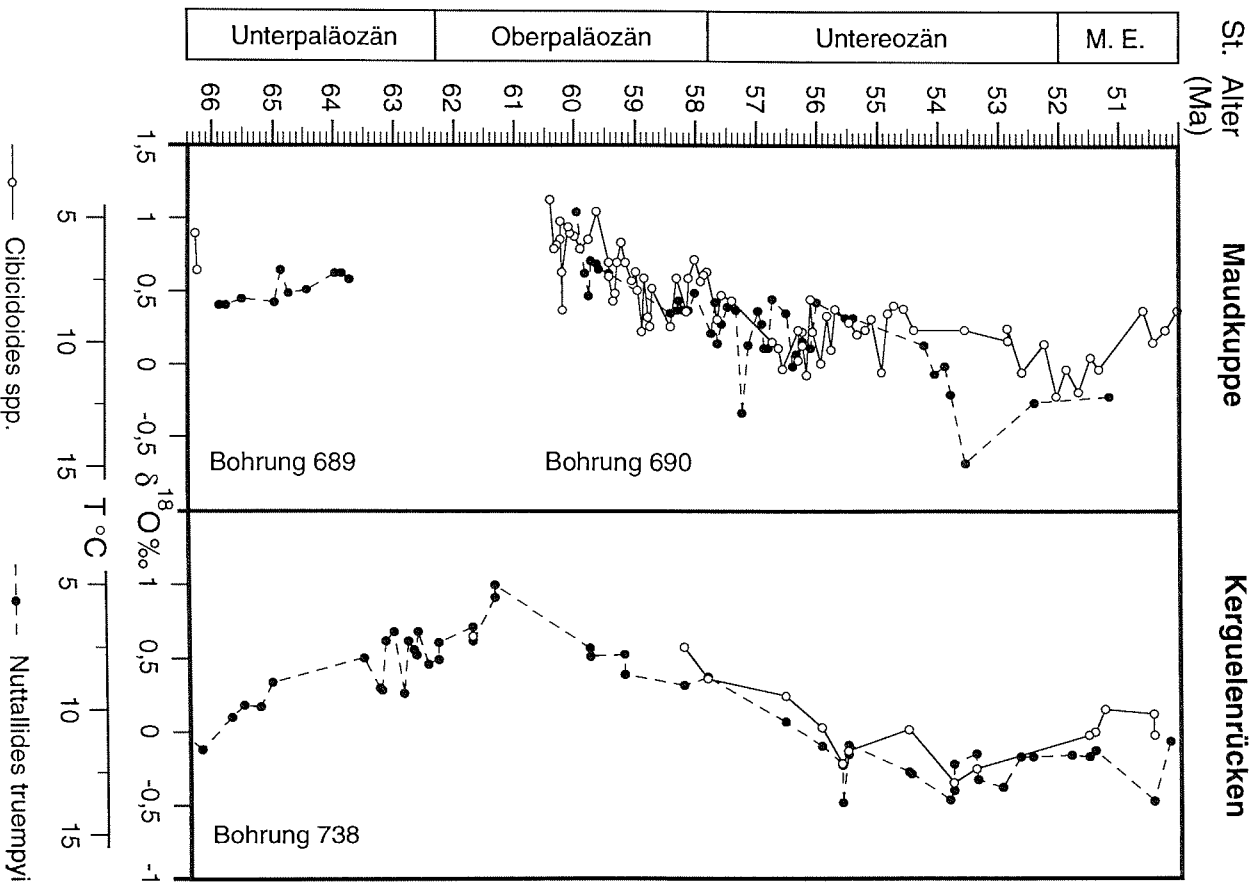




**Abb. 19:** Oberflächen-Stromsysteme in den Ozeanen der Südhemisphäre während des Paläozäns, vor etwa 60 Ma (nach Kvasov & Verbitsky, 1981). Dunkle Pfeile zeigen kühle Strömungen an, helle Pfeile stehen für warme Strömungen.

auf 5 - 6 °C ab (Abb. 20; Kennett & Stott, 1990; Stott et al., 1990; Barrera & Huber, 1991). Es scheint also, daß sich während des frühen Paläozäns ein deutlicher Temperaturgradient zwischen dem Oberflächenwasser und den tieferen Wassermassen entwickelt hat. Der Temperaturgradient zwischen Südpolarmeer und den tropischen Bereichen betrug während des Unterpaläozäns im Oberflächenwasser etwa 3 - 5 °C (Stott et al., 1990).

Vor etwa 60 Ma begann eine ausgeprägte globale Erwärmung, die das restliche Paläozän und das Untereozän umfaßte. Sie wird am deutlichsten durch die Sauerstoffisotope benthischer und planktischer Foraminiferen nachgezeichnet (Abb. 10, 20). Relativ hohe Temperaturen des Oberflächenwassers werden auch von den Nannofossilien angezeigt. So treten in den oberpaläozänen Sedimenten der Maudkuppe und des Kerguelenrückens zahlreiche Arten von Discoaster und Sphenolithen auf (Pospichal & Wise, 1990; Wei & Thierstein, 1991; Aubry,



**Abb. 20:** Sauerstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen in unterpaläozänen bis mitteloziänen Sedimenten des Südpolarmeeress. Bohrungen 689 und 690: Daten von Kennett & Stott (1990); Bohrung 738: Daten von Barrera & Huber (1991). Die Daten beider benthischen Foraminiferenarten wurden nach Barrera & Huber (1991) mit +0,50 ‰ für den Vitalerekt korrigiert.

1992). Diese Gruppen sind verlässliche Anzeiger für relativ warmes Wasser. Zusammen mit den Sauerstoffisotopen sprechen sie für ein warm-temperiertes bis kühl-subtropisches Klima.

Der weltweite Anstieg der Ozeantemperaturen, der von den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten planktischer und benthischer Foraminiferen angezeigt wird, resultierte im Untereozän in den wahrscheinlich höchsten Temperaturen des Känozoikums. Auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken erreichte das Oberflächenwasser maximal ca. 17 - 18 °C und das intermediäre Wasser maximal ca. 12 - 14 °C (Kennett & Stott, 1990; Stott et al., 1990; Barrera & Huber, 1991; Abb. 20). Das Auftreten der planktischen Foraminiferengattung *Morozovella* und eine erhöhte Diversität innerhalb der Gruppe der Discoaster weisen ebenfalls auf eine deutliche Erwärmung hin (Kennett & Barker, 1990; Pospichal & Wise, 1990; Stott & Kennett, 1990b; Huber, 1991b; Aubry, 1992). An der Grenze vom Paläozän zum Eozän fanden auch ein einschneidendes Aussterben von benthischen Foraminiferengattungen und eine Abnahme der Diversität statt (Thomas, 1990; Mackensen & Berggren, 1992).

Aus einem Vergleich der Isotopenwerte verschiedener planktischer Foraminiferengattungen schlossen Stott et al. (1990) auf eine Zunahme der jahreszeitlichen Schwankungen der Oberflächentemperaturen von 2 - 3 °C im Oberpaläozän auf 4 - 5 °C im untersten Eozän und schließlich auf 6 - 7 °C im höheren Untereozän. Ein Vergleich mit Isotopendaten aus anderen Gebieten des Weltozeans zeigt, daß die breitenabhängigen Temperaturgradienten während des Temperaturmaximums im Untereozän relativ gering gewesen sind (Barrera & Huber, 1991). Der geringe breitenabhängige Temperaturgradient wird auch für eine Abnahme der Windstärke an der Paläozän/Eozän-Grenze verantwortlich gemacht. Die verringerte Windstärke äußert sich am Bohrpunkt 215 im Indischen Ozean, der zu jener Zeit bei etwa 47 °S gelegen hat, in einer Abnahme der Korngrößen der terrigenen Sedimentkomponenten (Hovan & Rea, 1992).

Diese Diskussion der Ozeantemperaturen während des Paläozäns und Untereozäns legt nahe, daß es während dieses Zeitintervalles keine Gletscher gegeben hat, die bis zur Küste vorstoßen konnten. Ähnlich wie in der Kreidezeit könnten vielleicht aber für die höchsten Gebiete im Innern der Antarktis lokale Eiskappen angenommen werden.

### 4.3 Mittel- und Obereozän

Australien driftete zu Beginn des Eozäns weiterhin extrem langsam, d.h. mit etwa 9 mm/Jahr, nach Norden. Erst gegen Ende des Mitteleozäns, vor 43 Ma, stieg die Driftgeschwindigkeit auf etwa 45 mm/Jahr (Mutter et al., 1985). Einem Durchfluß von Tiefenwasser zwischen den beiden Kontinenten stand im Eozän jedoch die Tasmanschwelle noch im Wege (Kennett et al., 1975). Da auch die Drakestraße zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel sowohl für Tiefen- als auch für Oberflächenwasser noch geschlossen war, unterschied sich die ozeanische Zirkulation nicht wesentlich von der des Paläozäns (Abb. 19). Warmes, äquatoriales Oberflächenwasser war weiterhin in der Lage, die südlichen hohen Breiten zu erreichen. Die Temperaturgradienten zwischen hohen und niederen Breiten waren wahrscheinlich relativ gering, ebenso die Gradienten zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser der Ozeane (Shackleton & Kennett, 1975; Oberhänsli & Hsü, 1986).

Untersuchungen der Sauerstoffisotopenverhältnisse in Foraminiferen der Maudkuppe und des Kerguelenrückens ergaben, daß nach dem untereozänen Temperaturmaximum ab etwa 52 Ma eine langfristige Abkühlung eingesetzt hatte (Abb. 21, 22; Barrera & Huber, 1991; Mackensen & Ehrmann, 1992; Zachos et al., 1992a). Die Abkühlung betraf sowohl das Oberflächen- als auch das Bodenwasser. So fiel die Temperatur des Oberflächenwassers von etwa 10 - 14 °C vor ca. 52 Ma auf etwa 5 - 9 °C vor ca. 40 Ma. Das Bodenwasser erfuhr eine Abkühlung von etwa 10 - 12 °C auf 3 - 5 °C (Mackensen & Ehrmann, 1992). Diese Temperaturen wurden mit  $\delta_w = -1,2 \text{ ‰}$  berechnet, das eisfreie Bedingungen beschreibt. Unter der Annahme einer Eismasse in der Antarktis würden sich höhere Temperaturen ergeben (Tab. 4). Doch bereits die mit  $\delta_w = -1,2 \text{ ‰}$  berechneten Temperaturen sprechen gegen das Vorhandensein größerer Eismassen auf dem antarktischen Kontinent vor 40 Ma. Eisfreie Verhältnisse wurden aus Isotopenuntersuchungen auch von Shackleton & Kennett (1975), Shackleton (1986) und Miller et al. (1987, 1991) abgeleitet.

Im Gegensatz dazu forderten Prentice & Matthews (1988, 1991) nach Isotopenuntersuchungen in tropischen Gebieten das Vorhandensein signifikanter Eismassen in der Antarktis seit etwa 42 Ma. Sie bauten ihre Hypothese auf der Annahme auf, daß die Änderungen in der isotopischen Zusammensetzung tropischer Foraminiferen auf Änderungen des Eisvolumens zurückgingen, da die Temperatur des Oberflächenwassers in den Tropen durch das gesamte Tertiär konstant blieb. Es ist aber fraglich, ob die Annahme konstanter Temperaturen

des tropischen Oberflächenwassers als richtig angesehen werden kann (z.B. Savin et al., 1975).

Eine mindestens lokale Vereisung der höchsten Erhebungen der antarktischen Halbinsel wurde bereits für das mittlere Paläogen gefordert und als Krakow-Vereisung bezeichnet (Birkenmajer, 1988, 1992). Diese Vereisung wird zwar als kleinräumig angesehen, dennoch muß sie bis in die Küstenregionen herabgereicht haben, da auf der King-George-Insel > 4 m glazialmarine Sedimente aufgeschlossen sind. Die Lithologie des eistransportierten Materials deutet darauf

**Tab. 4:** Sauerstoffisotopenverhältnisse in benthischen und planktischen Foraminiferen der Bohrungen 689 und 690 auf der Maudkuppe und der Bohrungen 738, 744, 748 und 749 auf dem Kerguelenrücken (Mackensen & Ehrmann, 1992). Dargestellt sind die Mittelwerte für eine mitteleozäne (40 - 45 Ma), eine obereozäne (36 - 40 Ma) und eine oligozäne (36 - 26 Ma) Zeitscheibe. Siehe Kap. 2.3 für die Temperaturberechnungen. \* nur ein Wert.

|                                    | <b>benth.</b>         |                     |                     | <b>plankt.</b>        |                     |                     |
|------------------------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|
|                                    | $\delta^{18}\text{O}$ | "mit Eis"<br>T (°C) | "eisfrei"<br>T (°C) | $\delta^{18}\text{O}$ | "mit Eis"<br>T (°C) | "eisfrei"<br>T (°C) |
| <b>Oligozän</b><br>(26 - 36 Ma)    |                       |                     |                     |                       |                     |                     |
| 689                                | 2,92                  | 3,9                 | 0,6                 | 2,49                  | 5,5                 | 2,1                 |
| 690                                | 2,86                  | 4,1                 | 0,8                 | 2,24                  | 6,5                 | 3,0                 |
| 738 *                              | 2,92                  | 3,9                 | 0,6                 | 2,50                  | 5,5                 | 2,1                 |
| 744                                | 2,69                  | 4,8                 | 1,4                 | 1,91                  | 7,8                 | 4,2                 |
| 748                                | 2,70                  | 4,7                 | 1,3                 | 1,92                  | 7,7                 | 4,2                 |
| 749                                | 2,62                  | 5,0                 | 1,6                 | 1,90                  | 7,8                 | 4,3                 |
| <b>Obereozän</b><br>(36 - 40 Ma)   |                       |                     |                     |                       |                     |                     |
| 689                                | 1,82                  | 8,1                 | 4,6                 | 1,40                  | 9,8                 | 6,2                 |
| 690                                | 1,94                  | 7,7                 | 4,1                 | 1,61                  | 9,0                 | 5,4                 |
| 738                                | 1,78                  | 8,3                 | 4,7                 | 1,37                  | 9,9                 | 6,3                 |
| 744                                | 1,78                  | 8,3                 | 4,7                 | 1,04                  | 11,3                | 7,6                 |
| 748                                | 1,78                  | 8,3                 | 4,7                 | 1,12                  | 11,0                | 7,3                 |
| 749                                | 1,72                  | 8,5                 | 5,0                 | 0,97                  | 11,6                | 7,9                 |
| <b>Mitteleozän</b><br>(40 - 45 Ma) |                       |                     |                     |                       |                     |                     |
| 689                                | 1,43                  | 9,7                 | 6,1                 | 0,96                  | 11,6                | 7,9                 |
| 690                                | 1,65                  | 8,8                 | 5,2                 | 1,48                  | 9,5                 | 5,9                 |
| 738                                | 1,27                  | 10,4                | 6,7                 | 0,83                  | 12,2                | 8,4                 |
| 748                                | 1,25                  | 10,4                | 6,8                 | 0,45                  | 13,8                | 9,9                 |
| 749                                | 1,44                  | 9,7                 | 6,0                 | 0,60                  | 13,1                | 9,3                 |

hin, daß das Zentrum der Eiskappe wahrscheinlich bei etwa 70 °S auf der südlichen Antarktischen Halbinsel gelegen hat. Der Fossilinhalt des glazialmarinen Sedimentes besteht aus tertiären Muscheln und Scaphopoden mit nur geringem stratigraphischem Wert und aus umgelagerten kretazischen Coccolithen. Über den glazialmarinen Ablagerungen liegen 15 - 20 m mächtige Hyaloklastite. Ihre Matrix führt eine Discoasterflora, die im obersten Paläozän und Untereozän anzusiedeln ist. Die Hyaloklastite werden von einem Basalt überlagert, für den die einzige existierende K/Ar-Altersbestimmung ein mitteleozänes Alter von  $49,4 \pm 5$  Ma ergeben hat (Birkenmajer, 1988). Für die eigentliche Krakow-Vereisung nahm Birkenmajer (1992) ein Alter von etwa 52 - 50 Ma an. Wenn die Datierung der stratigraphischen Abfolge richtig ist, so bedeutet dies, daß die Krakow-Vereisung gegen Ende des eozänen Temperaturmaximums stattgefunden hat. Dies wiederum könnte die Hypothese stützen, daß auch während der Oberkreide und während des Paläozäns in den Höhenlagen der Antarktis Eis existiert hat. Eine größere regionale Vereisung während des Untereozäns läßt sich jedoch nicht mit den Sauerstoffisotopendaten in Einklang bringen.

Die tiefsten Diamiktite der Bohrung 742 in der Prydz-Bucht haben ein nicht näher eingrenzbare, biostratigraphisch bestimmtes Alter von Mitteleozän bis Unteroligozän (Abb. 11; Barron et al., 1991a). Das paläomagnetische Muster dieser etwa 140 m mächtigen Diamiktitabfolge ist durch normale Polarität charakterisiert. Es wird von acht, jeweils nur etwa 1 m mächtigen Intervallen umgekehrter Polarität unterbrochen (Sakai & Keating, 1991). Vergleiche mit der paläomagnetischen Zeitskala von Berggren et al. (1985) zeigen, daß innerhalb des biostratigraphisch vorgegebenen Zeitrahmens nur ein einziges Intervall, nämlich das von Chron 15 bis Chron 18, durch überwiegend normale Polarität gekennzeichnet ist. Die Anpassung des gemessenen Musters an dieses Intervall liefert für die tiefsten Diamiktite der Bohrung 742 ein Alter von 40,8 Ma; das Top der Diamiktitabfolge hat dann ein Alter von etwa 37,5 Ma (Barron et al., 1991a). Die Interpretation des paläomagnetischen Musters kann jedoch angezweifelt werden, da nicht auszuschließen ist, daß die Sedimente remagnetisiert wurden (Sakai & Keating, 1991). Außerdem könnte die lange, normal polarisierte Diamiktitabfolge

-----  
nächste Seite:

**Abb. 21:** Sauerstoffisotope und einige wichtige Sedimentkomponenten in eozänen und oligozänen Sedimenten des Kerguelenrückens (Bohrungen 738, 744, 748, 749). Karbonat- und Opalkonzentrationen in % des Gesamtsedimentes, Sandkonzentrationen in % des nichtbiogenen Sedimentanteiles, Smektit- und Chloritkonzentrationen in % der Tonminerale. Daten aus Ehrmann & Mackensen (1992) und Mackensen & Ehrmann (1992).

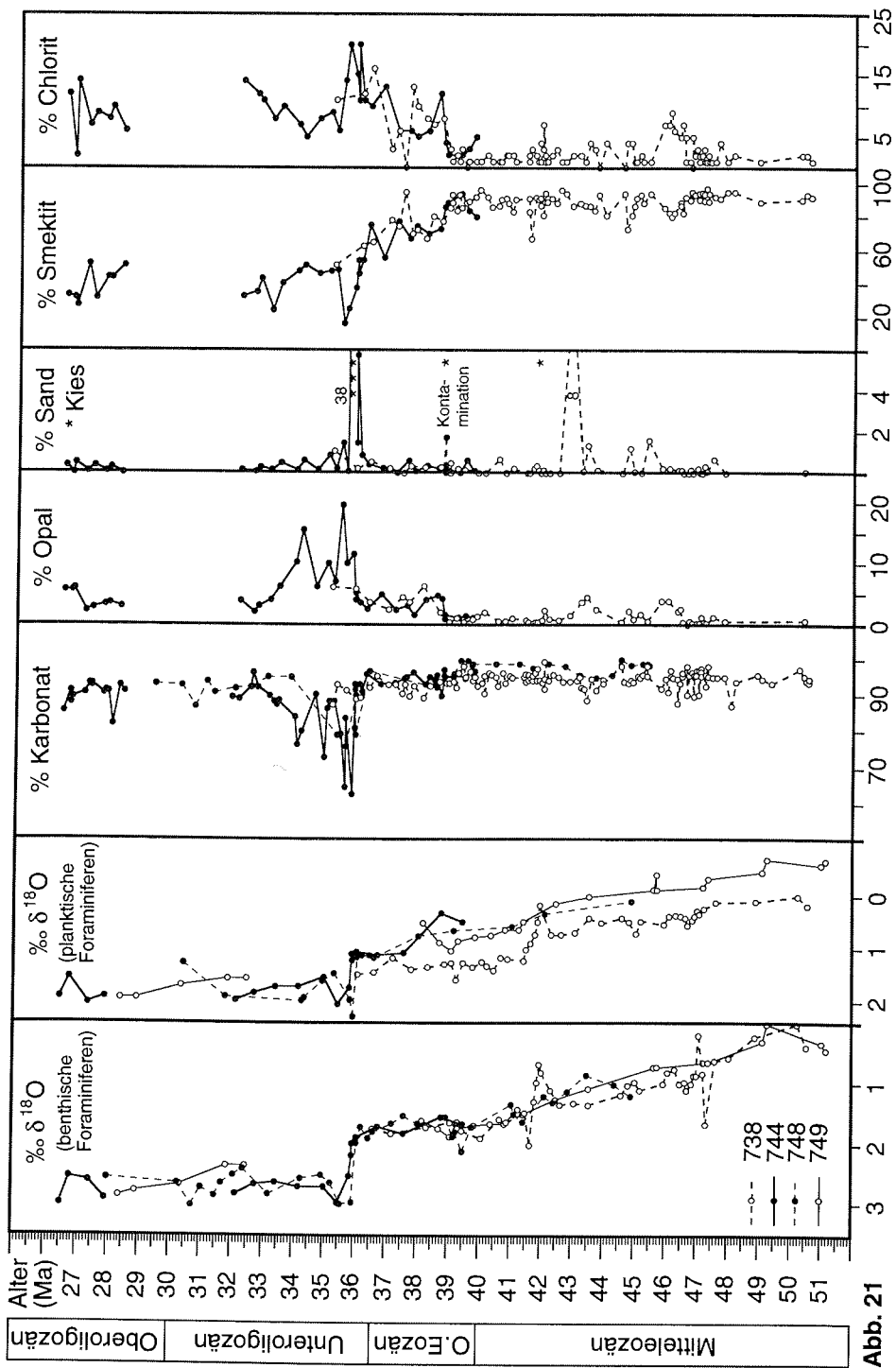


Abb. 21

durch sehr hohe Sedimentationsraten entstanden sein und damit einen sehr kurzen Zeitabschnitt repräsentieren. Entsprechend hohe Sedimentationsraten können für einen Ablagerungsraum nahe der Grundlinie eines großen Gletscher- oder Schelfeiskomplexes durchaus erwartet werden, vor allem wenn die Gletscher an Land große Mengen an Lockerprodukten erodieren (Kap. 3.3). Daher sollte allein aus der paläomagnetischen Datierung der Diamiktitabfolge nicht auf eine großräumige und dauerhafte Vereisung seit dem oberen Miozän geschlossen werden.

Sedimentologische Daten vom südlichen Kerguelenrücken und von der Maudkuppe erbrachten keine Anzeichen für glaziale Bedingungen auf Meeresniveau, die älter als 45,5 Ma sind (Ehrmann, 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992; Ehrmann et al., 1992a). Der Eintrag terrigener Materials war bis zum mittleren Miozän sehr gering. Der Detritus hatte vor allem Korngrößen  $< 2 \mu\text{m}$  und wurde in Suspension oder durch Wind angeliefert. Anzeichen für Eistransport fanden sich nicht. Die Tonmineralvergesellschaftungen wurden von Smektit dominiert (Abb. 21, 22). Das Fehlen detritischer Tonminerale deutet darauf hin, daß physikalische Verwitterungsprozesse auf dem Kontinent nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben. Chemische Verwitterung unter einem warmen und humiden Klima werden deshalb für das Untermiozän und den Beginn des Miozäns angenommen.

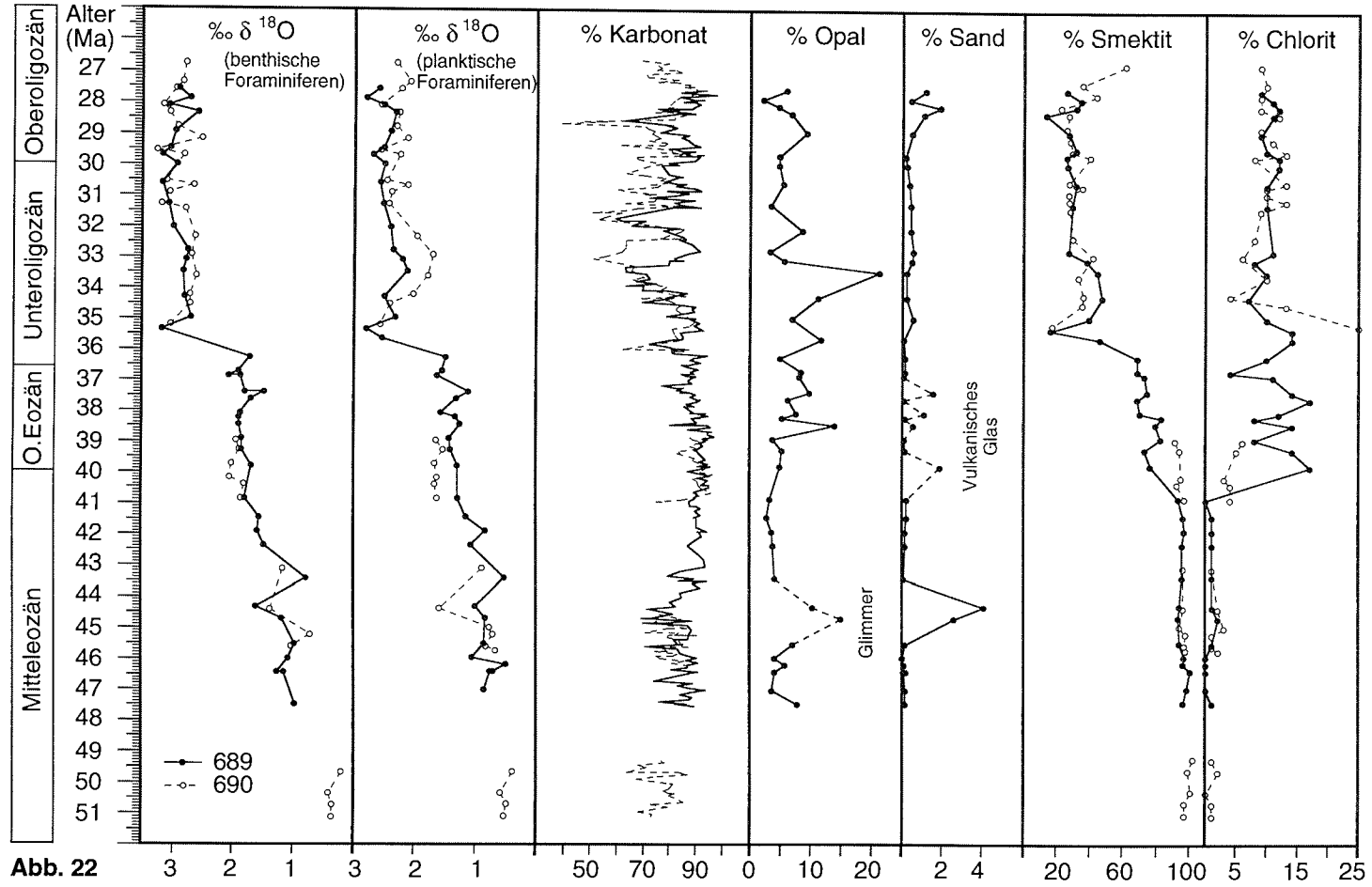
Die ältesten vereinzelt terrigenen Sandkörner, die wahrscheinlich als Zeichen für Eistransport anzusehen sind, treten in der Bohrung 689 auf der Maudkuppe und in der Bohrung 738 auf dem Kerguelenrücken in Sedimenten des oberen Miozäns auf. Sie haben ein Alter von ca. 45,5 Ma. Diese Vorkommen grobkörniger terrigener Komponenten korrelieren mit leicht erhöhten Gehalten an Chlorit und Kaolinit, die hier vermutlich auf Eistransport zurückzuführen sind (Abb. 21, 22; Ehrmann & Mackensen, 1992). In paläogenen Sedimenten wurden weitere wahrscheinlich eistransportierte Sandkörner aus mehreren *Eltanin*-Sedimentkernen des subantarktischen Südpazifiks beschrieben. Sie treten vor allem in den Zeitintervallen 52,6 - 50,2 Ma, 52,0 - 43,2 Ma und 42,3 - 40,0 Ma auf (Margolis & Kennett, 1970; Wei, 1992).

-----

nächste Seite:

**Abb. 22:** Sauerstoffisotope und einige wichtige Sedimentkomponenten in miozänen und oligozänen Sedimenten der Maudkuppe (Bohrungen 689, 690). Karbonat- und Opalkonzentrationen in % des Gesamtsedimentes, Sandkonzentrationen in % des nichtbiogenen Sedimentanteiles, Smektit- und Chloritkonzentrationen in % der Tonminerale. Daten aus Ehrmann & Mackensen (1992) und Mackensen & Ehrmann (1992).





Durch lineare Extrapolation der Isotopendaten vom Kerguelenrücken nach Süden kommt man für den Zeitabschnitt 45 - 40 Ma zu einer Temperatur des küstennahen Oberflächenwasser von ca. 6 °C. Die tatsächliche Temperatur dürfte jedoch unter diesem Wert liegen, da eine lineare Temperaturabnahme zur Küste hin nicht sehr wahrscheinlich ist. Dies ist wahrscheinlich kühl genug, um einige Talgletscher zur Küste vordringen zu lassen. Andererseits würden Temperaturberechnungen unter der Annahme eines kontinentalen Eisschildes in zu hohen Temperaturen des Bodenwassers resultieren (Mackensen & Ehrmann, 1992). Daher widersprechen die Isotopendaten einer großräumigen Vereisung und dem Vorhandensein von Meereis und Schelfeis, die zur Bildung von kaltem Bodenwasser nötig sind.

Modellrechnungen von Kvasov & Verbitsky (1981) sprechen gegen eine Vereisung auf Meeresniveau, erlauben aber die Existenz von Gebirgsgletschern. Andere glaziologische Modelle deuten dagegen an, daß gegen Ende des Mittel-ozäns während kalter Perioden das gesamte Gebiet > 1000 m über NN mit Eis bedeckt war, und daß ein kleiner Teil des Eises wahrscheinlich über Talgletscher in das Meer abfließen konnte (Robin, 1988). Heute erreichen in Chile südlich von 46 °S bei einer mittleren Jahrestemperatur von 6 - 8 °C und einem mittleren Jahresniederschlag von 5000 mm zahlreiche Gletscher das Meer. In Neuseeland stößt bei 45 °S bei einer mittleren Jahrestemperatur von 10 °C immerhin noch ein Gletscher bis auf 200 m über NN vor (Kvasov & Verbitsky, 1981).

Es scheint also möglich, daß Eis bereits im mittleren Miozän die antarktische Küste erreicht hat und sedimentbeladene Eisberge ins Meer gekalbt sind. Das Ausmaß der Vereisung ist allerdings nicht bekannt. Im Vergleich mit heutigen Bedingungen und unter der Berücksichtigung der Dominanz von Smektit über detritische Tonminerale kann geschlossen werden, daß die Vereisung sehr viel schwächer als heute gewesen sein muß. Auch die Sauerstoffisotope sprechen gegen eine großräumige Vereisung (Mackensen & Ehrmann, 1992; Ehrmann et al., 1992a). Da aber etwa 45,5 Ma altes eistransportiertes Material in Sedimenten der Maudkuppe, des Kerguelenrückens und des Südpazifiks vorhanden ist, muß geschlossen werden, daß Gletscher an mehreren Stellen der Antarktis ins Meer gemündet haben. Der größte Teil des ostantarktischen Kontinents war wahrscheinlich eisfrei. In den eisfreien Gebieten fand chemische Verwitterung unter einem humiden Klima statt, wie die Dominanz von Smektit andeutet. Ein temperiertes Klima mit starken Regenfällen kann auch aus den zahlreichen mittel- und obereozänen Vorkommen von *Nothofagus* abgelesen werden. *Nothofagus* wurde z.B. in der Bohrung 696 auf dem Süd-Orkney-Mikrokontinent, auf der King-George-Insel und auf der Seymour-Insel gefunden (Case, 1988;

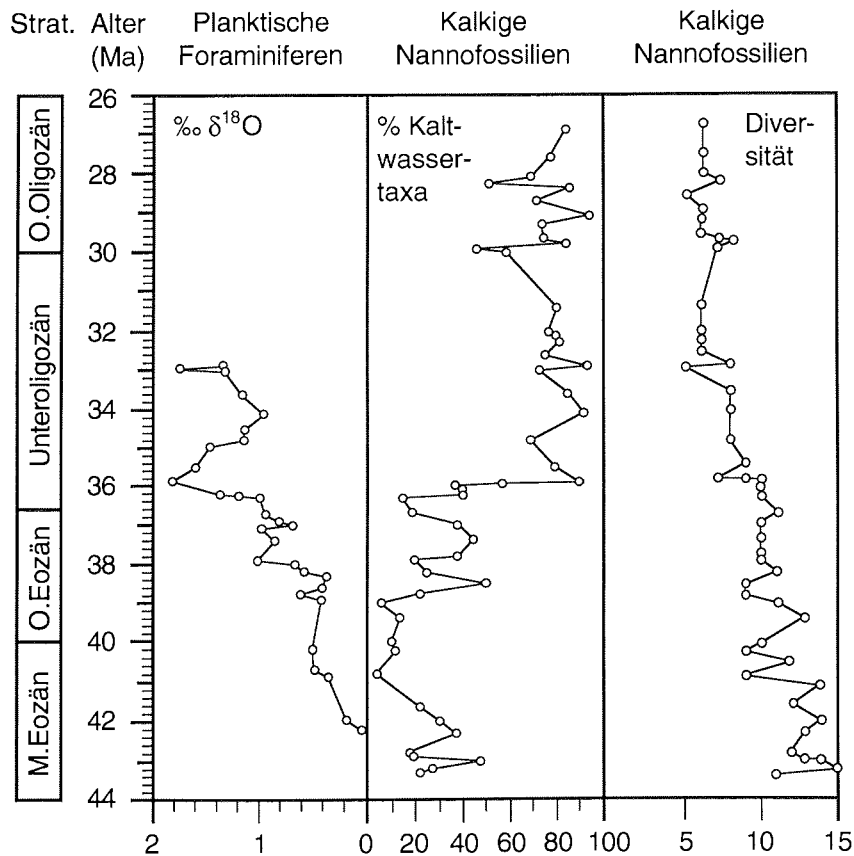
Mohr, 1990b). Auch die eozänen Wirbeltierfunde auf der Ellesmere-Insel weisen auf ein mildes Klima mit nur seltenem Frost hin (Zusammenstellung bei Axelrod, 1984).

Eine generelle Abnahme der Temperatur des Oberflächen- und Bodenwassers seit etwa 50 Ma wird nicht nur von den Sauerstoffisotopen angezeigt, sondern auch von den Mikrofossilvergesellschaftungen. Die mitteleozänen und obereozänen Nannofossilien und planktischen Foraminiferen zeichnen die Abkühlung durch eine - verglichen mit älteren Sedimenten - abnehmende Diversität nach (Abb. 23; Stott & Kennett, 1990b; Wei & Wise, 1990; Aubry, 1992). Die Warmwassergruppen, Discoaster und Sphenolithen, waren in den obereozänen Vergesellschaftungen des Südpolarmees nicht mehr enthalten. Auf dem Falklandplateau existierten diese Gruppen aber in großer Zahl weiter, und es blieb dort eine viel höhere Diversität erhalten. Die Abkühlung erfolgte daher wahrscheinlich vor allem in den südlichen hohen Breiten und führte auch zu einer Verstärkung des breitenabhängigen Temperaturgradienten (Wei & Wise, 1990).

Die benthischen Foraminiferen in Sedimenten der Maudkuppe unterlagen vor ca. 46 Ma einem Faunenwechsel und einer Abnahme der Diversität (Thomas, 1990). Dieser Wechsel geschah zu etwa der Zeit, als das erste eistransportierte Material auf der Maudkuppe und auf dem Kerguelenrücken zur Ablagerung kam. Im Gegensatz dazu wurde auf dem Kerguelenrücken keine signifikante Veränderung in den Vergesellschaftungen beobachtet (Mackensen & Berggren, 1992).

Die relativ konstanten Sauerstoffisotopenverhältnisse benthischer und planktischer Foraminiferen (Abb. 21, 22) belegen für das Obereozän relativ stabile klimatische Bedingungen. Die Temperatur des Bodenwassers lag auf dem Kerguelenrücken konstant bei etwa 5 °C, auf der Maudkuppe bei etwa 4,5 °C. Die Temperatur des tieferen Teils des Oberflächenwassers, ermittelt an *Subottina* spp., lag auf dem Kerguelenrücken relativ konstant bei 6,5 - 8 °C, auf der Maudkuppe bei 5,4 - 6,2 °C (Tab. 4; Mackensen & Ehrmann, 1992). Nur das oberste Oberflächenwasser erfuhr während des Obereozäns eine leichte Abkühlung, die von den Isotopenwerten von *Chiloguembelina cubensis* nachgezeichnet wird (Abb. 23; Zachos et al., 1992a).

An der Grenze zwischen Mittel- und Obereozän, vor etwa 40 Ma, fanden eine weitere Reduzierung der Diversität und ein Faunenwechsel bei den benthischen Foraminiferen statt (Thomas, 1990; Schröder-Adams, 1991; Mackensen & Berggren, 1992). Auch die obereozänen Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen zeichneten sich durch eine rückläufige Diversität aus und nahmen



**Abb. 23:** Sauerstoffisotopenverhältnisse in planktischen Foraminiferen (*Chiloguembelina cubensis*; Zachos et al., 1992a), prozentualer Anteil von Kaltwassertaxa am kalkigen Nannoplankton sowie Anzahl kalkiger Nannofossilarten (Wei et al., 1992) in Sedimenten der Bohrung 748 auf dem zentralen Kerguelenrücken.

einen polaren Charakter an (Stott & Kennett, 1990b; Berggren, 1992). Im Gegensatz hierzu zeigten die Nannofossilvergesellschaftungen im Südpolarmeer keine signifikante Änderung (Wei & Wise, 1990; Wei & Thierstein, 1991; Wei et al., 1992). Das Auftreten von Kaltwasserformen auf dem Falklandplateau weist darauf hin, daß sich nun kalte Wassermassen nach Norden ausdehnten (Wise et al., 1985).

Vor etwa 40 Ma stiegen die Konzentrationen von Chlorit und Kaolinit sowohl in den Sedimenten der Maudkuppe als auch in den Sedimenten des Kerguelen-

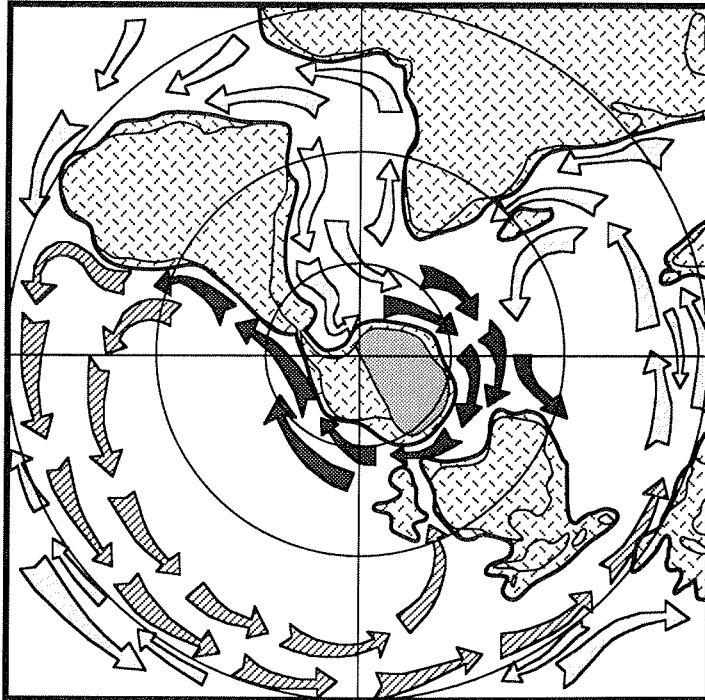
rückens an. Zu jener Zeit fand wahrscheinlich eine Intensivierung der physikalischen Verwitterung in der Antarktis statt. Chemische Verwitterung unter einem humiden Klima blieb jedoch vorherrschend, wie die deutliche Dominanz von Smektit über die anderen Tonminerale anzeigt (Abb. 21, 22; Ehrmann, 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992).

Vor 38,8 Ma kamen auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken die ersten diatomeenführenden Sedimente zur Ablagerung, doch spielten die Diatomeen im Vergleich zu den Foraminiferen und kalkigen Nannofossilien eine mengenmäßig nur untergeordnete Rolle (Abb. 21, 22). In älteren Sedimenten waren vereinzelt Radiolarien sowie diagenetische Umwandlungsprodukte von Opal, wie Klinoptilolit und Feuerstein, aufgetreten (Bohrmann & Ehrmann, 1991; Diester-Haass, 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992).

#### **4.4 Unteres Unteroligozän**

Wurde früher angenommen, daß sich die Drakestraße im untersten Oligozän öffnete, so wird heute davon ausgegangen, daß dies erst im Oberoligozän bis untersten Miozän geschehen ist (Barker & Burrell, 1982). Die Tasmanstraße erlaubte nach Kennett et al. (1975) seit dem Unteroligozän einen Durchfluß von Oberflächenwasser. Kvasov & Verbitsky (1981) gingen dagegen davon aus, daß zu dieser Zeit bereits ein Durchstrom von Tiefenwasser möglich wurde, was zu einer einschneidenden Änderung des ozeanischen Stromsystems führte (Abb. 24). Es bildete sich ihrer Meinung nach ein Ringstrom um die Antarktis aus, der sich aber wegen der Barriere zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel nicht schließen konnte. Das Wasser legte nun aber einen längeren Weg in südlichen hohen Breiten zurück als früher und hatte daher mehr Zeit zur Abkühlung. Dieser Prozess könnte für eine Intensivierung der Vereisung verantwortlich gewesen sein. Glaziologische Modellierungen scheinen dies zu bestätigen. Ihnen zufolge ging im Unteroligozän die regionale Gebirgsvergletscherung in eine kontinentale ostantarktische Vereisung über. Dieser Übergang dauerte nach den Modellen nur etwa 100.000 Jahre (Abb. 25, 26; Kvasov & Verbitsky, 1981; Robin, 1988).

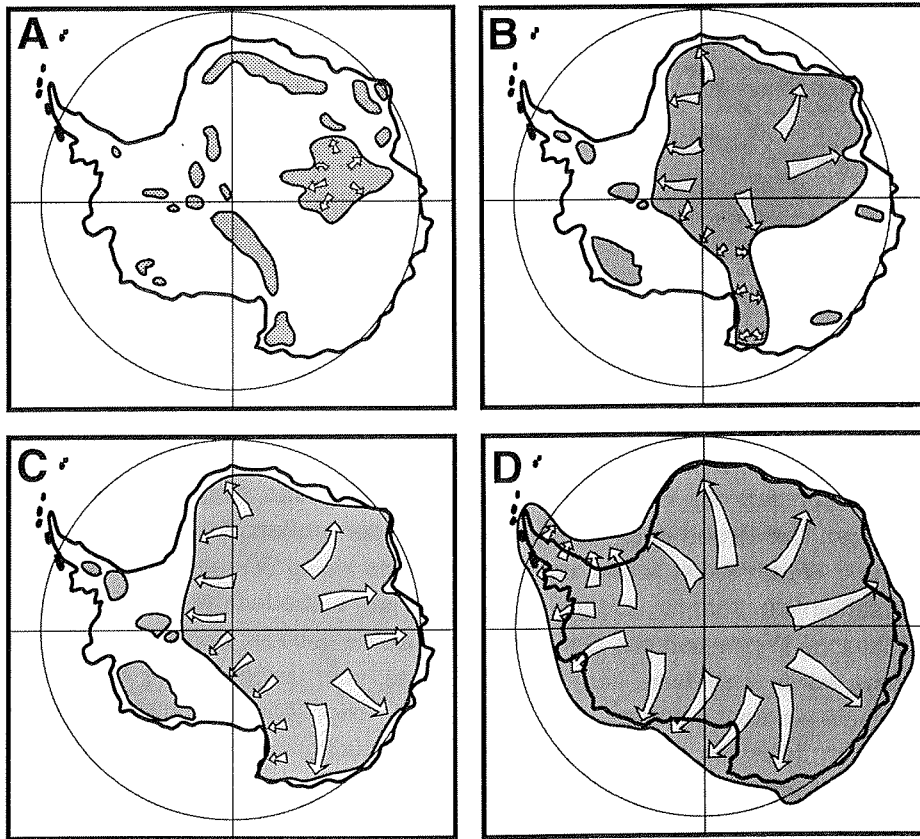
Kurz nach der Eozän/Oligozän-Grenze, vor etwa 35,9 Ma, fand in allen Ozeanen ein drastischer Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte planktischer und benthischer Foraminiferen statt (Miller et al., 1991). Auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken stiegen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sowohl in benthischen als auch in planktischen Foraminiferen jeweils um etwa 1,2 ‰ an (Abb. 21, 22; Barrera & Huber, 1991; Mackensen &



**Abb. 24:** Oberflächen-Stromsysteme in den Ozeanen der Südhemisphäre zu Beginn des Oligozäns (ca. 35 Ma; verändert nach Kvasov & Verbitsky, 1981). Im Unterschied zum Paläozän (Abb. 19) existierte ab dem Unteroligozän bereits ein kühler Ringstrom um die Antarktis (dunkle Pfeile), der allerdings noch nicht geschlossen war. Nach den Vorstellungen von Kvasov & Verbitsky (1981) kam es im Pazifik sogar zur Bildung eines kühlen Südäquatorialstromes (schraffierte Pfeile), was hier aber aufgrund von Isotopendaten angezweifelt wird (Savin et al., 1975; Keigwin & Corliss, 1986). Helle Pfeile stehen für warme Strömungen. Der antarktische Eisschild ist durch eine Schraffur angedeutet.

Ehrmann, 1992; Zachos et al., 1992a, 1992b). Eine Darstellung historischer und kontroverser Diskussionen eozäner und oligozäner Isotopendaten und speziell des  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieges im untersten Oligozän erfolgte bereits in Kap. 2.3. Eine ausführliche Zusammenstellung wurde auch von Wise et al. (1991) gegeben. Deshalb werden im folgenden nur die aktuellen Vorstellungen erläutert.

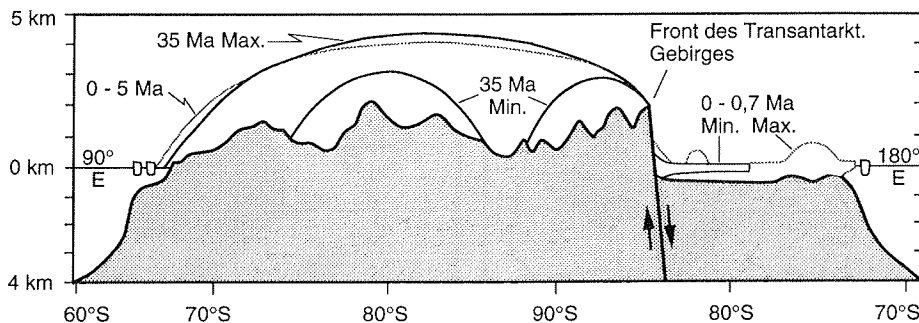
Wenn man für das unterste Oligozän ein ähnliches Eisvolumen und eine ähnliche isotopische Zusammensetzung des Eises wie heute annimmt, errechnet sich über der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken eine Tiefenwassertemperatur von ca. 4 - 5 °C und eine Oberflächenwassertemperatur von ca. 6 - 8 °C. Diese



**Abb. 25:** Vier Phasen der känozoischen antarktischen Vereisung, nach Modellen von Kvasov & Verbitsky (1981).  
 A: Situation nahe der Eozän/Oligozän-Grenze.  
 B: Zweite Phase des Eiswachstums, unmittelbar nach Situation A.  
 C: Etwa 0,1 Ma nach Situation A, Oligozän und erste Hälfte des Miozäns.  
 D: Vereisungsmaximum vor etwa 6 - 5 Ma.

Temperaturen sind nahezu mit denen eines eisfreien Obereozäns identisch (Tab. 4). Der größte Teil des  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieges kann daher theoretisch durch eine Zunahme des globalen Eisvolumens erklärt werden, die wahrscheinlich mit dem Beginn einer kontinentalen ostantarktischen Vereisung gleichzusetzen ist (Mackensen & Ehrmann, 1992; Zachos et al., 1992a).

Die relativ hohen, errechneten Tiefenwassertemperaturen über der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken müssen dem Vorhandensein eines kontinentalen ost-antarktischen Eisschildes nicht widersprechen: Mackensen & Ehrmann (1992)



**Abb. 26:** Profil durch den antarktischen Eisschild im Unteroligozän und im obersten Neogen, nach Modellen von Robin (1988).

nahmen an, daß die Bodenwasserbildung im Oligozän weniger intensiv als heute war. Der Grund dafür könnte im Fehlen der großen Schelfeise im Rossmeer und Weddellmeer liegen, unter denen heute kaltes Wasser produziert wird. Wahrscheinlich könnte Bodenwasser nahe an eisbedeckten Küsten durch katabatische Winde und das Gefrieren von Meereis gebildet worden sein. Dieser Prozess würde wohl eine, verglichen mit heute, sehr viel geringere Bodenwassermenge produziert haben. Damit könnte die oligozäne Bodenwassermasse wesentlich tiefer als die Bohrpunkte auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken gelegen haben (Mackensen & Ehrmann, 1992).

Die alternative Annahme einer im wesentlichen eisfreien unteroligozänen Welt würde in Oberflächentemperaturen von 2 - 3 °C über der Maudkuppe und 4 °C über dem Kerguelenrücken und in Tiefenwassertemperaturen von < 1 °C, bzw. ca. 1,5 °C resultieren (Tab. 4; Mackensen & Ehrmann, 1992). Diese niedrigen Temperaturen können jedoch ohne antarktisches Eis und ohne eine Produktion von großen Mengen an kaltem und dichtem Bodenwasser am antarktischen Kontinentalrand nicht erklärt werden. Eine Modifikation dieser Hypothese wurde von Wei (1991) diskutiert. Aufbauend auf Untersuchungen der Vergesellschaftungen kalkiger Nannofossilien berechnete er, daß nur ein kleiner Teil des unteroligozänen  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieges auf eine Zunahme des Eisvolumens zurückging. Er kam daher auf eine Abkühlung des Oberflächenwassers um > 3 °C.

Im Gegensatz zu den Sauerstoffisotopenverhältnissen südlicher hoher Breiten zeigen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte planktischer Foraminiferen in den niederen Breiten im Unteroligozän nur einen Anstieg um 0,4 ‰ (Keigwin & Corliss, 1986; Vergnaud Grazzini & Oberhänsli, 1986). Allgemein geht man davon aus, daß die känozoischen Temperaturen des Oberflächenwassers in den Tropen relativ konstant



waren. Wenn die dort gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte daher ein ungestörtes globales Signal darstellen und nicht ein lokales oder regionales Signal (Miller et al., 1991; Mackensen & Ehrmann, 1992), kann man aus ihnen schließen, daß diese 0,4 ‰ Änderung auf die Zunahme des antarktischen Eisvolumens zurückgeht. Dies wiederum würde bedeuten, daß auch im Südpolarmeer nur 0,4 ‰ des  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstiegs durch Eis zu erklären sind, und daß der Rest auf eine Abkühlung zurückgeführt werden muß. Für den Kerguelenrücken ergäbe sich dann eine Abkühlung des Oberflächenwassers um etwa 3 °C (Mackensen & Ehrmann, 1992).

Nicht nur die Sauerstoffisotopenverhältnisse, sondern auch eine Vielzahl sedimentologischer Parameter weisen auf eine einschneidende Intensivierung der Vereisung, wahrscheinlich auf den Beginn einer kontinentalen ostantarktischen Vereisung, im untersten Oligozän hin. Bei den Tonmineralvergesellschaftungen auf dem Kerguelenrücken und der Maudkuppe trat vor ca. 36,3 Ma ein Wechsel ein. Die Smektitkonzentrationen begannen, stark und kontinuierlich abzunehmen, während der detritische Illit an Bedeutung zunahm. Die chemische Verwitterung in der Ostantarktis wurde also wahrscheinlich nach und nach durch physikalische Verwitterung und/oder mechanische Erosion ersetzt. Minimale Smektitkonzentrationen und maximale Illitkonzentrationen wurden vor ca. 35,5 Ma erreicht. Zu diesem Zeitpunkt waren nur etwa 15 % der Tonminerale auf der Maudkuppe und auf dem Kerguelenrücken nichtdetritischer Entstehung. Dies weist eher auf eine kontinentale Vereisung als auf eine Gebirgsvergletscherung hin (Abb. 21, 22; Ehrmann, 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992).

Ein sehr scharfes und ausgeprägtes Maximum im Eintrag eistransportierten Materials wurde in den unteroligozänen Sedimenten der Bohrungen 744 und 748 auf dem Kerguelenrücken gefunden (Ehrmann, 1991; Breza & Wise, 1992; Ehrmann & Mackensen, 1992). Es hat ein Alter von 36,0 - 35,8 Ma. In beiden Fällen korreliert es exakt mit der Änderung im Sauerstoffisotopensignal (Abb. 21; Ehrmann & Mackensen, 1992; Zachos et al., 1992a, b). Die Menge eistransportierten Materials entsprach etwa der des spätneogenen Maximums (Ehrmann, 1991). Das Vorhandensein von solchen Mengen IRD ca. 1000 km nördlich der Antarktis legt bei höheren Wassertemperaturen als heute eher eine großräumige

-----  
nächste und übernächste Seite:

**Abb. 27:** Zusammenfassung der Hauptphasen der känozoischen Vereisungsgeschichte der Ostantarktis, wie sie aus den Sedimenten der Bohrungen 739 - 743 in der Prydz-Bucht abgeleitet werden können (Hambrey et al., 1991).

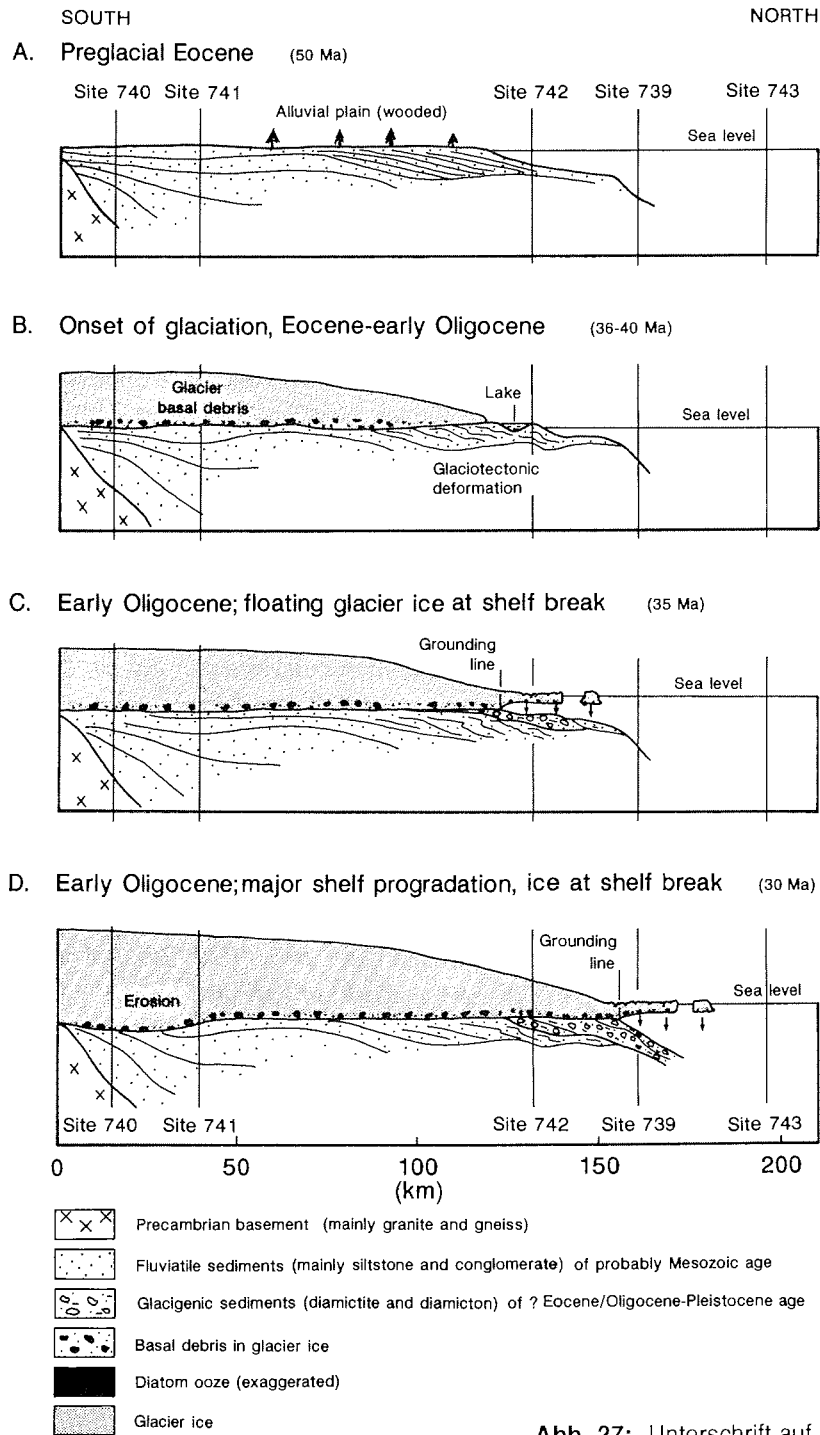
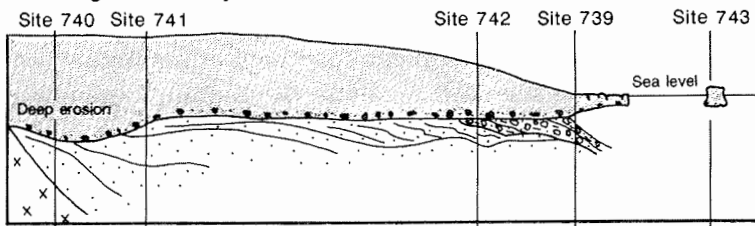
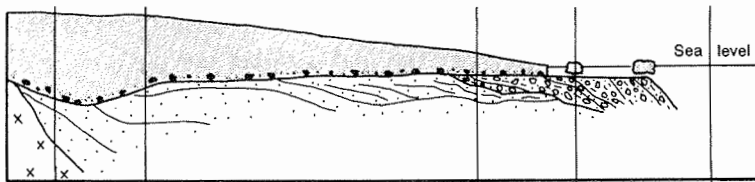


Abb. 27: Unterschrift auf S. 87.

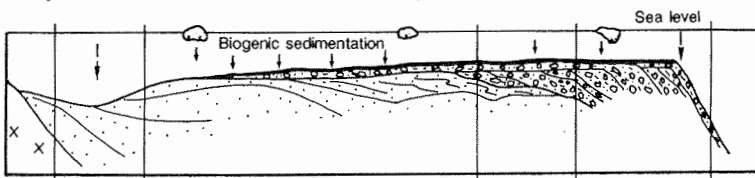
E. Late Oligocene-early Miocene (glacial maximum prior to Quaternary, 24 Ma)



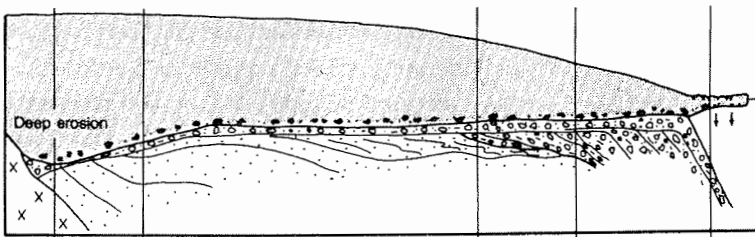
F. Late Miocene; retreat from shelf break (10 Ma)



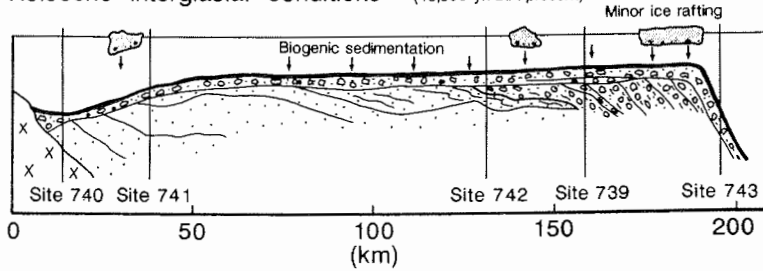
G. Early-late Pliocene transition; retreat phase (3-4 Ma)



H. Late Pleistocene glacial maximum (20,000 yr. B.P.)



I. Holocene "interglacial" conditions (10,000 yr. B.P.-present)



Vereisung mit der Bildung vieler großer detritusbeladener Eisberge als eine lokale Vergletscherung nahe. Interessanterweise trat das Maximum im IRD-Eintrag später auf als der Wechsel in der Tonmineralvergesellschaftung. Eine mögliche Erklärung könnte sein, daß die ersten detritischen Tonminerale nicht durch Eis, sondern in Suspension antransportiert wurden, und daß es vom Einsetzen verschärfter glazialer Bedingungen im Innern des Kontinentes etwa 300.000 Jahre dauerte, bis das Eis die Küstenlinie erreicht hat und Eisberge gekalbt sind.

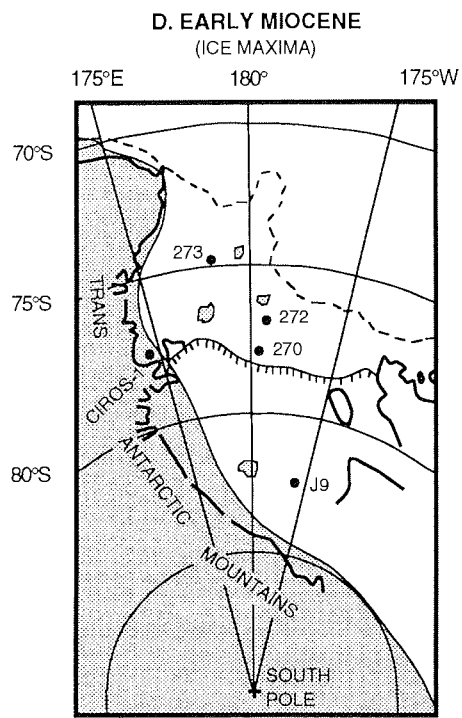
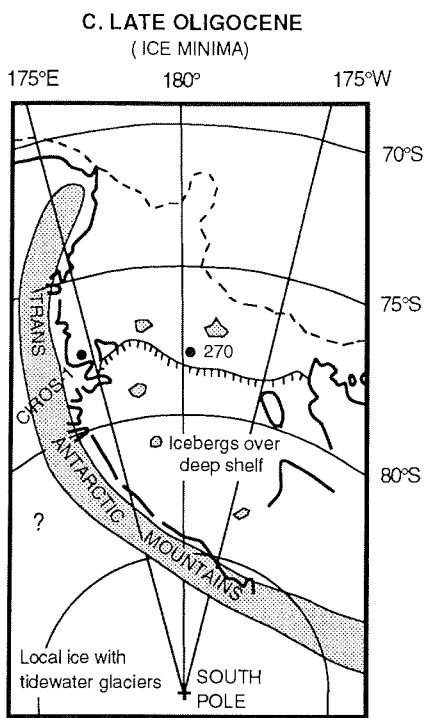
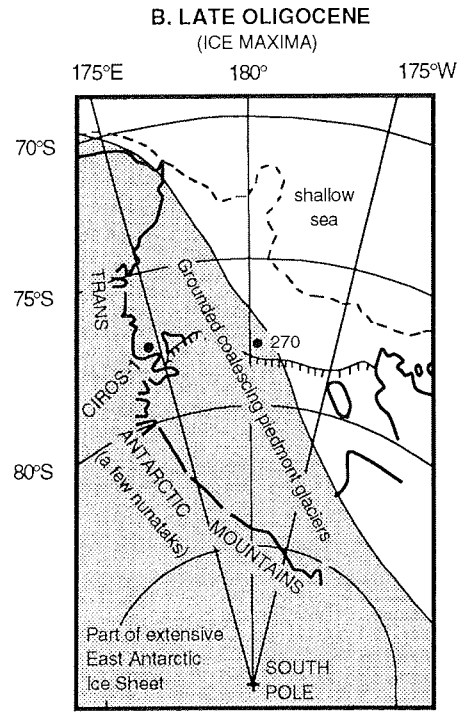
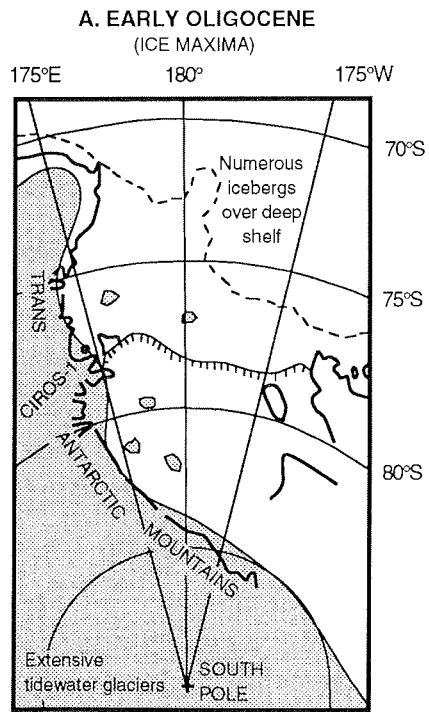
Gleichzeitig mit dem Maximum im Eintrag eistransportierten Materials und dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg nahmen die Karbonatkonzentrationen in den Sedimenten der Maudkuppe und des Kerguelenrückens stark ab (Abb. 21, 22). Im Obereozän war der Karbonatgehalt relativ hoch und unterlag nur geringen Schwankungen (90 - 95 %). Im Oligozän dagegen waren die Schwankungen sehr viel stärker und bewegten sich zwischen 65 % und 95 %. Am Bohrpunkt 744 fielen die Konzentrationen innerhalb etwa 300.000 Jahren kontinuierlich von 92 % auf 61 %. Die reduzierten Karbonatkonzentrationen wurden durch Lösungsprozesse bedingt, die wahrscheinlich das Resultat einer verstärkten Exportproduktion waren (Kap. 2.1.4; Ehrmann & Mackensen, 1992). Zur gleichen Zeit stiegen nämlich die Opalkonzentrationen und Opal-Akkumulationsraten deutlich an, was als ein Zeichen für erhöhte Produktion gewertet werden kann. Die erhöhte Produktion wurde wahrscheinlich durch die Entstehung ozeanischer Frontensysteme als Resultat einer Abkühlung des Oberflächenwassers und stärkere Winde verursacht.

Eine Abkühlung des Oberflächen- und Tiefenwassers während des untersten Oligozäns wird sowohl von kalkigen als auch von kieseligen Mikrofossilien in Sedimenten der Maudkuppe und des Kerguelenrückens angezeigt. Viele warme bis warm-temperierte Radiolariantaxa starben aus und wurden durch antarktische und temperierte Formen abgelöst (Caulet, 1991). Die Diatomeen erfuhren im untersten Oligozän eine deutliche Häufigkeitszunahme. Die unteroligozänen Vergesellschaftungen bestanden aus kosmopolitischen Arten und aus Arten, die für hohe Breiten typisch waren (Baldauf & Barron, 1991; Baldauf, 1992). Die Häufigkeitszunahme der benthischen Foraminifere *Nuttallides umbonifer* zeichnete die Entstehung einer kühlen, kalkaggressiven Wassermasse über dem Kerguelenrücken und der Maudkuppe nach (Thomas, 1990; Schröder-Adams, 1991; Mackensen & Berggren, 1992). Die planktischen Foraminiferen und die kalkigen Nannofossilien unterlagen einer stetigen Abnahme ihrer Diversität (Huber, 1991b; Wei et al., 1992), wobei die kalkigen Nannofossilien gleichzeitig eine Zunahme an Kaltwassertaxa erfuhren (Abb. 23; Wei, 1991; Wei & Thierstein, 1991; Wei et al., 1992).

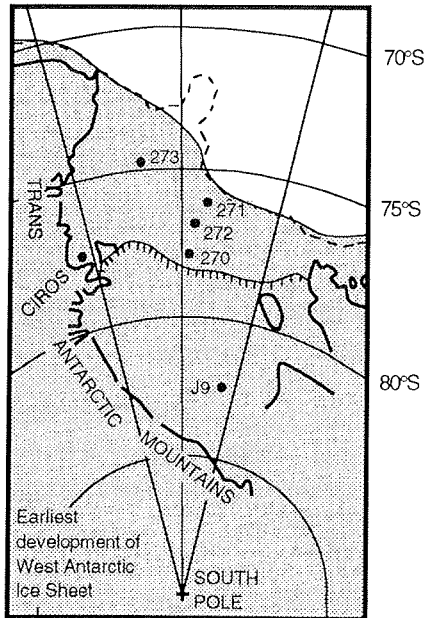
Die Abkühlung der Antarktis und der Wassermassen des Südpolarmeeres sowie die Entwicklung eines Ringstromes (Abb. 24) führten wahrscheinlich auch zu einer Verstärkung der ozeanischen Zirkulation. Die Erosionskraft des Tiefenwassers verursachte in den unteroligozänen Sedimenten weit verbreitete und zahlreiche Schichtlücken, beispielsweise in den Tiefseebecken des südwestlichen Pazifiks (Kennett et al., 1975), des Südatlantiks (Barker, Dalziel et al., 1976; Ciesielski, Kristoffersen et al., 1988), des Indischen Ozeans (Hayes & Frakes, 1975; Davies et al., 1975) und sogar des Nordatlantiks (Ehrmann & Thiede, 1985). Auf der Maudkuppe und dem Kerguelenrücken wurden unteroligozäne Schichtlücken nur an den Bohrpunkten 690, 738, 749 und 750 nachgewiesen (Schlich, Wise et al., 1989; Ehrmann & Mackensen, 1992). Die Wassermassen, die über diese submarinen Erhebungen strichen, hatten daher wahrscheinlich eine geringere Erosionskraft als das Bodenwasser, das die Schichtlücken in den Tiefseebecken verursachte. Auch die ausgeprägte Schichtlücke in der Bohrung 693 am Kontinentalhang vor Kapp Norvegia wurde mit dem Einsetzen glazialer Geschehen in Verbindung gebracht (Grobe et al., 1990a).

Weitere Hinweise auf eine kontinentale unteroligozäne Vereisung wurden aus den Sedimenten der Bohrung 739 in der Prydz-Bucht abgeleitet. Dort wurde eine etwa 140 m mächtige Diamiktitabfolge mit einem wahrscheinlichen Alter von 36,0 - 34,5 Ma erbohrt (Einheiten 3 und 4 in Abb. 12). Darunter wurden nochmals etwa 160 m massige Diamiktite mit einem nicht näher eingrenzbaeren mitteleozänen bis unteroligozänen Alter angetroffen (Barron et al., 1991a). Die Diamiktite wurden im marinen Bereich nahe an der Grundlinie eines großen Gletschers oder Schelfeises abgelagert, wobei die Grundlinie an der damaligen Schelfkante lag (Barron et al., 1991b; Hambrey et al., 1991). Die heutige Schelfeiskante ist etwa 140 km von Bohrpunkt 739 entfernt, die Grundlinie sogar etwa 410 km. Eine so weit vorgerückte Grundlinie im untersten Oligozän erforderte einen voll entwickelten ostantarktischen Eisschild (Abb. 27).

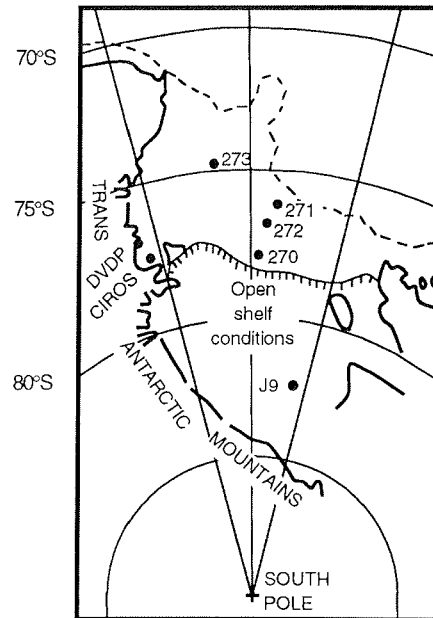
Für einen voll entwickelten Eisschild spricht auch das völlige Fehlen von eckigen Komponenten in den erbohrten Diamiktiten. Das kann dahingehend gedeutet werden, daß keine subaerischen Liefergebiete wie eisfreie Gebirge oder Nunataker im Einzugsbereich zur Verfügung gestanden haben (vgl. Kap. 2.1). Wendet man verschiedene theoretische Eisschildprofile (Paterson, 1981: Kap. 9) auf die Prydz-Bucht an, so ergibt sich, daß Eis in diesem Teil der Antarktis alle Landgebiete völlig bedeckt haben muß. Die einzige Möglichkeit, bei der Eismassen so weit über den Kontinentalschelf hätten vorrücken können, ohne dabei ein ähnliches oder größeres Volumen als heute aufzuweisen, wäre ein "Surge" gewesen. Unter einem "Surge" versteht man ein kurzlebigen, ungewöhnlich schnell und



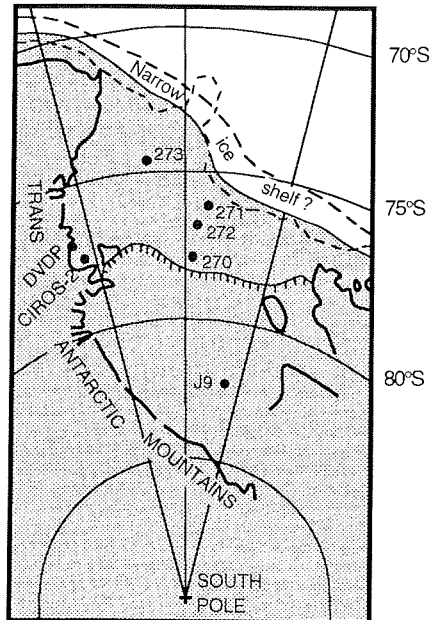
**E. MIDDLE-LATE MIOCENE**  
(ICE MAXIMA; ROSS SEA DISCONFORMITY)  
175°E 180° 175°W










**F. EARLY PLIOCENE**  
(DEGLACIATION)  
175°E 180° 175°W



**G. LATE PLIOCENE-QUATERNARY**  
(ICE MAXIMA; UNCONFORMITY ON SHELF)  
175°E 180° 175°W



-  Present coastline
  -  Present edge of Ross Ice Shelf
  -  Present 1000 m isobath
  -  Grounded glacier ice
  -  Icebergs (exaggerated)
  -  Drillsites with data relevant to period depicted
-  500 km

**Abb. 28:**  
Zusammenfassung der Hauptphasen der kanozoischen Vereisungsgeschichte, wie sie aus Sedimenten des Rossmeeres abgeleitet werden können (Hambrey & Barrett, im Druck).

weit voranschreitendes Vorrücken der Eismassen an der Peripherie des Eisschildes. Da es dafür aber keine Anzeichen gibt, kann davon ausgegangen werden, daß während des untersten Oligozäns kontinentales Eis bis zur Schelfkante vorrückte (Abb. 27B, C) und dort die mächtigen Diamiktite der Vorschüttungsfolge ablagerte (vgl. Kap. 3.2, 3.3).

Die ältesten Sedimente der Bohrung CIROS-1 im Rossmeer haben ein Alter von etwa 36 Ma. Der größte Teil der unteroligozänen Sedimente besteht aus Ton-Siltsteinen und Sandsteinen mit eistransportiertem Kies (Abb. 13). Sie können wohl einem distalen glazialmarinen Milieu zugeordnet werden. Einige wenige marine Diamiktite belegen, daß die Grundlinie zeitweise bis nahe an den Bohrpunkt herangerückt ist, ihn aber nicht überfahren hat. Die Sedimente der Bohrung CIROS-1 zeigen somit wahrscheinlich den Übergang von einer Gebirgsvergletscherung mit in Fjorden kalbenden Gletschern zu einem voll entwickelten ostantarktischen Eisschild an (Abb. 28A; Barrett et al., 1989; Hambrey & Barrett, im Druck). Die übrigen Bohrungen, die im Rossmeer niedergebracht wurden, drangen nicht bis in unteroligozäne Sedimente vor (Tab. 1).

Auf der King-George-Insel stehen in der Polonez-Cove-Formation etwa 15 m mächtige fluvioglaziale Tillite und Grundmoränen sowie etwa 65 m mächtige glazialmarine Ablagerungen an, die nach Birkenmajer (1988, 1992) ein wahrscheinliches Alter von 32 - 30 Ma haben. Nach Gazdzicki (1989) sollen sie ein Alter von > 35 Ma haben. Diese Sedimente deuten ebenfalls auf eine Vereisung kontinentalen Maßstabs hin (Polonez-Vereisung). Die Lithologie der Kieskomponenten der Grundmoränen und der glazialmarinen Sedimente soll auf Herkunftsgebiete auf der Antarktischen Halbinsel und südlich des heutigen Ronne-Filchner-Schelfeises hinweisen (Birkenmajer, 1992). Schließlich fanden sich auch Hinweise auf eine unteroligozäne Gebirgsvergletscherung in Tasmanien, das damals bei 55 - 63 °S lag (Macphail et al., 1993).

Diese Ergebnisse lassen kaum mehr einen Zweifel daran, daß es im untersten Oligozän zu einer starken Zunahme des antarktischen Eisvolumens kam, die zur Entstehung eines kontinentalen ostantarktischen Eisschildes führte. Das unteroligozäne Eisvolumen ähnelte dem heutigen oder übertraf es sogar. In der Ostantarktis war wahrscheinlich eine Situation ähnlich wie im letzten Glazial gegeben, als die Grundlinie des Eises über weite Strecken an der Schelfkante lag. Die Bildung des kontinentalen Eisschildes war mit einer Abkühlung der Wassermassen des Südpolarmeeres verbunden, doch bleibt das Ausmaß der Abkühlung weiterhin Gegenstand der Diskussion.



#### 4.5 Oberes Unteroligozän und Oberoligozän

Die plattentektonische Entwicklung der Südhemisphäre führte zu keinen wesentlichen Veränderungen während des oberen Unteroligozäns. Im Oberoligozän, vor etwa 29 Ma, begann sich die Drakestraße zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel zu öffnen. Da sie zunächst aber nur für Oberflächenwasser passierbar war, und da einige Kontinentalfragmente den Durchstrom behinderten, änderte sich wahrscheinlich an den großräumigen Zirkulationsmustern zunächst nicht viel (Barker & Burrell, 1982). Die in den Sedimenten des indischen und atlantischen Sektors des Südpolarmeeres gespeicherten Informationen zeigen keine einschneidende Veränderung des Klimas oder der ozeanischen Zirkulation an. Sie können dahingehend gedeutet werden, daß die glazialen Bedingungen, die im untersten Oligozän eingesetzt hatten, auch durch das restliche Oligozän fortbestanden (Ehrmann, 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992).

Die stabilen Sauerstoffisotope nahmen nach dem Maximum im untersten Oligozän, das den Beginn der kontinentalen Vereisung in der Ostantarktis markierte, wieder niedrigere Werte an. Sie fielen aber nicht mehr auf ihr eozänes Niveau zurück (Abb. 21, 22, 23; Barrera & Huber, 1991; Miller et al., 1991; Mackensen & Ehrmann, 1992; Zachos et al., 1992a, b). Die Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wurde von Zachos et al. (1992a) als Eiseffekt interpretiert. Sie nahmen an, daß der antarktische Eisschild sein Volumen verkleinerte, sich von der Küste zurückzog und sich im Inland stabilisierte. Diese Meinung widerspricht aber den sedimentologischen Befunden aus der Prydz-Bucht und dem Rossmeer, wo in den oberoligozänen Sedimenten großräumige Eisvorstöße über die Schelfe dokumentiert sind. Da die Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte also wahrscheinlich nicht auf ein vermindertes Eisvolumen zurückzuführen ist, muß man einen Temperaturanstieg dafür verantwortlich machen. Dies legt für die meiste Zeit des Oligozäns etwas wärmere Bedingungen als für das unterste Oligozän, aber kältere Bedingungen als für das Eozän nahe. Mackensen & Ehrmann (1992) berechneten für den zentralen Kerguelenrücken eine mittlere Temperatur des Oberflächenwassers von etwa 7,8 °C und eine mittlere Temperatur des Tiefenwassers von etwa 5 °C. Auf dem südlichsten Kerguelenrücken und auf der Maudkuppe waren die Temperaturen des Oberflächen- und Tiefenwassers wahrscheinlich jeweils um 1 - 2 °C niedriger als auf dem zentralen Kerguelenrücken (Tab. 4).

Vor 32,5 - 31,5 Ma stiegen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Foraminiferen des Atlantiks, Pazifiks und Indiks (Miller et al., 1991) sowie des Südpolarmeeres (Abb. 21, 22; Mackensen & Ehrmann, 1992) erneut etwas an, erreichten aber nicht die Werte

des Maximums im untersten Oligozän. Dieses Ereignis war wahrscheinlich das Resultat einer Zunahme des antarktischen Eisvolumens (Miller et al., 1991; Ereignis Oi2).

Auf relativ niedrige Temperaturen des antarktischen Oberflächen- und Tiefenwassers wurde auch aus den geringen Diversitäten der kalkigen Nannofossilien (Wei & Wise, 1990; Wei & Thierstein, 1991; Aubry, 1992; Wei et al., 1992), der planktischen Foraminiferen (Stott & Kennett, 1990b; Huber, 1991b) und der benthischen Foraminiferen (Thomas, 1990) in den oligozänen Sedimenten geschlossen. Die Diatomeenkonzentrationen in den Sedimenten nahmen direkt nach dem unteroligozänen Maximum ab und blieben dann durch das restliche Oligozän relativ konstant. Die Florenvergesellschaftungen zeigten allerdings eine Abnahme der für hohe Breiten typischen Arten (Baldauf, 1992).

Physikalische Verwitterung war auf dem antarktischen Kontinent durch das gesamte Oligozän hindurch aktiv. Sie bestimmte sowohl die Tonmineralvergesellschaftungen im hemipelagischen Bereich, z.B. am Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, als auch im pelagischen Bereich, z.B. auf der Maudkuppe und auf dem Kerguelenrücken. Die detritischen Tonminerale Illit und Chlorit dominierten deutlich über Smektit (Grobe et al., 1990a; Robert & Maillot, 1990; Ehrmann & Mackensen, 1992, Ehrmann et al., 1992b). Die Aussagekraft der Tonminerale in bezug auf das Paläoklima und die Vereisungsgeschichte der Antarktis wird durch die sehr gute negative Korrelation zwischen den Smektitkonzentrationen und den stabilen Sauerstoffisotopen in oligozänen Sedimenten der Maudkuppe und des Kerguelenrückens besonderes hervorgehoben (Abb. 21, 22; Ehrmann & Mackensen, 1992). Ein schwaches Maximum im Smektitgehalt zwischen 35 und 33 Ma korreliert mit leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und belegt wahrscheinlich eine vorübergehende, geringe Erwärmung (Ehrmann & Mackensen, 1992).

Auf dem südlichen Kerguelenrücken und auf der Maudkuppe kamen eckige, terrigene und wahrscheinlich eistransportierte Sandkörner in geringer Zahl während des gesamten Oligozäns zur Ablagerung. Die Sandkonzentration lag etwas höher als im Eozän, aber sehr viel niedriger als während des Maximums im untersten Oligozän (Ehrmann, 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992). Auf dem zentralen Kerguelenrücken wurden jedoch keine terrigenen Sandkörner gefunden (Breza & Wise, 1992). Kies als eindeutiger Beleg für Eistransport war auf den submarinen Erhebungen auf geringe Mengen in oberoligozänen Sedimenten der Maudkuppe beschränkt (Barker, Kennett et al., 1988). Dagegen trat in Kontinentnähe grobes eistransportiertes Material in größeren Mengen auf, so in unter- bis mitteloligozänen Sedimenten der Bohrung 693 am Kontinentalhang

vor Kapp Norvegia und in unteroligozänen Sedimenten der DSDP-Bohrung 270 im Rossmeer (Grobe et al., 1990a; Hayes & Frakes, 1975). Zusammen mit den Tonmineralen und Sauerstoffisotopen weist dies darauf hin, daß während des gesamten Oligozäns Gletscher die ostantarktische Küste erreicht haben, die kalbenden Eisberge aber ihre Terrigenfracht zum größten Teil bereits in Küstennähe verloren haben.

Die Karbonatgehalte oligozäner Sedimente auf der Maudkuppe und auf dem Kerguelenrücken (Abb. 21, 22) zeigen starke Schwankungen, die sie klar von denen prä-oligozäner Sedimente unterscheiden. Die Schwankungen sind zum Teil auf eine Verdünnung durch biogenen Opal (35 - 34 Ma), zum Teil aber auch auf Lösungsprozesse (36 Ma, 34 - 33 Ma) zurückzuführen (Ehrmann, 1991; Ehrmann & Mackensen, 1992). Somit zeigen also auch die Karbonat- und Opalgehalte an, daß die im untersten Oligozän geschaffenen ozeanographischen Bedingungen durch das restliche Oligozän hindurch fortbestanden.

Zahlreiche oligozäne Schichtlücken in den Sedimenten der Maudkuppe und des Kerguelenrückens (Barron, Larsen et al., 1989; Schlich, Wise et al., 1989; Ehrmann & Mackensen, 1992) dokumentieren eine stärkere Erosionskraft der intermediären Wassermassen als im Eozän. Verbreitung und Anzahl von Schichtlücken in den Tiefseebecken rund um die Antarktis zeigen an, daß auch das Bodenwasser eine höhere Bewegungsenergie aufwies als im Eozän. Wahrscheinlich ist dies auf die Bildung einer kalten und dichten Bodenwassermasse am antarktischen Kontinentalrand und deren Abströmen in die umgebenden Tiefseebecken zurückzuführen.

Weitere Belege für eine oligozäne Vereisung kommen von anderen, proximaleren Lokalitäten. Kontinentale Tillite mit einem Alter von 29,5 - 25,7 Ma stehen in der Legru-Bay-Gruppe auf der King-George-Insel an (Legru-Vereisung; Birkenmajer, 1988). Sie enthalten nur Gesteine, die aus der unmittelbaren Umgebung stammen. Deshalb soll die Legru-Vereisung wesentlich kleinräumiger gewesen sein als die Polonez-Vereisung (Birkenmajer, 1992). In Marie Byrd Land sind 28 - 27 Ma alte Hyaloklastite weit verbreitet. Da ein mariner Ursprung dieser Ablagerungen unwahrscheinlich ist, werden sie als das Produkt von vulkanischen Eruptionen unter Eisbedeckung angesehen (LeMasurier & Rex, 1982).

Großräumige oligozäne Eisvorstöße sind in der Prydz-Bucht dokumentiert. Die Grundlinie des Eises lag im unteren Oligozän nahe an der damaligen Schelfkante, etwas landwärts von Bohrpunkt 742 (Abb. 27C). Mächtige oligozäne Diamiktite akkumulierten an den Bohrpunkten 739 und 742. Sie können als

marine Ablagerungen nahe der Grundlinie gedeutet werden (Abb. 11, 12). Sie bilden den unteren, leicht seewärts einfallenden Teil der glazialen Vorschüttungsfolge (Kap. 3.2). Etwas später, aber immer noch im Unteroligozän, rückte auf Grund aufliegendes Eis über den Bohrpunkt 742 hinweg. Durch Ausschmelzen von basalem Detritus aus dem Eis wurde an der Schelfkante, die nun bei Bohrpunkt 739 lag, zunächst der Aufbau der flach einfallenden Vorschüttungsfolge fortgesetzt, bevor die Sedimente des steiler einfallenden Teils der Vorschüttungsfolge zur Ablagerung kamen. Gleichzeitig fand im inneren Bereich der Prydz-Bucht Erosion statt (Abb. 27D; Hambrey et al., 1991).

In den Bohrungen 739 und 742 wurden keine oberoligozänen bis mittelmiozänen Sedimente angetroffen. Entsprechende Sedimente wurden aber wahrscheinlich als Teil der Vorschüttungsfolge seewärts von Bohrpunkt 739 abgelagert. Die Schichtlücke auf dem Schelf der Prydz-Bucht kann als das Resultat von Erosion durch aufliegendes Eis angesehen werden (Abb. 27E; Hambrey et al., 1991). Diese Interpretation wird durch die Überkompaktion der liegenden Sedimente unterstützt (Solheim et al., 1991). Denkbar ist, daß es sich bei dem erosiven Ereignis um einen einzigen Eisvorstoß mit einer relativ stabilen und langandauernden Lage der Grundlinie an der Schelfkante handelte. Möglich ist aber auch, daß in der Schichtlücke mehrere kürzere Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises enthalten sind.

Im McMurdo-Sund belegen oligozäne Grundmoränen in der Bohrung CIROS-1, daß aufliegendes Eis, zumindest zeitweise, aus dem Bereich des Transantarktischen Gebirges weit ins Rossmeer vorstieß (Abb. 28B, C; Barrett et al., 1989; Hambrey & Barrett, im Druck). In die glazialen Sedimente eingeschaltete marine Tonsteine und Sandsteine zeigen aber an, daß die Lage des Eisrandes, und damit wahrscheinlich auch das ostantarktische Eisvolumen, beträchtlich variiert haben. Fünf bis sechs große Eisvorstöße zwischen 30 und 25 Ma können rekonstruiert werden. Sie korrelieren zum Teil wohl mit Tiefständen des Meeresspiegels (Barrett et al., 1989) und belegen, daß die Intensität der Vereisung und das Klima keineswegs konstant waren. Auch die stark schwankenden Anteile v.a. von *Reticulofenestra bisecta*, *R. floridana*, *Coccolithus pelagicus* und *Chiasmolithus altus* an den oberoligozänen Vergesellschaftungen kalkiger Nannofossilien auf dem Kerguelenrücken (Aubry, 1992) und im Weddellmeer (Wei & Wise, 1990) könnten als das Resultat von kurzzeitigen Klimaänderungen gedeutet werden. Ebenso zeigen engständige Grobfraktions- und Tonmineralanalysen an Sedimenten der Maudkuppe mehrere oberoligozäne Zyklen, die sich letztlich auf Klimaschwankungen und Schwankungen in der Vereisungsintensität zurückführen lassen (Diester-Haass, 1992; Diester-Haass et al., 1993). Diese Befunde

lassen sich durch die Modellierungen von Robin (1988) stützen, nach denen das antarktische Eisvolumen nach dem Entstehen eines kontinentalen Eisschildes großen Schwankungen ausgesetzt war.

Die Sedimente der etwa 4 km von CIROS-1 entfernten Bohrung MSSTS-1 (Abb. 5; Tab. 1) spiegeln einen etwas distaleren glazialmarinen Ablagerungsraum wider. Da der Kerngewinn dieser Bohrung mit 56 % relativ gering war, könnten möglicherweise vorhandene proximale Sedimente jedoch der Beprobung entgangen sein. An der im zentralen Rossmeer gelegenen DSDP-Bohrung 270 beginnt die oberoligozäne Sedimentabfolge mit flachmarinen Sedimenten, die nicht glazial beeinflusst sind. Ab etwa 26 Ma kamen aber auch dort proximale glazialmarine Sedimente (Hayes & Frakes, 1975) oder, nach einer neueren Interpretation, sogar Grundmoränen zur Ablagerung (Hambrey & Barrett, im Druck).

All dies zusammen legt für das Oligozän eine ostantarktische Vereisung nahe, die während mehrerer Zeitintervalle mindestens so stark wie heute gewesen ist. In der Westantarktis und auf der Antarktischen Halbinsel waren die höchsten Regionen zumindest zeitweise vergletschert.

Das verbreitete Vorkommen von *Nothofagus* spricht dafür, daß Vegetation während des unteren Oligozäns in den Küstenregionen und während des oberen Oligozäns noch in einigen geschützten Gebieten existiert hat (Kemp & Barrett, 1975; Mildenhall, 1989; Mohr, 1990b). Das Vorhandensein von *Nothofagus* widerspricht aber einer großräumigen Vereisung nicht. Die ökologischen Ansprüche von paläogenen *Nothofagus*-Arten sind nicht hinreichend bekannt. Heutige *Nothofagus*-Arten benötigen hohe Niederschläge und ein temperiertes Klima, Bedingungen, wie sie im südlichen Chile verwirklicht sind. Bei einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von  $< 5\text{ }^{\circ}\text{C}$  und einer Sommertemperatur von  $8 - 10\text{ }^{\circ}\text{C}$  verkümmern sie in der Natur. In Laborversuchen überlebten jedoch einige Arten bei bis zu  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$  oder sogar  $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Eine ausführliche Diskussion der Ökologie von *Nothofagus* und weiterführende Literatur finden sich bei Burckle & Pokras (1991) und bei Webb & Harwood (im Druck).

Ein kühl-temperiertes Klima an der Küste, wie es sowohl durch die *Nothofagus*-Funde als auch durch die Sauerstoffisotope nahegelegt wird, würde den Transport von Feuchtigkeit auf den Kontinent erleichtern und würde hohe Akkumulationsraten von Eis und Schnee zur Folge haben. Der resultierende Eisschild wäre vermutlich jedoch kein kalter, polarer Eisschild, mit einer Temperatur unter dem Schmelzpunkt, sondern ein temperierter Eisschild, mit einer Temperatur am Schmelzpunkt und mit reichlich Schmelzwasser an seiner Basis.

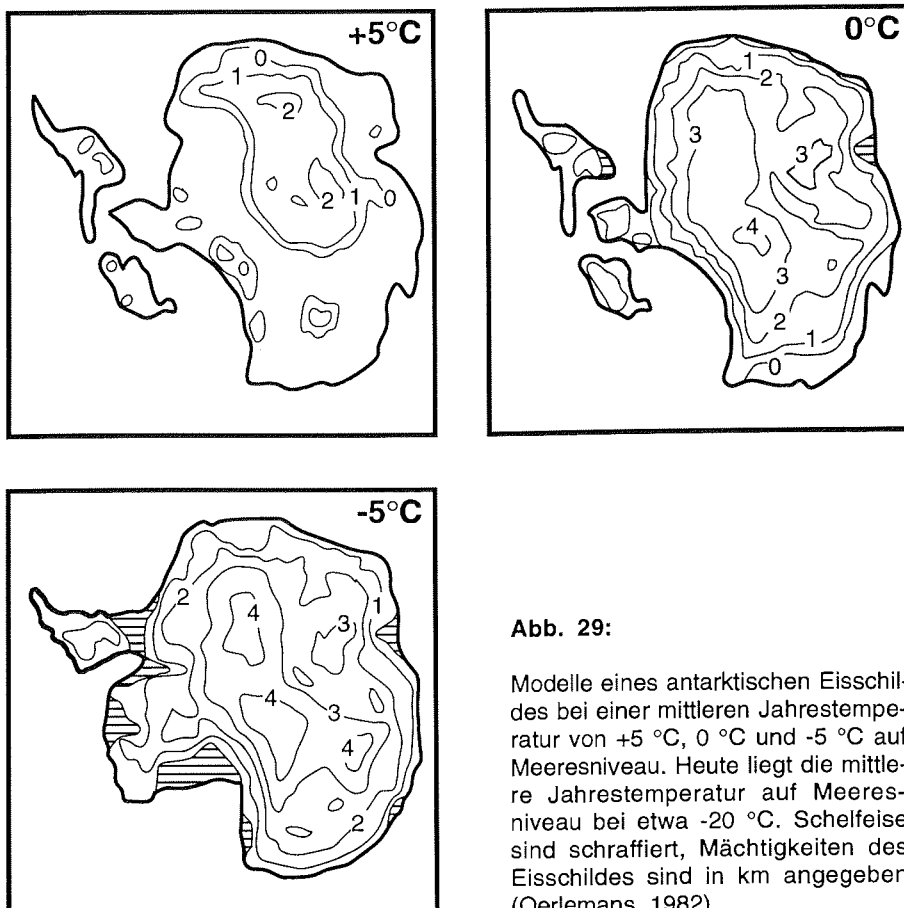
Temperierte Gletscher findet man heute im allgemeinen außerhalb der Polarregionen, während kalte Gletscher auf die Polargebiete beschränkt sind. Unter heutigen Bedingungen gibt es keine temperierten Schelfeise oder große schwimmenden Gletscherzungen. Alle temperierten Gletscher, die ins Meer münden, liegen auf dem Grund auf und alle Schelfeise bestehen aus kaltem Eis (Robin & Adie, 1964; Robin, 1979). Man kann daher davon ausgehen, daß das temperierte Eis im Oligozän zwar mehrfach bis zur Schelfkante vorgedrungen ist, aber wohl keine Schelfeise gebildet hat. Eine Bodenwasserbildung war daher wahrscheinlich nur in wesentlich geringerem Umfang als heute möglich. Die aus den Verhältnissen stabiler Sauerstoffisotope berechneten Temperaturen für das Oberflächen- und Bodenwasser stützen diese Theorie (Tab. 4; Mackensen & Ehrmann, 1992).

Resultate aus Modellierungen unterstützen die Hypothese eines temperierten kontinentalen Eisschildes in der Ostantarktis. Nach Kvasov & Verbitsky (1981) muß dazu die mittlere Jahrestemperatur auf Meeresniveau unter  $-4\text{ °C}$  gelegen haben (heute:  $-20\text{ °C}$ ). Oerlemans (1982) berechnete, daß eine Durchschnittstemperatur von  $0\text{ °C}$  auf Meeresniveau einen Eisschild erlauben würde, der den größten Teil der Ostantarktis bedeckt und an einigen Stellen über 4 km Mächtigkeit besitzt. In der Westantarktis wäre die Eisbedeckung auf die höheren Regionen beschränkt. Bei einer Temperatur von  $+5\text{ °C}$  auf Meeresniveau könnte Eis immer noch die Gebirgsregionen bedecken, würde wahrscheinlich aber nicht die Küste erreichen (Abb. 29).

Das temperierte Eis würde wahrscheinlich wesentlich schneller abfließen als das heutige polare Eis und keine so hohe Aufdomung erlauben. Die Abschmelzrate an der Küste wäre höher und die Kalbungsrate von Eisbergen geringer als heute. Die Eisberge würden wegen der höheren Temperatur des Oberflächenwassers rasch schmelzen. Das schnelle Abfließen des Eises und seine stärkere Erosionskraft würden zwar eine größere Menge an Detritus produzieren (Drewry, 1986), doch würde der Detritus größtenteils direkt an der Eiskante ausschmelzen oder im proximalen Bereich des Südpolarmeeres aus den Eisbergen ausregnen. Dies wäre eine Erklärung für die relativ geringen Mengen an oligozänem eistransportiertem Material auf dem Kerguelenrücken und auf der Maudkuppe und die großen Mengen am Kontinentalhang vor Kapp Norvegia.

Es bleibt zu erklären, warum dann in Sedimenten des untersten Oligozäns auf dem südlichen und zentralen Kerguelenrücken so hohe Gehalte an eistransportiertem Material zu finden sind. Zu Beginn der kontinentalen Vereisung waren auf dem antarktischen Kontinent große Mengen an Verwitterungsschutt und

Böden vorhanden, die von dem vorrückenden Eis aufgenommen und befördert werden konnten. Klare Hinweise dafür liefern die unteroligozänen Diamiktite der Prydz-Bucht, deren Tonmineralspektrum von etwa 60 % umgelagertem Kaolinit dominiert wird. Auch das unteroligozäne Smektitmaximum in der Bohrung CIROS-1 im Rossmeer kann als das Resultat des Eintrages von losem Verwitterungsschutt und Böden gedeutet werden (Ehrmann et al., 1992b). Vielleicht waren auch die Randgebiete des Eises noch relativ instabil, was zu einer hohen Kalbungsrate führte. Später stabilisierte sich der Eisschild dann wahrscheinlich. Wichtiger war aber, daß alle Lockermassen vom Kontinent entfernt waren und das Eis nun aktiv erodieren mußte und daher weniger Detritus produzierte und transportierte. Entsprechend dominierten Illit und Chlorit die Tonmineralvergesellschaftungen in der Prydz-Bucht und im Rossmeer (Ehrmann & Mackensen, 1992; Ehrmann et al., 1992b). Diese Prozesse sind sowohl für ein temperiertes als auch für ein polares Eis vorstellbar.



**Abb. 29:**

Modelle eines antarktischen Eisschildes bei einer mittleren Jahrestemperatur von +5 °C, 0 °C und -5 °C auf Meeresniveau. Heute liegt die mittlere Jahrestemperatur auf Meeresniveau bei etwa -20 °C. Schelfeise sind schraffiert, Mächtigkeiten des Eisschildes sind in km angegeben (Oerlemans, 1982).

#### 4.6 Unter- und Mittelmiozän

Der langfristige Trend der känozoischen Abkühlung und des Eisaufbaus in der Antarktis wurde durch mehrere kurze Phasen überlagert, die sich durch besonders intensiven Eisaufbau oder durch Erwärmung und einen Rückzug des Eises auszeichneten. Unter der Annahme, daß die Kovarianz von  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten benthischer und planktischer Foraminiferen der niederen Breiten den eindeutigsten Anzeiger für Änderungen des globalen Eisvolumens darstellt, wurden von Miller et al. (1991) neun Intervalle miozänen Eiswachstums definiert (Mi-Ereignisse; Tab. 5). Abbildung 30 stellt zwei an benthischen Foraminiferen des Nordatlantiks und des äquatorialen Pazifiks gemessene Kurven gegenüber. In Abbildung 31 sind an benthischen Foraminiferen des Kerguelenrückens gemessene Kurven dargestellt. Es zeigt sich, daß die zyklischen Änderungen und die Mi-Ereignisse in den ungeglätteten Kurven aus dem Südpolarmeer zwar zu sehen sind, aber wesentlich undeutlicher zum Ausdruck kommen als in den geglätteten Kurven aus dem Nordatlantik und Pazifik.

**Tab. 5:** Phasen deutlichen Anstiegs der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in miozänen Foraminiferen (Mi-Ereignisse). Jedes Ereignis wird auf eine Zunahme des antarktischen Eisvolumens zurückgeführt (Miller et al., 1991; Wright et al., 1992).

| Ereignis | Alter   |
|----------|---------|
| Mi7      | 8,5 Ma  |
| Mi6      | 9,6 Ma  |
| Mi5      | 11,3 Ma |
| Mi4      | 12,6 Ma |
| Mi3      | 13,6 Ma |
| Mi2      | 16,2 Ma |
| Mi1c     | 18,3 Ma |
| Mi1b     | 21,7 Ma |
| Mi1      | 23,7 Ma |

Während des Miozäns scheinen danach "glaziale" und "interglaziale" Phasen in relativ regelmäßigen Abständen von etwa 1 - 2 Ma abgewechselt zu haben, ein Bild, das in ähnlicher Weise bereits für das Oberoligozän aufgezeigt werden konnte. Die Größenordnung dieser zyklischen Änderungen des Eisvolumens können anhand von Isotopendaten auf etwa 60 - 90 % des heutigen antarktischen Eisvolumens abgeschätzt werden (Wright et al., 1992). Sie müßten somit

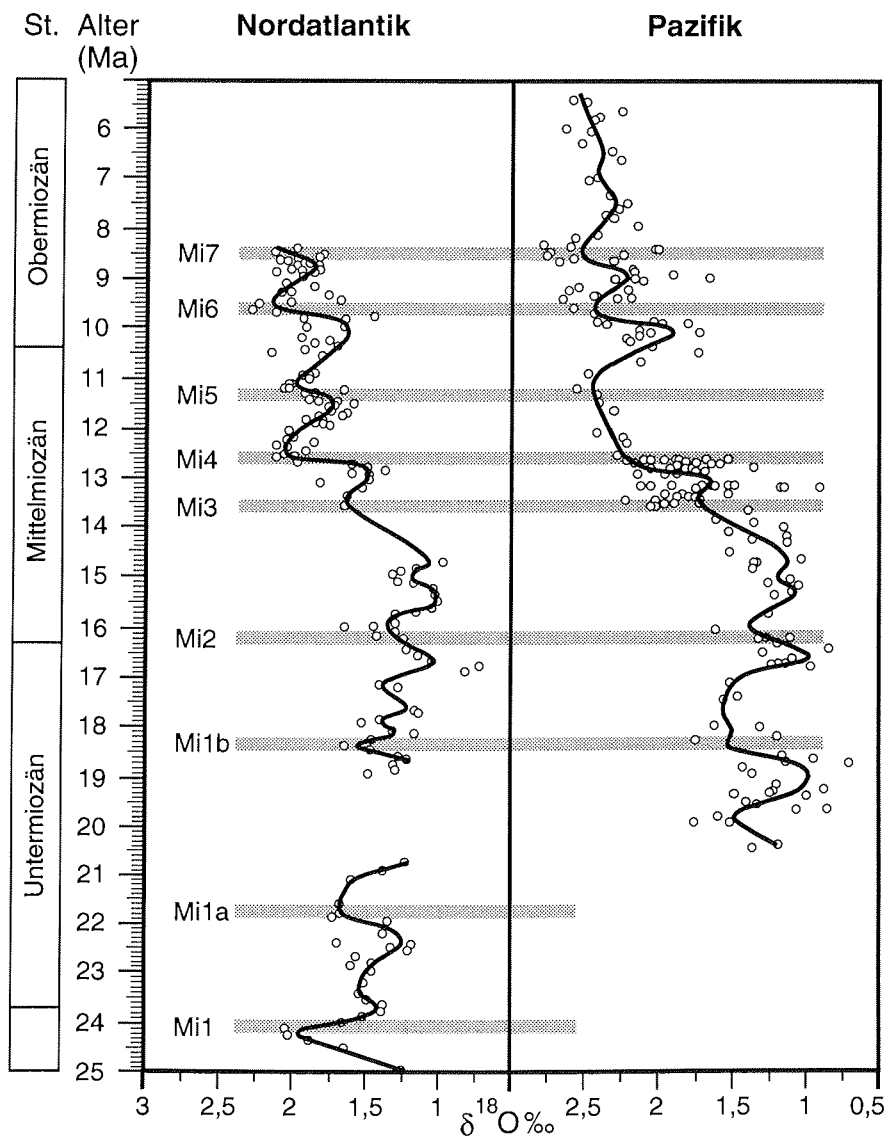


mit beträchtlichen Schwankungen des Meeresspiegels gekoppelt gewesen sein. Die Korrelation der Mi-Ereignisse mit der Meeresspiegelkurve (Abb. 10; Haq et al., 1987) ist zufriedenstellend.

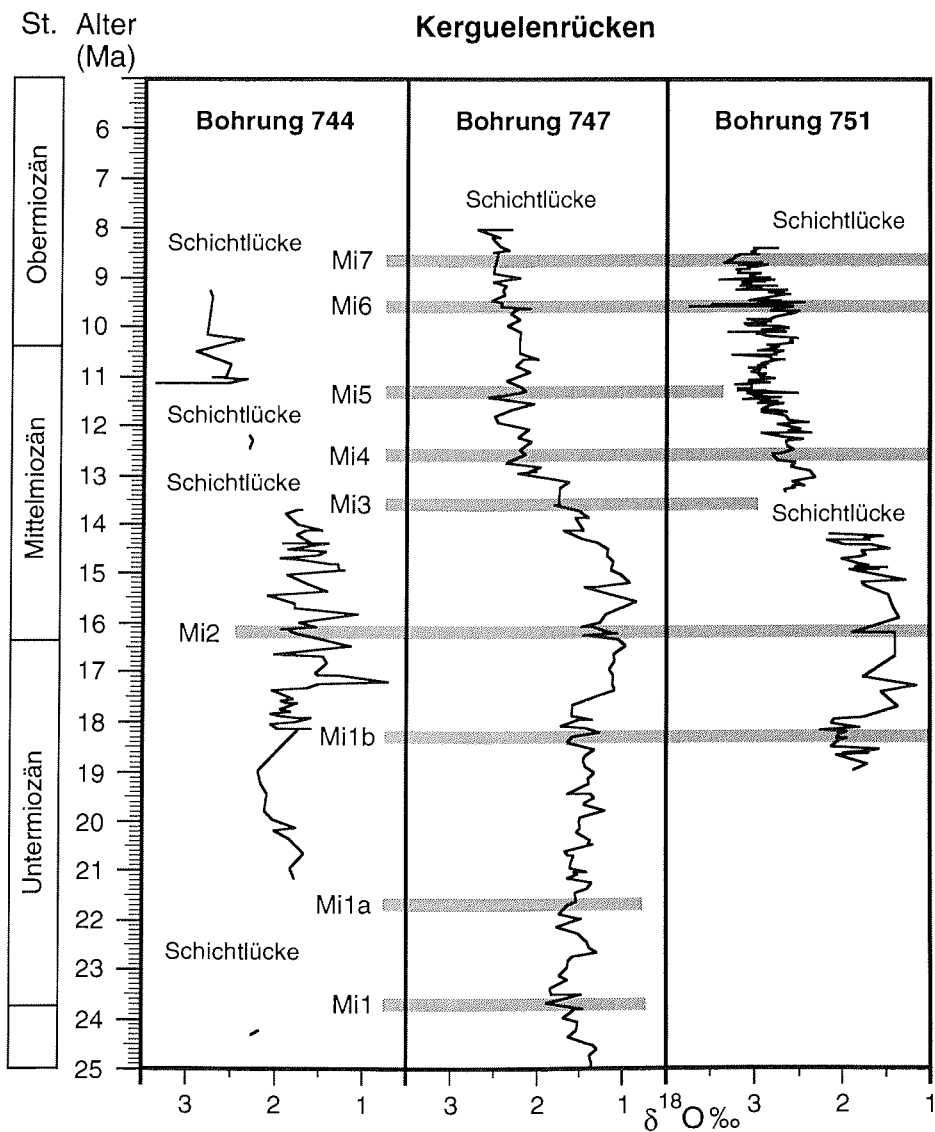
Nicht nur das antarktische Eisvolumen scheint während des Miozäns regelmäßige und deutliche Schwankungen aufzuweisen, sondern auch die Oberflächentemperatur des Südpolarmeeres. Bei den Nannofossilien in den Sedimenten der Maudkuppe und des Kerguelenrückens alternieren Vergesellschaftungen, die einmal von *Reticulofenestra perplexa* als Anzeiger für kühleres Wasser und einmal von *Coccolithus pelagicus* als Anzeiger für wärmeres Wasser dominiert werden (Wei & Wise, 1990, 1992; Wei & Thierstein, 1991). Eine erste quantitative Analyse der Vergesellschaftungen belegt eine generelle Korrelation zwischen den verschiedenen Bohrungen und eine generelle Korrelation mit den Schwankungen der Sauerstoffisotopenverhältnisse in den benthischen Foraminiferen (Wei & Wise, 1992).

Etwa an der Grenze vom Oligozän zum Miozän fand in der plattentektonischen Entwicklung der Südhemisphäre ein Ereignis statt, das die weitere Vereisungsgeschichte der Antarktis und paläozeanographische Entwicklung des Südpolarmeeres maßgeblich beeinflusste: In der Drakestraße wurde vor  $23,5 \pm 2,5$  Ma die Möglichkeit für den Durchfluß von Tiefenwasser geschaffen. Damit konnte sich ein Zirkumpolarstrom herausbilden, der aber zunächst möglicherweise noch durch einige Kontinentalfragmente behindert wurde (Barker & Burrell, 1982). Wahrscheinlich wegen der Intensivierung der Zirkulation als Resultat der Entstehung des Zirkumpolarstromes und/oder der verstärkten Vereisung und Abkühlung der Antarktis weisen viele Sedimentabfolgen im atlantischen und indischen Sektor des Südpolarmeeres an der Grenze vom Oligozän zum Miozän Schichtlücken auf (Schlich, Wise et al., 1989; Gersonde et al., 1990; Thomas et al., 1990; Barron et al., 1991a; Mackensen & Ehrmann, 1992).

Zu Beginn des Miozäns kühlte sich das Südpolarmeer zunächst weiter ab. Foraminiferen weisen an der Oligozän/Miozän-Grenze weltweit einen starken Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf, der, zumindest zum Teil, als Resultat eines Aufbaus größerer Eismassen anzusehen ist (Mi1; Tab. 5; Miller et al., 1991). Gleichzeitig mit diesem Ereignis setzten auf der King-George-Insel glazialmarine Ablagerungen ein (Melville-Vereisung). Die Basis dieser etwa 200 m mächtigen Cape-Melville-Formation wurde mit der K/Ar-Methode auf  $23,6 \pm 0,7$  Ma datiert, ihre Obergrenze auf 20 Ma. Diese Alter wurden biostratigraphisch bestätigt (Birkenmajer, 1988).



**Abb. 30:** Sauerstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen (*Cibicoides* spp.) in der Bohrung 563 im Nordatlantik (33°39'N, 43°46'W, Wassertiefe 3796 m) und in der Bohrung 289 im Pazifik (00°29'S, 158°30'E, Wassertiefe 2206 m). Die durch einen deutlichen Anstieg der δ<sup>18</sup>O-Werte gekennzeichneten Mi-Ereignisse werden auf eine Zunahme des antarktischen Eisvolumens zurückgeführt. Daten, Interpretation und Altersmodell von Wright et al. (1992).



**Abb. 31:** Sauerstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen (*Cibicidoides* spp.) und Mi-Ereignisse in Bohrungen auf dem Kerguelenrücken. Bohrung 744: Daten von Barrera & Huber (1991) und Woodruff & Chambers (1991); Altersmodell von Barron et al. (1991a). Bohrung 747: Daten und Interpretation von Wright & Miller (1992); Altersmodell von Wright & Miller (1992), angepaßt an die neuen Datierungen der Mi-Ereignisse von Wright et al. (1992). Bohrung 751: Daten, Interpretation und Altersmodell von Mackensen et al. (1992).

Im Gegensatz dazu gibt es in der Prydz-Bucht nur indirekte Hinweise auf intensive unter- und mittelmiozäne Vereisungsphasen. Es kamen dort nämlich keine Sedimente entsprechenden Alters zur Ablagerung (Abb. 11, 12), da das Eis auf dem Schelf auflag und erodierte (Abb. 27E). Die Grundlinie des Eises lag wahrscheinlich an der Schelfkante. Dort schmolz der vom Eis beförderte Detritus aus und trug zum Aufbau der mächtigen Vorschüttungsfolge am Kontinentalrand bei (Cooper et al., 1991; Hambrey et al., 1991).

Im Rossmeer ist in der Bohrung CIROS-1 der Oligozän/Miozän-Übergang nicht scharf definiert (Abb. 13). Daher läßt sich die untermiozäne Ablagerungsgeschichte nicht genau rekonstruieren. Es gab aber mindestens eine oder zwei Phasen mit Diamiktitsedimentation, während derer die Grundlinie nahe an den Bohrpunkt heranrückte oder ihn gar überfuhr (Abb. 28D). Die Eisvorstöße wurden von Rückzugsphasen mit glazialmariner Sedimentation von Ton-Siltsteinen unterbrochen (Barrett et al., 1989; Hambrey & Barrett, im Druck). Die Sedimente der Bohrung MSSTS-1 zeigen ein vergleichbares Bild, doch sind sie in einer etwas distaleren Fazies ausgebildet. Die DSDP-Bohrung 270 im zentralen Rossmeer weist ebenfalls eine Wechselfolge von proximalen und distalen glazialmarinen Fazies auf (Hambrey & Barrett, im Druck). Die Datierung der Sedimente aus den verschiedenen Bohrungen im Rossmeer ist leider nicht genau genug, um die einzelnen Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises mit den Isotopendaten zu korrelieren.

Im Rahmen des Ross Ice Shelf Project (RISP) wurde das Schelfeis im Rossmeer durchbohrt und der Meeresboden darunter beprobt. Die etwa 1 m langen Sedimentkerne von der Station J-9 (Abb. 28D) enthalten Diamiktite mit Diatomitklasten. Umgelagerte Diatomeen in der Matrix der Diamiktite und die Diatomeen in den Klasten besitzen ein untermiozänes Alter von etwa 21 - 18 Ma (Harwood et al., 1989). Sie belegen also für den Zeitraum zwischen den glazialen Ereignissen Mi1a und Mi1b (Tab. 5) eine hohe biologische Produktion und zumindest saisonal eisfreie Bedingungen im Liefergebiet, das im inneren oder westlichen Bereich des Rossmeerschelfes zu suchen sein dürfte.

Die planktischen Foraminiferen nahmen im Untermiozän mengenmäßig stark ab und zeigten eine Abkühlung des Oberflächenwassers und eine flachere CCD an (Stott & Kennett, 1990b: 558). Die kalkigen Nannofossilien erfuhren eine drastische Abnahme ihrer Diversität (Wei & Wise, 1990; Wei & Thierstein, 1991). Diatomeen dagegen nahmen nun an Wichtigkeit zu und traten bis zum Obermiozän neben den kalkigen Mikrofossilien in unterschiedlichen Mengen in Erscheinung. Auf der Maudkuppe wechselten durch das gesamte Miozän hindurch diatomeen-

reiche und diatomeenarme Sedimente ab. Auf dem südlichen Kerguelenrücken schwankten die miozänen Opalgehalte ebenfalls, wenn auch weniger deutlich. Die Opalgehalte lagen dort generell unter 20 % (Ehrmann, 1991). Auf dem zentralen Kerguelenrücken, am Bohrpunkt 751, waren die Opalgehalte wesentlich höher, zum Teil sogar höher als die Karbonatgehalte, und zeigten ausgeprägte Schwankungen (Schlich, Wise et al., 1989: 348). Auf dem nördlichen Kerguelenrücken (Bohrung 737) wurde Opal nach einer oberoligozänen bis mittelmiozänen Schichtlücke zu einer wichtigen Sedimentkomponente (Barron, Larsen et al., 1989). Auch im südöstlichen Indischen Ozean (DSDP-Bohrungen 266 - 269) setzte die Opalakkumulation im Untermiozän ein (Barker & Burrell, 1982).

Das Einsetzen von biogener kieseliger Sedimentation und die Schwankungen im Opal- und Karbonatgehalt der miozänen Sedimente können vielleicht dadurch erklärt werden, daß sich eine ozeanographische Front mehrfach über die entsprechenden Bohrpunkte hinwegbewegt hat, oder daß eine nur zeitweise existierende Front über ihnen gelegen hat (Barker, Kennett et al., 1988). Diese Hypothese paßt in das Bild, das von den Sauerstoffisotopenverhältnissen und den Vergesellschaftungen der kalkigen Nannofossilien aufgezeigt wurde.

Der allgemeine känozoische Abkühlungstrend wurde im oberen Untermiozän durch eine Erwärmungsphase unterbrochen. Diese Erwärmung ist in einer generellen Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte benthischer und planktischer Foraminiferen dokumentiert (Shackleton & Kennett, 1975; Savin et al., 1981; Miller et al., 1987). Auf dem Kerguelenrücken ist die Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vor allem an den Bohrpunkten 747 und 751 zwischen etwa 17,5 und 15 Ma sehr deutlich und beträgt etwa 0,5 ‰ (Abb. 31; Mackensen et al., 1992; Wright & Miller, 1992). Ob die Abnahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte allein auf eine Temperaturerhöhung, oder auch auf eine Abnahme des ostantarktischen Eisvolumens zurückgeführt werden kann, ist nicht geklärt. Eine Erwärmung und das Vorhandensein einiger eisfreier Gebiete in der Antarktis könnten dadurch angedeutet werden, daß zu dieser Zeit auf dem Kerguelenrücken die höchsten Smektitgehalte des gesamten Neogens gefunden werden (Ehrmann, 1991). Innerhalb dieses relativ warmen Zeitintervalls tritt ein kleiner und kurzfristiger Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 16,5 und 16,0 Ma auf, der auf ein Eiswachstum zurückgeführt wird (Abb. 31; Mi2; Miller et al., 1991).

Im Mittelmiozän fand eine drastische weltweite Zunahme der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Foraminiferen statt (Savin et al., 1975; Shackleton & Kennett, 1975; Miller et al., 1987, 1991; Woodruff & Savin, 1991; Wright et al., 1992). Diese Entwicklung verlief in zwei deutlichen Schritten. Die erste Phase ansteigender  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte

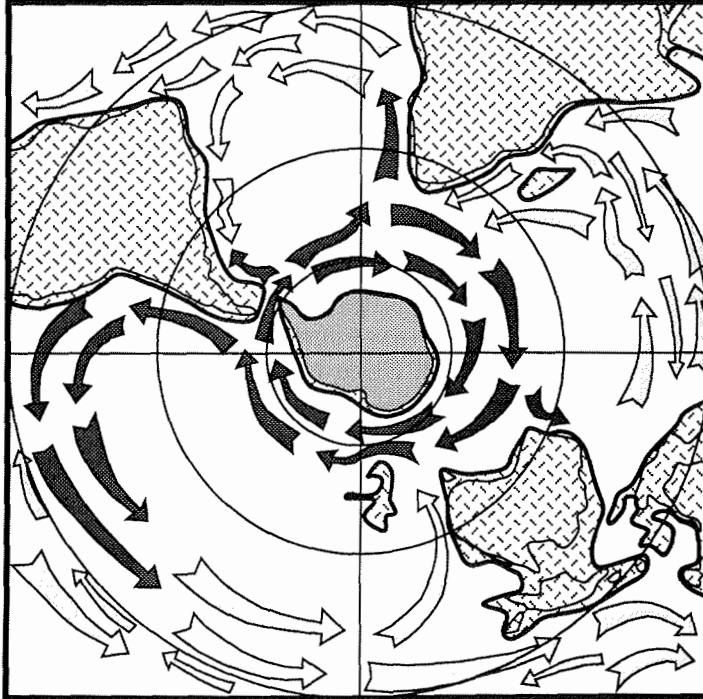
begann vor 14,9 Ma und gipfelte in dem Ereignis Mi3 vor 13,6 Ma. Es folgte ein kurzes Intervall mit etwas niedrigeren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, bevor vor etwa 12,9 Ma eine zweite Phase mit ansteigenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte einsetzte und im Ereignis Mi4 vor 12,6 Ma gipfelte (Abb. 30).

Die an Foraminiferen vom Kerguelenrücken erstellten  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven passen gut in das allgemeine Bild (Abb. 31; Barrera & Huber, 1991; Mackensen et al., 1992; Wright & Miller, 1992). Sie zeigen zwischen 15 und 12 Ma einen Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sowohl benthischer als auch planktischer Foraminiferen um insgesamt etwa 1,2 ‰. Dies ist zu viel, um nur durch einen Aufbau von Eis erklärt werden zu können. Eine Kombination von Abkühlung und Eisaufbau scheint daher wahrscheinlich (Woodruff & Savin, 1991; Mackensen et al., 1992; Zachos et al., 1992c), wobei allerdings der jeweilige Anteil dieser beiden Ursachen noch nicht quantifizierbar ist.

Da eine Vergrößerung des Eisvolumens einen Fall des Meeresspiegels verursacht, könnte der Eiseffekt berechnet werden, wenn die Größenordnung der Meeresspiegelabsenkung bekannt wäre. Die Meeresspiegelkurve von Haq et al. (1987) zeigt eine Absenkung um etwa 100 m zwischen 15 und 12 Ma an, die ebenfalls in zwei deutlichen Schritten verlaufen ist (Abb. 10). Ein rein glaziologisch bedingter globaler Fall des Meeresspiegels um 100 m scheint jedoch unrealistisch, da ein Abschmelzen des heutigen antarktischen Eises den Meeresspiegel nur um etwa 70 - 80 m ansteigen lassen würde (Drewry, 1991; Huybrechts, 1992).

Ein Grund für die mittelmiozäne Abkühlung und den Eisaufbau könnte darin gelegen haben, daß nun die Drakestraße für einen ungehinderten Tiefenwaserdurchstrom offen stand. Dadurch könnte es zu einer Intensivierung des Zirkumpolarstromes und damit zu einer Unterbindung meridionaler Strömungen und zu einer wirksamen thermischen Isolation der Antarktis gekommen sein (Barker & Burrell, 1982). Das Stromsystem glich somit in seinen Grundzügen bereits den heutigen Bedingungen (Abb. 32).

Bevor die Ergebnisse des Bohrprojektes CIROS-1 und des Ocean Drilling Program aus dem Südpolarmeer vorlagen, wurde die Ursache des mittelmiozänen  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstiegs im Aufbau des ostantarktischen Eisschildes gesehen (z.B. Savin et al., 1975, 1981; Shackleton & Kennett, 1975). Heute, da das Einsetzen der Vereisung ins unterste Oligozän zurückdatiert werden muß, wird an eine Intensivierung der Vereisung in der Ostantarktis geglaubt (z.B. Kennett & Barker,



**Abb. 32:** Stark vereinfachtes Bild der heutigen Oberflächen-Stromsysteme in den Ozeanen der Südhemisphäre (nach Kvasov & Verbitsky, 1981). Ein ähnliches Bild könnte bereits im Miozän geherrscht haben, als sich die Drakestraße zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel öffnete und die Bildung eines Zirkumpolarstromes erlaubte (vgl. Abb. 19, 24). Dunkle Pfeile zeigen kalte Strömungen an, helle Pfeile stehen für warme Strömungen. Der antarktische Eisschild ist durch eine Schraffur angedeutet.

1990; Mackensen et al., 1992; Wright et al., 1992). Inwieweit auch die Westantarktis hiervon betroffen war, ist noch nicht geklärt.

Weder in den ODP-Bohrungen 739 und 742 in der Prydz-Bucht, noch in der DSDP-Bohrung 270 und den Bohrungen CIROS-1 und MSSTS-1 im Rossmeer wurden mittelmiozäne Sedimente angetroffen. Es ist zu vermuten, daß auf dem Schelf aufliegendes Eis zuvor abgelagerte Sedimente erodiert hat (Abb. 28E; Hambrey et al., 1991; Hambrey & Barrett, im Druck).

Ein weiterer Hinweis auf verstärkte glaziale Bedingungen könnte in einer leichten Zunahme des eistransportierten Materials in mittelmiozänen Sedimenten der Maudkuppe (Kennett & Barker, 1990) und des Südpazifiks (Margolis et al., 1977)

zu sehen sein. Auf dem Kerguelenrücken dagegen ist ein solcher Anstieg nicht zu beobachten (Ehrmann, 1991; Breza, 1992). Die starke Dominanz der detritischen Tonminerale Illit und Chlorit in mittelmiozänen Sedimenten des atlantischen und indischen Sektors des Südpolarmeeres weist auf intensive physikalische Verwitterung auf dem antarktischen Kontinent hin (Ehrmann, 1991; Robert & Maillot, 1990).

Die Abkühlung der Wassermassen wurde von einer weiteren Diversitätsabnahme bei den kalkigen Nannofossilien nachgezeichnet. Arten, die für kühleres Wasser typisch sind, setzten sich nun endgültig durch und waren nach Norden bis zum Falklandplateau verbreitet (Wise et al., 1985; Wise, 1988). Dagegen zeigten die benthischen Foraminiferen keine mittelmiozäne Änderung, weder der Charakteristika des Bodenwassers, noch der Nahrungszufuhr aus dem Pelagial, an (Mackensen, 1992). Wahrscheinlich war die für bestimmte Foraminiferenfaunen begrenzende Temperaturschwelle bereits vorher unterschritten, so daß eine weitere Abkühlung auf schon niedrigem Niveau ohne Folgen auf die Zusammensetzung der Tiefseefaunen blieb.

#### **4.7 Obermiozän**

Das Obermiozän war die Zeit maximalen Eisvolumens und Eisabflusses seit dem Entstehen des antarktischen Eisschildes. Große Schelfeise bauten sich in der Ostantarktis und erstmals auch in der Westantarktis auf (z.B. Ciesielski et al., 1982; Robin, 1988; Kennett & Barker, 1990). Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven zeigen aber im Obermiozän einen nur leicht ansteigenden Trend und keine so ausgeprägte Änderung wie im Mittelmiozän (Abb. 10). Der generelle Trend wird, wie bereits im Unter- und Mittelmiozän, von einigen Ereignissen ansteigender und abnehmender Isotopenwerte überlagert. Die Ereignisse Mi6 und Mi7 sind wahrscheinlich wiederum mit kurzzeitigem Anwachsen des antarktischen Eisvolumens erklärbar (Tab. 5; Abb. 30, 31).

Das Ereignis Mi6 (9,6 Ma) ist in der Bohrung 563 im Nordatlantik und in der Bohrung 289 im Pazifik an einem Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um etwa 0,6 ‰ zu erkennen (Abb. 30). Etwa gleichzeitig soll der Meeresspiegel um > 100 m gefallen sein, nachdem er sich bereits während der Ereignisse Mi3 und Mi4 zwischen 15 und 12 Ma um etwa 100 m gesenkt haben sollte (Abb. 10; Kap. 4.6; Haq et al., 1987). Da das heutige antarktische Eisvolumen aber nur mit einer Meeresspiegeländerung von 70 - 80 m äquivalent ist, kann ein solcher erneuter drastischer Fall des Meeresspiegels wahrscheinlich nicht allein durch einen Eiszuwachs in



der Antarktis erklärt werden. Möglicherweise gibt die Meeresspiegelkurve hier auch nicht die globale, sondern eine regionale Entwicklung wieder. Auch nach den Isotopendaten ist es fraglich, ob eine Schwankung des Meeresspiegels um > 100 m realistisch ist, zumal noch nicht geklärt ist, ob das Ereignis nur auf eine Zunahme des Eisvolumens, oder nur auf eine Temperaturabnahme, oder auf eine Kombination dieser beiden möglichen Ursachen zurückzuführen ist (Miller et al., 1991). Das Isotopenereignis Mi7 (8,5 Ma) zeichnet sich durch einen etwas geringeren  $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg als Mi6 aus (Abb. 30). Es korreliert grob mit einer Senkung des Meeresspiegels um etwa 30 m (Abb. 10; Haq et al., 1987).

Neben den Sauerstoffisotopen belegen auch paläontologische und zahlreiche sedimentologische Parameter deutliche obermiozäne Schwankungen in der Ausdehnung und im Volumen des Eises, aber wahrscheinlich auch in der Oberflächentemperatur des Südpolarmeeres. So wird das Auftreten von kalkigen biogenen Sedimentkomponenten und von Warmwasserdiatomeen in 10,5 und 8,5 Ma alten Sedimenten der Bohrungen 693 und 696 als Zeichen kurzer Episoden erhöhter biologischer Produktion als Folge einer Erwärmung gedeutet (Kennett & Barker, 1990), wenn auch die jüngere Episode nur schwer mit dem Isotopenereignis Mi7 in Einklang zu bringen ist. Der in der Bohrung 746 im Australisch-Antarktischen Becken auftretende Coccolithenschlamm mit einem Alter von 9,2 Ma weist sicher auch nicht auf hochglaziale Bedingungen hin (Ehrmann et al., 1991).

In der westlichen Begrenzung des Rossmeeres stehen in dem heute bis etwa 2000 m hohen Kliff südlich von Kap Adare obermiozäne bis unterpliozäne (13 - 2,5 Ma) vulkanische Eruptiva an. Sie wurden wahrscheinlich während mehrerer Phasen subaerisch abgelagert. In den entsprechenden Zeitabschnitten bedeckte also kein permanenter kontinentaler Eisschild die Umrahmung des Rossmeeres. Vermutlich gab es mehrere Intervalle mit einem ausgedehnten Eisschild, die von weniger intensiven Vereisungsphasen unterbrochen wurden, während derer subaerischer Vulkanismus stattfand (McIntosh & Gamble, 1991). Die einzelnen Eruptionsphasen können bisher nicht genauer datiert werden, so daß eine Korrelation mit den Isotopendaten und den sedimentologischen Befunden aus anderen Gegenden zur Zeit noch nicht möglich ist.

Im Weddellmeer entstanden im Obermiozän, vor etwa 8,5 Ma, ausgedehnte Schelfeise (Ciesielski et al., 1982; Ciesielski & Weaver, 1983; Mercer, 1983). Im Rossmeer ist in der Bohrung CIROS-1 und in den DSDP-Bohrungen 270, 272 und 273 eine ausgeprägte mittelmiozäne bis unterpliozäne Schichtlücke vorhanden (Hayes, Frakes et al., 1975; Savage & Ciesielski, 1983; Hambrey & Barrett,

im Druck). Sie wurde wahrscheinlich durch erodierende ost- und westantarktische Eismassen verursacht, die über den Schelf vorrückten und bis zur damaligen Schelfkante auf Grund auflagen (Abb. 28E).

In der Prydz-Bucht der Ostantarktis weist eine Schichtlücke in den Sedimenten der ODP-Bohrungen 739 und 742 auf einen intensiven Eisvorstoß bis an die Schelfkante hin. Der Eisvorstoß verursachte nicht nur die Erosion oberoligozäner bis obermiozäner Sedimente (Abb. 11, 12; Hambrey et al., 1991), sondern auch die Verfestigung der liegenden Sedimente (Solheim et al., 1991). Die Sedimente, die in der Bohrung 739 über der Schichtlücke folgen, haben ein Alter von etwa 7,7 Ma (Baldauf & Barron, 1991). Am Bohrpunkt 742 setzte sich die Erosion durch aufliegendes Eis weiter fort. Der unter- und mittelmiozäne Eisvorstoß wurde also wahrscheinlich im Obermiozän nach dem Ereignis Mi7 beendet, und die Grundlinie des Eises zog sich auf eine Position zwischen den Bohrpunkten 739 und 742 zurück (Abb. 27F; Hambrey et al., 1991). Damit behielt das Eis aber auch während dieses Rückzuges eine wesentlich größere Ausdehnung als heute.

Der Rückzug des Eises vor etwa 7,7 Ma war nicht auf die Prydz-Bucht beschränkt. Die Sedimentkerne, die an der Station J-9 unter dem Schelfeis des Rossmeeres gewonnen wurden, lieferten glazialmarine Sedimente mit einem Alter von etwa 7,5 - 6 Ma (Harwood et al., 1989). Das Eis lag also auch im Rossmeer während des Obermiozäns nicht permanent auf dem Schelf auf, sondern befand sich zumindest während dieses Zeitabschnittes in einer zurückgezogenen Position. Doch der Rückzug währte, zumindest in der Prydz-Bucht, nicht lange. Die Kompaktion von Sedimenten der Bohrung 739, die nach Diatomeen 7,4 - 6,2 Ma alt sind (Baldauf & Barron, 1991), deutet auf ein erneutes Vorrücken des Eises hin (Solheim et al., 1991).

Der verstärkte Abfluß des Inlandeises über ausgedehnte Schelfeise und Gletscher führte zu einer verstärkten Eisbergbildung. Die Eisberge waren mit Detritus beladen, den sich das Eis auf dem Kontinent oder beim Vorstoß über den Kontinentalschelf einverleibt hatte. Die Temperatur des Oberflächenwassers des Südpolarmeeres war niedrig genug, um ein schnelles Abschmelzen der Eisberge zu verhindern. Deshalb trat in den distalen Gebieten rund um die Antarktis verstärkt eistransportiertes Material in den Sedimenten des mittleren Obermiozäns auf (Abb. 33, 34). So fanden sich erste deutliche Spuren von eistransportiertem Material auf dem Kerguelenrücken in etwa 9 Ma alten Sedimenten der Bohrung 751. Vor 8,5 Ma erfolgte ein scharfer Anstieg im IRD-Eintrag, der mit dem Isotopenereignis Mi7 korreliert. Auch am Bohrpunkt 746 im Australisch-Antarktischen

Becken traten ab etwa 9 Ma leicht erhöhte Sand- und Kiesgehalte auf; ein deutlicher Anstieg der Kiesgehalte erfolgte vor etwa 8,4 Ma. Etwa in die gleiche Zeit fiel auch das erste Auftreten von IRD in den Bohrungen 513 und 701 im südwestlichen Atlantik (Abb. 33; Bornhold, 1983; Ciesielski & Weaver, 1983; Allen & Warnke, 1991; Warnke et al., 1992) und in der Bohrung 274 im Rossmeer (Barrett, 1975).

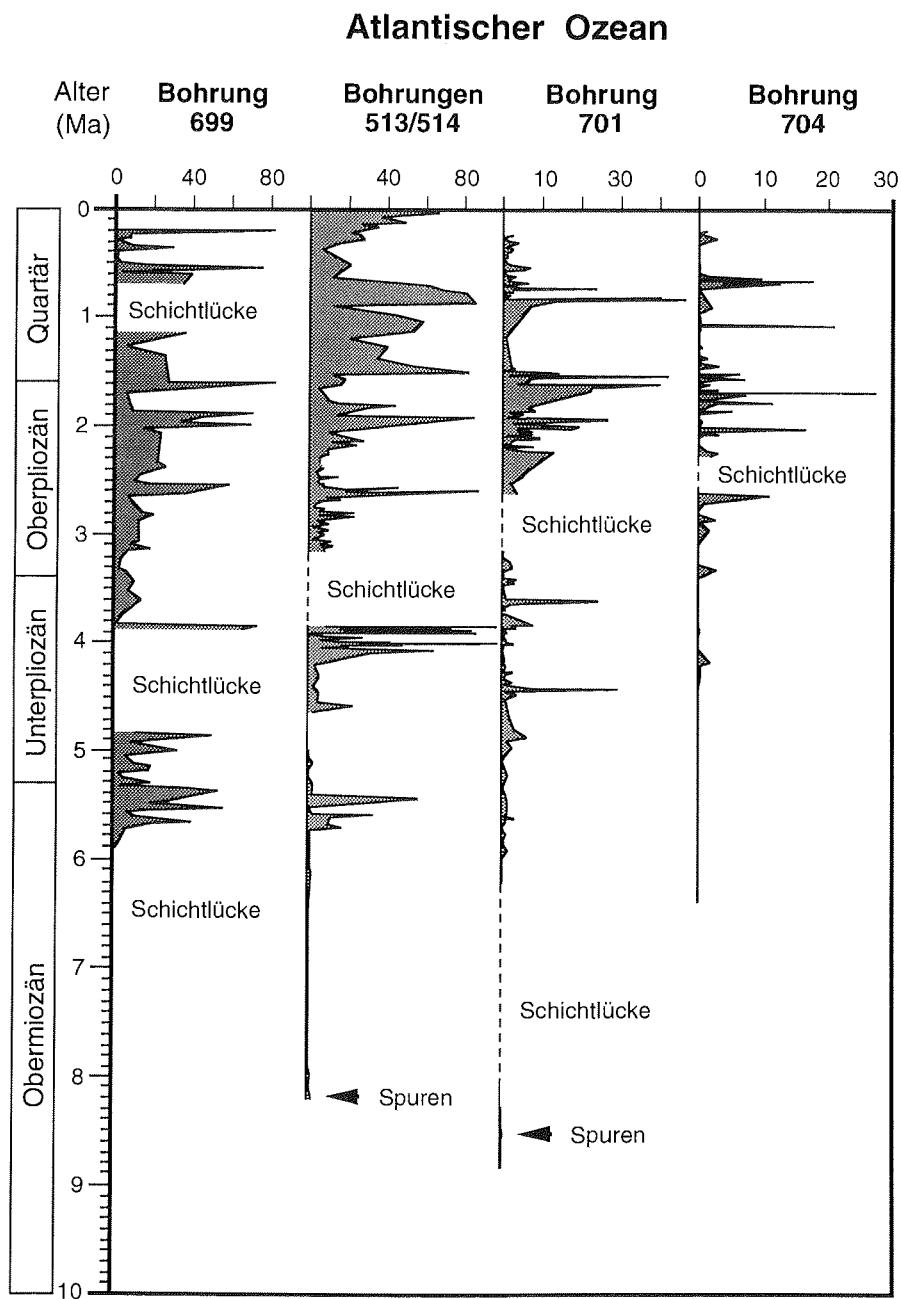
Etwa gleichzeitig mit dem Einsetzen von eistransportiertem Material und dem Isotopenereignis Mi7 bildete sich der Tiefsee hiatus NH5 (8,6 - 8,0 Ma; Keller & Barron, 1987; Abb. 34), der entweder auf eine Abkühlung in der Antarktis mit einer damit verbundenen Intensivierung des Antarktischen Zirkumpolarstromes, oder auf eine Intensivierung des Bodenwasserstromes zurückzuführen ist. Die Zirkulation des Bodenwassers in den Ozeanen wurde wahrscheinlich stärker, weil vermehrt Antarktisches Bodenwasser eingespeist wurde. Die Bodenwasserbildung fand wahrscheinlich unter den großen Schelfeisen statt, oder in Verbindung mit einer möglichen intensiven Meereisbildung am antarktischen Kontinentalrand.

-----  
nächste Seite:

**Abb. 33:** Eistransportiertes Material in obermiozänen bis quartären Sedimenten des südwestlichen Südatlantiks (Bohrungen 699, 513/514, 701) und der Meteor- kuppe im südöstlichen Südatlantik (Bohrung 704; vgl Abb. 6). Bohrungen 699 und 701: Daten und Altersmodell von Allen & Warnke (1991); in mg (> 250  $\mu\text{m}$ ) pro ka und  $\text{cm}^2$ . Bohrung 704: Akkumulationsraten berechnet mit Dichte- werten von Ciesielski, Kristoffersen et al. (1988), IRD-Rohdaten von Allen & Warnke (1991) und Altersmodell von Hodell & Venz (1992); in mg (> 250  $\mu\text{m}$ ) pro ka und  $\text{cm}^2$ . Bohrungen 513/514: Daten von Bornhold (1983); Alters- modell nach Ciesielski & Weaver (1983), aber an die Zeitskala von Berggren et al. (1985) angepaßt; in mg (> 62,5  $\mu\text{m}$ ) pro ka und  $\text{cm}^2$ .

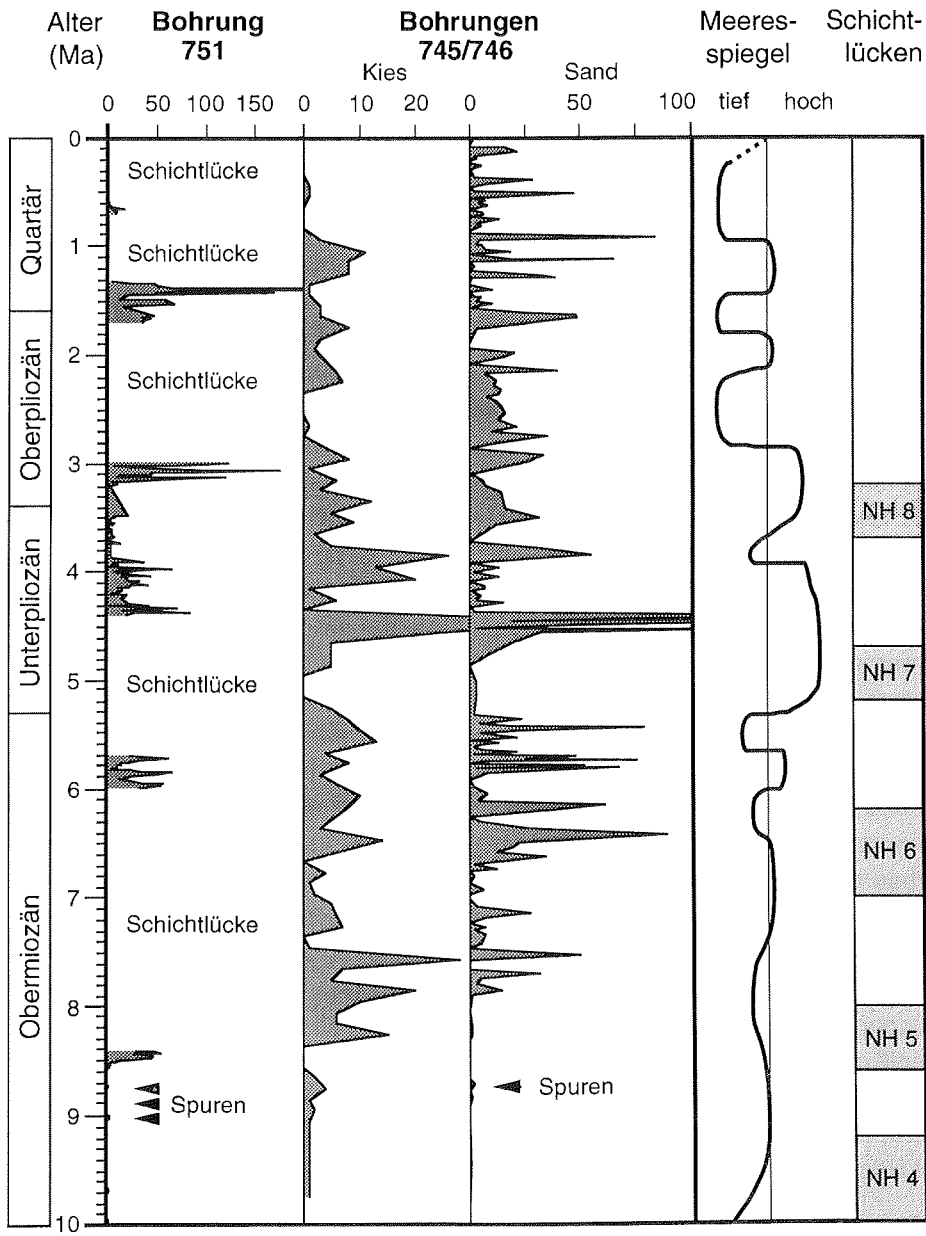
-----  
übernächste Seite:

**Abb. 34:** Eistransportiertes Material in obermiozänen bis quartären Sedimenten des Kerguelenrückens im südlichen Indischen Ozean (Abb. 7) und Vergleich mit der globalen Meeresspiegelkurve (Haq et al., 1987) und Schichtlücken in den Tiefseebecken (Keller & Barron, 1987). Bohrung 751: Rohdaten von Breza et al. (1992); Altersmodell nach Harwood et al. (1992) und Mackensen et al. (1992); in Anzahl Körner > 250  $\mu\text{m}$  pro ka und  $\text{cm}^2$ . Bohrungen 745/746 Kies: Rohdaten nach Kernbeschreibung (Ehrmann et al., 1991); Altersmodell von Barron et al. (1991a); in Körner > 2 mm pro ka auf der Kernschnittfläche. Bohrungen 745/746 Sand: Rohdaten von Ehrmann et al. (1991); Altersmodell von Barron et al. (1991a); in mg terrigener Sand pro ka und  $\text{cm}^2$ . Ein direkter Vergleich der Bohrungen wird durch das Vorhandensein zahlreicher Schicht- lücken in der Bohrung 751 erschwert.



**Abb. 33:** Neogenes eistransportiertes Material im südwestlichen Südatlantik. Ausführliche Abbildungsunterschrift auf S. 113.

## Indischer Ozean



**Abb. 34:** Neogenes eistransportiertes Material im südlichen Indischen Ozean.  
Ausführliche Abbildungsunterschrift auf S. 113.

Eine Abnahme des Gehaltes an eistransportiertem Detritus scheint in der Bohrung 746 im Australisch-Antarktischen Becken vor etwa 7,5 Ma dokumentiert zu sein (Abb. 34). Sie korreliert mit dem zuvor beschriebenen Rückzug des Eises in der Prydz-Bucht und im Rossmeer sowie mit einem leichten Anstieg des Meeresspiegels.

Vor 6,6 - 6,1 Ma trat am Bohrpunkt 746 ein Maximum im Eintrag an eistransportiertem Sand auf, und zwar in einer Fazies, die eine Umlagerung des Materials vom Kontinentalschelf nahelegt. Der Detritus wurde allerdings nicht durch Turbidite oder Rutschungen, sondern durch Eisberge angeliefert (Ehrmann et al., 1991). Dieses Maximum korreliert mit einem relativ niedrigen Meeresspiegel (Abb. 34; Haq et al., 1987) und einem Eisvorstoß in der Prydz-Bucht. Es ist daher wahrscheinlich, daß das vorrückende Eis auf dem Schelf Detritus aufnahm und ihn zur Schelfkante transportierte, von wo aus er dann mit kalbenden Eisbergen weitertransportiert wurde. Da im Südatlantik kein erhöhter IRD-Eintrag zwischen 6,6 und 6,1 Ma stattfand (Abb. 33), hatte das Maximum im Australisch-Antarktischen Becken wahrscheinlich regionale Ursachen und wurde von dem Geschehen in der Prydz-Bucht kontrolliert.

Im obersten Miozän, zwischen 5,8 und 5,3 Ma, trat wieder ein Maximum im IRD-Eintrag auf, das in Sedimenten sowohl des atlantischen, als auch des indischen Sektors des Südpolarmeeres überliefert wurde (Abb. 33, 34). Das entsprechende Zeitintervall war durch eine Abkühlung in den mittleren und hohen Breiten sowie durch mehrere Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises gekennzeichnet, wie aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten benthischer Foraminiferen ablesbar ist (Shackleton & Kennett, 1975; Hodell & Kennett, 1986; Miller et al., 1991). Der mehrfache Aufbau und Abbau der Eismassen führte wahrscheinlich zur Anlieferung großer Detritismengen und zu einer hohen Kalbungsrate von Eisbergen, beides Voraussetzungen für ein Maximum im IRD-Eintrag. Kvasov & Verbitsky (1981) nahmen an, daß zwischen 6 und 5 Ma der Meeresspiegel aus tektonischen Gründen um mehrere hundert Meter abgesenkt wurde und der Eisschild bis zur Schelfkante vorrückte (Abb. 25D). Nach ihren Berechnungen war das antarktische Eisvolumen während der Vorstoßphase etwa um die Hälfte größer als heute. Eine derart krasse Absenkung des Meeresspiegels ist aber in der Kurve von Haq et al. (1987) nicht verzeichnet (Abb. 10, 34).

Im Obermiozän fanden auch eine scharfe und drastische Abnahme in der Karbonatablagerung und der Beginn intensiver Sedimentation von Diatomeenschlämmen statt. Der Grund dafür war wahrscheinlich eine deutliche Intensivierung der antarktischen Vereisung, die mit einer Ausdehnung kalter Oberflächenwasser-

massen nach Norden, einer Verlagerung einer der heutigen Polarfront ähnlichen ozeanographischen Front nach Norden und einer drastischen Verflachung der CCD verbunden war. Der Übergang von Kalkschlämmen zu Diatomeenschlämmen geschah auf dem südlichen Kerguelenrücken am Bohrpunkt 738 vor > 6,0 Ma und am Bohrpunkt 744 vor 5,8 Ma (Ehrmann, 1991). An Bohrpunkt 751 fiel der Übergang mit einer Schichtlücke zusammen, die den Zeitraum 5,9 - 4,7 Ma umfaßt (Mackensen et al., 1992). Auf dem nördlichen Kerguelenrücken (Bohrpunkt 737) fand der Übergang von abwechselnd kalkiger und kieseliger Sedimentation zu fast reiner biogener kieseliger Sedimentation bereits vor 6,7 Ma statt, in den Sedimenten der Maudkuppe sogar schon vor 9,3 Ma.

#### 4.8 Unterpliozän

Ein weiterer wichtiger Schritt in der Vereisungsgeschichte der Antarktis fand im Unterpliozän statt. Im Weddellmeer ist ein Anstieg in den Sedimentationsraten biogenen kieseligen Materials, verbunden mit einer guten Erhaltung der Mikrofossilien, zu beobachten. Dies wird als Zeichen erhöhter biologischer Produktion als Folge einer Klimaverbesserung gedeutet. Wahrscheinlich nahm die Meereisbedeckung ab und zog sich die Polarfront weiter nach Süden zurück (Kennett & Barker, 1990). Anhand der kieseligen Mikrofossilvergesellschaftungen im Weddellmeer schlossen auch Abelmann et al. (1990) auf ein klimatisches Optimum vor 4,8 - 4,4 Ma. Die zahlreichen kalkigen Nannofossilien in den Bohrungen 737 und 744 auf dem nördlichen und südlichen Kerguelenrücken weisen auf relativ warme Oberflächentemperaturen vor 4,3 - 4,1 Ma hin (Barron et al., 1991b: Tab. 6; Wei & Thierstein, 1991). Aus Faunenanalysen können für das Oberflächenwasser der Antarktis etwa 5 - 10 °C höhere Temperaturen als heute abgeschätzt werden (Ciesielski & Weaver, 1974; Abelmann et al., 1990). Weitere Hinweise auf eine unterpliozäne Erwärmung mit interglazialen Bedingungen zwischen etwa 5,0 und 4,1 Ma kommen aus zahlreichen paläontologischen Befunden mittlerer und niedriger Breiten (Hodell & Kennett, 1986; Kennett, 1986).

Das warme Klima im Unterpliozän wird mit einer ausgeprägten Enteisungsphase in Verbindung gebracht (z.B. Ciesielski et al., 1982; Hodell & Kennett, 1986; Pickard et al., 1988). Eine einschneidende Erwärmung und ein Abschmelzen des antarktischen Eises müßte sich auch in den Sauerstoffisotopen benthischer und planktischer Foraminiferen widerspiegeln. Tatsächlich sind entsprechende Signale weit verbreitet (z.B. Hodell & Kennett, 1986; Kennett, 1986). In der Bohrung 704 auf der Meteorkuppe liegen in 4,7 - 4,1 Ma alten benthischen und planktischen Foraminiferen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um bis zu 0,5 - 0,6 ‰ unter den

rezenten Werten. Wenn dieses Isotopensignal ausschließlich auf eine Verringerung des Eisvolumens zurückzuführen wäre, dann müßte ein Großteil des antarktischen Eises abgeschmolzen und der Meeresspiegel um etwa 50 - 60 m angestiegen sein (Hodell & Warnke, 1991). Die Meeresspiegelkurve zeigt vor ca. 5,3 Ma einen Anstieg (Haq et al., 1987). Von 5,0 bis 3,8 Ma blieb der Meeresspiegel auf einem Niveau, das etwa 70 m über dem heutigen gelegen haben soll. Die paläontologisch belegten hohen Temperaturen des Oberflächenwassers weisen aber darauf hin, daß das Isotopensignal zum Teil oder sogar hauptsächlich auf eine Erwärmung zurückgeführt werden muß. Bei einem reinen Temperatureffekt würden sich für den Bohrpunkt 704 Temperaturen errechnen, die 2,5 °C über den heutigen lägen (Hodell & Warnke, 1991).

Es wurde argumentiert, daß  $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen in planktischen Foraminiferen der Tropen bessere Anzeiger für Änderungen im globalen Eisvolumen darstellen als benthische  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, da das Oberflächenwasser der Tropen nur relativ geringen Temperaturschwankungen unterlag (Matthews & Poore, 1980; Prentice & Matthews, 1988, 1991). Die entsprechenden Daten aus den Tropen liefern aber keine Hinweise auf eine signifikante Verringerung des Eisvolumens im Pliozän. Interessanterweise sprechen die benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte jedoch für höhere Bodenwassertemperaturen als heute und bestätigen damit das aufgezeigte Szenarium eines klimatischen Optimums.

Eine Verringerung des antarktischen Eisvolumens als Resultat der Erwärmung hätte wahrscheinlich mit dem Abbau der Schelfeise begonnen. Der Zerfall der Schelfeise hätte zu einem verstärkten Kalben von Eisbergen geführt. Dann wäre Eis, das vorher auf Grund auflag und an seiner Basis Detritus führte, ins Südpolarmeer transportiert worden und hätte vermutlich zu einem verstärkten IRD-Eintrag geführt. Dieses Signal könnte in dem Anstieg des IRD-Gehaltes in den Sedimenten der Maudkuppe zu sehen sein (Kennett & Barker, 1990). In 4,5 - 4,3 Ma und 4,1 - 3,8 Ma alten Sedimenten der Bohrungen 745 und 751 im indischen Sektor des Südpolarmeeres und entsprechend alten Sedimenten der Bohrungen 513/514, 699, 701 und 704 im atlantischen Sektor sind klare Maxima im Gehalt an terrigenem Sand und Kies überliefert (Abb. 33, 34). Auch die unterpliozänen Sedimente der Bohrung 693 am Kontinentalhang zeigen ein teilweises Abschmelzen des Eisschildes an (Grobe et al., 1990a). Da aber IRD zu allen Zeiten während des Pliozäns vorhanden war, ist ein vollständiger Rückzug des Eises aus den Küstenregionen der Antarktis unwahrscheinlich.

In Marine Plain an der Ostküste der Prydz-Bucht treten 15 m über dem heutigen Meeresspiegel etwa 4,5 - 3,5 Ma alte glazialmarine Sedimente mit zahlreichen



Diatomeen und Mollusken auf (Pickard et al., 1988; Quilty, 1991). Sie wurden unter einem wärmeren Klima als heute in flachem, küstennahem Wasser abgelagert. Der Eisrand lag damals also etwa 50 km weiter im Inland als heute (Pickard et al., 1988), und der Zerfall der Schelfeise war abgeschlossen. In der Bohrung 742 in der Prydz-Bucht deutet eine dünne Lage stark diatomeenführender glazialmariner Sedimente einen Eisrückzug im oberen Unterpliozän an (Hambrey et al., 1991; Abb. 27G). Da die Sedimente in Marine Plain und in der Prydz-Bucht eistransportierte Komponenten enthalten, machen sie ebenfalls einen völligen Rückzug des Eises aus den Küstenregionen unwahrscheinlich. Für diesen Teil der Antarktis sagen auch die Modellrechnungen von Oerlemans (1982) die geringsten Veränderungen bei einer Reduzierung des ostantarktischen Eisschildes voraus.

Weitere Hinweise auf einen Zerfall des ostantarktischen Eisschildes im Unterpliozän und auf eine Abnahme des Eisvolumens um bis zu 75 % kommen aus der Sirius-Gruppe (früher Sirius-Formation; Webb et al., 1984; Webb & Harwood, 1991; McKelvey et al., 1991). Die Sirius-Gruppe besteht zum größten Teil aus Grundmoränen, in die fluvioglaziale und glazial-lakustrische Sedimente sowie Paläoböden eingeschaltet sind. Sie steht an vielen Stellen im Transantarktischen Gebirge an, meist in 2000 - 2500 m Höhe. In den Sedimenten der Sirius-Gruppe treten umgelagerte Diatomeen, Foraminiferen, Radiolarien und kalkige Nannofossilien aus Abschnitten des Oligozäns, Miozäns und Pliozäns auf. Die Mikrofossilien sollen ursprünglich während wärmerer Perioden in den intrakratonischen Pensacola-Becken und Wilkes-Becken abgelagert worden sein (Abb. 2). Diese Becken sollen 500 - 1000 m unter dem Meeresspiegel gelegen und während eisfreier Zeiten eine Meeresverbindung durch die Ostantarktis gebildet haben.

Nach Webbs Hypothese dehnte sich während einer erneuten Abkühlung im Oberpliozän der ostantarktische Eisschild wieder aus, wurde mächtiger, lag in den intrakratonischen Becken auf Grund auf und überfuhr das Transantarktische Gebirge. Auf diese Weise sollen in den Becken Sedimente erodiert und im basalen Bereich des Eises in das Transantarktische Gebirge befördert worden sein. Da damals das Transantarktische Gebirge noch wesentlich niedriger als heute gewesen sei (bis zu 2000 m postpliozäne Hebung werden gefordert), habe dazu ein relativ geringmächtiger ostantarktischer Eisschild ausgereicht. Das Vorhandensein von umgelagerten Mikrofossilien eines bestimmten stratigraphischen Intervalls in Sedimenten der Sirius-Gruppe würde anzeigen, daß die intrakratonischen Becken zur Zeit der Ablagerung eisfrei waren. Ihr Fehlen könnte anzeigen, daß die Becken zur entsprechenden Zeit mit Eis gefüllt waren (Webb et al.,

1984). Das maximale Alter für eine pliozäne marine Phase in den intrakratonischen Becken und damit für eine ostantarktische Enteisung liegt nach den Diatomeenbefunden bei etwa 5,2 Ma. Dieses Alter paßt recht gut zu den Altern des Meeresspiegelanstiegs (5,3 Ma) und des Klimaoptimums (4,8 Ma). Das Alter für die Platznahme der Sirius-Gruppe und damit für das Ende der Enteisungsphase soll bei minimal 2,5 Ma und maximal 3,1 Ma liegen (Webb & Harwood, 1991). Diese Alter passen zwar nicht so gut in das zuvor aufgezeigte allgemeine Bild, sie beruhen aber auf einer Diatomeenstratigraphie, deren Kalibrierung durch K-Ar-Datierungen bestätigt wird (Barrett et al., 1992).

Die Hypothese von Webb et al. (1984) blieb nicht unwidersprochen (zahlreiche Literaturhinweise und ausführliche Diskussion in Clapperton & Sugden, 1990, und Burckle & Pokras, 1991). So wurde zum Beispiel argumentiert, daß die geforderte postpliozäne Hebung des Transantarktischen Gebirges unrealistisch sei und es keine Anzeichen für eine Enteisung in den marinen Sedimenten des Südpolarmeeres gäbe. Vielmehr hätte in der Ostantarktis seit etwa 20 Ma ein stabiler Eisschild existiert, was in dieser Synthese jedoch widerlegt wurde. Es wurde auch bezweifelt, daß die intrakratonischen Becken bei einer im isostatischen Gleichgewicht befindlichen Antarktis mit 75 % weniger Eis als heute nicht unter dem Meeresspiegel lägen. Weiter wurde argumentiert, daß die Mikrofossilien der Sirius-Gruppe durch Wind antransportiert wurden und daß die biostratigraphische Korrelation und Datierung mit Fehlern behaftet sei. Der wesentlichste Kritikpunkt liegt aber wohl darin, daß eine Reduzierung des antarktischen Eisvolumens um 75 % mit einer gleichzeitigen Erwärmung des Oberflächenwassers um > 5 °C, wie von Webb et al. (1984) und Webb & Harwood (1991) gefordert, nicht mit den Sauerstoffisotopendaten aus planktischen und benthischen Foraminiferen in Einklang zu bringen ist.

Aus den DSDP-Bohrungen und der Bohrung CIROS-1 im Rossmeer lassen sich keine Schlüsse auf die Intensität der pliozänen Vereisung ziehen, da in ihnen keine Sedimente entsprechenden Alters überliefert sind. Bohrungen im Rahmen des Dry Valley Drilling Project (DVDP) und die Bohrung CIROS-2 dagegen trafen auf relativ mächtige pliozäne Sedimentabfolgen, die in Fjorden am Rand des Transantarktischen Gebirges abgelagert wurden (McKelvey, 1981; Powell, 1981a; Barrett & Hambrey, 1992). Die Bohrung DVDP-11 erschloß unter- und oberpliozäne Sedimente, die von einer mittelpliozyänen Schichtlücke getrennt werden. Sie bestehen vor allem aus Diamiktiten, die entweder Grundmoränen darstellen oder aus aufschwimmendem Eis ausgeschmolzen sind. Konglomerate, Sande und glazialmarine Sedimente treten untergeordnet auf (Abb.15). Auch die pliozänen Sedimente der Bohrung CIROS-2 weisen durchwegs eine

deutliche glaziale Komponente auf (Abb. 14; Barrett & Hambrey, 1992). Beide Bohrungen legen damit nahe, daß pliozänes Eis durch die Fjorde aus dem Transantarktischen Gebirge abfloß und eine mindestens regionale Eiskappe existierte. Da es im atlantischen und indischen Sektor des Südpolarmeeres kein Zeitintervall gibt, in dem kein eistransportiertes Material auftritt oder in dem zumindest ein ausgeprägtes Minimum im Eiseintrag zu verzeichnen ist (Abb. 33, 34), kann man folgern, daß Eis auch an anderen Orten die Küste erreichte und nicht auf die Hochgebiete des Transantarktischen Gebirges beschränkt war.

Bei zusammenfassender Betrachtung aller diskutierten Parameter wird eine unterpliozäne Erwärmung und ein Rückzug des Eises wahrscheinlich. Es fand jedoch wohl kein so drastischer (75 %) Abbau des Eisschildes statt, wie er von Webb et al. (1984) gefordert wurde. Kontinentales Eis erreichte durch das gesamte Pliozän hindurch die antarktische Küste und entließ detritusbeladene Eisberge ins Südpolarmeer. Der Eisrückzug begann wahrscheinlich vor etwa 5,2 Ma. Ein Klimaoptimum wurde dann wohl etwa zwischen 4,8 und 4,1 Ma erreicht. Das Ende des Eisrückzuges lag vermutlich bei etwa 3,5 Ma. Nur die Datierung der Sirius-Gruppe sieht ein Ende vor 3,1 - 2,5 Ma vor.

Die Kombination von wesentlich höheren Temperaturen als heute und einem Eisvolumen, das sich von dem heutigen nur wenig unterschied, kann dadurch erklärt werden, daß das warme Klima den Transport von Feuchtigkeit auf den Kontinent erleichterte. Dadurch könnte es in der Ostantarktis zu einer erhöhten Akkumulation von Schnee und Eis gekommen sein (Prentice & Matthews, 1991). Der unterpliozäne Eisschild wäre dann wahrscheinlich, wie im Oligozän, temperiert gewesen. Da temperiertes Eis keine großräumigen Schelfeise erlaubt, wäre ein Szenarium denkbar, bei dem die Schelfeise, vor allem in der Westantarktis, abgebaut wurden, der kontinentale ostantarktische Eisschild dagegen ein ähnliches oder sogar größeres Volumen als zuvor hatte. Für letzteres gibt es jedoch keine sedimentologischen Hinweise.

Abschätzungen des Eisvolumens und der Temperatur aus Isotopendaten sind im Falle einer Erwärmung mit gleichzeitigem Eiswachstum besonders schwierig, da die beiden Effekte entgegengesetzte Isotopensignale produzieren und das Gesamtsignal somit gedämpft oder sogar ausgelöscht wird. Daher wären in diesem Fall die Temperaturabschätzungen aus paläontologischen Befunden wahrscheinlich verlässlicher als die aus Isotopenbefunden.

Das geschilderte Szenarium eines temperierten Eisschildes ohne Schelfeise widerspricht der Meinung von Kennett & Barker (1990), die von stabilen pliozä-

nen Schelfeisen in der Westantarktis ausgehen, da am Bohrpunkt 694 im Weddellmeer nach 4,8 Ma keine Turbidite mehr zur Ablagerung kamen. Das Aussetzen der Turbidite kann aber auch damit erklärt werden, daß durch den Rückzug der Schelfeise das meiste terrigene Material auf den breiten Schelfen abgelagert wurde, während es zuvor aus dem Eis auf den oberen Kontinentalhang ausregnete, von wo es durch Turbidite in die Tiefsee transportiert wurde.

#### **4.9 Oberpliozän bis Holozän**

Das pliozäne Klimaoptimum und der damit verbundene Rückzug der Schelfeise waren an der Grenze vom Unter- zum Oberpliozän wahrscheinlich abgeschlossen. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sowohl der planktischen als auch der benthischen Foraminiferen verschoben sich zwischen 3,6 Ma und 3,2 Ma allmählich zu schwereren Werten und sprechen damit für eine erneute Abkühlungsphase und eine Zunahme des Eisvolumens (Kennett, 1986; Hodell & Kennett, 1991). Die Abkühlung wirkte sich auch auf die Faunen- und Florenvergesellschaftungen des Südpolarmeeres aus (Ciesielski & Weaver, 1983; Ciesielski & Grinstead, 1986; Abelmann et al., 1990) und resultierte im Aufbau einer Eiskappe in Patagonien vor etwa 3,2 Ma (Mercer, 1976).

Die Abkühlung wurde z.B. von Ciesielski et al. (1982) auf eine Intensivierung des Antarktischen Zirkumpolarstromes durch die Bildung von antarktischem Bodenwasser unter ausgedehnten Schelfeisen und Meereis zurückgeführt. Schelfeise existierten vermutlich in der Westantarktis, entlang des ostantarktischen Kontinentalrandes und in Einbuchtungen der Ostantarktis (Ciesielski & Grinstead, 1986). In der Prydz-Bucht erreichte das Eis wahrscheinlich während mehrerer Vorstöße die Schelfkante. Dabei setzte sich der seewärtige Vorbau des Schelfes durch an der Grundlinie ausschmelzende Sedimente fort. Unter dem aufliegenden Eis wurden Grundmoränen abgelagert (Abb. 27H; Hambrey et al., 1991). Eine genauere Rekonstruktion der spätneogenen glazialen Geschichte der Prydz-Bucht scheitert an der schlechten Datierbarkeit der Sedimente und dem geringen Kerngewinn. Wahrscheinlich waren die weitverbreiteten Schichtlücken in oberpliozänen Sedimenten (z.B. Ciesielski et al., 1982; Keller & Barron, 1987; Abelmann et al., 1990) ein weiteres Resultat der Intensivierung des Antarktischen Zirkumpolarstromes und der Bildung von antarktischem Bodenwasser.

In der Bohrung 704 im östlichen Südatlantik wurden nordwärtige Verlagerungen der Polarfrontzone auf 3,3 - 2,9 Ma und 2,8 - 2,7 Ma datiert (Froelich et al., 1991). Die einschneidendste Veränderung der paläozeanographischen Verhältnisse

fand dort vor 2,75 Ma statt (Hodell & Venz, 1992). Die Sedimentationsraten stiegen damals um eine Größenordnung an, wofür eine drastische Zunahme der Akkumulation biogenen kieseligen und karbonatischen Materials verantwortlich war. Diese resultierte vermutlich aus einer erhöhten biologischen Produktion im Oberflächenwasser, hervorgerufen durch eine Verlagerung der Polarfrontzone aus Süden in die Nähe des Bohrpunktes 704. Der Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um etwa 0,5 ‰ in planktischen und benthischen Foraminiferen spiegelt sowohl diese Verlagerung der Polarfrontzone und die damit gekoppelte Abkühlung des Oberflächenwassers beim Bohrpunkt 704 wider als auch einen gleichzeitigen Anstieg des globalen Eisvolumens. Die etwa synchronen Maxima im Eintrag eistransportierten Materials an den Bohrpunkten 699, 514 und 704 (Abb. 33) könnten durch eine verstärkte glaziale Erosion mittels eines ausgedehnten antarktischen Eisschildes begünstigt worden sein. Ein weiterer Grund könnte in einer Herabsetzung der Abschmelzrate von Eisbergen durch die Verlagerung der Polarfrontzone und die Abkühlung des Oberflächenwassers zu sehen sein (Hodell & Ciesielski, 1990, 1991; Hodell & Venz, 1992).

Aus den Sedimenten der Bohrung 514 im westlichen Südatlantik ergibt sich ein ähnliches Bild wie aus der Bohrung 704 im östlichen Südatlantik (Ciesielski & Grinstead, 1986). Die Veränderungen in den Radiolarienvergesellschaftungen weisen auf eine oberpliozäne Abkühlung und eine mehrfache Verlagerung der Polarfrontzone hin. Diese Zone soll vor etwa 3,2 Ma erstmals über den Bohrpunkt hinweg nach Norden gewandert sein, sich aber schon vor 3,18 Ma wieder nach Süden zurückgezogen haben. Die nächsten nordwärtigen Verlagerungen fanden vor 2,86 Ma und 2,79 Ma statt, aber erst vor 2,67 Ma überschritt die Polarfrontzone auf ihrem Weg nach Norden erneut den Bohrpunkt 514. Sie lag dann bis 1,91 Ma nördlich des Bohrpunktes. Die nördlichste Lage war 2,58 - 2,47 Ma erreicht und war wahrscheinlich in einer drastischen Abkühlung begründet. Die nordwärtigen Vorstöße der Polarfrontzone waren mit Maxima im Eintrag eistransportierten Materials an den Bohrpunkten 514 und 699 verbunden (Abb. 33). Der Grund für die leichte Diskrepanz zwischen den beiden Bohrungen 704 und 514, die sich auf einer ähnlichen Breitenlage befinden, ist nicht geklärt. Möglicherweise ist sie ein Datierungsproblem; vielleicht verhielt sich aber die Polarfrontzone im südwestlichen Südatlantik anders als im südöstlichen Südatlantik.

Am Kontinentalrand vor Kapp Norvegia hörte die Ablagerung von Diatomeen vor etwa 3,4 Ma auf, was auf die Entstehung einer geschlossenen Meereisdecke zurückgeführt wird (Grobe et al., 1990a). Im Weddellmeer zeigen Eisdiatomeen die erste Meereisdecke vor etwa 2,4 Ma an (Abelmann et al., 1990). Etwa zur gleichen Zeit soll eine fast ganzjährige Meereisbedeckung auch die Gebiete der

Bohrung 697 bei den Süd-Orkney-Inseln, der Bohrung 514 im Südatlantik und den südöstlichen Indischen Ozean erfaßt haben (Burckle et al., 1990).

Diese umfassende Meereisbildung im Südpolarmeer korreliert mit dem Einsetzen einer intensiven Vereisung mit charakteristischen Glazial/Interglazial-Zyklen in der Nordhemisphäre vor ca. 2,5 - 2,6 Ma (Shackleton et al., 1984; Zimmerman et al., 1984; Jansen et al., 1988, 1990). Erste Anzeichen einer Vereisung der Nordhalbkugel reichen allerdings sehr viel weiter zurück. So wird das älteste eistransportierte Material auf dem Vøringplateau auf 5,45 Ma datiert. Glaziale Bedingungen herrschten vor > 5 Ma, vor etwa 4,5 Ma und vor < 4 Ma. Diese glaziale Phasen waren zwar wesentlich schwächer als die oberpliozänen und quartären Vereisungen, doch drangen Gletscher oder Eiskappen offensichtlich bis an die Küste vor (Jansen et al., 1990).

Seit etwa 2,5 Ma sind auch in Sedimenten des Südpolarmeeres intensive Glazial/Interglazial-Zyklen sichtbar (z.B. Abelmann et al., 1990; Hodell & Ciesielski, 1990, 1991). Sie spiegeln sich vor allem in den Isotopenwerten sowie in den Karbonat- und Opalgehalten wider. Auch der IRD-Eintrag unterlag deutlichen und kurzfristigen Schwankungen. Diese Schwankungen korrelieren zwischen den einzelnen Bohrpunkten im Südatlantik sehr gut (Abb. 33). Eine detaillierte Korrelation mit den Bohrungen im südlichen Indischen Ozean scheint zwar nicht möglich, doch unterlag der IRD-Eintrag auch dort ausgeprägten kurzfristigen Schwankungen (Abb. 34). Wahrscheinlich waren diese Schwankungen an Glazial/Interglazial-Zyklen oder Verschiebungen der Polarfrontzone gebunden. Maxima traten im Südatlantik vor 2,0 - 1,9 Ma, 1,6 - 1,4 Ma und 0,9 - 0,5 Ma auf. Die ersten beiden Maxima fielen in Zeitintervalle, in denen die Polarfrontzone weit im Norden lag (Hodell & Ciesielski, 1991).

Im Quartär war die Sedimentation am antarktischen Kontinentalrand durch zyklische Fazieswechsel charakterisiert. Diese wurden durch ein komplexes Zusammenspiel von Meeresspiegelschwankungen und paläozeanographischen sowie paläoglazialogischen Veränderungen als Resultat globaler Klimaänderungen kontrolliert und spiegeln Glazial/Interglazial-Zyklen wider. Hier sollen nur kurz die wichtigsten Resultate zahlreicher spezieller Arbeiten zusammengefaßt werden (z.B. Grobe, 1986; Fütterer et al., 1988; Grobe et al., 1990a, 1990b; Pudsey, 1990; Ehrmann & Grobe, 1991; Melles, 1991; Mortlock et al., 1991). Eine ausführliche Zusammenfassung findet sich bei Grobe & Mackensen (1992).

Sedimenttransport durch Eisberge fand vor allem während der kurzen Übergangsphase von einem Glazial zu einem Interglazial statt. Das Aufschwimmen

und der Zerfall des auf dem Schelf aufliegenden Eises mit steigendem Meeresspiegel resultierte in einer großen Menge an Eisbergen mit basalem Detritus. Der IRD-Eintrag nahm ab, sobald die Grundlinie ihre landwärtige Endposition erreichte und der Zerfall der Schelfeise abgeschlossen war (Grobe & Mackensen, 1992).

In den Interglazialen verschob sich die Grundlinie der Schelfeise landwärts, und große Schelfeise charakterisierten die Schelfbereiche (Abb. 35). Unter den ausgedehnten Schelfeisen kam es zu einer verstärkten Bildung von kaltem und dichtem Wasser, was einen wichtigen Prozess bei der AABW-Bildung darstellt (Foldvik & Gammelsrød, 1988). Katabatische Winde führten zur Bildung von Küstenpolynyen, in denen das Wasser abgekühlt und durch Meereisbildung salzreicher und dichter wurde, was einen weiteren Prozess der AABW-Bildung darstellt. Das kalte Wasser floß in die Tiefsee ab und führte zu einer verstärkten Bodenwasserzirkulation, die wiederum eine Erosion feinkörniger Sedimentpartikel zur Folge haben konnte.

Eine typische Interglazialfazies zeichnet sich weiterhin durch relativ hohe Gehalte an kieseligen Mikrofossilien, relativ grobkörnige Sedimente und einen hohen Sedimenteintrag durch Eisberge aus. Während der Interglaziale glich die Situation am antarktischen Kontinentalrand den heutigen Bedingungen. Die Meereisbedeckung war im Vergleich zu den Glazialzeiten stark reduziert und erlaubte eine erhöhte biologische Produktion. Große Mengen an Diatomeen und Radiolarien konnten daher nahe und südlich der Polarfrontzone akkumulieren (Abb. 35).

-----  
nächste Seite:

**Abb. 35:** Modell des antarktischen Kontinentalrandes mit den wichtigsten Sedimentationsprozessen während interglazialer Phasen (Grobe & Mackensen, 1992). Charakteristisch sind vor allem die relativ hohe biologische Produktion und der hohe Eintrag an eistransportiertem Material.  
WDW = Weddellmeer-Tiefenwasser (Teil des Zirkumpolaren Tiefenwassers);  
NADW = Nordatlantisches Tiefenwasser; WSBW = Weddellmeer-Bodenwasser; ACC = Antarktischer Küstenstrom.

-----  
übernächste Seite:

**Abb. 36:** Modell des antarktischen Kontinentalrandes mit den wichtigsten Sedimentationsprozessen während glazialer Phasen (Grobe & Mackensen, 1992). Im Gegensatz zu den Interglazialen sind die biologische Produktion und der IRD-Eintrag stark eingeschränkt. Ein mögliches weiteres Vorrücken des Eisrandes während extremer glazialer Bedingungen ist angedeutet.

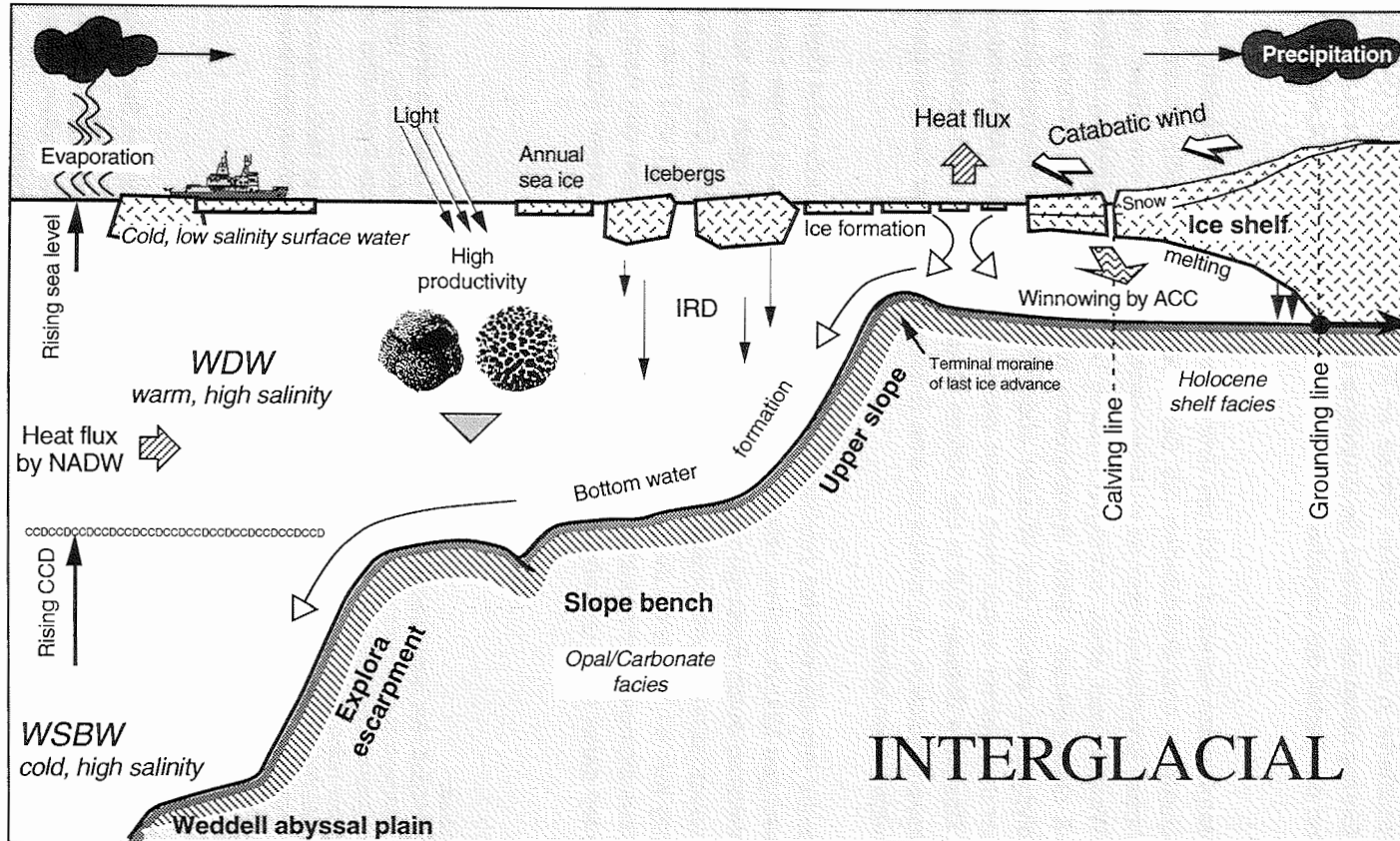


Abb. 35: Interglazialer antarktischer Kontinentalrand (Grobe & Mackensen, 1992). Vollständige Abbildungsunterschrift auf S.125.



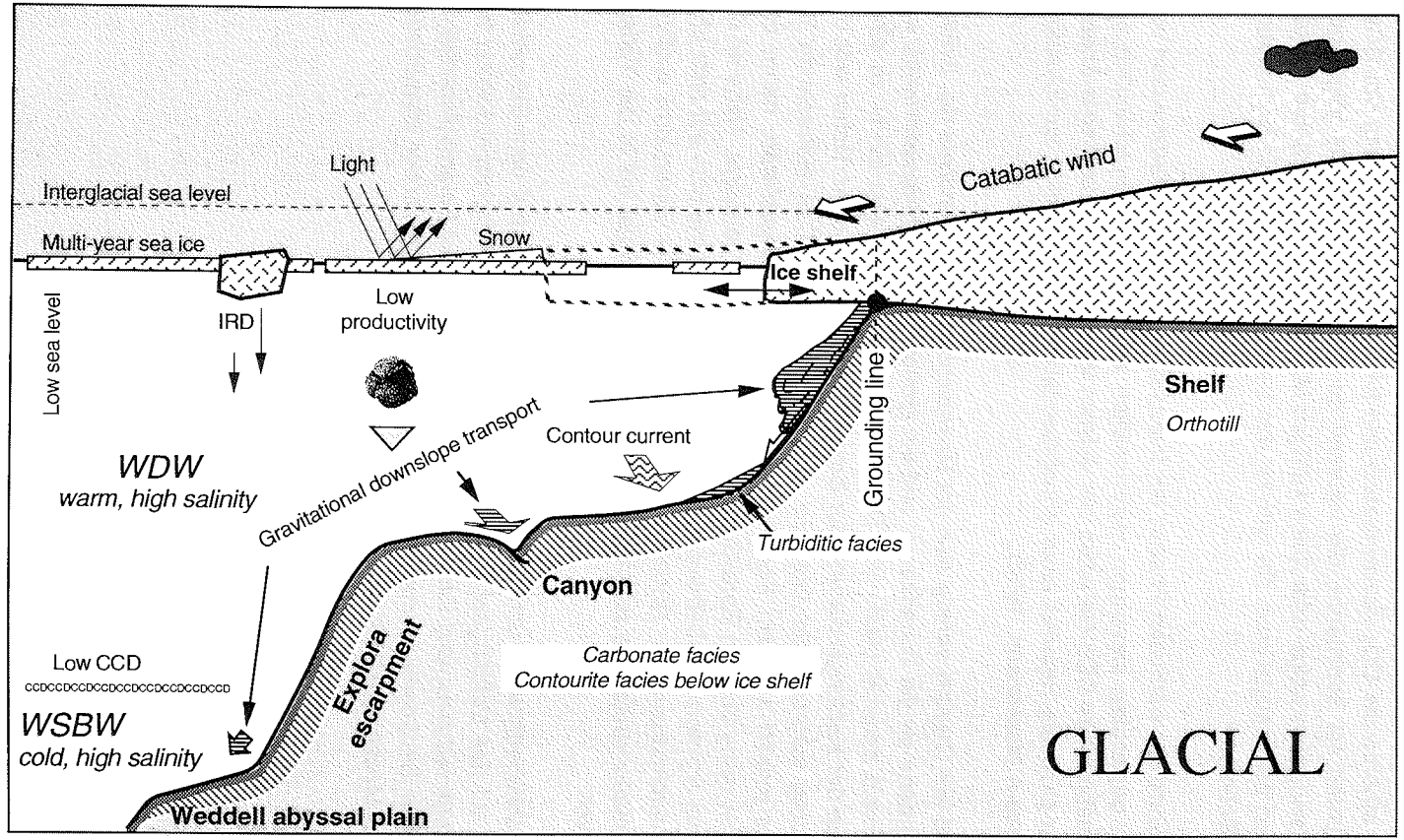


Abb. 36: Glazialer antarktischer Kontinentalrand (Grobe & Mackensen, 1992). Vollständige Abbildungsunterschrift auf S.125.

Der erhöhte Eintrag an organischem Material in die tieferen Bereiche des Ozeans erhöhte die CO<sub>2</sub>-Konzentration und führte zu einem Anstieg der CCD. Daher führen die Sedimente, die während der wärmsten Intervalle abgelagert worden sind, nur wenige oder keine kalkigen Mikrofossilien. Die erhöhte Exportproduktion begünstigte auch die Aktivität des Benthos und damit die Bioturbation der Sedimente.

Gegen Ende der wärmsten Phasen der Interglaziale nahm die Akkumulation von kalkigen gegenüber kieseligen Mikrofossilien zu. Dies ist wahrscheinlich auf eine Abnahme des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der tieferen Wassermassen und eine Absenkung der CCD als Resultat einer abnehmenden Exportproduktion zurückzuführen (Grobe & Mackensen, 1992).

Während der Glaziale senkte sich der Meeresspiegel, die Grundlinie der Schelfeise wanderte an die Schelfkante, und ein großer Teil des Südpolarmeeres war von Meereis bedeckt (Abb. 36). Diese relativ stabile Situation führte zu einer Abnahme der Kalbrungsrate und der Beweglichkeit der Eisberge. Daher war der IRD-Eintrag während der Glaziale stark eingeschränkt. Das aufliegende Eis erodierte jedoch auf dem Kontinent und auf den Schelfgebieten, nahm den Detritus in seine basalen Bereiche auf und beförderte ihn seewärts. Nahe an der Grundlinie schmolz der Detritus aus dem Eis aus und lagerte sich auf dem oberen Kontinentalhang ab. Rutschungen und Turbiditströme waren dort wichtige Sedimentationsprozesse und konnten das terrigene Material bis in die Tiefsee verfrachten.

Die Meereisbedeckung und die Akkumulation von Schnee auf dem Eis wirkten negativ auf das Lichtangebot im Oberflächenwasser. Die Exportproduktion war daher stark reduziert und führte zu nur geringen Opal- und Foraminiferengehalten in den Sedimenten sowie zu fehlender oder nur schwacher Bioturbation (Grobe & Mackensen, 1992).

## 5. SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

### 5.1 Wann begann die Vereisung der Antarktis?

In den letzten Jahren wurden bei der Rekonstruktion der känozoischen antarktischen Vereisungsgeschichte dank der Untersuchungen im Rahmen des Ocean Drilling Program und mehrerer neuseeländischer Bohrprojekte erhebliche Fortschritte erzielt. Die Bemühungen von Wissenschaftlern der verschiedenen geowissenschaftlichen Disziplinen resultierte in einer großen Zahl von detaillierten Studien, deren Hauptergebnisse in dieser Synthese zu einem Gesamtbild zusammengefügt wurden.

Mit den Bohrungen im Südpolarmeer sollten vor allem das Einsetzen der Vereisung auf Meeresniveau und die Entstehung des ersten kontinentalen Eisschildes datiert werden. Wann das erste Eis die antarktische Küste erreichte, ist aber noch immer nicht vollständig geklärt, weil zum einen weder in der Prydz-Bucht noch im McMurdo-Sund die Basis der glazialen Sedimentabfolgen erbohrt worden ist, zum anderen weil die ältesten glazialen Sedimente der Prydz-Bucht nicht mit genügend großer Genauigkeit datiert werden können. Diese Sedimente haben ein mindestens unteroligozänes Alter. Sie können aber auch bis ins Miozän zurückreichen, obwohl dies in der vorliegenden Arbeit als nicht sehr wahrscheinlich angenommen wird.

Auf dem südlichen Kerguelenrücken und der Maudkuppe ist zwar eine genaue Datierung der Sedimente möglich, doch sind dort, in etwa 500 - 1000 km Entfernung vom antarktischen Kontinent, die direkten glazialen Signale weniger stark ausgeprägt. Die Sedimente des südlichen Kerguelenrückens, der Maudkuppe und einiger anderer Gebiete deuten durch das Vorkommen einzelner, vermutlich eistransportierter Sandkörner an, daß einige Gletscher bereits im Miozän die Küste erreicht haben und sedimentbeladene Eisberge an mehreren Stellen ins Südpolarmeer gekalbt sind. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß die Ostantarktis bereits zu dieser Zeit von einem Eisschild kontinentalen Ausmaßes bedeckt gewesen ist. Eine regionale Vergletscherung der höchsten Gebiete mit einigen Talgletschern, die bis zur Küste vorgestoßen sind, deckt sich besser mit den sedimentologischen, paläontologischen und isotopengeologischen Befunden. An der Küste herrschte wahrscheinlich ein temperiertes Klima mit üppiger Vegetation.

Zwischen den proximalen Bereichen wie McMurdo-Sund und Prydz-Bucht und den distaleren Bereichen wie Maudkuppe und Kerguelenrücken gibt es bisher

keine geeigneten Bohrungen, mit deren Hilfe der Beginn der antarktischen Vereisung auf Meeressniveau besser rekonstruiert werden könnte. In der Bohrung 693 am Kontinentalhang vor Kapp Norvegia verhindert eine Schichtlücke zwischen mittlerer Kreide und Unteroligozän die Überlieferung dieses Ereignisses. In den Tiefseebecken wurden bisher keine Kerne mit entsprechend alten Sedimenten gewonnen.

Nach den heute vorliegenden Daten aus dem Südpolarmeer bestehen kaum noch Zweifel, daß sich eine kontinentale Vereisung der Ostantarktis im untersten Oligozän, vor etwa 35,9 Ma, ausgebildet hat. Diese Entwicklung wird von den Sauerstoffisotopen benthischer und planktischer Foraminiferen angezeigt, ebenso von sedimentologischen Parametern wie zum Beispiel den Tonmineralvergesellschaftungen und dem Eintrag eistransportierten Materials. Es spiegelt sich sowohl in den Sedimenten der antarktischen Schelfgebiete als auch des Kerguelenrückens und der Maudkuppe wider.

Ebenso sicher wie das Einsetzen der kontinentalen Vereisung im untersten Oligozän ist, daß das Schelfgebiet der Prydz-Bucht während der Kreidezeit nicht vergletschert gewesen ist. Es herrschte ein temperiertes Klima, Wälder existierten und fluviatile und deltaähnliche Sedimente kamen zur Ablagerung. Wenn man daher die Frage nach dem Beginn der antarktischen Vereisung auf Meeressniveau lösen will, so benötigt man Bohrungen, die oberkretazische bis eozäne Sedimente erschließen. Entsprechende Bemühungen laufen derzeit von neuseeländischer Seite aus (Barrett & Davey, 1992; P. Barrett, pers. Mitteilung, 1993). Durch umfangreiche seismische Erkundungen wurde ein Gebiet im McMurdo-Sund des Rossmeeres aufgefunden, in dem etwa 36 - 100 Ma alte Sedimente ausstreichen. Eine oder mehrere Bohrungen in diesem Gebiet würden in idealer Weise die bereits existierenden Bohrungen CIROS-1 und CIROS-2 ergänzen. Zwei Bohrkampagnen unter internationaler Beteiligung sind für Ende 1995 und Ende 1996 geplant. Die Bohrungen sollen wiederum vom Meereis aus abgeteuft werden.

Andere erfolgversprechende Bohrpunkte liegen auf den vom antarktischen Kontinent nach Norden ziehenden Rückenstrukturen, wie zum Beispiel Astridrücken und Gunnerusrücken, wo gut datierbare Sedimente in relativ proximaler aber von direktem terrigenem Einfluß isolierter Situation zu erwarten sind. Ein entsprechender Bohrvorschlag für das Ocean Drilling Program wird von amerikanischen Kollegen vorbereitet (B. Huber & S.W. Wise, pers. Mitteilung, 1991, 1992). Im Bereich des Gunnerusrückens konnten während der Expedition "ANTARKTIS-VIII/6" mit FS "Polarstern" an Erosionsstrukturen mit dem Kolbenlot bis zu

etwa 30 Ma alte Sedimente beprobt werden (Fütterer & Schrems, 1991). Bei günstigen Eis- und Wetterbedingungen können dort auch noch ältere Sedimente beprobt werden, und aus den einzelnen Kernen könnte ein Gesamtprofil zusammengesetzt werden. Dadurch würde sich eine Bohrung in diesem Gebiet sogar erübrigen. Eine weitere Expedition mit FS "Polarstern" zum Gunnerusrücken ist für April/Mai 1994 geplant.

Zum Verständnis der klimatischen Entwicklung der Erde ist jedoch nicht nur der Beginn der Vereisung auf Meeresebene von Interesse, sondern auch die Bildung der ersten Eiskappe im Inneren der Ostantarktis. Diese Frage kann jedoch bisher nur sehr vage beantwortet werden, da dieses Ereignis in marinen Sedimenten nicht dokumentiert zu sein scheint und auf dem heute zu 98 % eisbedeckten Kontinent geeignete Aufschlüsse fehlen. Auch für Zeiten, in denen das Klima an der Küste wesentlich wärmer als heute war, sind lokale oder regionale Eiskappen in den Höhenlage mancher Teile der Antarktis vorstellbar, zumal sich der antarktische Kontinent seit der Oberkreide in einer polaren Lage befand. Modellrechnungen machen es wahrscheinlich, daß bereits während der Oberkreide die höchsten Gebiete der Antarktis vergletschert waren, und Talgletscher bis auf Höhen < 1000 m über NN vorstießen.

## **5.2 War der Eisschild ein dauerhaftes Gebilde?**

Vielleicht ebenso wichtig, wenn nicht noch wichtiger als die Frage nach dem Einsetzen der kontinentalen ostantarktischen Vereisung, ist die Frage nach der Stabilität des antarktischen Eisschildes. Lange Zeit herrschten unterschiedliche Ansichten darüber, ob der känozoische Eisschild ein stabiles und dauerhaftes Gebilde war, ob er größeren Schwankungen unterlag oder ob er zu bestimmten Zeiten sogar völlig abgebaut wurde. Die Kenntnis des antarktischen Eisvolumens ist aber nicht nur zur Rekonstruktion der Vereisungsgeschichte, der Entwicklungsgeschichte des antarktischen Kontinentes und von glaziologischen Prozessen von Wichtigkeit, sondern auch für sehr viel weiterreichende Fragestellungen. Wenn es gelingt, die Schwankungen des antarktischen Eisvolumens besser zu rekonstruieren und zu quantifizieren, dann wird man auch in der Lage sein, das globale Sauerstoffisotopensignal besser in bezug auf Ozeantemperaturen zu deuten. Damit würden sich neue Perspektiven für die Erforschung der Klimageschichte der Erde und der Paläozeanographie eröffnen.

Nach den in dieser Synthese zusammengestellten Ergebnissen der Bohrkampagnen im Südpolarmeer ist es wahrscheinlich, daß sich das Eis nach dem Ent-

stehen des kontinentalen ostantarktischen Eisschildes im untersten Oligozän zu keiner Zeit völlig aus der Antarktis zurückgezogen hat. Es wird aber ebenso deutlich, daß der Eisschild während der gesamten känozoischen glazialen Geschichte beträchtlichen Schwankungen unterlegen hat. So sind zum Beispiel in den Sedimenten des Rossmeeres mehrere oberoligozäne Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises dokumentiert, von denen jede wahrscheinlich deutlich weniger als eine Million Jahre gedauert hat. Auch während des Miozäns und Pliozäns wechselten zahlreiche glaziale Maxima und Minima miteinander ab, wobei glaziale Phasen alle etwa 1 - 2 Ma auftraten. Während der "glazialen" Phasen rückte die Grundlinie über die Schelfe vor und lag meist an der Schelfkante. Während der "interglazialen" Phasen zog sich die Grundlinie auf die inneren Schelfbereiche zurück. Aber sogar während Zeiten minimaler Eisbedeckung erreichte das Eis offensichtlich die Küste und entließ detritusbeladene Eisberge ins Südpolarmeer.

Die relativ kurzfristigen Änderungen im neogenen Eisvolumen werden sowohl von den Sauerstoffisotopen als auch von den Sedimenten des Südpolarmeeres angezeigt. Beträchtliche Schwankungen im Massenhaushalt des antarktischen Eises vollzogen sich also nicht nur während der Glazial/Interglazial-Zyklen des Quartärs sehr rasch, sondern auch während des Spätpaläogens und Neogens. Es ist daher gut möglich, daß nicht alle Änderungen in den Sedimenten abgebildet, überliefert und erkannt worden sind. Die Dokumentation kurzfristiger Ereignisse kann leicht Schichtlücken oder einem unvollständigen Kerngewinn zum Opfer gefallen sein.

Mit den vorhandenen sedimentologischen und isotopengeologischen Daten kann also ein relativ detailliertes Bild von der Abfolge känozoischer Vorstoß- und Rückzugsphasen der antarktischen Eismassen aufgezeigt werden. Bisher gibt es jedoch kaum konkrete Vorstellungen darüber, welche Eisvolumina während der einzelnen Phasen in der Antarktis gebunden gewesen sind. Um diese Frage zu lösen, ist die enge Zusammenarbeit von Geologen, Glaziologen und numerischen Modellierern notwendig. Wenn es gelingt, die jeweiligen Eisvolumina und die isotopische Zusammensetzung des Eises zu berechnen, kann im nächsten Schritt versucht werden, bei den beobachteten Änderungen im Sauerstoffisotopensignal den Eiseffekt vom Temperatureffekt zu entkoppeln. Dadurch ergäben sich stark verbesserte Möglichkeiten der Rekonstruktion der globalen känozoischen Klimaentwicklung.

### 5.3 Temperiertes oder kaltes Eis?

Um den Einfluß des Klimas auf das thermale Regime des antarktischen Eisschildes zu verstehen, muß untersucht werden, welche sedimentologischen Hinweise es gibt, Ablagerungen aus einem kalten Eis von Ablagerungen aus einem temperierten Eis zu unterscheiden. Die Betrachtungen des thermalen Charakters des Eisschildes sind nicht nur für die Rekonstruktion von glazialen Prozessen von Interesse, sondern haben auch wichtige Auswirkungen auf die Interpretation von Sauerstoff-Isotopendaten. So müssen die Abschätzungen der Wassertemperaturen aus  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten korrigiert werden, wenn es sich um einen temperierten Eisschild handelt, der aus isotopisch schwererem Wasser als ein kalter Eisschild aufgebaut ist.

Eine Unterscheidung zwischen kalten und temperierten Gletschern kann erfolgen, wenn genügend Daten über die Verhältnisse an Land existieren. Hinweise auf das thermale Regime können aus der Art der Vegetation, aus der Art der Verwitterung und aus Anzeichen für das Vorhandensein von gefrorenem Boden oder von Schmelzwasser gewonnen werden. Fehlen direkte Hinweise an Land, muß nach anderen, indirekten Hinweisen im marinen Ablagerungsbereich gesucht werden. Rückschlüsse auf das thermale Regime des Eises kann man dort aus einer Reihe von Indikatoren ziehen, zum Beispiel aus der Zusammensetzung und Struktur der Sedimente und aus den marinen Faziesvergesellschaftungen. Manchmal finden sich Anzeichen dafür, ob die Gletscher auf Grund aufgelegt haben oder eine schwimmende Zunge besessen haben. Letzteres Merkmal ist besonders wichtig, da heute alle Gletscher mit einer schwimmenden Zunge aus kaltem Eis bestehen. Dagegen liegen alle ins Meer mündenden temperierten Eismassen auf Grund auf.

Korngrößenverteilungen der < 2 mm-Fraktion in Diamiktiten wurden als Maß für die Auswirkung von Schmelzwasser benutzt und daraus auf die Beschaffenheit der Gletscher, die das Sediment anlieferten, geschlossen (Barrett, 1989b). Der dieser Methode zugrunde liegende Gedanke besteht darin, daß größere Mengen von Schmelzwasser das Gleiten eines Gletschers über seine Unterlage erleichtern. Dadurch wird die Erosion durch den Gletscher intensiviert und mehr Gesteinsmehl produziert. Aus den Korngrößenverteilungen allein kann man aber noch nicht auf das thermale Regime der Gletscher schließen, da die Korngrößen auch mit dem Liefergebiet und der Transportweite variieren. Ebenso wurde versucht, aus der Form und der Oberflächenbeschaffenheit eistransportierter Kieskomponenten auf das thermale Regime der Eismassen und auf Transportmechanismen zu schließen. Aber auch diese Methode, für sich allein genom-

men, führt nur zu unbefriedigenden Ergebnissen (Literaturhinweise und Diskussion in Kuhn et al., 1993).

Die sedimentologische Datengrundlage für eine Unterscheidung von Ablagerungen aus einem kalten Eis von solchen aus einem temperierten Eis ist zur Zeit also noch sehr dürftig. Eine größere Zahl systematischer Untersuchungen in verschiedenen rezenten und fossilen Ablagerungsräumen ist daher für eine verlässliche Rekonstruktion der känozoischen Bedingungen eine wichtige Voraussetzung.

Trotz dieser Schwierigkeiten werden in dieser Synthese einige Aussagen zum thermalen Regime der känozoischen Eismassen gewagt und zur Diskussion gestellt. In der Prydz-Bucht gibt es keine direkten Hinweise auf Perioden mit Vegetation seit dem untersten Oligozän. Die entsprechenden Sedimenten der Bohrungen 739 und 742 enthalten keine Pollen, und es erhebt sich daher die Frage, ob in der Nähe der Prydz-Bucht überhaupt eisfreie Gebiete existiert haben. Die kaolinitreiche Tonmineralvergesellschaftung könnte zwar auf chemische Verwitterungsbedingungen während des Unteroligozäns hinweisen, doch ist es wahrscheinlicher, daß der Kaolinit aus Böden und Gesteinen stammt, die vor dem Einsetzen der Vereisung entstanden waren und vom Eis aufgearbeitet und ins Meer transportiert wurden.

Die Korngrößenverteilungen der oligozänen Diamiktite der Prydz-Bucht deuten auf eine Ablagerung aus temperiertem Eis, oder zumindest aus einem Eis hin, das mit mehr Schmelzwasser als heute gekoppelt gewesen ist (Hambrey et al., 1991). Auch die Korngrößenverteilungen der meisten oligozänen Diamiktite in der Bohrung CIROS-1 im McMurdo-Sund zeigen größere Ähnlichkeit mit pleistozänen, von temperierten Gletschern abgelagerten Sedimenten, als mit Ablagerungen aus kalten Gletschern (Barrett, 1989b).

In der Bohrung CIROS-1 weisen zusätzlich Pollen und ein *Nothofagus*-Blatt auf temperierte Bedingungen während des Oligozäns hin. Oligozäne *Nothofagus*-Blätter treten auch an zahlreichen anderen Orten auf, so zum Beispiel in der Bohrung 696 bei den Süd-Orkney-Inseln, auf der Seymour-Insel und auf der King-George-Insel. Sie legen nahe, daß *Nothofagus*-Pflanzen während des Unteroligozäns verbreitet in den Küstenregionen wachsen konnten und während des Oberoligozäns wahrscheinlich zumindest noch in geschützten Gebieten vorkamen (Mildenhall, 1989; Mohr, 1990b).



Die Annahme eines temperierten Eisschildes löst auch den scheinbaren Widerspruch von etwa 8 °C warmem Oberflächenwasser über dem Kerguelenrücken und der gleichzeitigen Existenz eines kontinentalen Eisschildes in der Ostantarktis (Mackensen & Ehrmann, 1992). Das relativ warme Klima hätte den Feuchtigkeitstransport auf den Kontinent begünstigt und zu einer erhöhten Akkumulation von Schnee und Eis geführt. Das relativ warme Oberflächenwasser hätte zu einem schnellen Abschmelzen der Eisberge geführt und den weiten Detritustransport mit Eisbergen verhindert. Damit ließen sich die nur sehr geringen Gehalte an eistransportiertem Material in oberoligozänen Sedimenten des Kerguelenrückens und der Maudkuppe erklären.

Die von vielen Autoren (z.B. Ciesielski et al., 1982; Robin, 1988; Kennett & Barker, 1990) geforderte Existenz von ausgedehnten ost- und westantarktischen Schelfeisen während des Obermiozäns setzt kaltes Eis voraus. Doch bereits für das Unterpliozän, das durch eine starke Erwärmung auf deutlich höhere Temperaturen als heute und einen markanten Rückzug des antarktischen Eises gekennzeichnet war, muß wahrscheinlich ein temperierter Eisschild angenommen werden. Ab dem Oberpliozän war die Antarktis vermutlich wieder mit einem kalten Eisschild bedeckt.

Über lange Abschnitte des Känozoikums liegen immer noch nur unzureichende Informationen über das thermale Regime der Eismassen vor. Es deutet sich aber an, daß mehrfache Wechsel stattgefunden haben. Wie und wann sich die Übergänge von temperiertem zu kaltem Eis vollzogen, ist bisher ebenso ungeklärt wie die genaue isotopische Zusammensetzung eines temperierten Eisschildes. Auch über die Stabilität eines temperierten antarktischen Eisschildes, sein mögliches Volumen und seine mögliche Mächtigkeit gibt es bisher nur vage und sehr widersprüchliche Vorstellungen (G. Robin, pers. Mitteilung, 1992; J. Kipfstuhl, pers. Mitteilung, 1993).

#### **5.4 Wie reagiert der Eisschild auf eine globale Erwärmung?**

Die Befürchtung, daß die gegenwärtig zu beobachtende globale Erwärmung zu einem Abschmelzen der Eismassen und zu einem globalen Anstieg des Meeresspiegels von katastrophalem Ausmaß führen könnte, ist eine Frage, die vor allem auch Glaziologen und Geologen anspricht. Obwohl diese Arbeit darauf ausgelegt ist, die Vergangenheit zu rekonstruieren, so ergeben sich doch einige Hinweise auf eine mögliche zukünftige Entwicklung des antarktischen Eisschildes.

In der Prydz-Bucht und im Rossmeer finden sich Hinweise darauf, daß während langer Zeitabschnitte innerhalb des Oligozäns ein Eisschild existiert hat, der eine größere Erstreckung als der heutige gehabt hat. Für diese Zeiten zeigen die Sedimente der Maudkuppe und des Kerguelenrückens aber deutlich höhere Temperaturen als heute an. Man kann daher schließen, daß der Aufbau von Eis in der Ostantarktis von dem wärmeren Klima dadurch begünstigt worden ist, daß es den Transport von Feuchtigkeit auf den Kontinent und damit die Akkumulation von Schnee erleichtert hat.

Für das Unterpliozän wurde eine Situation rekonstruiert, bei der sich ebenfalls bei wesentlich höheren Temperaturen als heute der ostantarktische Eisschild zwar zurückzog, aber immer noch die Küste erreichte und ein ähnliches Volumen wie heute hatte. In der Westantarktis dagegen wurden wahrscheinlich die Schelfeise abgebaut. Ähnlich wie für das Oligozän wird angenommen, daß das unterpliozäne Eis temperiert gewesen ist.

Unser Verständnis der komplexen wechselseitigen Beziehungen zwischen Klima, Eis und Sedimentation ist noch in einem Anfangsstadium. In letzter Zeit wurden durch umfangreiche Modellierungen große Fortschritte erzielt und fundierte Prognosen für die zukünftige Entwicklung des antarktischen Eisschildes aufgestellt. Neuere Modellrechnungen zeigen, daß das antarktische Inlandeis wächst, solange die Erhöhung der mittleren Jahrestemperatur weniger als  $5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  ausmacht. Dann wird das Abschmelzen des Eises am Rand des Eisschildes nämlich durch höhere Niederschläge im Innern der Antarktis kompensiert. Erst bei einem Temperaturanstieg um mehr als  $8,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  soll das Eisvolumen unter die heutigen Werte fallen (Huybrechts, 1992). Modellrechnungen von Oerlemans (1982) deuten an, daß bei einer mittleren Temperatur von  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  auf Meeresniveau (heute: ca.  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) der antarktische Eisschild dem heutigen noch sehr ähnlich wäre und auch die Schelfeise in der West- und Ostantarktis noch existent wären. Bei  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  wäre der größte Teil der Ostantarktis noch von bis zu über 4 km Eis bedeckt. Die Westantarktis dagegen wäre weitgehend eisfrei. Bei  $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$  könnte Eis immer noch die Gebirgsregionen bedecken, aber wahrscheinlich nicht mehr die Küste erreichen (Abb. 28).

Zukünftige Forschungsaktivitäten auf diesem Gebiet müssen nun darauf abzielen, einerseits die numerischen Modelle an den geologischen Rekonstruktionen zu eichen, und andererseits die geologischen Rekonstruktionen mit Hilfe der Modelle zu überprüfen. Dazu ist wiederum die enge Zusammenarbeit aller geowissenschaftlichen Disziplinen erste Voraussetzung.

## 6. DANKSAGUNG

Die Grundlagen zu dieser Synthese wurden während eines dreijährigen Aufenthaltes als "Post-Doc" am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven und während des Fahrtabschnittes 119 des Ocean Drilling Program erarbeitet. Einige Teilaspekte konnten während eines einjährigen Forschungsaufenthaltes am Scott Polar Research Institute in Cambridge, England, vertieft werden. Dieser Aufenthalt wurde vom Wissenschaftsausschuß der NATO über den Deutschen Akademischen Austauschdienst finanziert. Der Abschluß der Untersuchungen und das Erstellen dieser Arbeit wurden durch ein Habilitandenstipendium der Deutschen Forschungsgemeinschaft und die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes durch das Alfred-Wegener-Institut ermöglicht. Den genannten Instituten und Institutionen danke ich für Vertrauen und Wohlwollen sowie für die großzügige finanzielle und logistische Unterstützung.

Herrn Prof. Dr. Dieter K. Fütterer danke ich herzlich für die Befürwortung des Habilitationsvorhabens sowie für sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit und seine vielfältige Unterstützung.

Weiterhin danke ich allen Antarktisgeologen des Alfred-Wegener-Instituts, die mit Rat und Tat zu dieser Arbeit beigetragen haben. Viele kleine und große Hilfen kamen vor allem von Dr. Hannes Grobe, Dr. Gerhard Kuhn, Dr. Martin Melles und Dr. Rainer Gersonde. Mein besonderer Dank gilt Dr. Andreas Mackensen für die immer gute und enge Zusammenarbeit, speziell im Rahmen des gemeinsamen Eozän/Oligozän-Projektes, für seine unermüdliche Diskussionsbereitschaft und die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Sowohl an Bord der "JOIDES Resolution" als auch am Alfred-Wegener-Institut und am Scott Polar Research Institute profitierte ich sehr von der Kollegialität von Dr. Michael J. Hambrey, mit dem ich mehrere Bausteine zu dieser Arbeit legen konnte. Während meines gesamten wissenschaftlichen Werdeganges wurde ich von Prof. Dr. Herbert Voßmerbäumer, Würzburg, begleitet, dessen stete Kritik auch diese Arbeit beeinflusste.

Nicht vergessen werden sollen hier die Technischen Assistentinnen Imke Engelbrecht, Rita Fröhlking und Anke Hienen, die in mehreren Teilprojekten bei der Analyse der Sedimentproben behilflich waren. Besten Dank!

Bremerhaven, im April 1993.

## 7. LITERATURVERZEICHNIS

- Abelmann, A., Gersonde, R. & Spiess, V. (1990): Plio-Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - siliceous microfossil evidence. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. - NATO/ASI Series C, **308**: 729-759; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Allen, C.P. & Warnke, D.A. (1991): History of ice rafting at Leg 114, Subantarctic/South Atlantic. - In: Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **114**: 599-607; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Anderson, J.B. & Bartek, L.R. (1992): Cenozoic glacial history of the Ross Sea revealed by intermediate resolution seismic reflection data combined with drill site information. - In: Kennett, J.P. & Warnke, D.A. (Hrsg.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Part One*. - *Antarct. Res. Ser.*, **56**: 231-263.
- Anderson, J.B., Bartek, L.R. & Thomas, M.A. (1991): Seismic and sedimentological record of glacial events on the Antarctic Peninsula shelf. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica: 687-691*; Cambridge University Press (Cambridge).
- Anderson, J.B., Brake, C., Domack, E.W., Meyers, N. & Wright, R. (1983): Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. - In: Molnia, B.F. (Hrsg.), *Glacial-marine Sedimentation: 233-264*; Plenum Press (New York).
- Aubry, M.-P. (1992): Paleogene calcareous nannofossils from the Kerguelen Plateau, Leg 120. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 471-491; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Axelrod, D.I. (1984): An interpretation of Cretaceous and Tertiary biota in polar regions. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **45**: 105-147.
- Baldauf, J.G. (1992): Middle Eocene through Early Miocene diatom floral turnover. - In: Prothero, D.R. & Berggren, W.A. (Hrsg.), *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution; Part III: The Marine Record: 314-326*; Princeton University Press (Princeton).
- Baldauf, J.G. & Barron, J.A. (1991): Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 547-598; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barker, P.F. & Burrell, J. (1982): The influence upon Southern Ocean circulation, sedimentation, and climate of the opening of Drake Passage. - In: Craddock, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience: 377-385*; Univ. of Wisconsin Press (Madison).
- Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. et al. (1976): *Init. Repts. DSDP*, **36**: 1080 S.; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Barker, P.F., Kennett, J.P. et al. (1988): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **113**: 785 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barker, P.F., Kennett, J.P. et al. (1990): *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 1033 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barrera, E. & Huber, B.T. (1990): Evolution of Antarctic waters during the Maastrichtian: foraminifer oxygen and carbon isotope ratios, Leg 113. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 813-827; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barrera, E. & Huber, B.T. (1991): Paleogene and early Neogene oceanography of the southern Indian Ocean: Leg 119 foraminifer stable isotope results. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 693-717; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barrera, E., Huber, B.T., Savin, S.M. & Webb, P.N. (1987): Antarctic marine temperatures: Late Campanian through early Paleocene. - *Paleoceanography*, **2**: 21-47.
- Barrett, P.J. (1975): Characteristics of pebbles from Cenozoic marine glacial sediments in the Ross Sea (DSDP Sites 270-274) and the south Indian Ocean (Site 265). - In: Hayes, D.E., Frakes, L.A. et al., *Init. Repts. DSDP*, **28**: 769-784; U.S. Govt. Printing Office (Washington).

- Barrett, P.J. (Hrsg.) (1986): Antarctic Cenozoic History from the MSSTS-1 Drillhole, McMurdo Sound. - DSIR Bull., **237**: 174 S.
- Barrett, P.J. (Hrsg.) (1989a): Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, McMurdo Sound. - DSIR Bull., **245**: 254 S.
- Barrett, P.J. (1989b): Sediment texture. - In: Barrett, P.J. (Hrsg.), Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, McMurdo Sound. - DSIR Bull., **245**: 49-58.
- Barrett, P.J. (1991): Antarctica and global climatic change: a geological perspective. - In: Harris, C.M. & Stonehouse, B. (Hrsg.), Antarctica and Global Climatic Change: 35-50; Belhaven Press (London).
- Barrett, P.J. & Davey, F.J. (Hrsg.) (1992): Antarctic Stratigraphic Drilling. Cape Roberts Project. Workshop Report. - R. Soc. N.Z., Misc. Ser., **23**: 35 S.
- Barrett, P.J. & Hambrey, M.J. (1992): Plio-Pleistocene sedimentation in Ferrar Fiord, Antarctica. - Sedimentology, **39**: 109-123.
- Barrett, P.J. & Scientific Staff (1985): Plio-Pleistocene glacial sequence cored at CIROS-2, Ferrar Fjord, McMurdo Sound. - N.Z. Antarct. Rec., **6**: 8-19.
- Barrett, P.J., Adams, C.J., McIntosh, W.C., Swisher, C.C. & Wilson, G.S. (1992): Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago. - Nature, **359**: 816-818.
- Barrett, P.J., Hambrey, M.J., Harwood, D.M., Pyne, A.R. & Webb, P.-N. (1989): Synthesis. - In: Barrett, P.J. (Hrsg.), Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, McMurdo Sound. - DSIR Bull., **245**: 241-251.
- Barrett, P.J., Pyne, A.R. & Ward, B.L. (1983): Modern sedimentation in McMurdo Sound, Antarctica. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jargo, J.B. (Hrsg.), Antarctic Earth Sciences: 550-554; Cambridge University Press (Cambridge).
- Barron, J.A., Baldauf, J.G., Barrera, E., Caulet, J.-P., Huber, B.T., Keating, B.H., Lazarus, D., Sakai, H., Thierstein, H.R. & Wei, W. (1991a): Biochronologic and magnetostratigraphic synthesis of Leg 119 sediments from the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, Antarctica. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 813-847; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barron, J., Larsen, B. & Baldauf, J.G. (1991b): Evidence for late Eocene to early Oligocene Antarctic glaciation and observations on late Neogene glacial history of Antarctica: results from Leg 119. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 869-891; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barron, J., Larsen, B. et al. (1989): Proc. ODP, Init. Repts., **119**: 942 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Barron, J., Larsen, B. et al. (1991): Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 1003 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Bartek, L.R., Anderson, J.B., Emmet, P.A. & Wu, S. (1991): Effect of Cenozoic ice sheet fluctuations in Antarctica on the stratigraphic signature of the Neogene. - J. Geophys. Res., **96**, **B4**: 6753-6778.
- Berggren, W.A. (1992): Paleogene planktonic foraminifer magnetobiostratigraphy of the southern Kerguelen Plateau (Sites 747-749). - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **120**: 551-568; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. & Van Couvering, J.A. (1985): Cenozoic geochronology. - Geol. Soc. Am. Bull., **96**: 1407-1418.
- Birkenmajer, K. (1988): Tertiary glacial and interglacial deposits, South Shetland Islands, Antarctica: geochronology versus biostratigraphy (a progress report). - Bull. Pol. Ac. Earth Sci., **36**: 133-144.
- Birkenmajer, K. (1992): Cenozoic glacial history of the South Shetland Islands and northern Antarctic Peninsula. - In: Lopez-Martinez, J. (Hrsg.), Geologia de la Antartida Occidental. III Congr. Geol. Esp., Simposios T3: 251-260.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. - Geol. Soc. Am. Bull., **76**: 803-832.

- Blank, R.G. & Margolis, S.V. (1975): Pliocene climatic and glacial history of Antarctica as revealed by southeast Indian Ocean deep-sea cores. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**: 1058-1066.
- Bohrmann, G. & Ehrmann, W.U. (1991): Analysis of sedimentary facies using bulk mineralogical characteristics of Cretaceous to Quaternary sediments from the Kerguelen Plateau: Sites 737, 738, and 744. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 211-223; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Bornhold, B.D. (1983): Ice-rafted debris in sediments from Leg 71, southwest Atlantic Ocean. - In: Ludwig, W.J., Krashennnikov, V.A. et al., *Init. Repts. DSDP*, **71**: 307-316; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Bowen, R. (1966): *Paleotemperature Analysis*. - 265 S.; Elsevier (Amsterdam).
- Brennecke, W. (1921): Die ozeanographischen Arbeiten der Deutschen Antarktis-Expedition 1911-1912. - *Arch. Deutsche Seewarte*, **39** (1): 216 S.
- Breza, J.R. (1992): High-resolution study of Neogene ice-rafted debris, Site 751, Southern Kerguelen Plateau. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 207-221; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Breza, J.R. & Wise, S.W., Jr. (1992): Lower Oligocene ice-rafted debris on the Kerguelen Plateau: evidence for East Antarctic continental glaciation. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 161-178; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Broecker, W.S., Takahashi, T. & Takahashi, T. (1985): Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration. - *J. Geophys. Res.*, **90**, **C4**: 6925-6939.
- Budd, W.F., Corry, M.J. & Jacka, T.H. (1982): Results from the Amery Ice Shelf Project. - *Ann. Glaciol.*, **3**: 36-41.
- Burckle, L.H. & Pokras, E.M. (1991): Implications of a Pliocene stand of *Nothofagus* (southern beech) within 500 kilometres of the South Pole. - *Antarct. Sci.*, **3**: 389-403.
- Burckle, L.H., Gersonde, R. & Abrams, N. (1990): Late Pliocene-Pleistocene paleoclimate in the Jane Basin region: ODP Site 697. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 803-809; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- 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.
- Carmack, E.C. (1977): Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. - *Deep-Sea Res., Suppl.*, **24**: 15-41.
- Case, J.A. (1988): Paleogene floras from Seymour Island, Antarctic Peninsula. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, **169**: 523-530.
- Caulet, J.-P. (1991): Radiolarians from the Kerguelen Plateau, Leg 119. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 513-546; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Chamley, H. (1979): North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic. - In: Talwani, M., Hay, W. & Ryan, W.B.F. (Hrsg.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean*. - M. Ewing Series, *Am. Geophys. Union*, **3**: 342-361.
- Chamley, H. (1989): *Clay Sedimentology*. - 623 S.; Springer (Berlin).
- Chamley, H., Maillot, H., Duée, G. & Robert, C. (1984): Paleoenvironmental history of Walvis Ridge at the Cretaceous-Tertiary transition, from mineralogical and geochemical investigations. - In: Moore, T.C., Rabinowitz, P.D. et al., *Init. Repts. DSDP*, **74**: 685-695; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Mortlock, R.A. & Morley, J.J. (1991): Biogenic opal in Southern Ocean sediments over the last 450,000 years: implications for surface water chemistry and circulation. - *Paleoceanography*, **6**: 697-728.
- Ciesielski, P.F. & Grinstead, G.P. (1986): Pliocene variations in the position of the Antarctic Convergence in the southwest Atlantic. - *Paleoceanography*, **1**: 197-232.

- Ciesielski, P.F. & Weaver, F.M. (1983): Neogene and Quaternary paleoenvironmental history of Deep Sea Drilling Project Leg 71 sediments, southwest Atlantic Ocean. - In: Ludwig, W.J., Krashennikov, V.A. et al., *Init. Repts. DSDP*, **71**: 461-477; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al. (1988): *Proc. ODP., Init. Repts.*, **114**: 815 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al. (1991): *Proc. ODP., Sci. Results*, **114**: 826 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Ciesielski, P.F., Ledbetter, M.T. & Ellwood, B.B. (1982): The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. - *Mar. Geol.*, **46**: 1-51.
- Clapperton, C.M. & Sugden, D.E. (1990): Late Cenozoic glacial history of the Ross Embayment, Antarctica. - *Quat. Sci. Rev.*, **9**: 253-272.
- Cooper, A., Stagg, H. & Geist, E. (1991): Seismic stratigraphy and structure of Prydz Bay, Antarctica: implications from Leg 119 drilling. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 5-25; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Craig, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**: 133-149.
- Davies, T.A., Weser, O.E., Luyendyk, B.P. & Kidd, R.B. (1975): Unconformities in the sediments of the Indian Ocean. - *Nature*, **253**: 15-19.
- Deacon, G.E.R. (1983): Kerguelen, antarctic and subantarctic. - *Deep-Sea Res., Part A*, **30**: 77-81.
- Diester-Haass, L. (1991): Eocene/Oligocene paleoceanography in the Antarctic Ocean, Atlantic sector (Maud Rise, ODP Leg 113, Site 689B and 690B). - *Mar. Geol.*, **100**: 249-276.
- Diester-Haass, L. (1992): Late Eocene-Oligocene sedimentation in the Antarctic Ocean, Atlantic sector (Maud Rise, ODP Leg 113, Site 689): development of surface and bottom water circulation. - In: Kennett, J.P. & Warnke, D.A. (Hrsg.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Part One.* - *Antarct. Res. Ser.*, **56**: 185-202.
- Diester-Haass, L., Robert, C. & Chamley, H. (1993): Paleoceanographic and paleoclimatic evolution in the Weddell Sea (Antarctica) during the middle Eocene - late Oligocene, from a coarse sediment fraction and clay mineral data (ODP Site 689). - *Mar. Geol.*, **114**: 233-250.
- Dietrich, G. & Ulrich, J. (1968): *Atlas zur Ozeanographie.* - 76 S.; Bibliographisches Institut (Mannheim).
- Dowdeswell, J.A. (1987): Processes of glaciomarine sedimentation. - *Prog. Phys. Geogr.*, **11**: 52-90.
- Drewry, D.J. (Hrsg.) (1983): *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio.* - Scott Polar Research Institute (Cambridge).
- Drewry, D.J. (1986): *Glacial geologic processes.* - 276 S.; Edward Arnold (London).
- Drewry, D.J. (1991): The response of the Antarctic ice sheet to climatic change. - In: Harris, C.M. & Stonehouse, B. (Hrsg.), *Antarctica and Global Climatic Change: 90-106*; Belhaven Press (London).
- Drewry, D.J. & Cooper, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. - *Ann. Glaciol.*, **2**: 117-122.
- Drewry, D.J., Jordan, S.R. & Janowski, E. (1982): Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. - *Ann. Glaciol.*, **3**: 83-91.
- Ehrmann, W.U. (1991): Implications of sediment composition on the southern Kerguelen Plateau for paleoclimate and depositional environment. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 185-210; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Ehrmann, W.U. & Grobe, H. (1991): Cyclic sedimentation at Sites 745 and 746. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 225-237; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Ehrmann, W.U. & Mackensen, A. (1992): Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **93**: 85-112.

- Ehrmann, W.U. & Thiede, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean. - *Contrib. Sedimentol.*, **15**: 1-109.
- Ehrmann, W.U., Grobe, H. & Fütterer, D.K. (1991): Late Miocene to Holocene glacial history of East Antarctica revealed by sediments from Sites 745 and 746. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **119**: 239-260; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Ehrmann, W.U., Hambrey, M.J., Baldauf, J.G., Barron, J., Larsen, B., Mackensen, A., Wise, S.W., Jr., & Zachos, J.C. (1992a): History of Antarctic glaciation: an Indian Ocean perspective. - In: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., von Rad, U. & Weissel, J.K. (Hrsg.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. - *Geophys. Monogr.*, **70**: 423-446.
- Ehrmann, W.U., Melles, M., Kuhn, G. & Grobe, H. (1992b): Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean. - *Mar. Geol.*, **107**: 249-273.
- Eidvin, T., Jansen, E. & Riis, F. (1993): Chronology of Tertiary fan deposits off the western Barents Sea: implications for the uplift and erosion history of the Barents Shelf. - *Mar. Geol.*, **112**: 109-131.
- Elverhøi, A. (1984): Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. *Mar. Geol.*, **57**: 53-88.
- Elverhøi, A. & Roaldset, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica. - *Polar Res.*, **1**: 1-21.
- Elverhøi, A., Lonne, O. & Seland, R. (1983): Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. - *Polar Res.*, **1**: 127-149.
- Emery, W.J. & Meincke, J. (1986): Global water masses: summary and review. - *Oceanol. Acta*, **9**: 383-391.
- Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D. (1985): Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **51**: 15-84.
- Fisher, R.L., Jantsch, M.Z. & Comer, R.L. (1982): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), Scale 1:10,000,000. **5-9**; Canadian Hydrographic Service (Ottawa).
- Foldvik, A. & Gammelsrød, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 3-17.
- Foldvik, A., Gammelsrød, T. & Tørresen, T. (1985): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. - *Antarct. Res. Ser.*, **43**: 5-20.
- Frakes, L.A. & Francis, J.E. (1988): A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice rafting in the Cretaceous. - *Nature*, **333**: 547-549.
- Frakes, L.A. & Kemp, E.M. (1972): Influence of continental positions on early Tertiary climates. - *Nature*, **240**: 97-100.
- Francis, J.E. (1991): Paleoclimatic significance of Cretaceous - early Tertiary fossil forests of the Antarctic Peninsula. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*: 623-627; Cambridge University Press (Cambridge).
- Froelich, P.N., Malone, P.N., Hodell, D.A., Ciesielski, P.F., Warnke, D.A., Westall, F., Hailwood, E.A., Nobes, D.C., Fenner, J., Mienert, J., Mwenifumbo, C.J. & Müller, D.W. (1991): Biogenic opal and carbonate accumulation rates in the subantarctic South Atlantic: the late Neogene of Meteor Rise Site 704. - In: Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **114**: 515-550; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Fütterer, D.K. & Schrems, O. (Hrsg.) (1991): Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit dem FS "Polarstern" 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7. - *Berichte zur Polarforschung*, **90**: 231 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Fütterer, D.K., Grobe, H. & Grünig, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, **3**: 551-561.
- Gazdzicki, A. (1989): Planktonic foraminifera from the Oligocene Polonez Cove Formation of King George Island, West Antarctica. - *Pol. Polar Res.*, **10**: 47-55.



- Gersonde, R., Abelmann, A., Burckle, L.H., Hamilton, N., Lazarus, D., McCartney, K., O'Brien, P., Spieß, V. & Wise, S.W., Jr. (1990): Biostratigraphic synthesis of Neogene siliceous microfossils from the Antarctic Ocean, ODP Leg 113 (Weddell Sea). - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 915-936; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Gilbert, R. (1990): Rafting in glacial marine environments. - In: Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (Hrsg.), Glacial Marine Environments: Processes and Sediments. - Geol. Soc. Spec. Publ., **53**: 105-120.
- Gill, A.E. (1973): Circulation and bottom water production in the Weddell Sea. - Deep-Sea Res., **20**: 111-140.
- Goodell, H.G., Watkins, N.D., Mather, T.T. & Koster, S. (1968): The Antarctic glacial history recorded in sediments of the Southern Ocean. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **5**: 41-62.
- Gordon, A.L. (1971): Oceanography of Antarctic waters. - Antarct. Res. Ser., **15**: 169-203.
- Gordon, A.L. & Goldberg, R.D. (1970): Circumpolar characteristics of Antarctic waters. - Am. Geogr. Soc., Antarctic map folio ser., folio **13**: 1-5.
- Gregory, R.T., Douthitt, C.B., Duddy, I.R., Rich, P.V. & Rich, T.H. (1989): Oxygen isotopic composition of carbonate concretions from the lower Cretaceous of Victoria, Australia: implications for the evolution of meteoric waters on the Australian continent in a paleopolar environment. - Earth Planet. Sci. Lett., **92**: 27-42.
- Griffin, J.J., Windom, H. & Goldberg, E.D. (1968): The distribution of clay minerals in the World Ocean. - Deep-Sea Res., **15**: 433-459.
- Griffith, T.W. & Anderson, J.B. (1989): Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. - Mar. Geol., **85**: 181-204.
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - Berichte zur Polarforschung, **27**: 128 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- 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. Part One. - Antarct. Res. Ser., **56**: 349-376.
- Grobe, H., Fütterer, D.K. & Spieß, V. (1990a): Oligocene to Quaternary sedimentation processes on the Antarctic continental margin, ODP Leg 113, Site 693. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 121-131; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Grobe, H., Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Spieß, V. & Fütterer, D.K. (1990b): Stable isotope record and late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - NATO/ASI Series C, **308**: 539-572; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Hambrey, M.J. & Barrett, P.J. (im Druck): Cenozoic sedimentary and climatic record from Ross Sea region, Antarctica. - In: Kennett, J.P. & Warnke, D.A. (Hrsg.), The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Part Two. An Ocean Drilling Perspective. - Antarct. Res. Ser.
- Hambrey, M.J., Barrett, P.J., Ehrmann, W.U. & Larsen, B. (1992): Cenozoic sedimentary processes on the Antarctic continental margin and the record from deep drilling. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **86**: 73-99.
- Hambrey, M.J., Barrett, P.J. & Robinson, P.H. (1989a): Stratigraphy. - In: Barrett, P.J. (Hrsg.), Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, McMurdo Sound. - DSIR Bull., **245**: 23-48.
- Hambrey, M.J., Ehrmann, W.U. & Larsen, B. (1991): Cenozoic glacial record of the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 77-132; Ocean Drilling Program (College Station, TX).

- Hambrey, M.J., Larsen, B., Ehrmann, W.U. & ODP Leg 119 Shipboard Scientific Party (1989b): Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program. - *Polar Rec.*, **25**: 99-106.
- Harwood, D.M., Lazarus, D.B., Abelmann, A., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., Heider, F., Inokuchi, H., Maruyama, T., McCartney, K., Wei, W. & Wise, S.W., Jr. (1992): Neogene integrated magnetobiostratigraphy of the central Kerguelen Plateau, Leg 120. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 1031-1052; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Harwood, D.M., Scherer, R.P. & Webb, P.-N. (1989): Multiple Miocene productivity events in West Antarctica as recorded in Upper Miocene sediments beneath the Ross Ice Shelf (Site J-9). - *Mar. Micropaleont.*, **15**: 91-115.
- Hayes, D.E. & Frakes, L.A. (1975): General synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 28. - In: Hayes, D.E., Frakes, L.A. et al., *Init. Repts. DSDP*, **28**: 919-942; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Hayes, D.E. & Vogel, M. (1981): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), Scale 1:10,000,000. **5-13**; Canadian Hydrographic Service (Ottawa).
- Hayes, D.E., Frakes, L.A. et al. (1975): *Init. Repts. DSDP*, **28**: 1017 S.; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, **235**: 1156-1167.
- Hellmer, H.H. & Bersch, M., mit Beiträgen von Augstein, E., und Grabemann, I. (1985): The Southern Ocean. - *Berichte zur Polarforschung*, **26**: 115 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Hinz, K. & Kristoffersen, Y. (1987): Antarctica. Recent advances in the understanding of the continental shelf. - *Geol. Jb.*, **E37**: 3-54.
- Hodell, D.A. & Ciesielski, P.F. (1990): Southern Ocean response to the intensification of northern Hemisphere glaciation at 2.4 Ma. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. - NATO/ASI Series C, **308**: 707-728; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Hodell, D.A. & Ciesielski, P.F. (1991): Stable isotopic and carbonate stratigraphy of the Late Pliocene and Pleistocene of Hole 704A: Eastern subantarctic South Atlantic. - In: Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **114**: 409-435; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Hodell, D.A. & Kennett, J.P. (1986): Late Miocene - early Pliocene stratigraphy and paleoceanography of the South Atlantic and Southwest Pacific oceans: a synthesis. - *Paleoceanography*, **1**: 285-311.
- 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.P. & Warnke, D.A. (Hrsg.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Part One*. - *Antarct. Res. Ser.*, **56**: 265-310.
- Hodell, D.A. & Warnke, D.A. (1991): Climatic evolution of the Southern Ocean during the Pliocene Epoch from 4.8 to 2.6 million years ago. - *Quat. Sci. Rev.*, **10**: 205-214.
- Hollister, C.D., Craddock, C. et al. (1976): *Init. Repts. DSDP*, **35**: 930 S.; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Holmes, M.A. (1992): Cretaceous subtropical weathering followed by cooling at 60 °S latitude: the mineral composition of Southern Kerguelen Plateau sediment, Leg 120. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 99-111; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Hovan, S.A. & Rea, D.K. (1992): Paleocene/Eocene boundary changes in atmospheric and oceanic circulation: a Southern Hemisphere record. - *Geology*, **20**: 15-18.
- Huber, B.T. (1991a): Foraminiferal biogeography of the Late Cretaceous southern high latitudes. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*: 609-615; Cambridge University Press (Cambridge).

- Huber, B.T. (1991b): Paleogene and early Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 738 and 744, Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean). - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 427-449; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- 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).
- Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. & Slettemark, B. (1988): Paleoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the Northeast Atlantic during the last 2.8 m.y.: Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program Sites 610, 642, 643 and 644. - Paleoceanography, **3**: 563-581.
- Jansen, E., Sjøholm, J., Bleil, U. & Erichsen, J.A. (1990): Neogene and Pleistocene glaciations in the northern hemisphere and late Miocene - Pliocene global ice volume fluctuations: evidence from the Norwegian Sea. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. - NATO/ASI Series C, **308**: 677-705; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Johnson, G.L., Vanney, J.-R., Drewry, D.J. & Robin, G. de Q. (1983): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), Scale 1:10,000,000. **5-18**; Canadian Hydrographic Service (Ottawa).
- Kastner, M. (1981): Authigenic silicates in deep-sea sediments: formation and diagenesis. - In: Emiliani, C. (Hrsg.), The Sea, **7**: 915-980; Wiley & Sons (New York).
- Keigwin, L.D. & Corliss, B.H. (1986): Stable isotopes in late middle Eocene to Oligocene foraminifera. - Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 335-345.
- Keller, G. & Barron, J.A. (1987): Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses. - Paleoceanography, **2**: 697-713.
- Kellogg, T.B. & Kellogg, D.E. (1988): Antarctic cryogenic sediments: biotic and inorganic facies of ice shelf and marine-based ice sheet environments. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **67**: 51-74.
- Kemp, E.M. & Barrett, P.J. (1975): Antarctic glaciation and early Tertiary vegetation. - Nature, **258**: 507-508.
- Kennett, J.P. (1982): Marine Geology. - 813 S.; Prentice Hall (London).
- Kennett, J.P. (1986): Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90. - In: Kennett, J.P., von der Borch, C.C. et al., Init. Repts. DSDP, **90**: 1383-1411; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- 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., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 937-960; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Kennett, J.P. & Shackleton, N.J. (1976): Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago. - Nature, **260**: 513-515.
- Kennett, J.P. & Stott, L.D. (1990): Proteus and Proto-Oceanus: ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 865-880; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Kennett, J.P., Houtz, R.E. et al. (1974): Init. Repts. DSDP, **29**: 1197 S.; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Kennett, J.P., Houtz, R.E., Andrews, P.B., Edwards, A.R., Gostin, V.A., Hajos, M., Hampton, M., Jenkins, D.G., Margolis, S.V., Owenshine, A.T. & Perch-Nielsen, K. (1975): Cenozoic paleoceanography in the southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the development of the Circum-Antarctic Current. - In: Kennett, J.P., Houtz, R.E. et al., Init. Repts. DSDP, **29**: 1155-1169; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Kipfstuhl, J. (1991): Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis. - Berichte zur Polarforschung, **85**: 89 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).

- Kuhn, G., Melles, M., Ehrmann, W.U., Hambrey, M.J. & Schmiedl, G. (1993): Character of clasts in glaciomarine sediments as an indicator of transport and depositional processes, Weddell and Lazarev Seas, Antarctica. - *J. Sed. Petrol.*, **63**: 477-487.
- Kuvaas, B. & Leitchenkov, G. (1992): Glaciomarine turbidite and current controlled deposits in Prydz Bay, Antarctica. - *Mar. Geol.*, **108**: 365-381.
- Kvasov, D.D. & Verbitsky, M.Y. (1981): Causes of Antarctic glaciation in the Cenozoic. - *Quat. Res.*, **15**: 1-17.
- LaBrequé, 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).
- Larter, R.D. & Barker, P.F. (1989): Seismic stratigraphy of the Antarctic Peninsula margin: a record of Pliocene-Pleistocene ice volume and paleoclimate. - *Geology*, **17**: 731-734.
- 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. Part One.* - *Antarct. Res. Ser.*, **56**: 7-30.
- Lawver, L.A., Royer, J.-Y., Sandwell, D.T. & Scotese, C.R. (1991): Evolution of the Antarctic continental margins. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*: 533-539; Cambridge University Press (Cambridge).
- Lawver, L.A., Sclater, J.G. & Meinke, L. (1985): Mesozoic and Cenozoic reconstruction of the South Atlantic. - *Tectonophysics*, **114**: 233-254.
- LeMasurier, W.E. & Rex, D.C. (1982): 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; Univ. of Wisconsin Press (Madison).
- Lisitzin, A.P. (1972): Sedimentation in the World Ocean. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **17**: 218 S.
- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N.I., Korotkevich, Y.S. & Kotlyakov, V.M. (1985): A 150,000 years climate record from Antarctic ice. - *Nature*, **316**: 591-596.
- Mackensen, A. (1992): Neogene benthic foraminifers from the southern Indian Ocean (Kerguelen Plateau): biostratigraphy and paleoecology. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 649-673; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Mackensen, A. & Berggren, W.A. (1992): Paleogene benthic foraminifers from the southern Indian Ocean (Kerguelen Plateau): biostratigraphy and paleoecology. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 603-630; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Mackensen, A. & Ehrmann, W.U. (1992): Middle Eocene through Early Oligocene climate history and paleoceanography in the Southern Ocean: stable oxygen and carbon isotopes from ODP Sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. - *Mar. Geol.*, **108**: 1-27.
- Mackensen, A., Barrera, E. & Hubberten, H.-W. (1992): Neogene circulation in the southern Indian Ocean: evidence from benthic foraminifers, carbonate data, and stable isotope analyses (Site 751). - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 867-878; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Macphail, M.K., Colhoun, E.A., Kiernan, K. & Hannan, D. (1993): Glacial climates in the Antarctic region during the late Paleogene: evidence from northwest Tasmania, Australia. - *Geology*, **21**: 145-148.
- Margolis, S.V. & Kennett, J.P. (1970): Antarctic glaciation during the Tertiary recorded in sub-Antarctic deep-sea cores. - *Science*, **170**: 1085-1087.
- Margolis, S.V., Kroopnick, P.M. & Goodney, D.E. (1977): Cenozoic and Late Mesozoic paleoceanography and paleoglacial history recorded in circum-Antarctic deep-sea sediments. - *Mar. Geol.*, **25**: 131-147.
- Matthews, R.K. & Poore, R.Z. (1980): Tertiary <sup>18</sup>O record and glacioeustatic sea-level fluctuations. - *Geology*, **8**: 501-504.

- McIntosh, W.C. & Gamble, J.A. (1991): A subaerial eruptive environment for the Hallett Coast volcanoes. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*: 657-661; Cambridge University Press (Cambridge).
- McKelvey, B.C. (1981): The lithologic logs of DVDP cores 10 and 11, eastern Taylor Valley. - In: McGinnis, L.D. (Hrsg.), *Dry Valley Drilling Project*. - *Antarct. Res. Ser.*, **33**: 63-94.
- McKelvey, B.C., Webb, P.N., Harwood, D.M. & Mabin, M.C.G. (1991): The Dominion Range Sirius Group: a record of the late Pliocene-early Pleistocene Beardmore Glacier. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*: 675-682; Cambridge University Press (Cambridge).
- Melles, M. (1991): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Berichte zur Polarforschung*, **81**: 190 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- Mercer, J.H. (1976): Glacial history of southernmost South America. - *Quat. Res.*, **6**: 125-166.
- Mercer, J.H. (1983): Cenozoic glaciations in the Southern Hemisphere. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **11**: 99-132.
- Miall, A.D. (1992): Exxon global cycle chart: an event for every occasion? - *Geology*, **20**: 787-790.
- Mildenhall, D.C. (1989): Terrestrial palynology. - In: Barrett, P.J. (Hrsg.), *Antarctic Cenozoic History from the CIROS-1 Drillhole, McMurdo Sound*. - *DSIR Bull.*, **245**: 119-127.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.G. & Mountain, G.S. (1987): Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. - *Paleoceanography*, **2**: 1-19.
- Miller, K.G., Wright, J.D. & Fairbanks, R.G. (1991): Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. - *J. Geophys. Res.*, **96**, **B4**: 6829-6848.
- Mohr, B.A.R. (1990a): Early Cretaceous palynomorphs from ODP Sites 692 and 693, the Weddell Sea, Antarctica. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 449-464; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Mohr, B.A.R. (1990b): Eocene and Oligocene sporomorphs and dinoflagellate cysts from Leg 113 drill sites, Weddell Sea, Antarctica. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 595-612; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Mohr, B.A.R. & Gee, C.T. (1992): An early Albian palynoflora from the Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean (Leg 120). - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 255-271; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Morgan, V.I. (1972): Oxygen isotope evidence for the bottom freezing on the Amery Ice Shelf. - *Nature*, **238**: 393-394.
- Moriarty, K.C. (1977): Clay minerals in southeast Indian Ocean sediments, transport mechanisms and depositional environments. - *Mar. Geol.*, **25**: 149-174.
- Mortlock, R.A., Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Saltzman, J., Hays, J.D. & Burckle, L.H. (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. - *Nature*, **351**: 220-223.
- Mutter, J.C., Hegarty, K.A., Cande, S.C. & Weissel, J.K. (1985): Breakup between Australia and Antarctica: a brief review in the light of new data. - *Tectonophysics*, **114**: 255-279.
- Mutterlose, J. & Wise, S.W., Jr. (1990): Lower Cretaceous nannofossil biostratigraphy of ODP Leg 113 Holes 692B and 693A, continental slope off East Antarctica, Weddell Sea. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 325-351; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Oberhänsli, H. & Hsü, K.J. (1986): Paleocene-Eocene paleoceanography. - In: Hsü, K.J. (Hrsg.), *Mesozoic and Cenozoic Oceans*. - *Geodynamics Series*, **15**: 85-100.
- O'Connell, S.B. (1990): Sedimentary facies and depositional environments of the Lower Cretaceous East Antarctic margin: Sites 692 and 693. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 71-88; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Oerlemans, J. (1982): A model of the Antarctic ice sheet. - *Nature*, **297**: 550-553.
- Olbers, D., Gouretski, V., Seif, G. & Schröter, J. (1992): Hydrographic atlas of the Southern Ocean. - Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).

- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. & Mayeda, T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. - *J. Chem. Phys.*, **51**: 5547-5558.
- Paterson, W.S.B. (1981): *The Physics of Glaciers*. - 380 S.; Pergamon Press (Oxford).
- Peterson, R.G. & Whitworth, T., III (1989): The Subantarctic and Polar Fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic. - *J. Geophys. Res.*, **94**, **C8**: 10817-10838.
- Pfirman, S., Lange, M.A., Wollenburg, I. & Schlosser, P. (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic - Antarctic comparison. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. - NATO/ASI Series C, **308**: 187-211; Kluwer Academic Publishers (Dordrecht).
- Pickard, G.L. & Emery, W.J. (1990): *Descriptive Physical Oceanography*. - 5. Aufl., 320 S.; Pergamon Press (Oxford).
- Pickard, J., Adamson, D.A., Harwood, D.M., Miller, G.H., Quilty, P.G. & Dell, R.K. (1988): Early Pliocene marine sediments, coastline, and climate of East Antarctica. - *Geology*, **16**: 158-161.
- Pirrie, D. & Marshall, J.D. (1990): High-paleolatitude Late Cretaceous paleotemperatures: new data from James Ross Island, Antarctica. - *Geology*, **18**: 31-34.
- Pospichal, J.J. & Wise, S.W., Jr. (1990): Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossils of ODP Sites 689 and 690, Maud Rise, Weddell Sea. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 613-638; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Powell, R.D. (1981a): Sedimentation conditions in Taylor Valley, Antarctica, inferred from textural analysis of DVDP cores. - In: McGinnis, L.D. (Hrsg.), *Dry Valley Drilling Project*. - *Antarct. Res. Ser.*, **33**: 331-349.
- Powell, R.D. (1981b): A model for sedimentation by tidewater glaciers. - *Ann. Glaciol.*, **2**: 129-134.
- Powell, R.D. (1983): Glacial-marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska. - In: Molnia, B.F. (Hrsg.), *Glacial-marine Sedimentation: 185-232*; Plenum Press (New York).
- Powell, R.D. (1984): Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. - *Mar. Geol.*, **57**: 1-52.
- Prentice, M.L. & Matthews, R.K. (1988): Cenozoic ice-volume history: development of a composite oxygen isotope record. - *Geology*, **16**: 963-966.
- Prentice, M.L. & Matthews, R.K. (1991): Tertiary ice sheet dynamics: the snow gun hypothesis. - *J. Geophys. Res.*, **96**, **B4**: 6811-6827.
- Pudsey, C.J. (1990): Grain size and diatom content of hemipelagic sediments at Site 697, ODP Leg 113: a record of Pliocene-Pleistocene climate. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 111-120; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Quilty, P.G. (1991): The geology of Marine Plain, Vestfold Hills, East Antarctica. - In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica: 683-686*; Cambridge University Press (Cambridge).
- Quilty, P.G. (1992): Upper Cretaceous planktonic foraminifers and biostratigraphy, Leg 120, southern Kerguelen Plateau. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **120**: 371-392; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Robert, C. & Kennett, J.P. (1992): Paleocene and Eocene kaolinite distribution in the South Atlantic and Southern Ocean: Antarctic climatic and paleoceanographic implications. - *Mar. Geol.*, **103**: 99-110.
- Robert, C. & Maillot, H. (1990): Paleoenvironments in the Weddell Sea area and Antarctic climates, as deduced from clay mineral associations and geochemical data, ODP Leg 113. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **113**: 51-70; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Robin, G. de Q. (1979): Formation, flow, and disintegration of ice shelves. - *J. Glaciol.*, **24**: 259-271.
- 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. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 31-50.

- Robin, G. de Q. & Adie, R.J. (1964): The ice cover. - In: Priestley, R.E., Afie, R.J., Robin, G. de Q. (Hrsg.): Antarctic Research: A Review of British Scientific Achievement in Antarctica: 100-117; Butterworth (London).
- Royer, J.-Y. & Coffin, M.F. (1992): Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen Plateau region. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **120**: 917-928; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Sakai, H. & Keating, B. (1991): Paleomagnetism of Leg 119 - Holes 737A, 738C, 742A, 745B, and 746A. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 751-770; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Savage, M.L. & Ciesielski, P.F. (1983): A revised history of glacial sedimentation in the Ross Sea. - In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.), Antarctic Earth Science: 555-559; Cambridge University Press (Cambridge).
- Savin, S.M. (1977): The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **5**: 319-355.
- Savin, S.M., Douglas, R.G., Keller, G., Killingley, J.S., Shaughnessy, L., Sommer, M.A., Vincent, E. & Woodruff, F. (1981): Miocene benthic foraminiferal isotope record: a synthesis. - Mar. Micropaleont., **6**: 423-450.
- Savin, S.M., Douglas, R.G. & Stehli, F.G. (1975): Tertiary marine paleotemperatures. - Geol. Soc. Am. Bull., **86**: 1499-1510.
- Schlich, R., Wise, S.W., Jr., et al. (1989): Proc. ODP, Init. Repts., **120**: 648 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Schröder-Adams, C.J. (1991): Middle Eocene to Holocene benthic foraminifer assemblages from the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean). - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 611-630; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Shabtai, S. & Bentley, C.R. (1987): West Antarctic ice streams draining into Ross Ice Shelf: configuration and mass balance. - J. Geophys. Res., **92**, **B9**: 1311-1336.
- Shackleton, N.J. (1974): Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic Foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. - CNRS Colloq., **219**: 203-209.
- Shackleton, N.J. (1986): Paleogene stable isotope events. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **57**: 91-101.
- Shackleton, N.J. & Kennett, J.P. (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. - In: Kennett, J.P., Houtz, R.E. et al., Init. Repts. DSDP, **29**: 743-755; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H.B. et al. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. - Nature, **307**: 620-623.
- Sloan, L.C. & Barron, E.J. (1990): "Equable" climates during Earth history? - Geology, **18**: 489-492.
- Smith, A.G., Hurley, A.M. & Briden, J.C. (1982): Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums. - 102 S.; Enke (Stuttgart).
- Solheim, A., Forsberg, C.F. & Pittenger, A. (1991): Stepwise consolidation of glacial sediments related to the glacial history of Prydz Bay, East Antarctica. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 169-182; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Spicer, R.A. (1990): Reconstructing high-latitude Cretaceous vegetation and climate: Arctic and Antarctic compared. - In: Taylor, T.N. & Taylor, E.L. (Hrsg.), Antarctic Paleobiology: 27-36; Springer (New York).
- Stott, L.D. & Kennett, J.P. (1990a): The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: stable isotopic results from ODP Leg 113. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 829-848; Ocean Drilling Program (College Station, TX).

- Stott, L.D. & Kennett, J.P. (1990b): Antarctic Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy: ODP Leg 113, Sites 689 and 690. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 549-569; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Stott, L.D., Kennett, J.P., Shackleton, N.J. & Corfield, R.M. (1990): The evolution of Antarctic surface waters during the Paleogene: inferences from the stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 113. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 849-863; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Thomas, E. (1990): Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 571-594; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Thomas, E., Barrera, E., Hamilton, N., Huber, B.T., Kennett, J.P., O'Connell, S.B., Pospichal, J.J., Spieß, V., Stott, L.D., Wei, W. & Wise, S.W., Jr. (1990): Upper Cretaceous-Paleogene stratigraphy of Sites 689 and 690, Maud Rise (Antarctica). - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 901-914; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Thyssen, F. (1988): Special aspects of the central part of the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. - Ann. Glaciol., **11**: 173-179.
- Truswell, E.M. (1990): Cretaceous and Tertiary vegetation of Antarctica: a palynological perspective. - In: Taylor, T.N. & Taylor, E.L. (Hrsg.), Antarctic Paleobiology: 71-88; Springer (New York).
- Turner, B.R. (1991): Depositional environment and petrography of preglacial continental sediments from Hole 740A, Prydz Bay, East Antarctica. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 45-56; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Turner, B.R. & Padley, D. (1991): Lower Cretaceous coal-bearing sediments from Prydz Bay, East Antarctica. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 57-60; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Vail, P.R. & Hardenbol, J. (1979): Sea level changes during the Tertiary. - Oceanus, **22**: 71-79.
- Van der Veen, C.J. & Oerlemans, J. (Hrsg.) (1987): Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet. - 368 S; Reidel Publ. Comp. (Dordrecht).
- Vergnaud Grazzini, C. & Oberhänsli, H. (1986): Isotopic events at the Eocene/Oligocene transition. A review. - In: Pomeroy, Ch. & Premoli-Silva, I. (Hrsg.), Terminal Eocene Events: 311-329; Elsevier (Amsterdam).
- Vorren, T., Lebesbye, E., Andreassen, K. & Larsen, K.-B. (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. - Mar. Geol., **85**: 251-272.
- Warnke, D.A., Allen, C.P., Müller, D.W., Hodell, D.A. & Brunner, C.A. (1992): Miocene-Pliocene Antarctic glacial evolution: a synthesis of ice-rafted debris, stable isotope, and planktonic foraminiferal indications, ODP Leg 114. - In: Kennett, J.P. & Warnke, D.A. (Hrsg.), The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Part One. - Antarct. Res. Ser., **56**: 311-325.
- 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; Univ. of Wisconsin Press (Madison).
- Webb, P.-N. & Harwood, D.M. (1991): Late Cenozoic glacial history of the Ross Embayment, Antarctica. - Quat. Sci. Rev., **10**: 215-223.
- Webb, P.-N. & Harwood, D.M. (im Druck): Pliocene fossil *Nothofagus* (southern beech) from Antarctica: phytogeography, dispersal strategies, and survival in high latitude glacial-deglacial environments. - In: Alden, J.N., Odum, S. & Mastrantonio, J.L. (Hrsg.), Forest Development in Cold Climates.
- Webb, P.-N., Harwood, D.M., McKelvey, B.C., Mercer, J.H. & Stott, L.D. (1984): Cenozoic marine sedimentation and ice volume variation on the East Antarctic craton. - Geology, **12**: 287-291.



- Wei, W. (1991): Evidence for an earliest Oligocene abrupt cooling in the surface waters of the Southern Ocean. - *Geology*, **19**: 780-783.
- Wei, W. (1992): Calcareous nannofossil stratigraphy and reassessment of the Eocene glacial record in subantarctic piston cores of the southeast Pacific. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **120**: 1093-1104; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Wei, W. & Thierstein, H. (1991): Upper Cretaceous and Cenozoic calcareous nannofossils of the Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) and Prydz Bay (East Antarctica). - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 467-493; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Wei, W. & Wise, S.W., Jr. (1990): Middle Eocene to Pleistocene calcareous nannofossils recovered by Ocean Drilling Program Leg 113 in the Weddell Sea. - In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **113**: 639-666; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Wei, W. & Wise, S.W., Jr. (1992): Selected Neogene calcareous nannofossil index taxa of the Southern Ocean: biochronology, biometrics, and paleoceanography. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **120**: 523-537; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Wei, W., Villa, G. & Wise, S.W., Jr. (1992): Paleoceanographic implications of Eocene-Oligocene calcareous nannofossils from Sites 711 and 748 in the Indian Ocean. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **120**: 979-999; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Whitworth, T., III (1988): The Antarctic Circumpolar Current. - *Oceanus*, **31**: 53-58.
- Windom, H.L. (1976): Lithogenous material in marine sediments. - In: Riley, J.P. & Chester, R. (Hrsg.), *Chemical Oceanography*, **5**: 103-135; Academic Press (New York).
- Wise, S.W., Jr. (1988): Mesozoic-Cenozoic history of calcareous nannofossils in the region of the Southern Ocean. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 157-179.
- Wise, S.W., Jr., Breza, J.R., Harwood, D.M. & Wei, W. (1991): Paleogene glacial history of Antarctica. - In: Müller, D.W., McKenzie, J.A. & Weissert, H. (Hrsg.), *Controversies in Modern Geology: Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics*: 133-171; Academic Press (London).
- Wise, S.W., Jr., Gombos, A.M. & Muza, J.P. (1985): Cenozoic evolution of polar water masses, southwest Atlantic Ocean. - In: Hsü, K.J. & Weissert, H.J. (Hrsg.), *South Atlantic Paleoceanography*: 283-324; Cambridge Univ. Press (Cambridge).
- Wise, S.W., Jr., Schlich, R., et al. (1992): Proc. ODP, Sci Results, **120**: 1155 S.; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Wright, J.D. & Miller, K.G. (1992): Miocene stable isotope stratigraphy, Site 747, Kerguelen Plateau. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **120**: 855-866; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Wright, J.D., Miller, K.G. & Fairbanks, R.G. (1992): Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. - *Paleoceanography*, **7**: 357-389.
- Woodruff, F. & Chambers, S.R. (1991): Middle Miocene benthic foraminiferal oxygen and carbon isotopes and stratigraphy: Southern Ocean Site 744. - In: Barron, J., Larsen, B. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **119**: 935-945; Ocean Drilling Program (College Station, TX).
- Woodruff, F. & Savin, S.M. (1991): Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: high resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. - *Paleoceanography*, **6**: 755-806.
- Zachos, J.C., Berggren, W.A., Aubry, M.-P. & Mackensen, A. (1992a): Isotope and trace element geochemistry of Eocene and Oligocene foraminifers from Site 748, Kerguelen Plateau. - In: Wise, S.W., Jr., Schlich, R. et al., Proc. ODP, Sci. Results, **120**: 839-854; Ocean Drilling Program (College Station, TX).

- Zachos, J.C., Breza, J.R. & Wise, S.W. (1992b): Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. - *Geology*, **20**: 569-573.
- Zachos, J.C., Rea, D.K., Seto, K., Nomura, R. & Niitsuma, N. (1992c): Paleogene and early Neogene deep water paleoceanography of the Indian Ocean as determined from benthic foraminifer stable carbon and oxygen isotope records. - In: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., von Rad, U. & Weissel, J.K. (Hrsg.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. - *Geophys. Monogr.*, **70**: 351-385.
- Zimmerman, H.B., Shackleton, N.J., Backman, J., Kent, D.V., Baldauf, J.G., Kaltenbach, A.J. & Morton, A.C. (1984): History of Plio-Pleistocene climate in the northeastern Atlantic Deep Sea Drilling Project Hole 522A. - In: Roberts, D.G., Schnitker, D. et al., *Init. Repts. DSDP*, **81**: 861-875; U.S. Govt. Printing Office (Washington).
- Zotikov, I.A. (1986): *The Thermophysics of Glaciers*. - 275 S.; Reidel Publ. Comp. (Dordrecht).
- Zotikov, I.A., Zagorodnov, V.S. & Raikovskiy, J.V. (1980): Core drilling through the Ross ice shelf confirmed basal freezing. - *Science*, **207**: 1463-1465.