

**Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse  
am antarktischen Kontinentalhang  
vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See**

Hannes Grobe

Berichte zur Polarforschung Nr. 27 / Juni 1986  
Reports on Polar Research no. 27 / Juni 1986



## INHALTSVERZEICHNIS

	<b>ZUSAMMENFASSUNG.....</b>	<b>5</b>
	<b>SUMMARY.....</b>	<b>7</b>
<b>1</b>	<b>GRUNDLAGEN</b>	
1.1	Einführung und Fragestellung.....	9
1.2	Geographischer Überblick.....	11
1.3	Morphologische Gliederung.....	11
1.4	Geologischer Überblick.....	15
1.5	Hydrographie und Glaziologie.....	15
<b>2</b>	<b>METHODIK</b>	
2.1	Bathymetrische Vermessung und Vorerkundung.....	18
2.2	Beprobung.....	19
2.3	Probenaufbereitung.....	23
2.4	Wasser-, Karbonat- und C-org-Gehaltsbestimmungen.....	23
2.5	Korngrößenanalyse.....	24
2.6	Verteilungsanalyse der Eisfracht.....	28
2.7	Komponentenanalyse der Sandfraktion.....	31
2.8	Tonmineralanalyse.....	33
2.9	Datierungen.....	34
2.9.1	<sup>14</sup> C-Datierungen.....	34
2.9.2	<sup>230</sup> Th-Datierungen.....	34
2.9.3	Wachstumsraten von Mangankrusten.....	35
2.10	Bestimmung stabiler Isotope.....	36
<b>3</b>	<b>ERGEBNISSE</b>	
3.1	Karbonatverteilung.....	37
3.2	Organischer Kohlenstoff.....	38
3.3	Sand-Silt-Ton-Verhältnis.....	39
3.4	Statistische Korngrößenparameter.....	42
3.5	Wassergehalt.....	43
3.6	Eisfrachtverteilung.....	45
3.7	Verteilung der terrigenen Komponenten.....	45
3.7.1	Gesteinsbruchstücke.....	45
3.7.2	Glimmer.....	46
3.7.3	Quarz und sonstige detritische Minerale.....	46
3.7.4	Glaukonit.....	47
3.7.5	Mikromanganknollen.....	48
3.7.6	Erz.....	49
3.7.7	Mikrotektite.....	50
3.8	Verteilung der biogenen Komponenten.....	51
3.8.1	Planktonische Foraminiferen.....	51
3.8.2	Fragmentierungsindex.....	51
3.8.3	Kalkige, benthonische Foraminiferen.....	52
3.8.4	Sandschalige Foraminiferen.....	53
3.8.5	Radiolarien.....	54
3.8.6	Schwammnadeln.....	55
3.8.7	Bryozoen.....	56

3.9	Verteilung der Tonminerale.....	56
3.10	Datierungen.....	59
3.10.1	<sup>14</sup> C-Datierungen.....	59
3.10.2	<sup>230</sup> Th-Datierungen.....	61
3.10.3	Mangankrustenwachstum.....	61
3.11	Stabile Isotope.....	63

#### 4 DISKUSSION

4.1	Der Einfluß des Eises auf die Sedimentation.....	64
4.2	Fluktuationen der Karbonatkompensationstiefe (CCD).....	68
4.3	Faziesgliederung der Sedimente.....	70
4.3.1	Paratillfazies.....	71
4.3.2	Restsedimentfazies.....	74
4.3.3	Moränenfazies.....	74
4.3.4	Interglazialfazies.....	76
4.3.5	Glazialfazies.....	80
4.3.6	Übergangsfazies.....	82
4.3.7	Surgefazies.....	83
4.4	Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven.....	89
4.5	Korrelation der Glazial-Interglazial-Zyklen mit einer Klimakurve des äquatorialen Atlantik.....	93
4.6	Vergleich der Glazial-Interglazial-Zyklen vor Kapp Norvegia mit anderen paläoklimatischen Gliederungen antarktischer Sedimente.....	97
4.7	Oszillationen der Schelfeiskante während der jüngsten Glazial-Interglazial-Zyklen.....	99
4.8	Die Sedimentationsgeschichte am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia.....	102
5	LITERATURVERZEICHNIS.....	110
6	TAFELN.....	121

## ZUSAMMENFASSUNG

Sedimentkerne von neun Stationen eines Profils am antarktischen Kontinentalrand vor Kapp Norvegia wurden sedimentologisch bearbeitet. Der Karbonat- und Kohlenstoffgehalt wurde bestimmt, Korngrößen-, Sandkomponenten- und Tonmineralanalysen wurden durchgeführt und an planktonischen Foraminiferen wurden die  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse gemessen. Die Bestimmung der Eisfrachtverteilung erfolgte mittels einer neuen Methode. Die Sedimentationsraten basieren auf  $^{230}\text{Th}$ - und  $^{14}\text{C}$ -Analysen.

Die sedimentologischen Parameter ermöglichen eine Abgrenzung sieben verschiedener Sedimentfazies, die unterschiedlichen Ablagerungsräumen und -bedingungen zugeordnet werden können. Das Profil gliedert sich morphologisch in Schelf, oberen Kontinentalhang, Hangterrasse und unteren Kontinentalhang.

Die Paratillfazies besteht vorwiegend aus eistransportierten Sedimenten mit einem geringen Anteil biogener Komponenten und wird auf dem Schelf während eines Interglazials abgelagert. Ein Teil der feinen Fraktion wird durch den antarktischen Küstenstrom abtransportiert. Die Sedimentationsrate liegt zwischen 0 und 3 cm/1000a.

Als Restsedimentfazies wurden die grobkörnigen Ablagerungen des oberen, relativ steilen Kontinentalhanges bezeichnet. Hier trägt eine intensive Aufarbeitung der vom Schelf angelieferten Eisfracht durch Strömung und gravitativen Sedimenttransport zu einer Sortierung bei. Das feine Material wird durch Strömung abtransportiert, Sand und Silt werden in Form kleinerer Turbidite auf der Hangterrasse abgelagert.

Die Moränenfazies tritt ausschließlich am Fuß des oberen Kontinentalhanges auf und kennzeichnet Eisvorstöße, die den Schelfrand überschritten haben. Die Fazies besteht vorwiegend aus umgelagerten Schelfsedimenten.

Die während der Interglazialstadien am Kontinentalhang abgelagerte Interglazialfazies ist charakterisiert durch einen hohen Eisfrachtanteil, grobes Korngrößenspektrum, niedrige Gehalte an Montmorillonit und einen vorwiegend aus planktonischen Foraminiferen (*N. pachyderma* sin.) bestehenden Karbonatanteil. Die Sedimentationsrate ist im mittleren Teil der Hangterrasse mit 2 cm/1000a am niedrigsten und nimmt seewärts, bedingt durch eine hohe Produktion biogener Komponenten und landwärts durch den höheren Zutrag terrigener Materials auf durchschnittlich 3-4 cm/1000a zu.

Die Glazialfazies kennzeichnet mit niedrigen Eisfrachtgehalten, einem feineren Korngrößenspektrum und hohen Montmorillonitgehalten die Sedimentation in Glazialzeiten. Ein biogener Anteil fehlt. Die Sedimentationsrate beträgt generell 1 cm/1000a.

Während des Überganges vom Glazial zum Interglazial wird eine Übergangsfazies abgelagert, die eine der Interglazialfazies ähnliche terrigene Zusammensetzung zeigt, für die jedoch ein hoher Anteil an Radiolarien typisch ist. Der Wechsel von einer kieseligen zu einer karbonatischen Planktonfauna wird in Verbindung mit der sich verändernden Hydrographie durch den Rückgang der Packeisbedeckung während des Überganges vom Glazial zum Interglazial gesehen.

Die Surgefazies wird auf dem Kontinentalhang während interglazialer Eissurges unter dem Schelfeis abgelagert und ist ein ausschließlich durch Strömung angeliefertes Sediment (Konturit). Die seit langem diskutierten antarktischen Eissurges konnten mit dieser Fazies erstmals im Sediment nachgewiesen werden.

Die vier an der Sedimentation beteiligten Prozesse Eistransport, Strömungstransport, gravitativer Sedimenttransport und biologische Produktion werden durch die Meereisbedeckung und die Bewegungen der Schelfeiskante gesteuert. Beide unterliegen dem Einfluß der pleistozänen Klimazyklen, die

sich daher auch in diesen Sedimenten rekonstruieren lassen. Die durch den Eisschild bedingte klimatische Pufferung des antarktischen Systems kann jedoch dazu führen, daß kürzere oder weniger ausgeprägte Glazial- oder Interglazialstadien im Sediment nicht als eindeutige Fazies ausgebildet sind.

Sedimenttransport durch Eis und gravitativer Sedimenttransport werden vorwiegend durch die Bewegungen der Eiskante gesteuert. Eine verstärkte Anlieferung eistransportierten Materials findet zu Beginn eines Interglazials durch den Abbau der mit dem steigenden Meeresspiegel angehobenen Eischelfe statt. In Glazialzeiten ist der Eisfrachtanteil im Sediment reduziert, da ein niedriger Meeresspiegel und kontinuierliche Packeisbedeckung Bildung und Drift von Eisbergen behindern. Die Zyklizität der Eisfrachtsedimentation ist in Kontinentnähe durch die direkte Anlieferung vom Schelf deutlich ausgeprägt. In größerer Entfernung vom Schelf findet eine kontinuierliche Anlieferung durch die ständig im zirkumantarktischen Strom treibenden Eisberge statt.

Die Tonmineralvergesellschaftungen sind ein sensibler Indikator für Eisbedeckung: Hohe Gehalte an Montmorillonit kennzeichnen Zeiten intensiver Eisbedeckung, da unter Meereisbedeckung vorwiegend und unter Schelfeisbedeckung ausschließlich strömungstransportiertes Sediment abgelagert wird.

Die hohen Anteile biogener Komponenten besonders im landfernen Profilteil werden auf den Einfluß der Weddell See-Polynya zurückgeführt, die durch eine ganzjährig eisfreie Wasserfläche eine hohe Primärproduktion begünstigt. Die Größe der Polynya und ihr Einfluß auf die Sedimentation verändert sich im Wechsel der pleistozänen Klimazyklen.

Die Fluktuationen der CCD werden vorwiegend durch die Meereisbedeckung und die damit in Zusammenhang stehenden Veränderungen von Hydrographie, Primärproduktion und der Sedimentation karbonatischen Planktons gesteuert. Die sehr variable CCD in der östlichen Weddell See schwankt zwischen 3500-4000 m Wassertiefe in Warmzeiten und zwischen 3000-2000 m in Kaltzeiten.

Die Abfolge der Sedimentfazies läßt Eisvorstöße sowohl in Glazial- als auch in Interglazialzeiten erkennen. Während eines Glazials liegt der Eisschelf, bedingt durch den niedrigen Meeresspiegel, auf dem Schelf auf und stößt bis zur Schelfkante vor, die er jedoch nur geringfügig überschreitet. In Interglazialzeiten kann es zu kurzfristigen, weit über den Hang reichenden Eisvorstößen (surges) kommen, da der Eisschild durch die verstärkte Schneeakkumulation als Folge höherer Temperaturen und erhöhter Verdunstung an Mächtigkeit zunimmt. Es kommt im Untersuchungsgebiet zu 150 km weit reichenden Eisvorstößen, die etwa 1000 Jahre existieren.

Die klimatischen Zyklen spiegeln sich nur undeutlich in den Isotopenverhältnissen wider. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeigen eine geringe Werteamplitude von 1,3 ‰ die durch eine intensive Bioturbation auf 0,7 ‰ verringert wird. Zusätzliche starke diagenetische Veränderungen der Foraminiferenschalen in wenigen Metern Sedimenttiefe erschweren eine paläoklimatisch bezogene Interpretation. Die Veränderungen der Kohlenstoffisotopenverhältnisse können weitgehend mit den Schwankungen der Primärproduktion erklärt werden.

## SUMMARY

Sediment cores from nine sites along a profile on the Antarctic continental margin off Kapp Norvegia were analysed sedimentologically. The carbonate and organic carbon content, grain size distribution, composition of the coarse fraction and clay minerals were determined.  $\delta^{18}\text{O}$ - and  $\delta^{13}\text{C}$ -isotope ratios were also measured. The distribution of ice rafted debris was determined by a new method. Sedimentation-rates were obtained from  $^{230}\text{Th}$ - and  $^{14}\text{C}$ -analyses.

A segregation into seven different sediment facies was made possible by sedimentological parameters, which can be attributed to different sedimentation environments and conditions. The profile can be divided morphologically into shelf, upper continental slope, slope terrace and lower continental slope.

The paratill facies is deposited on the shelf during an interglacial phase and consists mainly of ice rafted sediments. A portion of the fine fraction is being carried away by the antarctic coastal current. The sedimentation rate lies between 0 and 3 cm/1000 a.

The coarse grained deposits of the upper, relatively steep continental slope, were specified as a rest sediment. Current and gravity sediment transport are responsible for the intensive sorting of ice rafted material coming from the shelf. The fine sediment is carried away by currents while sand and silt are deposited as small turbidites on the slope terrace.

The morainic facies only appears at the base of the upper continental slope and defines ice advances, beyond the shelf margin. The facies mainly consists of transported shelf sediments.

The interglacial facies, deposited during the interglacial phases on the continental slope, are characterized by high proportions of ice raft, coarse mean grain size, low content of montmorillonite and a carbonate content, which mainly originates from planktonic foraminifera (*N. pachyderma*). At the central part of the slope the sedimentation rate is at its lowest (2 cm/1000 a) and increases to 3-4 cm/1000 a towards the sea, due to high production of biogenic components and towards the continent due to an increasing input of terrigenous material.

Sedimentary conditions during glacial times are depicted in the glacial facies by a low content of ice rafted debris, a lower mean grain size and a high content of montmorillonite. Biogeneous components are absent. The sedimentation rate is generally about 1 cm/1000a.

A transition facies is deposited during the transition from glacial to interglacial conditions. Typical for this facies, with a terrigenous composition similar to the interglacial facies, is a high content of radiolaria. The reason for the change of plankton from a siliceous to a carbonaceous fauna may have been the changing hydrography caused by the sea ice.

The surge facies is deposited at the continental margin under the ice shelf and is a sediment exclusively delivered by currents. With the aid of this facies it was, for the first time possible to prove the existence of Antarctic ice surges, an aspect which has been discussed for the past 20 years.

The four processes, responsible for the sedimentation are: ice rafting, transport by currents, gravitational sediment movement and biological production. They are controlled by the degree of the sea ice cover and the movement of the shelf ice edge. Sea ice distribution and the extent of ice shelves were controlled by the climatic cycles during the Pleistocene. They are therefore also reconstructable in these sediments. However, climatic buffering may have been caused of the ice shield which prevented that shorter or less distinct glacial or interglacial stages are reflected as well defined facies.

Sediment transport by ice and gravity are mainly controlled by the movement of the ice edge. At the beginning of an interglacial the supply of ice rafted debris is more intensive because of the destruction of parts of the ice shelves caused by the rising sea level. During glacial times the IRD in the sediment is reduced, because calving and drift of icebergs are hampered by a lower sea level (grounding of the ice shelves) and a continuous sea ice coverage. Near the continent the cycle of IRD sedimentation is more distinct because of a direct supply from the shelf. With increasing distance from the shelf there is a more continuous IRD sedimentation from icebergs drifting in the circumantarctic current.

Clay mineral associations are a sensitive indicator for the degree of ice coverage. A high content of mainly current derived montmorillonite can be found in the clay fraction deposited during times of maximal ice expansion.

The Weddell Sea polynya might be responsible for the high portion of biogenous components especially in the deeper parts of the profile. The polynya favours high primary production because it consists of an ice free area throughout the year. The extent of the polynya and its influence on the sedimentation processes are related to the Pleistocene climatic cycles.

The fluctuations of the CCD are mainly controlled by the ice coverage which is governed by variations in the hydrography, biogenous primary production and consequently sedimentation of carbonaceous plankton. The variable CCD in the eastern Weddell Sea oscillates between 3500-4000 m during an interglacial and between 3000-2000 m water depth in glacial times.

Interpretation of the sequence of sediment facies shows ice advances during both glacials and interglacials. During glacial times the ice shelf is grounded because of a low sea level. It may thus extend as far as the continental shelf or slightly beyond it. Ice surges might occur during an interglacial when the ice shield increases in thickness due to higher snow fall resulting from higher evaporation (higher temperatures and less sea ice). An ice surge in the investigated area might attain an extension of 150 km and exist for a maximum of 1000 years.

The climatic cycles are not clearly reflected by the stable isotopic data. The low amplitude in the  $\delta^{18}\text{O}$ -values (1.3 ‰) is reduced to 0.7 ‰ by an intensive bioturbation. Strong diagenetic alterations of the foraminiferal tests within a few meter sediment depth make a palaeoclimatic oriented interpretation difficult. Variations of the carbon isotopic data could be explained by fluctuation in primary production.



## 1 GRUNDLAGEN

### 1.1 Einführung und Fragestellung

Die Antarktis ist von einem 14 Millionen km<sup>2</sup> großen Eisschild bedeckt, eine weiße Fläche von mehr als der fünfzigfachen Größe Deutschlands, die eine wesentliche Rolle in der Gestaltung des Klimageschehens unserer Erde spielt. Die Veränderungen von Volumen und Ausdehnung des antarktischen Eises stehen, bedingt durch die hohe Albedo, in direkter Wechselwirkung mit dem Wärmehaushalt der Erde, sowie den weltweiten Schwankungen von Meeresspiegel und Meeresströmungen.

Für das nähere Verständnis der klimatischen Zyklen, die in jüngster erdgeschichtlicher Zeit das geologische Geschehen auf der Erde geprägt haben, erscheint es daher sinnvoll, besonders die Sedimente des antarktischen Ozeans zu untersuchen, da sich in ihnen das paläoklimatische, paläoozeanographische und paläoglazilogische Verhalten der Antarktis direkt und von anderen Einflüssen unabhängig widerspiegelt.

Zahlreiche geologische und glaziologische Arbeiten mit paläoklimatischem Bezug aus dem antarktischen und subantarktischen Bereich diskutieren die Rolle der Antarktis im Wechsel globaler Klimaänderungen (Tab.1). In diesen Arbeiten werden sowohl Übereinstimmungen zwischen Ausdehnungen des antarktischen Eisschildes mit Vereisungen der Nordhemisphäre festgestellt (z.B. KENNETT, 1970), als auch Eisvorstöße beschrieben, die nicht mit diesen in Phase verlaufen (z.B. HENDY et al., 1979). Bisher ist noch weitgehend ungeklärt, inwieweit Größenveränderungen der nord- und südpolaren Vereisungen im Wechsel globaler Klimaschwankungen miteinander korreliert werden können. Nach HAYS (1978) wird das Klima der Südhemisphäre nicht durch den nördlichen Eisschild beeinflusst, die großen, durch die Milankovitch-Parameter gesteuerten Klimaveränderungen sind jedoch zumindest in der Subantarktis ähnlich denen der nördlichen Hemisphäre.

Der antarktische Kontinentalrand bietet gegenüber den Tiefseebecken zur Lösung dieser Probleme den Vorteil, daß auch kleinere Veränderungen der durch die Fluktuationen der Schelfeiskante beeinflussten Sedimentation aufgezeichnet werden und Karbonatlösung im meist untersättigten antarktischen Meerwasser in geringeren Wassertiefen eine untergeordnete Rolle spielen kann. Die Rekonstruktion der paläoklimatischen Geschichte der Antarktis aus pleistozänen Sedimenten läßt sich daher besonders gut an den Bereichen des Kontinentalhanges durchführen, die eine kontinuierliche und ungestörte Sedimentation aufweisen und gleichzeitig im Einflußbereich einer oszillierenden Schelfeiskante liegen.

Es wurden bereits mehrere Modelle zu den rezenten Sedimentationsvorgängen im eisrandnahen Bereich vorgestellt (ANDERSON et al., 1983; DOMACK, 1982; DREWRY & COOPER, 1981; FISCO, 1982; ORHEIM & ELVERHOI; 1981). Nur wenige Arbeiten jedoch versuchen eine paläoklimatisch bezogene Interpretation der Sedimentabfolgen am Kontinentalhang unter Berücksichtigung der Eiskantenbewegungen und der Meereisverteilung in geologischen Zeiträumen (KELLOGG et al., 1979; WEAVER, 1973).

Ziel dieser Arbeit ist die Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia während des Pleistozäns, sowie ihre Interpretation im Hinblick auf das paläoklimatisch gesteuerte Verhalten der antarktischen Hydrosphäre und Kryosphäre im Grenzbereich Schelfeiskante/offener Ozean.

Für die vorliegenden Untersuchungen wurden unter den genannten Gesichtspunkten Sedimentkerne und Kastengreiferproben auf einem Profil vor Kapp Norvegia entnommen (Abb.1). Eine umfassende sedimentologische "Bestandsaufnahme" dieses Materials bildet die Grundlage für alle weiteren Untersuchungen und Interpretationen.

Autor		Gebiet	Material	Zeitraum
ANDERSON	(1972)	Weddell See	Sedimente	350,000a
BARKOV et al.	(1975)	Vostok Station	Eiskern, Isotope	20,000a
BULL et al.	(1962, 1973)	Victoria Land	Moränen	Pleistozän
BURROWS	(1979)	Eisschild	Eiskern	12,000a
CHAPIUS	(1974)	145°-155°E	Sedimente	2-4 m.a
DEFELICE & WISE	(1981)	Polarfront	Diatomeen	400,000a
DENTON et al.	(1971)	Zusammenfassung		spätes Känozoikum
FILLON	(1973, 1977)	Ross See	IRD, Radiolarien	0-3.2 m.a
FRAKES	(1975)	ant. Ozean	Karbonat	500,000a
HAYS	(1978)	Polarfront	C. davisiana	200,000a
HENDY et al.	(1979)	Taylor Valley	Schmelzwasser-ablagerungen	400,000a
HOUGH	(1950)	Ross See	Sedimente	300,300a
HUDDLESTUN	(1971)	Südpazifik	Radiolarien	Pleistozän
JENDREZEJEWSKI & ZARILLO	(1972)	Südindik	Silikofl., Foram.	450,000a
JOHNSEN et al.	(1972)	Byrd Station	Eiskern, Isotope	20,000a
KEANY & KENNETT	(1972)	Südindik	Foraminiferen	Matuyama
KENNETT	(1970)	Südpazifik	Foram.+ Radiol.	700,000a
LABEYRIE & DUPLESSY	(1985)	Polarfront	stabile Isotope	140,000a
LORIOUS et al.	(1979)	Dome C	Eiskern, Isotope	30,000a
LOZANO & HAYS	(1976)	Südatlantik	Radiolarien	Holozän
THOMAS	(1960)	Ross See	Sedimente	100,000a
VELLA et al.	(1975)	Südatlantik	Foraminiferen	1 m.a
WILLIAMS & KEANY	(1978)	Südindik	Foram.+ Radiol.	500,000a

Tab.1: Zusammenstellung von Arbeiten aus dem antarktischen und subantarktischen Bereich mit Bezug zum Paläoklima im Pleistozän

## 1.2 Geographischer Überblick

Das östlich an die antarktische Halbinsel angrenzende Nebenmeer im atlantischen Teil des Südozeans wird nach seinem Entdecker, JAMES WEDDELL, die "Weddell See" genannt. Die seit mehr als 150 Jahren andauernde Geschichte ihrer Erforschung ist bei ANDERSON (1972) beschrieben.

Die antarktischen Küstenlinie ist zweifach gegliedert, da der Rand des Eisschildes nicht mit der kontinentalen Küstenlinie zusammenfällt. Letzterer ist eine zweite Küstenlinie in Form der Schelfeiskante in unterschiedlichen Entfernungen zwischen 0 und 100 km Breite vorgelagert. Das gesamte geographische Bild der Antarktis wird somit durch Ausdehnung und Randformen des Eisschildes geprägt. Auch die Umrisse der Weddell See werden nahezu ausschließlich durch die sie umgebenden Eisschelfe geformt. Der Westküste entlang der antarktischen Halbinsel ist das Larsen Schelfeis vorgelagert, im Süden formt das Filchner Schelfeis die Küstenlinie und die Ostküste wird durch den Brunt und den Riiser-Larsen Eisschelf gebildet. Nur an wenige Punkten wird die kontinentale Küstenlinie nicht von einem breiteren Eisschelf begleitet. Solche Punkte, die vom Meer aus als Aufwölbungen der Eisdecke zu erkennen sind, tragen dann häufig eigene Namen, da sie für die Seefahrt wichtige Landmarken darstellen. Einer dieser Punkte liegt an der nordöstlichen Ecke der Weddell See bei etwa 71,5°S und 12°W: Kapp Norvegia. Dieser markante geographische Punkt, dem im Abstand von 100 km im Norden noch zwei weitere namenlose Kaps folgen, trennt die "Princess Martha Küste" von der "Dronning Maud Küste".

Das beprobte Profil beginnt westlich von Kapp Norvegia nur wenige Seemeilen vor dem hier sehr schmalen, aufschwimmenden Schelfeis bei 1°29'S/13°17'W über dem Schelf und erstreckt sich knapp 120 km in nord-nordöstlicher Richtung bis zum Punkt 70°26'S/13°59,4'W (Abb.1).

## 1.3 Morphologische Gliederung

Die GEBCO-Karte (JOHNSON et al., 1980) mit besonderer Berücksichtigung der Weddell See (JOHNSON et al., 1981) wurde als kartographische Grundlage für die vorliegenden Untersuchungen verwendet. Die bathymetrischen Vermessungen vor Kapp Norvegia wurden mit Echolot, 3.5 kHz-Sedimentechograph und Fächerlot durchgeführt.

Der Kontinentalrand vor Kapp Norvegia kann in vier Teile gegliedert werden (Abb.2). Der Eiskante ist ein etwa 30 km breiter Schelf vorgelagert. Ihm folgt der obere, relativ steile Kontinentalhang bis zu einer Wassertiefe von 2000 m. Im mittleren Teil wird der Hang durch eine flach einfallende, 70 km breite Terrasse zwischen 2000 und 3000 m unterbrochen. Hieran schließt sich der zweite, ebenfalls sehr steile untere Kontinentalhang an, der bis in den Tiefseebereich abfällt.

Der die Weddell See umgebende Schelf mit einer maximalen Breite von 500 km weist Tiefen von 500 bis 600 m auf, da die Antarktis durch die Auflast des Eisschildes mehrere hundert Meter tiefer liegt, als ein "normaler", im isostatischen Gleichgewicht befindlicher Kontinent

(JOHNSON, et al., 1982). Der Schelfbereich ist in sich durch die unterschiedlichen Belastungen des Eisschildes in Becken und Schwellen gegliedert (ANDERSON et al., 1979). Vor der Nordostküste wird der Schelf generell schmaler (10 - 90 km) und flacher (400 m). Die Wassertiefe vor Kapp Norvegia ist mit 225 bis 275 m ungewöhnlich flach, was auf die Kap-Position zurückzuführen ist. Das bathymetrische Profil zeigt auf dem Schelf Furchen mit einer Breite von mehreren hundert Metern und einer Tiefe von maximal 30 m (Taf.1, A). Diese von Eisbergen verursachten Pflugmarken wurden bereits von LIEN (1981) und FOSSUM et al. (1982) 150 km südwestlich von Kapp Norvegia beschrieben. Bathymetrie und Side Scan Sonar Aufzeichnungen zeigten in diesem Bereich eine intensiv durch Eisbergspuren geprägte Morphologie bis 380 m Wassertiefe.

Der flache Teil des Schelfs wird 10 km vor Beginn des Kontinentalhangs von einer etwa 40 m hohen Erhebung begrenzt, deren asymmetrischer Querschnitt eine steilere Flanke zum Kontinent hin aufweist und die als Eisrandlage gedeutet wird (Taf.1, B). Diesem Rücken folgt ein flacher Hang bis zur eigentlichen Schelfkante bei 500 m Wassertiefe. Hier läßt eine unruhige, kleinräumige Morphologie im 3.5 kHz-Echolot eine Anreicherung größerer dropstones vermuten (Taf.1, C).

Der obere Kontinentalhang (500-2000 m) fällt mit etwa 12° ein und zeigt im untersten Teil, zwischen 1800 und 1900 m, eine schmale Stufe. Der Hang endet in einem flacher einfallenden, geschichteten Sedimentpaket (Taf.1, Position 1023).

Der obere Teil der Kontinentalhangterasse weist eine schwach wellige Morphologie auf, die stellenweise im 3.5 kHz-Schrieb ungestörte Sedimentschichten zeigt (Taf.1, D). Darauf folgen Sedimente mit ruhiger Oberflächenmorphologie und einer Hangneigung von 1.6° (Taf.1, Position 1021, 1005, 1287). Der mittlere Teil ist durch Rutschungen gestört.

Die tief eingeschnittene Erosionsrinne im unteren Drittel der Terrasse (Taf.1, E; HINZ & KRAUSE, 1982) reflektiert mit ihren relativ steilen Kanten von bis zu 26° Einfallen die Wellen der Echolote nur schwach. Mit Hilfe des Fächerlotes läßt sich hier ein mehrfach gegliedertes, 300 m tiefer liegendes Rinnensystem erkennen, das mit etwa 140° streicht. Submarine Erosionsrinnen sind am Kontinentalhang vor Dronning Maud Land weit verbreitet. Ein parallel verlaufendes 3.5 kHz-Profil 100 km nordöstlich von Kapp Norvegia zeigt ein Rinnensystem etwa 500 m tiefer, welches die Fortsetzung des hier Beschriebenen darstellen könnte (JOHNSON et al., 1981).

Das Rinnensystem vor Kapp Norvegia wird an seiner oberen Kante durch einen schwach ansteigenden, zum Kontinent hin einfallenden Hang abgeschlossen. Die 3.5 kHz-Aufzeichnungen lassen durchgehende Sedimentlagen in einem oberflächennahen, wenige Meter mächtigen Bereich erkennen (Taf.1, F). Der Untergrund zeigt einige häufig unterbrochene Reflektoren bis 20 m Sedimenttiefe. Der sich anschließende untere Kontinentalhang (14° Einfallen) endet bei einer Wassertiefe von 4600 m.

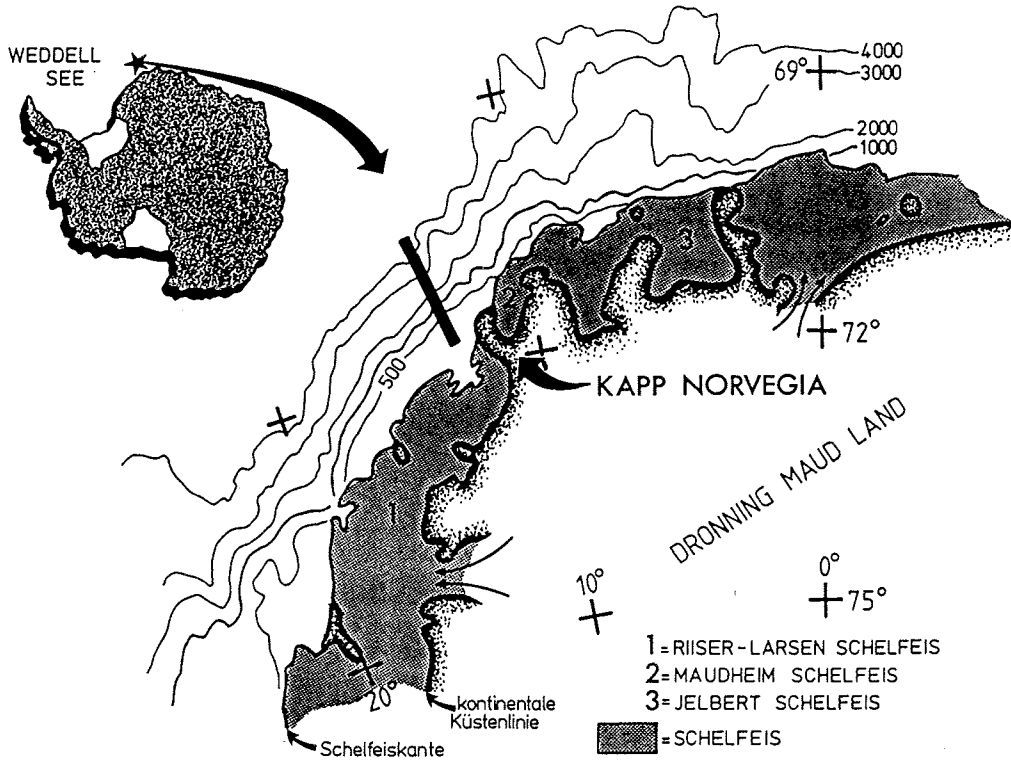


Abb. 1: Lage des Profils vor Kapp Norvegia

Kapp Norvegia liegt an der Nordost-Küste der Weddell See zwischen dem Riiser-Larsen Schelfeis im Süden und dem Maudheim und Jelbert Schelfeis im Norden. Am Kap selbst ist der kontinentalen Küstenlinie kein Eisschelf vorgelagert. Das Profil beginnt über dem Schelf bei  $71^{\circ} 29' S$  und  $13^{\circ} 17' W$  und erstreckt sich 120 km in nordnordwestlicher Richtung (Tiefenlinien nach JOHNSON et al., 1980; GEBCO).

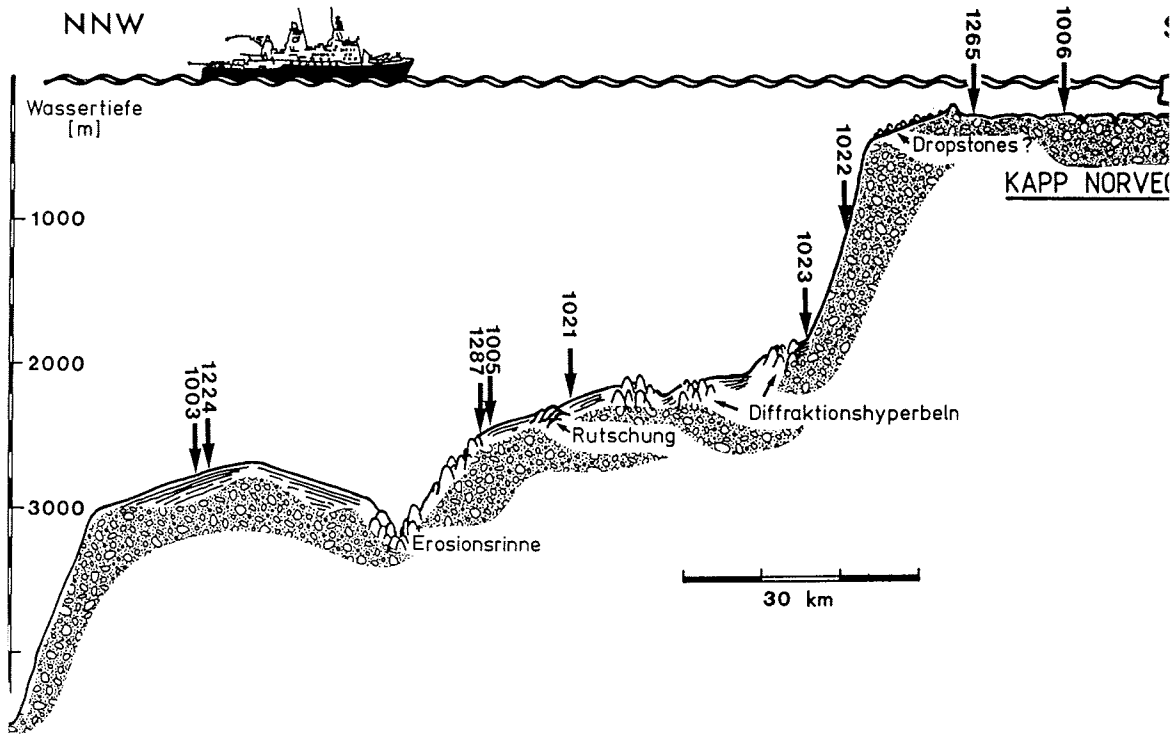


Abb. 2: Bathymetrie des Profils Kapp Norvegia mit der Lage der Stationen (auf der Grundlage mehrerer seismischer Profile mit Echolot, Sedimentechograph und Fächerlot; Überhöhung ca. 18fach)  
Der Kontinentalrand vor Kapp Norvegia gliedert sich in vier Teile. Der Schelfbereich ist mit 225-275 m für antarktische Verhältnisse ungewöhnlich flach. Am Kontinentalhang wird eine leicht abfallende Terasse von zwei steilen Hängen begrenzt (500-2000 m und 3000-4600 m). Die Terasse wird im unteren Teil von einer Erosionsrinne durchschnitten. Diffraktionshyperbeln kennzeichnen Bereiche unruhiger Morphologie (vergl. Taf. 1).

#### 1.4 Geologischer Überblick

Im Rahmen geophysikalischer Untersuchungen des Kontinentalrandes vor Queen Maud Land wurde das Profil Kapp Norvegia 1978 reflektionsseismisch bearbeitet (HINZ, 1978; HINZ & KRAUSE, 1982; HINZ & BLOCK, 1983). Weitere geophysikalische Ergebnisse liegen von der Norwegian Antarctic Research Expedition (NARE) vor (HAUGLAND, 1982; FOSSUM et al., 1982).

Die seismischen Aufzeichnungen des Profils BGR 78-19 und des sehr ähnlichen Profils BGR 78-21 lassen sich in jeweils zwei, strukturell unterschiedliche Einheiten gliedern. Ein komplexer strukturiertes, tieferes Element wird von einem relativ ungestörten, mächtigen Sedimentpaket überlagert, beide getrennt durch einen markanten Reflektor.

Die untere Einheit (WS-4), von HINZ als Explora-Wedge bezeichnet, ist in allen Profilen charakterisiert durch zum Becken hin einfallende Reflektoren, deren sedimentäre und/oder vulkanische Genese in Verbindung mit dem Aufbrechen der kontinentalen Kruste und dem Beginn des sea-floor spreading gesehen wird.

Die Sequenz WS-4 wird nach oben durch einen starken Reflektor begrenzt. Diese "Weddell See Diskordanz" markiert das zeitlich auf mittleren Jura eingestufte Ende des Öffnungsbeginns der Weddell See, dem sich eine Sedimentabfolge anschließt. Diese Sedimente, von HINZ in die Sequenzen WS-1, WS-2, WS-3B und WS-3A gegliedert, werden von einigen Erosionsdiskordanzen unterbrochen, denen jeweils markante geologische Ereignisse in der Antarktis zugeordnet werden. Die Sedimente der WS-1 Sequenz sind glazialen und glazialmarinen Ursprungs, wobei Eistransport und Strömung bei der Ablagerung eine wichtige Rolle gespielt haben. Die jüngsten Ablagerungen dieses Sedimentpaketes wurden in der vorliegenden Arbeit untersucht.

WS-1 keilt vom Schelf zum äußeren Hang hin aus und ist stellenweise bis in die Sequenz WS-2 hinein erodiert. Diese starke Erosion, die nach HINZ durch den antarktischen Küstenstrom und/oder dichtes, vom Schelf herabfließendes, kaltes Schelfwasser verursacht werden könnte, muß während der Ablagerung von WS-2 begonnen haben, da im Profil 78-21 auch Teile der Sequenz WS-3 fast vollständig erodiert wurden. Diese Strömungen sind, wie Morphologie und seismisches Profil zeigen, heute noch aktiv (HINZ & KRAUSE, 1978).

#### 1.5 Hydrographie und Glaziologie

Seit den Arbeiten von BRENNECKE (1921), MOSBY (1934) und DEACON (1937) wird die Weddell See als Hauptquelle des antarktischen Bodenwassers angesehen. Die Theorien zur Bildung sind unterschiedlich. Sowohl Konvektionszellen im Weddell Strom (GORDON, 1978) als auch die Vermischung von kaltem, salzreichem Schelfwasser, warmem Tiefenwasser und Winterwasser werden diskutiert (JACOBS & GEORGI, 1977; CARMACK & KILLWORTH, 1978). Das warme Tiefenwasser (>0°C, 34.67-34.68 ‰; Abb.3) ist der Hauptwasserkörper, der im Bereich vor Kapp Norvegia in die Weddell See einströmt

(FOSTER & CARMACK, 1976, 1977; WEISS et al., 1979; CARMACK & FOSTER, 1975, 1977). Es keilt zum Kontinent hin aus und hat am Hang noch eine Mächtigkeit von etwa 200 m (CARMACK & FOSTER, 1977). Zwischen dem östlichen Schelfwasser und dem warmen Tiefenwasser findet vor Kapp Norvegia noch keine Vermischung statt, ebenso fehlt das Weddell See Bodenwasser. Beides wird auf den geringen Salzgehalt des Schelfwassers (<34.5 ‰, Abb.3) zurückgeführt, der eine Vermischung mit dichterem Wasser verhindert (FOSTER & CARMACK, 1977).

Einen wesentlichen Einfluß auf die Sedimentation am oberen Kontinenttalhang übt der westwärts gerichtete antarktische Küstenstrom aus, der vor Kapp Norvegia mit oberflächennahen Maximalgeschwindigkeiten von 17 cm/sec und einer Tiefenwirkung von bis zu 1500 m beschrieben wird (CARMACK & FOSTER, 1975). In den Temperatur- und Salzgehaltsisoplethen spiegelt sich der Küstenstrom in einem scharfen Abknicken nach unten wider (Abb.3). Im Strömungsregime der Weddell See liegt das Sedimentationsmilieu vor Kapp Norvegia somit im Einflußbereich des kalten Küstenstroms, des zirkumantarktischen Stroms und des warmen Tiefenwassers während ihres Einstroms in die Weddell See, jedoch noch unbeeinflußt vom lösungsaggressiven Bodenwasser.

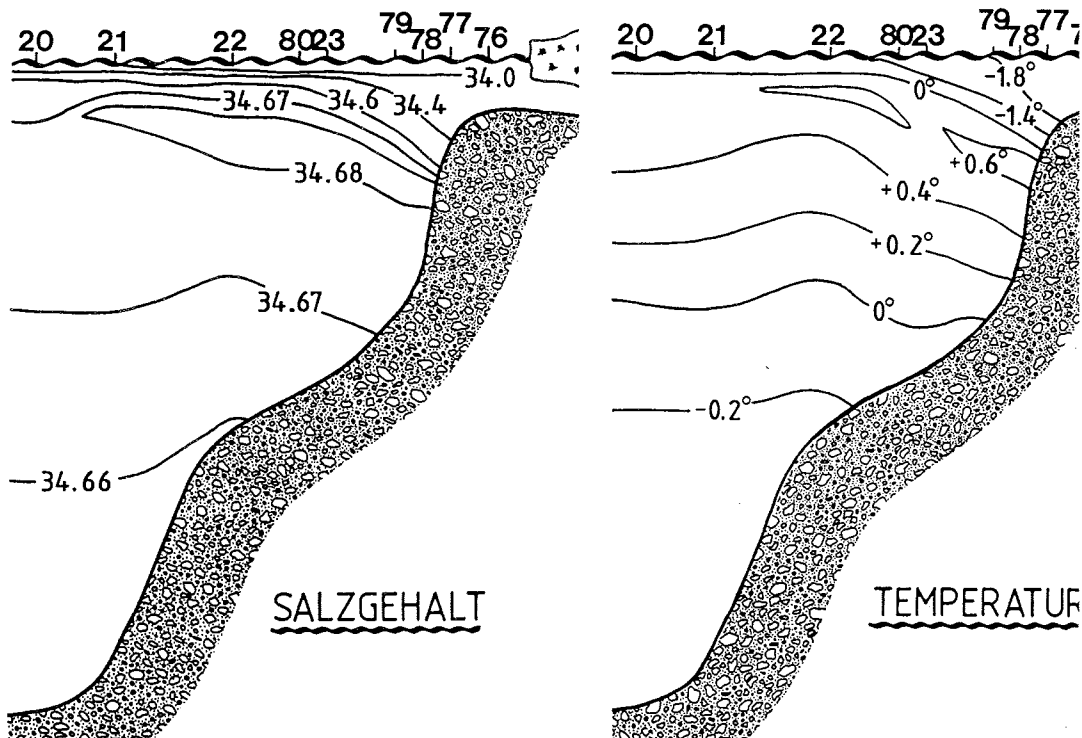


Abb. 3: Temperatur- und Salzgehaltsisoplethen vor Kapp Norvegia  
(Ausschnitt des hydrographischen Profils IWSOE 1973)

Der kalte antarktische Küstenstrom über dem Schelf spiegelt sich in einem Abbiegen der Isoplethen am Schelf-Hang-Übergang wider. Der Kontinenttalhang liegt vorwiegend im Bereich des warmen Tiefenwassers (>0° C, 34.67-34.68 ‰) und ist noch unbeeinflußt vom lösungsaggressiven Bodenwasser.

(nach CARMACK & FOSTER, 1975; WEISS et al., 1979 und NODC-Daten, s.Anhang)



Kapp Norvegia liegt zwischen dem Jelbert Schelfeis im Nordosten und dem Riiser-Larsen Schelfeis, dem nördlichen Teil des Brunt Schelfeises (Abb.1). Letzterer bewegt sich nach Messungen von BLACKWELL (1959) bei der englischen Station Halley Bay mit einer Geschwindigkeit von 400 m/Jahr. Die Geschwindigkeit des Jelbert Schelfeises wurde in der Nähe von Kapp Norvegia mit 1 km/Jahr bestimmt (ORHEIM, 1979). Das kleine, direkt an Kapp Norvegia angrenzende Schelfeis wird auch als Maudheim Schelfeis bezeichnet (THOMAS, 1979).

Ein nur schmaler Streifen aufschwimmenden Schelfeises ist der Eisdecke, die sich durch eine morphologische Erhebung des Untergrundes im Bereich des Kaps aufwölbt, vorgelagert. Die Breite eines Eisschelfs ist generell wichtig für die Sedimentation von eistransportiertem Material auf dem davorliegenden Schelf: An der Basis breiter Eisschelfe schmilzt das anhaftende Sediment aus und sedimentiert, so daß die an der Kante kalbenden Eisberge bereits weitgehend frei von Eisfracht sind. Schmale Eisschelfe hingegen produzieren sedimenttransportierende Eisberge (ELVERHOI & ROALDSET, 1983).

Das Seegebiet vor Kapp Norvegia ist von November bis Februar frei von Packeis (Taf.2, Fig.1). Zeitweilig eisfreie Bereiche im Winter werden seit langem im antarktischen Packeis beobachtet und als Polynya bezeichnet. Küstenpolynien entstehen durch Auftrieb und/oder katabatische Winde, die das Packeis von der Schelfeiskante wegdrücken (MAWSON, 1915). Ein weiterer, einzigartiger Typ einer Polynya wird ausschließlich aus der Weddell See beschrieben (ZWALLY & GLOERSEN, 1977; CARSEY, 1980). In den Jahren 1974-1976 wurde im Winterpackeis der nordöstlichen Weddell See eine eisfreie Fläche mit einer Größe von  $1-3 \cdot 10^5$  km<sup>2</sup> beobachtet (Taf.2, Fig.1; ZWALLY et al., 1983). In den Jahren 1973 und 1977 war diese Fläche weitaus kleiner; seit 1978 ist offenes Wasser im Winter nicht mehr beobachtet worden, lediglich die Eisverteilung ist in dem betreffenden Bereich geringer (ACKLEY & SMITH, 1982). Die Gründe für die Entstehung der Weddell See-Polynya wurden in zahlreichen Arbeiten diskutiert, sind jedoch noch weitgehend ungeklärt (GORDON, 1978; KILLWORTH, 1979; CARSEY, 1980; MARTINSON et al., 1981; GORDON, 1982; PARKINSON, 1983). Durch die Lage in der Nähe des Maud Rise ist Auftrieb als eine Ursache für die Entstehung der Weddell See-Polynya wahrscheinlich.

Auch wenn die Weddell See-Polynya bisher nur in drei Jahren beobachtet wurde, ist nicht anzunehmen, daß ein so markantes hydrographisches Ereignis nur episodisch auftritt. Sie existiert und verändert ihre Ausdehnung vermutlich in geologischen Zeiträumen und hat sich somit auch auf die Sedimentation am benachbarten Kontinentalhang vor Kapp Norvegia ausgewirkt. Ebenso könnte die häufig direkt an der Schelfeiskante auftretende Küstenpolynya einen Einfluß auf die Sedimentation biogener Komponenten gehabt haben.

## 2 METHODIK

### 2.1 Bathymetrische Vermessung und Vorerkundung

Die flachseismischen Voruntersuchungen und der Hauptteil der Probennahme auf Profil Kapp Norvegia erfolgten auf der ersten Antarktisch-Expedition (ANT I) mit FS POLARSTERN im Südsommer 1982/83. Nachbeprobungen und ergänzende morphologische Vermessungen wurden auf den beiden folgenden Fahrten ANT II (1983/84) und ANT III (1984/85) durchgeführt.

Die Probennahme erfolgte entlang des reflektionsseismischen BGR-Profiles 78-19 am Kontinentalrand vor Queen Maud Land (HINZ, 1978). Vor der Beprobung wurden auf der Position des BGR-Profiles zwei Profile (ANT I/54 und 55) unter Einsatz verschiedener seismischer Geräte gefahren (Tab.2). Zur genauen Bestimmung der Wassertiefen wurde ein Echolot (Narrow Beam Sounder, ELAC) verwendet. Parallel zeichnete ein Fächerlot mit 17 Strahlen (SEA BEAM) die Morphologie des Meeresbodens auf. Ein 3.5 kHz-Sedimentechograph lieferte Informationen über die oberen Sedimentschichten. Die Eindringtiefe dieses hochauflösenden Systems ist von der Sedimenthärte und -zusammensetzung abhängig und kann über 100 Meter betragen.

Profil-Nr.	Anfang	Ende	Richtung	Länge (km)
ANT I/53	70° 29,00 S 08° 24,22 W	70° 24,54 S 14° 00,13 W	270°	209.3
ANT I/54	70° 27,22 S 14° 01,11 W	71° 28,01 S 13° 17,26 W	167°	116.2
ANT I/55	70° 49,68 S 13° 37,91 W	71° 28,91 S 13° 16,98 W	170°	74.0
ANT I/63	70° 54,30 S 13° 11,98 W	70° 25,26 S 09° 20,79 W	71°	152.2
Ant I/65	71° 09,00 S 13° 30,41 W	71° 18,16 S 18° 26.65 W	262°	178.2
ANT II/125	71° 06,48 S 14° 00,83 W	70° 25,94 S 13° 59,41 W	1°	75.4

Tab. 2:

Flachseismische Profile im Bereich vor Kapp Norvegia (Echolot, 3.5 kHz Sedimentechograph, Fächerlot; zur Lage der Profile s. Abb.4)

Die Profile 54, 55 und 125 liegen auf dem senkrecht zum Kontinentalhang verlaufenden BGR-Profil 78-19, das bereits reflektionsseismisch untersucht wurde (HINZ, 1978) und auf dem die Probennahme für diese Arbeit durchgeführt wurde.

## 2.2 Beprobung

Bei der Festlegung der Positionen für die Probennahme (Tab.3, Abb.4) wurden Profilmereiche mit guter Auflösung in den 3.5 kHz-Schrieben bevorzugt, da hier hohe Kerngewinne zu erwarten waren. Als Kerngerät wurde ein Schwerelot (1.5 t) von 6 und 12 m Länge mit einem Linerdurchmesser von 105 mm verwendet.

Der Schelf wurde im zentralen Teil (1006-1) und am äußeren Schelfrand (1265-1) beprobt (Abb.2, Taf.1). Kern 1022-1 auf dem oberen steilen Kontinentalhang erzielte keinen Gewinn. Position 1023 liegt am Fuß des oberen Hanges in einem Bereich, der erste Sedimentschichten im 3.5 kHz-Schrieb erkennen ließ. Die Sedimente im zentralen Teil der Terrasse wurden durch die Kerne 1021-1 und 1005-1 beprobt. Die Kernpositionen 1003-2 und 1224-1 auf der unteren Kontinentalhangterrasse sind identisch (Abb.2). Sedimentologisch vollständig bearbeitet wurde der längere Kern 1224-1. Zusätzlich zum Schwerelot wurde an einigen Positionen ein Großkastengreifer eingesetzt, um die Schwerelotkerne durch ungestörte Oberflächensedimente zu ergänzen (1224-3, 1287-1, 1265-1).

AWI-Nr.	Gerät	Position	Tiefe (m)	Gewinn (cm)	Proben/Kern
1006-1	SL	71° 29,58 S 13° 16,31 W	234	55	12 (Oberfl., CC)
1006-2	GKG	71° 29,58 S 13° 16,31 W	235	10	2 (Oberfl., Kies)
1265-1	GKG	71° 21,10 S 13° 24,50 W	229	26	8 (Oberfläche)
1022-1	SL	71° 12,78 S 13° 34,95 W	1057	0	1 (Kies)
1023-1	SL	71° 08,38 S 13° 36,22 W	1826	700	85 (Oberfl., CC)
1021-1	SL	70° 56,57 S 13° 39,21 W	2225	927	101 (CC)
1005-1	SL	70° 51,15 S 13° 42,92 W	2422	575	69 (Oberfl., CC)
1287-1	GKG	70° 49,60 S 13° 47,30 W	2504	58	16 (Oberfläche)
1003-1	GKG	70° 32,30 S 13° 55,30 W	2741	35	2 (Massenprobe)
1003-2	SL	70° 36,80 S 13° 57,80 W	2796	575	59 (Oberfl., CC)
1224-1	SL	70° 37,10 S 13° 58,20 W	2756	1000	200 (CC)
1224-2	GKG	70° 37,53 S 13° 58,69 W	2785	31	--- (Archiv)
1224-3	GKG	70° 37,05 S 13° 58,61 W	2765	51	14 (Oberfläche)

Tab. 3: Probennahmestationen auf Profil Kapp Norvegia (s. Abb.4)  
(Kernlänge insgesamt: 40.4 m; Proben insgesamt: 571)

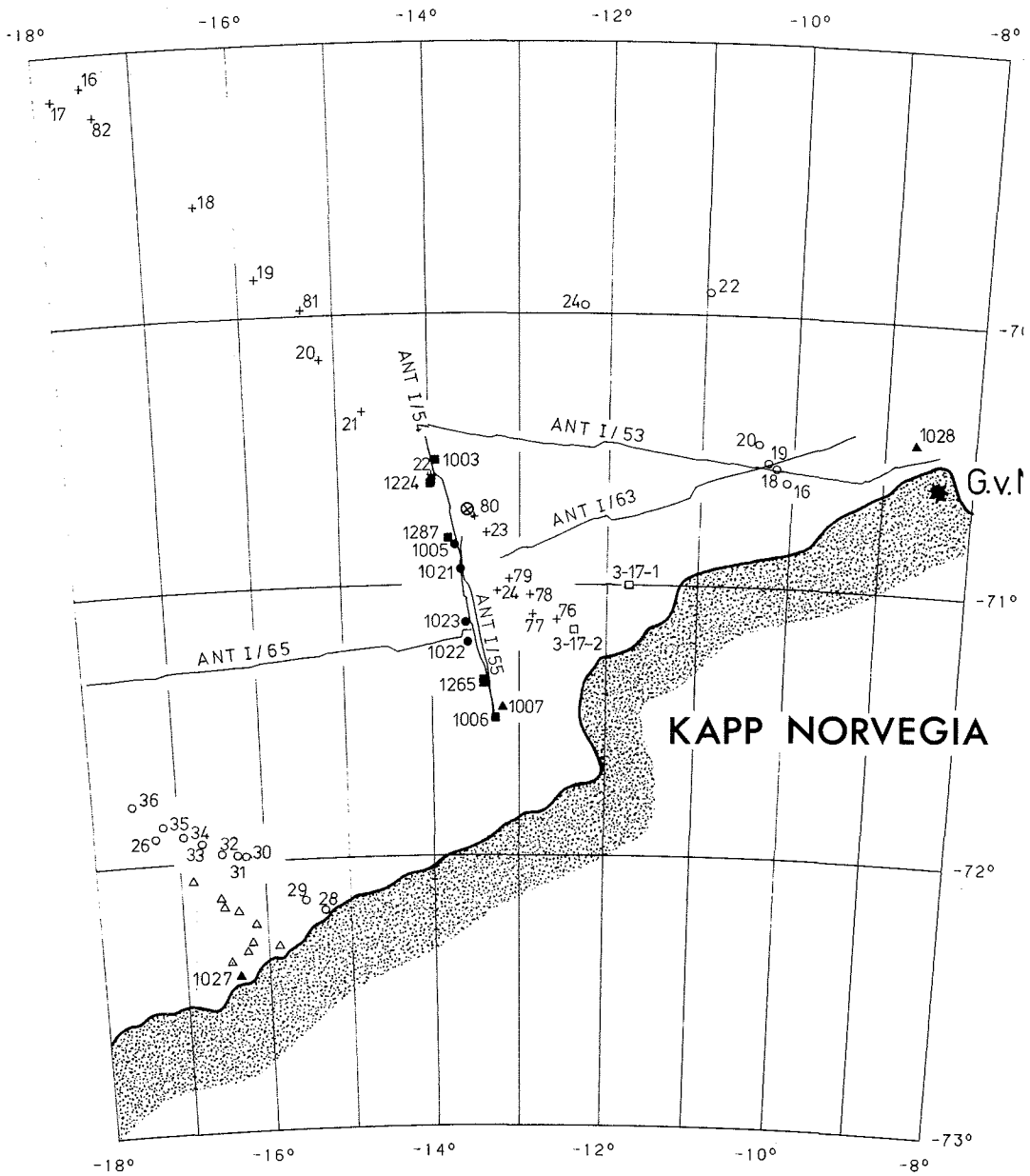


Abb. 4:  
Hydrographische Stationen, Probennahmepunkte und flachseismische Profile  
im Kontinentalrandbereich vor Kapp Norvegia; stereographische Projektion  
(Erläuterungen und Legende siehe Tab.3+4,  
G.v.N. = Georg von Neumayer Station)

Die Kernliner wurden sofort nach der Entnahme markiert, in Meterstücke zerschnitten und verpackt. Transport und Lagerung aller Proben erfolgte bei +2°C.

Zum Vergleich und zur Unterstützung der Sedimentinterpretationen standen zusätzlich verschiedene Kernbeschreibungen und flachseismische Profile von amerikanischen und norwegischen Expeditionen zur Verfügung, deren Stationen in unmittelbarer Nachbarschaft zum Kapp Norvegia Profil lagen (Tab.4, Abb.4).

Probennahme:

Signatur	Gerät	Expedition	Autor
●	Schwerelot	ANT I 1983	diese Arbeit
■	Kastengreifer	ANT II 1983/84	diese Arbeit
▲	Agassiz Trawl	ANT III 1984/85	VOSS, OSKIERSKI, in Vorb.
□	Kolbenlot	IWSOE 1970	ANDERSON et al., (1981)
+	Hydrogr. Stat.	IWSOE 1973	WEISS et al., (1979)
⊗	Strömungsmesser	IWSOE 1973	CARMACK & FOSTER, (1975)
○	Kolbenlot	ISLAS ORCADAS 1978	KAHAROEDDIN et al., (1980)
△	Schwerelot Backengreifer	NARE 1978/79	ELVERHOI & ROALDSET, (1983)

Seismik:

Profil	Gerät	Expedition	Autor
	Echolot	NARE 1976/77	FOSSUM et al., (1982)
	Side Scan Sonar		
	Reflektionsseismik		HAUGLAND, (1982)
15, 16	Sparker	NARE 1978/79	ELVERHOI & MAISEY, (1983)
78-19	Reflektionsseismik	BGR Ant.cr. 1978	HINZ & KRAUSE, (1982)
53,54,55	3.5 kHz, Echolot,	ANT I 1982/83	diese Arbeit
63,65,125	Fächerlot	ANT II 1983/84	

Tab. 4: Wissenschaftliche Aktivitäten im Bereich Kapp Norvegia seit 1970 (zur Lage der Stationen und Profile s. Abb.4)

Die Kernabschnitte wurden längs aufgeschnitten und geteilt. Eine Kernhälfte wurde nach dem Fotografieren und der Kernbeschreibung luftdicht verpackt und archiviert, die zweite Hälfte wurde entsprechend Tabelle 5 beprobt. Die Farbbeschreibung des Sedimentes erfolgte im nassen Zustand nach der Rock-Color Chart (Geol. Soc. Am.).

Zur Anfertigung von Radiographien wurden Sedimentscheiben aus der Kernmitte im Format 10x27,5x1 cm in Plexiglasdeckeln präpariert und in Schlauchfolie luftdicht eingeschweißt. Die Belichtung der Präparate erfolgte in einem Röntgengerät (HP 43805 x-ray system, Faxitron Serie) mit 30 kV auf Fotopapier Agfa Gevaert Strukturix D4.

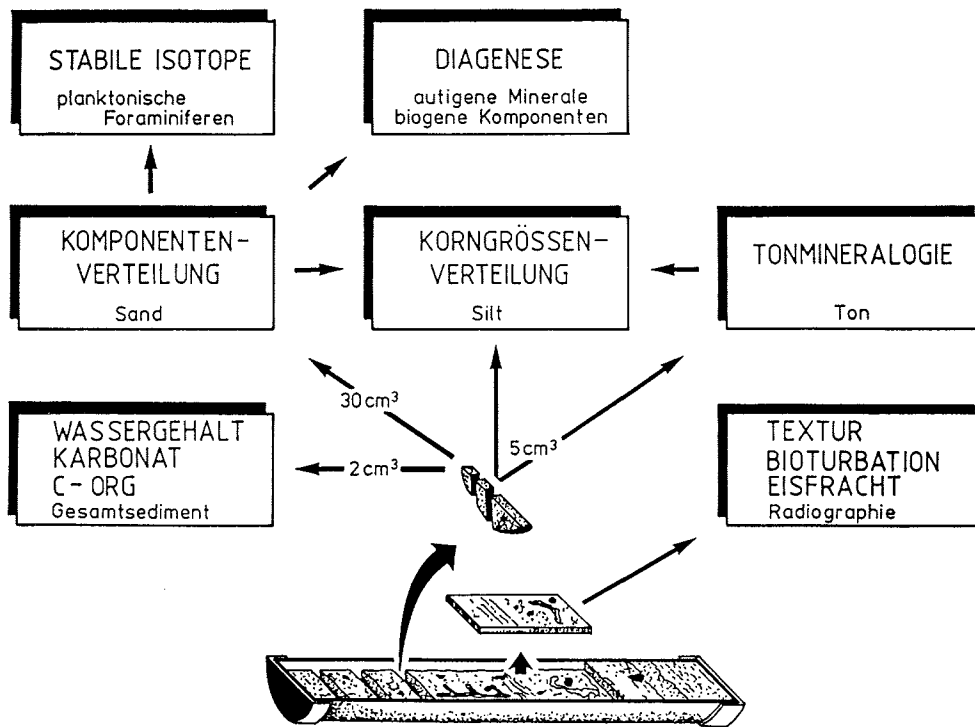


Abb. 5: Flußdiagramm zur Probenahme und sedimentologischen Bearbeitung  
Die 10 mm (GKG) bis 15 mm (SL) breiten Probenhorizonte wurden in drei Parallelproben zu je 2, 5 und 30 cm<sup>3</sup> Sediment aufgeteilt.

	Menge	Gerät	durchgeführte Untersuchungen
1.	2 cm <sup>3</sup>	Spritze	Wasser-, Karbonat-, C-org-Gehalt
2.	5 cm <sup>3</sup>	Spritze	Korngrößenverteilung Kies/Sand/Silt/Ton-Verhältnis
3.	25-30 cm <sup>3</sup>	Spatel	Sandkomponentenanalyse stabile Isotope
4.	275x150x10mm	Nylonfaden Plexiglasdeckel	Radiographie: Textur, Bioturbation, ice rafted debris
5.	10-20g Karbonat		<sup>14</sup> C-Datierungen <1003-2>
6.	1 cm <sup>3</sup>	Spritze	REM <1021-1, 1003-2>
7.	2 cm <sup>3</sup>	Pilotproben	<sup>230</sup> Th <1006-1, 1021-1>
	Unterkern, 1cm Durchmesser		(MANGINI)
8.	1-2 g Karbonat		<sup>14</sup> C <1006-1> (MANGINI)

Tab. 5: Beprobung der Sedimentkerne  
Die unter Punkt 1-4 aufgeführten Proben wurden standardmäßig an allen Kernen mit einem durchschnittlichen Abstand von 4 cm (GKG) bis 10 cm (SL) entnommen (s.Abb.5).

Für die sedimentologischen Untersuchungen wurden an allen Kernen jeweils drei Parallelproben von 2, 5 und 25-30 cm<sup>3</sup> Material entnommen (Abb.5, Tab.5). Die Breite des Probenhorizontes betrug bei den Kastengreiferkernen 10 mm und bei den Schwerelotkernen 15 mm. Der durchschnittliche Probenabstand lag in den Kastengreifern bei 4 cm, in Kern l224-1 bei 5 cm und in den übrigen Kernen bei 10 cm. Die Probennummer bezeichnet jeweils die Untergrenze des Probennahmehorizontes in Zentimetern der Kernlänge. Die Kerntiefe entspricht nicht der Sedimenttiefe, da bei der Probennahme mit dem Schwerelot meist die obersten Zentimeter bis Dezimeter des Sedimentes durch den Kernfänger zerstört oder zur Seite gedrückt werden.

Da häufig unterschiedliche Sedimentfazies ohne Übergang aufeinanderfolgen, die eine Fazies jedoch aufgrund der zum Teil intensiven Bioturbation bis mehrere Dezimeter tief in die darunterliegende verwühlt sein kann, war eine Sedimentfazies bezogene, exakte Probennahme nicht immer möglich. Dies trifft auch für die Bestimmung der Eisfracht zu, da in biogenen Bauten häufig grobes Sediment angereichert ist. Ebenso können bei einer horizontierten Probennahme Schichten unterschiedlicher Sedimenttiefe in einer Probe vereint werden, da bei einer Kernentnahme mit dem Schwerelot in tonreichen Horizonten kleinere Störungen (Aufschiebungen) mit einer Sprunghöhe von mehreren Zentimetern entstehen.

### 2.3 Probenaufbereitung

Proben mit einem Tongehalt von über 50 % können ohne vorhergehende Probenaufbereitung nur sehr schlecht fraktioniert werden. Langes Sieben oder eine Behandlung mit Ultraschall oder H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> kann empfindliche Mikrofossilien zerstören. Daher wurde zur Dispergierung des Sedimentes und zur Oxidation der organischen Substanz eine mehrstündige Behandlung mit stark verdünnter H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Lösung (2 %ig) angewendet. Hierbei wird das Sediment langsam und schonend aufbereitet und schnell mit wenig Wasser (wichtig beim Auffangen der <63 µm Fraktion) gesiebt. Auch in diesem Verfahren zerbrechen ca. 10 % der planktonischen Mikrofossilien.

### 2.4 Wasser-, Karbonat- und C-org-Gehaltsbestimmungen

Die 2 cm<sup>3</sup>-Probe wurde zur Wassergehaltsbestimmung direkt nach der Probennahme gewogen und getrocknet (Abb.6). Sedimentproben, die mit Hilfe des Gefriertrocknungsverfahrens getrocknet werden, verkleben nicht und können anschließend als lockeres Korngemisch leicht weiterverarbeitet werden (CHARM, 1967). Die Proben wurden zuerst 24 Stunden tiefgefroren, dann weitere 24 Stunden im Gefriertrockner getrocknet. Aus der sich ergebenden Gewichts Differenz wurde der Wassergehalt in Prozent vom Trockengewicht berechnet. Anschließend wurden die Proben 20 Minuten in einer Kugelmühle gemahlen.

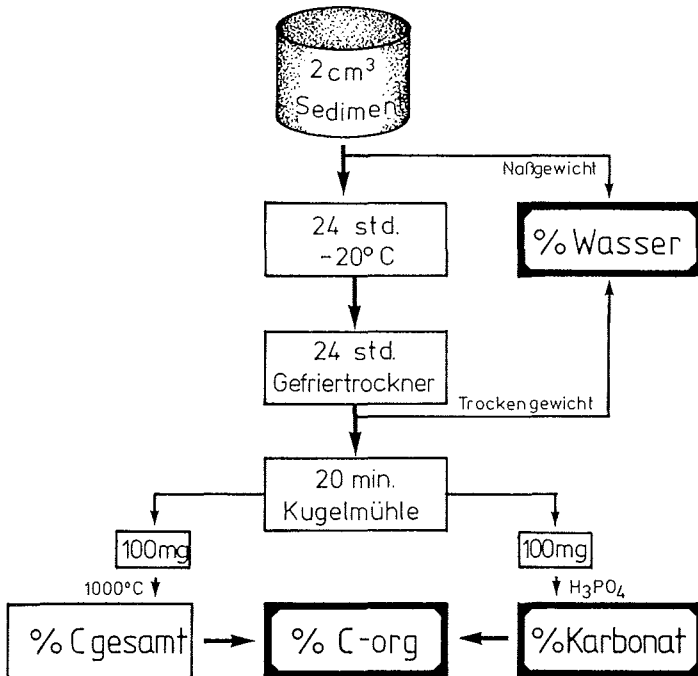


Abb. 6:  
Arbeitsschema zur Bestimmung  
von Wasser-, Karbonat- und  
C-org-Gehalt

Die Kohlenstoffmessungen wurden in einem COULOMAT (Fa. Ströhlein, Typ 701 und 702) durchgeführt. Zur Bestimmung des Gesamtkohlenstoffs wurden etwa 100 mg Sediment bei 1000°C geglüht und die Menge des entstehenden CO<sub>2</sub> im Gerät titrimetrisch bestimmt. Zur Analyse des karbonatisch gebundenen Kohlenstoffs wird nur das CO<sub>2</sub> gemessen, das bei der Reaktion einer Parallelprobe mit 15 %iger Phosphorsäure freigesetzt wird. Aus der Differenz der beiden C-Werte ergibt sich der Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff, der Karbonatgehalt errechnet sich aus dem Produkt von % C-Karbonat und dem Molekulargewicht von Calcit (8.33).

## 2.5 Korngrößenanalyse

Die prozentualen Anteile von Sand, Silt und Ton wurden an der 5cm<sup>3</sup>-Probe bestimmt (Abb.7). Die Sandfraktion wurde naß abgesiebt, getrocknet und gewogen. Die Fraktion <63 µm wurde aufgefangen und das überstehende Wasser nach der Sedimentation abgesaugt. Die Weiterverarbeitung dieser Teilprobe erfolgte nach der Atterbergmethode.

Versuche, die Korngrößenverteilung der <63 µm-Fraktion im Sedigraphen als Gesamtprobe (Silt + Ton) zu messen, zeigten eine schlechte Reproduzierbarkeit der Summenkurven. Bei hohen Tongehalten hängt der Verlauf der vom Sedigraphen erstellten Summenkurve von der Tonmineralvergesellschaftung, der Dauer der Ultraschallbehandlung und der Konzentration des Dispergierungsmittels ab und kann bei geringen Abweichungen in der Probenbehandlung um bis zu 20 % unterschiedliche Tongehalte aufzeichnen.



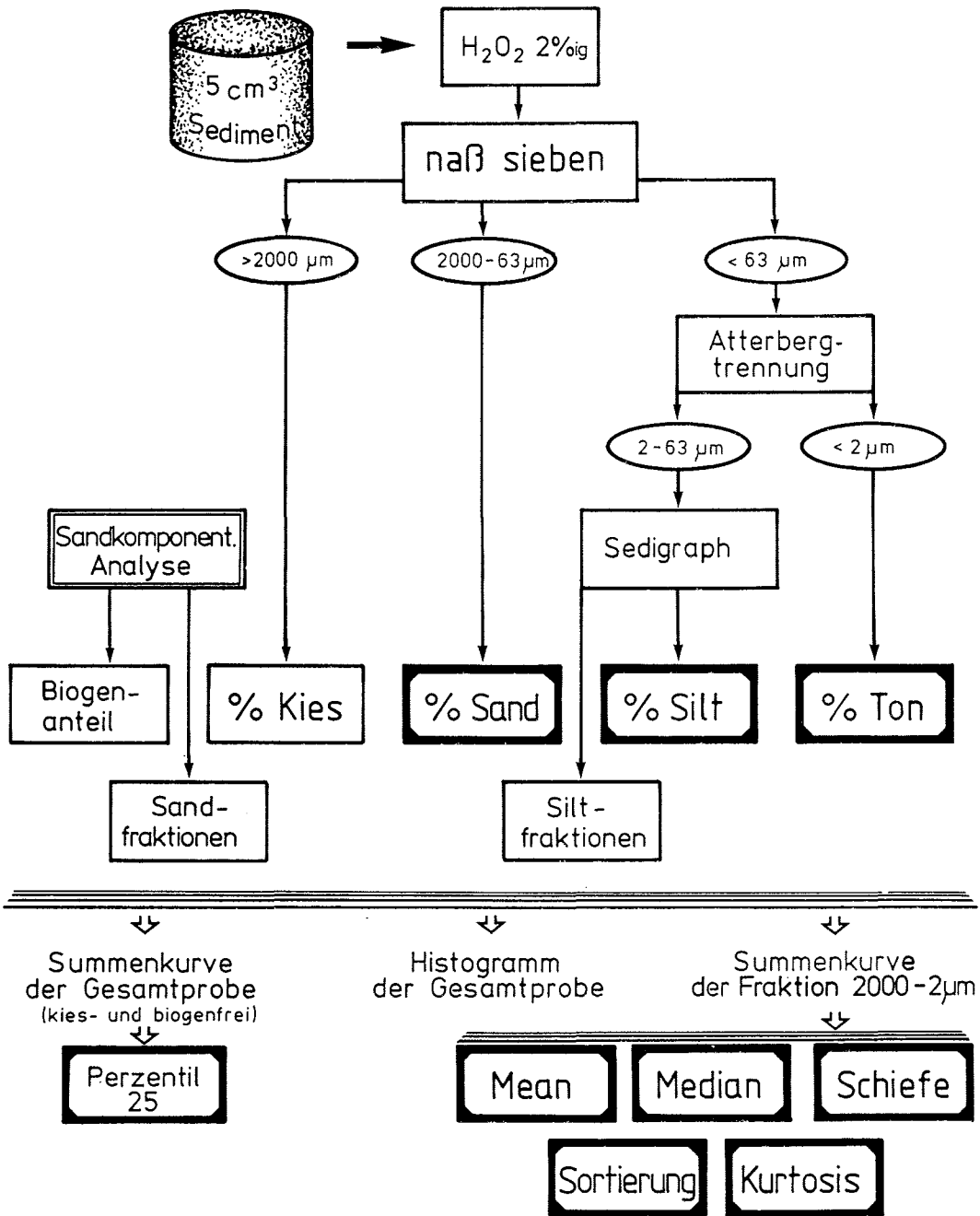


Abb. 7:  
Arbeitsschema zur Bestimmung der Korngrößenparameter  
Zur Charakterisierung der Gesamtverteilung wurde das Perzentil 25 verwendet (s.Abb.8). Da sich, bedingt durch die hohen Tongehalte, die statistischen Korngrößenparameter nicht aus der Summenkurve der Gesamtprobe ermitteln ließen, erfolgte eine Berechnung aus der Verteilung der Fraktion 2000-2 μm.

Die reine Siltfraktion hingegen kann, wie vergleichende Untersuchungen gezeigt haben, mit destilliertem Wasser ohne Dispergierungsmittel und ohne Ultraschallbehandlung gemessen werden und zeigt dabei eine sehr gute Reproduzierbarkeit. Deshalb wurde die Tonfraktion vor der Messung mit Hilfe der Atterbergmethode abgetrennt.

In den Atterbergzylindern konnte durch sieben- bis zehnmaliges Aufschütteln der Probe in 0.1 %igem Ammoniakwasser und Absaugen nach 22 Stunden die Tonfraktion bis auf weniger als 5 % abgetrennt werden. Eine quantitative Trennung von Silt- und Tonfraktion würde den doppelten bis dreifachen Zeitaufwand erfordern und ist zur quantitativen Tongehaltsbestimmung nicht notwendig, da der Sedigraph den Restanteil an Ton in der Siltfraktion angibt.

Die Korngrößenverteilung der Siltfraktion wurde im Sedigraphen gemessen. (Methodik der Korngrößenbestimmung mit dem Sedigraphen und Diskussion möglicher Fehlerquellen bei STEIN, 1984 und HÜBENTHAL, 1984). Die Siltfraktion wurde nach den Messungen getrocknet und gewogen. Aus der vom Sedigraphen ermittelten Summenkurve wurden die Prozentwerte bei 32, 16, 8, 4 und 2  $\mu\text{m}$  zur Berechnung der Gesamtverteilung verwendet.

Die aus den drei Trockengewichten berechneten prozentualen Anteile von Sand, Silt und Ton gingen zusammen mit den Gewichtsprozenten der Kies- und Sandfraktionen, den Anteilen biogener Komponenten an den Sandfraktionen, sowie den Werten aus der Summenkurve des Sedigraphen in die Berechnungen der Gesamtkorngrößenverteilung ein (Abb.7). Aus den vorliegenden Daten wurden die Anteile der Fraktionen und ihrer biogenen Komponenten an der Gesamtprobe berechnet und als Histogramm dargestellt. Als Fraktionsgrenzen wurden volle Phi-Grade verwendet.

Die Korngrößenparameter sind unbedingt vom Einfluß anderer sedimentologischer Parameter freizuhalten, da sonst die durch die komplexe Genese glazialmariner Sedimente schwierige Interpretation noch unübersichtlicher werden würde. Die Summenkurven wurden daher ohne die Anteile der Kiesfraktionen und der biogenen Komponenten berechnet.

Der größte Teil der Proben enthält einen Tonanteil von  $50 \pm 10$  %. Daher lassen sich nicht alle Werte, die für die Berechnung der statistischen Korngrößenparameter nach FOLK notwendig sind, aus der Summenkurve entnehmen (Abb.8). Eine Verlängerung der Verteilung in den feinen Bereich unterhalb von 2  $\mu\text{m}$  hinein wäre, sowohl graphisch extrapoliert, als auch als im Sedigraphen gemessene Kurve, eine künstlich erzwungene Verteilung, die nichts mit dem natürlichen Verhalten der Tonminerale im Meerwasser zu tun hätte. (Zu den Schwierigkeiten bei der Korngrößenanalyse eines Tills s. SHEPPS, 1958). Um trotzdem einen einfachen, aber aussagekräftigen Wert für die durchschnittliche Korngrößenverteilung einer Probe zu erhalten, wurden die Phi-Grade ausschließlich am 25 % Perzentil abgegriffen, der etwa in der Mitte der ermittelten Summenkurven liegt (Abb.8).

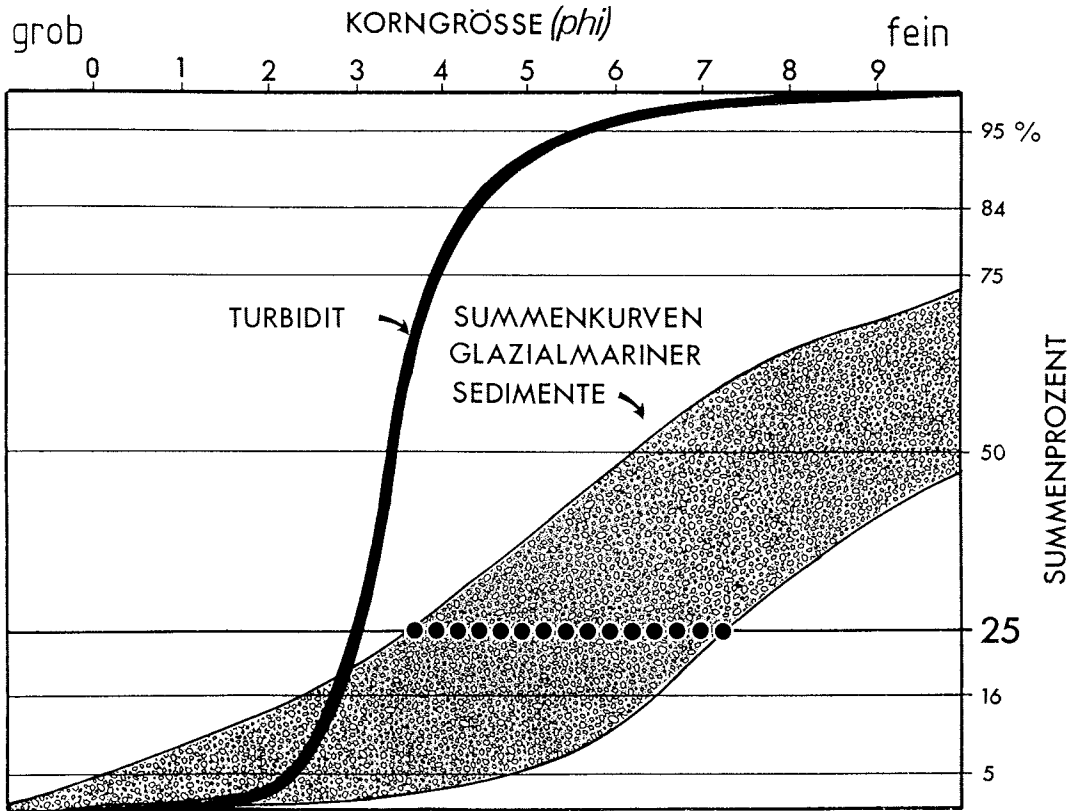


Abb. 8: Summenkurvenspektrum der bearbeiteten glazialmarinen Sedimente  
Die an der Ordinate aufgeführten Summenprozente sind zur Ermittlung der statistischen Korngrößenparameter nach FOLK notwendig. Da eine Berechnung aufgrund des hohen Feinanteils nicht möglich war, wurde zur Darstellung der durchschnittlichen Kornverteilung das Perzentil 25 verwendet. (gut sortierte Probe aus einer turbiditischen Feinsandlage in Kern 1023-1)

Um zusätzlich Informationen über die Korngrößenparameter Mean, Schiefe, Kurtosis und Sortierung zu erhalten, wurde eine zweite Summenkurve berechnet, in der Sand- und Siltfraktion auf 100 Prozent umgerechnet wurden. Hiermit ließen sich die genannten Parameter, zumindest für den Anteil 2000-2  $\mu\text{m}$ , errechnen und darstellen (Abb.7). Die Berechnung erfolgte aus den entsprechenden Phi-Werten der Summenkurven bei 5, 16, 25, 50, 75, 84 und 95 % nach den Formeln von FOLK (1966). Das FOLK-System hat sich nach vergleichenden Untersuchungen von den vier Systemen zur Berechnung von Korngrößenparametern (Quartil-, Momenten-, Perzentil 99-, Folk-System) als das zuverlässigste mit gut reproduzierbaren Werten erwiesen (KACHHOLZ (1982)).

Auf die Schwierigkeiten beim Vergleich von Siebkorngrößen mit Atterberg-Korngrößen (diesen entsprechen auch die Sedigraphen-Werte) weist FOLK (1962) hin. Beide Methoden lassen sich nicht in einer Verteilungsanalyse verbinden, ohne einen Fehler im Übergangsbereich Sand-Silt zu erhalten. Der Anteil der Sandfraktion beträgt jedoch in den meisten der hier bearbeiteten Proben unter 10 %, so daß dieser Fehler vernachlässigbar klein wird.

Ein weiterer Fehler kann, ebenfalls in diesem Korngrößengrenzbereich, durch den Sedigraphen hervorgerufen werden. Proben mit hohem Grobsiltanteil werden im Bereich 63-40 µm unterrepräsentiert. Dieser Fehler ist gerätetechnisch bedingt und auf eine zu geringe Leistung der Suspensionspumpe zurückzuführen. Geringe Mengen des Grobsiltes sedimentieren in der Meßzelle, bevor die Messung gestartet wird. Dies macht sich häufig durch einen Knick der Summenkurven bei etwa 5 Phi bemerkbar. Die Reinigungskugeln in der Zelle begünstigen diesen Vorgang.

Zusätzlich verliert die Siltfraktion maximal ein Gewichtsprozent durch den in diesen Sedimenten ungewöhnlich hohen Anteil an magnetischen Sedimentpartikeln, die am Magnetrührer des Sedigraphen hängen bleiben und der Probe nach der Messung verloren gehen.

Die Abszisseneinteilung der Korngrößenhistogramme und -summenkurven erfolgte mit von links nach rechts feiner werdenden Fraktionen, um die Ergebnisse mit anderen Arbeiten benachbarter Arbeitsgebiete vergleichen zu können (ANDERSON et al., 1982; BARRETT, 1975; DOMACK, 1982; ELVERHOI & MAISEY, 1983; FISCO, 1982).

## 2.6 Verteilungsanalyse der Eisfracht

Der Gehalt eistransportierten Materials in glazialmarinen Sedimenten stellt einen weiteren interessanten, wenn auch oft sehr schwierig zu interpretierenden, sedimentologischen Parameter dar. (Die in der Literatur benutzte Abkürzung "IRD" für ice rafted debris soll auch hier Verwendung finden.) Die Bestimmung des IRD-Gehaltes in Sedimentkernen wird nach unterschiedlichen Methoden vorgenommen (Tab.6). Alle Methoden weisen, je nach verwendeter Fraktion, zwei grundlegende Nachteile auf:

1. Bei Verwendung des Kiesgehaltes als IRD-Parameter ist ein Probenabstand von 5 oder mehr Zentimetern geeignet, sehr langfristige Trends im Eisfrachtssignal zu erfassen: In DSDP-Kernen wurde bei einem Probenabstand von 100-150 cm bei einer Kernlänge von 170 Metern ein Zeitraum von 8.6 m.a. untersucht (BORNHOLD, 1983). In kurzen Kernen, in denen die Schwankungen der sedimentologischen Parameter möglichst hochauflösend dargestellt werden sollen (1-2 Proben / 10,000 Jahre), ist der Kiesanteil einer Probe bei dem in der vorliegenden Arbeit gewählten Probenabstand von 5-10 cm für den kurzen Zeitraum nicht repräsentativ. Ein einzelner, größerer dropstone in einer Probe aus einem sonst relativ IRD-armen Sedimenthorizont würde bei Bestimmung der Gewichtsprozentage das Ergebnis stark verfälschen. Auch das einfache Zählen ergäbe Werte, die mehr durch eine zufällige Anzahl von Kieskomponenten in den betreffenden Probenhorizonten bestimmt würden.

2. Ein weiterer Nachteil bei der Bestimmung des Kies- oder Sandgehaltes, ist der für das Sieben, Wiegen und eventuelle Auszählen der Probe beträchtliche Arbeitsaufwand.

Autor	Probenabstand	Fraktion	Auswertung
BORNHOLD (1983)	100-150 cm	>250 $\mu\text{m}$ >2 mm	mg/g Sediment
CONOLLY & EWING (1965)	20-30 cm	Sand	abgeschätzt
KENT et al. (1971)	5-20 cm	>250 $\mu\text{m}$	% vom Trockengewicht
LISITZIN (1960)	Oberfläche	>2 mm	kg/m <sup>2</sup>
HUENE v. et al. (1973)	50 cm	>250 $\mu\text{m}$	Gewichtsprozent
PIPER & BRISCO (1975)		>63 $\mu\text{m}$	% Sand
SMITH et al. (1983)	20 cm	>2 mm	abgeschätzt
VORREN et al. (1983)	10 cm	1-2 mm	Körner/100g Trockengewicht ("ice drop activity")
WATKINS et al. (1974) (1982)	5-10 cm	250-63 $\mu\text{m}$	Eisfrachtkomponenten unter dem Binokular ausgezählt
LEDBETTER & WATKINS (1978)			ausgezählt
COOKE & HAYS (1982)	20-30 cm	1000-63 $\mu\text{m}$	Gewichtsprozent

Tab. 6: Zusammenstellung einiger Arbeiten mit unterschiedlichen Methoden zur Bestimmung des Eisfrachtanteils in Sedimentkernen

In dieser Arbeit wurde eine neue Methode zur Bestimmung des IRD-Gehaltes getestet und angewendet. Sie ermöglicht es, einfach und in kurzer Zeit eine Aussage mit hoher Informationsdichte über die Verteilung des eistransportierten Materials im Kern zu treffen. Es wird davon ausgegangen, daß der Gehalt an Partikeln >2 mm im Sediment repräsentativ für den Eintrag an IRD entsprechend der "Eisbergaktivität" ist. Verwendet wurden die von jedem Kern standardmäßig für strukturelle Untersuchungen angefertigten Radiographien. In Horizonten von jeweils einem Zentimeter Höhe wurden mit Hilfe von Leuchttisch und Millimeterpapier die Partikel mit einem Durchmesser von 2 mm und größer ausgezählt. Anreicherungen grober Sedimentpartikel durch Bioturbation wurden nicht mit einbezogen. Das erfaßte Sedimentvolumen beträgt 10 cm<sup>3</sup> bei einer Breite der Röntgenpräparate von 10 cm und einer Höhe von 1 cm. Die Darstellung erfolgte durch Linien, die entsprechend ihrer Länge die Anzahl der Kiespartikel wiedergeben (Abb.9). Mit dieser Methode erhält man für jeden Zentimeter Kern einen IRD-Wert, die zusammen mit der verwendeten histogrammähnlichen Darstellungsweise einen guten Überblick über die Verteilung des IRD-Gehaltes im Sediment vermitteln.

Zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit der Methode wurden von Kern 1021-1 drei Meter (525-825) vollständig in 1.5 cm breite Sedimentscheiben aufgeteilt, naß gewogen, bei 2 mm und 63  $\mu\text{m}$  naß gesiebt und getrocknet. Der Kiesanteil wurde an allen Proben ausgezählt und auf 100 g Naßgewicht umgerechnet. Die Werte zeigen eine nahezu vollständige Übereinstimmung mit den Ergebnissen nach der neuen Methode (Abb.10).

Die bei der Korngrößenanalyse errechneten Prozente der Kiesfraktion sind aus den oben genannten Gründen als Aussage für den IRD-Gehalt nicht zu verwenden. Um dennoch zur Berechnung von Korrelationsfaktoren einen repräsentativen IRD-Wert entsprechend der Probtiefen zur Verfügung zu haben, wurden an den Probenhorizonten die Werte der IRD-Analyse über 5 cm gemittelt, im folgenden als IRD-Parameter bezeichnet.

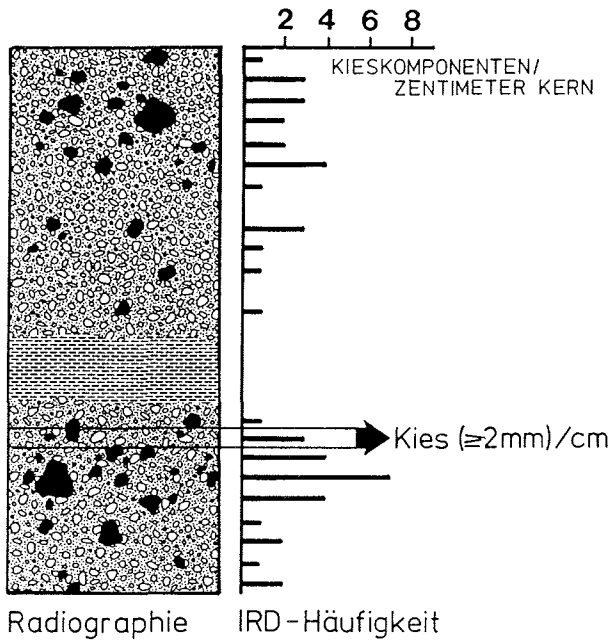


Abb. 9: Schema zur Bestimmung und Darstellung der Anteile eistransportierten Materials (IRD) im Kernverlauf

An den Radiographien wurden in jeweils 1 cm breiten Horizonten die Partikel  $>2\text{ mm}$  ausgezählt. Die Darstellung erfolgte durch Linien, die in ihrer Länge der Anzahl der Kieskomponenten je Kernsegment entsprechen.

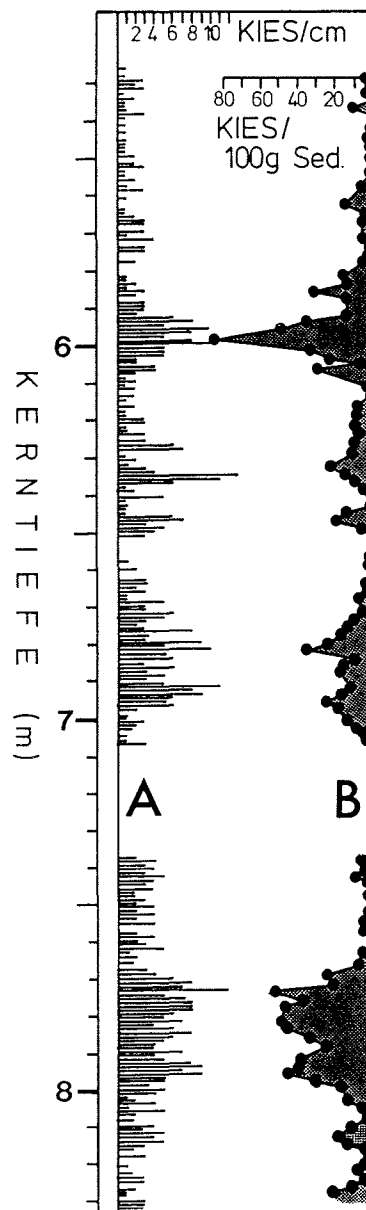


Abb. 10: Gegenüberstellung der Ergebnisse der neuen Methode zur Bestimmung der Eisfracht (A) mit den Ergebnissen einer Siebanalyse (B) (Kern 1021, 525-825 cm)

Das IRD-Histogramm zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit der aufwendigeren Methode B.

Von jedem Probenpunkt stehen somit zur Charakterisierung der Korngrößenverteilung elf Parameter zur Verfügung:

1. % Kies (% >2 mm aus Korngrößenanalyse)
  2. IRD-Parameter (Kies aus Radiographie über 5 cm gemittelt)
  3. % Sand (2000-63 µm)
  4. % Silt (63-2 µm)
  5. % Ton (<2 µm)
  6. Perzentil 25 (Gesamtverteilung)
  7. Mean
  8. Median
  9. Kurtosis
  10. Sortierung
  11. Schiefe
- } der Verteilung  
} 2000 - 2 µm

### 2.7 Komponentenanalyse der Sandfraktion

Die Bestimmung der Gehalte verschiedener Komponenten an der Sandfraktion erfolgte nach der Methode von SARNTHEIN (1971), dort als Grobfraktionsanalyse bezeichnet. Die durch Naßsiebung von der Gesamtprobe abgetrennte und getrocknete Sand- und Kiesfraktion wurde mit einem "Sonic Sifter" in die Fraktionen >2000, 2000-1000, 1000-500, 500-250, 250-125 und 125-63 µm unterteilt. Diese Siebmaschine eignet sich besonders gut für das schonende Sieben kleiner Probenmengen. Die Subfraktionen wurden gewogen und ihre prozentualen Anteile an der Sandfraktion berechnet. Die Kiesfraktion ging als Prozentwert der Sandfraktion in die Berechnung der Korngrößenverteilung der Gesamtprobe ein.

An jeder Subfraktion wurden, soweit vorhanden, 400-600 Körner unter dem Binokular ausgezählt. An Komponenten wurden unterschieden:

#### Terrigene Komponenten

Gesteinsbruchstücke, Komponenten, die aus mehreren Mineralen bestehen  
Glimmer, vorwiegend Muskovit und Biotit  
Quarz, farblos, milchig oder klar, muschelrig-scharfkantiger Bruch  
Minerale, alle übrigen detritischen Minerale  
autigene Minerale, Glaukonit, Mikro-Manganknollen

#### Biogene Komponenten

Schwammnadeln und Bruchstücke  
agglutinierende Foraminiferen  
benthonische, kalkschalige Foraminiferen  
planktonische Foraminiferen (3 Arten)  
Radiolarien, vorwiegend 2 Arten  
Bryozoen, nur im Schelfbereich, Bruchstücke von Kolonien

In den Kernen mit relativ hohen Gehalten an planktonischen Foraminiferen (1224-1, 1023-1) wurden zusätzlich vollständige und zerbrochene Foraminiferengehäuse unterschieden. Der Schalenbruch wurde als Prozentwert vom Gesamtplankton ausgedrückt (Fragmentierungsindex, CORLISS & THUNELL, 1983).

Nach der Zählung einer Probe wurden die Kornprozentage der verschiedenen Komponenten mit den Gewichtsprozenten der entsprechenden Subfraktionen multipliziert und das Ergebnis für die jeweiligen Komponenten addiert. Da der Anteil der Sandfraktion an der Gesamtprobe stark schwanken kann, wurden die Endwerte der einzelnen Komponenten mit den Sandprozentwerten multipliziert, um so eine auf die Gesamtprobe bezogene Aussage treffen zu können. Die Umrechnung auf Prozente vom Gesamtsediment wurde für alle Komponenten durchgeführt, erscheint aber vor allem für die Komponenten wichtig, die ausschließlich in der Sandfraktion zu finden sind. Quarz, Glimmer, detritische und autigene Minerale sind ebenfalls in der Fraktion <63 µm vertreten.

Mit Hilfe der Sandkomponentenanalyse kann eine Aussage über die Häufigkeiten bestimmter Komponenten getroffen werden. Eine Beeinflussung der Werte untereinander bleibt dabei nicht aus und macht sich besonders deutlich bemerkbar, wenn einige Komponenten in Horizonten gehäuft auftreten, wie z.B. die planktonischen Foraminiferen mit Gehalten zwischen 0 und 58 % der Sandfraktion (Kern 1224). Hierdurch wird der Gehalt terrigener Komponenten so stark verdünnt, daß keine absoluten Aussagen zu diesen Parametern mehr möglich sind. Die Verdünnung betrifft vorwiegend die Parameter Quarz und Minerale.

Ausführliche Fehlerbetrachtungen zur Sandkomponentenanalyse sind bei SARNTHEIN (1971) zu finden. In den vorliegenden Proben konnten Fehler durch die geringe Anzahl unterschiedlicher Komponenten und ihre leichte Identifizierbarkeit weitgehend vermieden werden. Mehrfachzählungen mehrerer Testproben ergaben relative Abweichungen <2 %.

An einigen Pilotproben wurden die Siltfraktionen unter dem Elektronenmikroskop mit einem EDAX-System (energiedispersiver Röntgenanalyse) untersucht. Eine Siltkomponentenanalyse könnte Aufschluß über die Verteilung von Diatomeen und Schwermineralen (hier besonders Magnetit) geben. Wegen des großen Zeitaufwandes und dem bei diesen Proben relativ geringen Informationsgewinn wurde die Siltkomponentenanalyse nicht weitergeführt.



## 2.8 Tonmineralanalyse

Die Aufbereitung der Tonfraktion für die Röntgendiffraktion erfolgt nach der Methode von LANGE (Kiel) modifiziert durch STEIN (1984). Da die bearbeiteten Sedimente nach REM- und EDAX-Untersuchungen in der Silt- und Tonfraktion karbonat- und opalfrei sind, konnte diese Methode mit einem relativ geringen Zeitaufwand angewendet werden. Der Opal ist in den feineren Fraktionen bereits wenige Zentimeter unter der Sedimentoberfläche nahezu vollständig diagenetisch gelöst. Der geringe Gehalt an organischer Substanz wird bei der Probenaufbereitung mit  $H_2O_2$  zerstört.

Weitere, die Qualität der Texturpräparate beeinflussende Parameter sind Korngrößenverteilung und Mineralzusammensetzung der Tonfraktion, die Anwesenheit von Aggregatbildnern (z.B. organische Verbindungen) sowie der Anteil an "nicht"-Schichtsilikaten, besonders Gerüstsilikaten. Gerade bei Sedimenten glazialen Ursprungs ist der Bestandteil physikalisch verwitterten "Gesteinsmehls" in den feinen Fraktionen besonders hoch. Die Tonfraktion besteht also zum großen Teil auch aus Quarz, Feldspat und Schwermineralen, die das parallele Ausrichten der Schichtsilikate bei der Texturpräparation stören. Dieser Effekt war bei den bearbeiteten Proben zu beobachten, ist jedoch nicht zu vermeiden.

Die mit der Atterbergmethode abgetrennte Tonfraktion ( $<2 \mu m$ ) wurde zur Fällung und zur gleichmäßigen Beladung der Tonminerale mit einigen Tropfen 50 %iger Magnesiumchloridlösung versetzt. Die überschüssigen Ionen wurden durch zweimaliges Zentrifugieren entfernt, der Ton bei  $60^\circ C$  getrocknet, gewogen und im Achatmörser gemahlen. Das Trockengewicht ging in die Berechnung der Korngrößenverteilung ein.

Zur Anfertigung der Texturpräparate wurden jeweils 200 mg der Probe eingewogen, mit 15 ml bidestilliertem Wasser versetzt und durch fünfzehnminütige Behandlung mit Ultraschall suspendiert. Nach vollständiger Suspendierung wurden hiervon 3 ml auf Membranfilter aufgebracht und sedimentiert. Die bei  $60^\circ C$  getrockneten Präparate wurden mit doppelseitig klebendem Band auf Glasobjektträger aufgeklebt. Von jeder Probe wurden zwei Analysen von 2-30 Grad gefahren, jeweils einmal unbehandelt und einmal mit Glykol in der gesättigten Dampfphase bei  $60^\circ C$  gequollen. Zur Analyse wurde ein Phillips Diffraktometer PW 1050 ( $CoK\alpha$ -Strahlung) verwendet.

Die Auswertung der Diagramme erfolgte nach graphischer Abtrennung des Rauschuntergrundes semiquantitativ durch Planimetrieren der Flächen unter den Peaks von gequollenem Montmorillonit bei  $17\text{\AA}$ , Illite bei  $9.96\text{\AA}$  und Chlorit bei  $7.05\text{\AA}$  (BISCAYE, 1965). Als Montmorillonit wurden hier alle Tonminerale bezeichnet, die mit Äthylenglykol gequollen einen Peak bei  $17\text{\AA}$  ergeben, eine Tonmineralgruppe, die häufig auch als Smektite bezeichnet wird (KELLER, 1970). Eine getrennte Auswertung der sich stark überlagernden Peaks von Kaolinit ( $7.13\text{\AA}$ ) und Chlorit (LANGE, 1982) war nicht notwendig, da Kaolinit nur selten und in geringen Mengen auftrat. Zur Auswertung wurden die prozentualen Anteile der Tonminerale sowie die Verhältnisse berechnet.

## 2.9 Datierungen

### 2.9.1 $^{14}\text{C}$ -Datierungen

Der durch planktonische Foraminiferen bedingte, hohe Karbonatgehalt in den Sedimenten am Nordende des Profils ermöglichte es, im oberen Teil des Kernes 1003-2  $^{14}\text{C}$ -Datierungen durchzuführen. Proben mit einem Alter bis 20,000a wurden mit einem Liquidszintillationcounter (Hewlett & Packard, Tricarb 460) gezählt, Datierungen mit höherem Alter (20-50,000a) wurden mit einem Gasproportionalzählrohr durchgeführt (Isotopenlabor, Univ. Kiel). Insgesamt konnte für acht Sedimentproben ein  $^{14}\text{C}$ -Alter bestimmt werden. Zwei Proben lagen außerhalb des Meßbereiches, eine weitere ergab wegen Probenverunreinigung keinen Meßwert.

Um eine möglichst reine und gleichzeitig ausreichende Karbonatprobe zu erhalten, wurde eine 6-8.5 cm dicke Sedimentscheibe der bearbeiteten Kernhälfte über einem 63  $\mu\text{m}$ -Sieb naß gesiebt. Von der getrockneten Sandfraktion wurde die Fraktion 500-63  $\mu\text{m}$ , welche vorwiegend die planktonischen Foraminiferen enthält, abgetrennt und nach der entsprechenden Methode weiterverarbeitet.

$^{14}\text{C}$ -Analysen aus der Antarktis zeigen häufig ein zu hohes Alter. Zur Bestimmung des  $\delta^{14}\text{C}$ -Gehaltes des Meerwassers an der Position der Kerne 1003-2 und 1224-1 wurde daher aus 100 Litern Oberflächenwasser das  $\text{CO}_2$  mit Bariumchlorid gefällt.

Die verwendete Aufbereitung für die Zählung im Liquidszintillationcounter ist detailliert bei WEBER (1985) beschrieben. Die Probe wird mit 85 %iger Phosphorsäure versetzt, das entstehende  $\text{CO}_2$  in Phosphorpentoxid und zwei Kühlfallen getrocknet und gereinigt und in einer Druckbombe eingefroren. Nach dem Auftauen nimmt ein Cocktail aus gleichen Teilen Permafluor und Carbo-Sorb (PACKARD) das Gas in einer Absorptionssäule auf, indem es mit dem Carbo-Sorb, einer organischen Lauge, ein Cabamat bildet. Die 20 ml Flüssigkeit wurden 10x1000 Minuten gezählt und aus den Zählraten das Alter errechnet.

### 2.9.2 $^{230}\text{Th}$ -Datierungen

Eine in letzter Zeit immer häufiger verwendete Methode zur Datierung mariner Sedimente ist die Bestimmung der Aktivität des Radionuklide  $^{230}\text{Th}$  Thorium. Dieses Thoriumisotop ist ein Produkt der Uran-Blei-Zerfallsreihe und eignet sich mit einer Halbwertszeit von 75,200 Jahren zu Datierungen bis maximal 400,000 Jahre. Das Alter einer Sedimentschicht kann nicht direkt aus ihrer spezifischen Thoriumaktivität abgelesen werden, sondern wird aus dem Tiefenprofil der Aktivitäten abgeleitet. Die Mächtigkeit des Sedimentabschnittes, in dem sich die Thoriumaktivität um die Hälfte verringert, dividiert durch die Halbwertszeit, ergibt die Sedimentationsrate. Eine ausführliche Behandlung dieser Thematik und Methodik ist bei MANGINI (1984) zu finden.

Die Untersuchungen von 5 Pilotproben bei 120, 300, 500, 702 und 913 cm ergab einen Thoriumüberschuß bis etwa 300 cm. Zur genaueren Analyse der obersten 3 Meter wurde aus diesem Kernabschnitt ein Unterkern von 1 cm Durchmesser entnommen, an dem insgesamt 41 Thoriumbestimmungen durchgeführt wurden (MANGINI, Inst. f. Umweltp Physik, Heidelberg). Die für die Bestimmung der Sedimentationsrate verwendeten Thorium-excess-Werte ergeben sich aus der Aktivität des  $^{230}\text{Th}$  minus der durchschnittlichen  $^{234}\text{U}$ -Aktivität von 1.3 dpm/g.

Berechnung der Sedimentationsrate für Kern 1021-1:

Die  $^{230}\text{Th}$ -excess-Aktivität sinkt um die Hälfte von 4 auf 2 dpm/g innerhalb von 85 cm Sedimenttiefe:

$$\begin{array}{r} 85 \text{ <cm>} \\ \text{-----} = 1.1 \text{ cm/1000a} \\ 75,200 \end{array}$$

### 2.9.3 Wachstumsraten von Mangankrusten

Eine einfache Möglichkeit zur Bestimmung der Wachstumsraten von Mangankrusten ergibt sich aus den Manganumkrustungen von dropstones. Größere eistransportierte Steine mit mehreren Zentimetern Durchmesser sinken bei der Sedimentation aus der Wassersäule zu etwa 50 % ins Sediment ein. Auf der dem freien Wasser ausgesetzten Oberfläche bildet sich hydrogenetisch während der Expositionszeit eine Schicht aus Mn- und Fe-Hydroxiden. Die im Sediment eingebettete Seite bleibt "sauber". Die Dicke der Schicht nimmt zu, bis der dropstone vollständig mit Sediment bedeckt ist. Die maximale Schichtdicke kann unter dem E-Mikroskop bestimmt werden. Bei bekannter Sedimentationsrate kann die Wachstumsgeschwindigkeit der Kruste bestimmt werden. Umgekehrt kann bei bekannter Wachstumsrate die Sedimentationsrate berechnet werden.

$$W = H * \frac{D}{S} \quad \langle \mu\text{m}/1000\text{a} \rangle$$

D = Dicke der Kruste in  $\mu\text{m}$   
H = Höhe des exponierten Teils in cm  
W = Wachstumsrate der Kruste in  $\mu\text{m}/1000\text{a}$   
S = Sedimentationsrate in cm/1000a

## 2.10 Bestimmung stabiler Isotope

Zur Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden aus den Sandfraktionen 250-125  $\mu\text{m}$  (1224-1) und 500-250  $\mu\text{m}$  (1023-1) jeweils 30-70 planktonische Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) mit einer Vakuumpinzette ausgelesen. Zur Reinigung wurden die Proben vor der Messung 3 Minuten in Methanol mit Ultraschall behandelt und anschließend 5 Minuten bei 50°C getrocknet (GANSSEN, 1983). Auf ein Glühen der Proben zur Zerstörung der organischen Substanz kann nach systematischen Versuchen zur Probenbehandlung von GANSSEN (1981) verzichtet werden, da auch hohe Gehalte organischen Materials die Meßwerte nicht signifikant verändern. Zum gleichen Ergebnis kommt WEFER (1983) bei Oxidation mit  $\text{H}_2\text{O}_2$ .

In der Aufbereitungsanlage des Massenspektrometers (VG Micromass 602D, Isotopenlabor, Univ. Kiel) werden die Schalen bei konstanter Temperatur (50°C) mit 5 Tropfen 100 %iger Orthophosphorsäure versetzt und das entstehende  $\text{CO}_2$  in mehreren Kühlfallen getrocknet und gereinigt. Das Probengas wird im Massenspektrometer gegen einen Laborstandard (Solnhofener Plattenkalk) gemessen und auf den PDB-Standard (CRAIG, 1957) umgerechnet. Die Isotopenzusammensetzung ergibt sich aus der Gleichung

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \frac{180/160 \text{ Probe} - 180/160 \text{ Standard}}{180/160 \text{ Standard}} \times 1000,$$

die für Sauerstoff und Kohlenstoff analog anzuwenden ist. Die Standardabweichung für die Isotope des Sauerstoffs beträgt 0.1 ‰, für die des Kohlenstoffs 0.05 ‰ (GANSSEN, 1983).

### 3 ERGEBNISSE

#### 3.1 Karbonatverteilung

Die für antarktische Sedimente ungewöhnlich hohen Karbonatgehalte vor Kapp Norvegia werden am Kontinentalhang weitgehend durch planktonische und benthonische Foraminiferen verursacht (Abb.11). Als weitere karbonatische Komponente treten vereinzelt Ostracodenschalen auf. In den Schelfsedimenten tragen vorwiegend Bryozoen und untergeordnet benthonische Foraminiferen, kleine Muscheln, Rotalgen und Korallen zum Karbonatgehalt bei. Die Werte liegen in den beiden Schelfkernen unter 1 % und in den Hangkernen zwischen 0 und 28 %.

In den Sedimenten am Kontinentalhang ist der Karbonatgehalt deutlich in Horizonten angereichert. Innerhalb dieser Horizonte ist das Karbonat bis auf einige, durch Bioturbation verursachte Inhomogenitäten gleichmäßig verteilt. Die Horizonte mit einer Mächtigkeit im Zentimeter- bis Dezimeterbereich sind meist scharf gegen karbonatfreie Sedimentlagen abgegrenzt. Die maximalen Karbonatgehalte der einzelnen Horizonte nehmen mit zunehmender Entfernung vom Kontinent von S nach N zu, wobei in größeren Wassertiefen das Karbonat durch Lösung reduziert, bzw. vollständig remineralisiert wurde (s. Fragmentierungsindex).

Eine auffällige Zyklizität der Karbonatverteilung zeigt Kern 1023-1. Nach einem mehrere Zentimeter mächtigen, karbonatfreien Horizont steigt der Karbonatgehalt abrupt an (6-8 %), um dann allmählich, mit Schwankungen um 1-2 %, innerhalb von etwa drei Metern auf 0 abzusinken. Diese Verteilung wiederholt sich im Kern zweimal und endet im obersten Teil wieder in einem 50 cm breiten, karbonatfreien Horizont. Die Form der Kurve ist in ihrer Grundstruktur den Sauerstoffisotopenkurven der letzten 300,000 Jahre ähnlich.

Im Kern 1021-1 sind die Foraminiferen in vier, 40-160 cm breiten Horizonten mit maximal 4, 5.8, 13.4 und 1.9 % Karbonat konzentriert. Auch in diesem Kern sind die obersten 50 cm karbonatfrei. Im mittleren Teil zwischen 300 und 660 cm wurde Karbonat nur in einigen Proben in geringen Mengen (<1 %) nachgewiesen. Diese Kombination von karbonatfreien und karbonatreichen Horizonten fand sich in gleicher Breite und Anordnung in Kern 1005-1 wieder und ermöglichte so eine genaue Korrelation zwischen beiden Kernen, trotz fehlender Oberfläche von 1005-1.

Im Kern 1224-1 treten im mittleren Kernteil zwischen 300 und 400 cm mit 28 % die höchsten Karbonatgehalte auf dem gesamten Profil auf. Die Karbonatgehalte schwanken in den oberen 250 cm zwischen 5 und 25 %, gefolgt von hohen Werten bis in eine Tiefe von 450 cm und sinken dann langsam bis etwa 700 cm auf unter 1 % ab. Das untere Drittel dieses Kernes enthält, bis auf einen schmalen Horizont bei 980 cm, kein Karbonat.

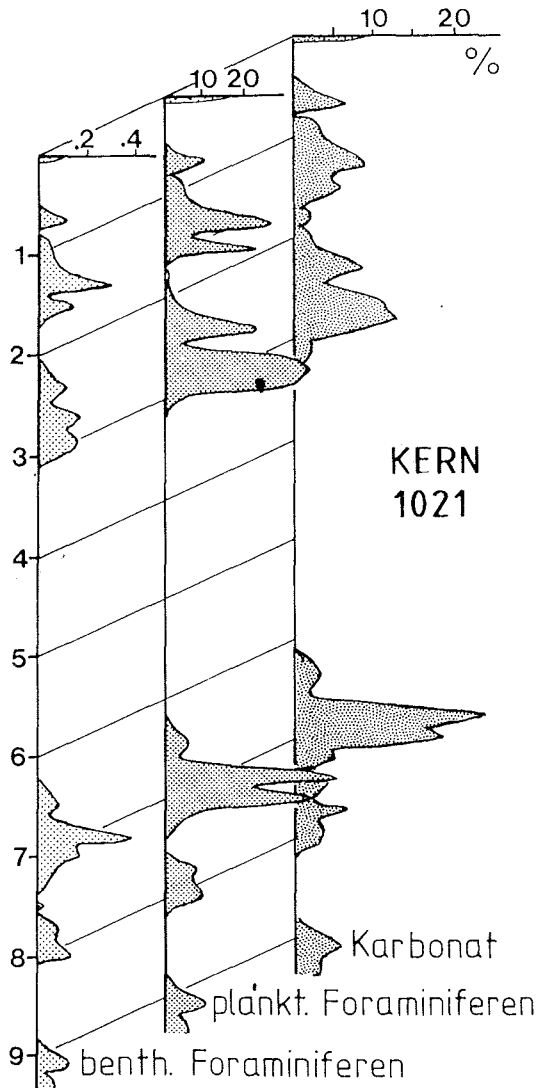


Abb. 11:  
Zyklizität der Karbonatverteilung  
in Kern 1021  
Der Karbonatgehalt wird in den  
Sedimenten am Kontinentalhang aus-  
schließlich durch planktonische und  
benthonische Foraminiferen bestimmt.

### 3.2 Organischer Kohlenstoff

Das Sedimentationsmilieu an der Grenzfläche Wasser/Sediment und das Porenraummilieu sind in allen untersuchten Sedimenten oxidierend, wie die Bildung von Mn-Knollen an der Oberfläche und ihre Erhaltung in größeren Sedimenttiefen zeigt. Ein Hinweis sind auch die sehr niedrigen Gehalte an organischem Kohlenstoff von 0.1-0.2 % im größten Teil der untersuchten Proben. Im Oberflächenwasser des Kontinentalhangbereichs werden nur relativ kurzzeitig, vorwiegend während der Sommermonate, große Mengen an organischer Substanz produziert, die bei relativ niedrigen Sedimentationsraten im sauerstoffreichen Wasser schnell wieder remineralisiert werden.

Generell sind auf dem Schelf die Sedimentationsraten etwas höher und der Bewuchs durch benthische Fauna und Flora intensiver als am Hang. Beides mag hier zu den höheren C-org-Gehalten von bis zu 0.54 % führen. Hierbei liegt der Durchschnittswert an Position 1006 noch etwas über dem von 1265. Am Hang zeichnen sich meist nur die oberflächennahen Proben durch ansteigende C-org-Werte aus (<0.35 %), ein Zeichen für eine Fortsetzung des Abbaus in den obersten Zentimetern des Sedimentes. Nur in Kern 1023 sinkt der C-org-Gehalt an der Oberfläche auf unter 0.1 % ab. Jedoch fallen hier einige Horizonte bei 100-110, 170-180, 380-390, 465 und 590-600 cm durch deutlich höhere Werte von 0.45-0.88 % aus den übrigen Proben (0.1-0.3 %) heraus. Bereits die dunkelgraue Farbe ließ in diesen Horizonten hohe C-org-Gehalte vermuten. Diese sind auf hohe Sedimentationsraten während spezieller Ablagerungsbedingungen zurückzuführen (s. Moränen- und Surgefazies). Unklar ist, warum ein Horizont von 70-30 cm ebenfalls höhere C-org-Anteile (0.44-0.7 %) enthält. Weder hohe Gehalte an kieseligen noch an kalkigen Organismen lassen in dieser Zeit auf eine hohe biologische Produktion schließen.

### 3.3 Sand-Silt-Ton-Verhältnis

Zur Darstellung der Sand-Silt-Ton-Verteilungen wurde das Dreiecksdiagramm nach SHEPARD (1954) verwendet (Abb.12). Die Sand-Silt-Ton-Verhältnisse der Schelfkerne liegen in einem relativ geringen Schwankungsbereich, der in Kern 1265-1 geringfügig zum Feineren hin verschoben ist. In den Schelfsedimenten liegt zusätzlich ein Anteil von etwa 30 % Kies vor, der mit dieser Darstellungsweise nicht erfaßt wurde.

Stark schwankende Anteile groben terrigenen Materials charakterisieren die Sand-Silt-Ton Verteilung in Kern 1023 (Abb.12). Der Sandanteil kann unter einem Prozent liegen, in besonders grobkörnigen Horizonten, meist kleinere Turbidite, jedoch auch bis zu 80 % erreichen. Der Siltanteil schwankt im geringeren Maße zwischen 10 und 50 %, der Tongehalt verhält sich entsprechend.

In den Kernen 1021, 1005 und 1224 werden die horizontiert auftretenden, höheren Sandgehalte vorwiegend durch die unterschiedlich hohen Anteile biogener Komponenten bestimmt. Die Sandfraktion kann aus maximal 85 % Foraminiferen bestehen. Der Siltanteil schwankt relativ geringfügig. Im Kastengreifer 1287-1 lassen sich im Sand-Silt-Ton-Dreieck deutlich zwei Sedimentgruppen voneinander trennen. Den höheren Sandgehalt bestimmen Foraminiferen und ein höherer Anteil an eistransportiertem Sand. In 1224-3 (Abb.12 mit Sedimenttiefen in cm) ist im Kernverlauf eine Abfolge von Sand-Silt-Ton über siltigen Ton zu tonigem Silt zu erkennen, die von einer Abnahme der Foraminiferen bei gleichzeitiger Zunahme der Tongehalte bestimmt wird. Die Korngrößenverhältnisse in beiden Kernen werden so interpretiert, daß der Übergang vom letzten Interglazial über das letzte Glazial zur heutigen Warmzeit erfaßt wurde.

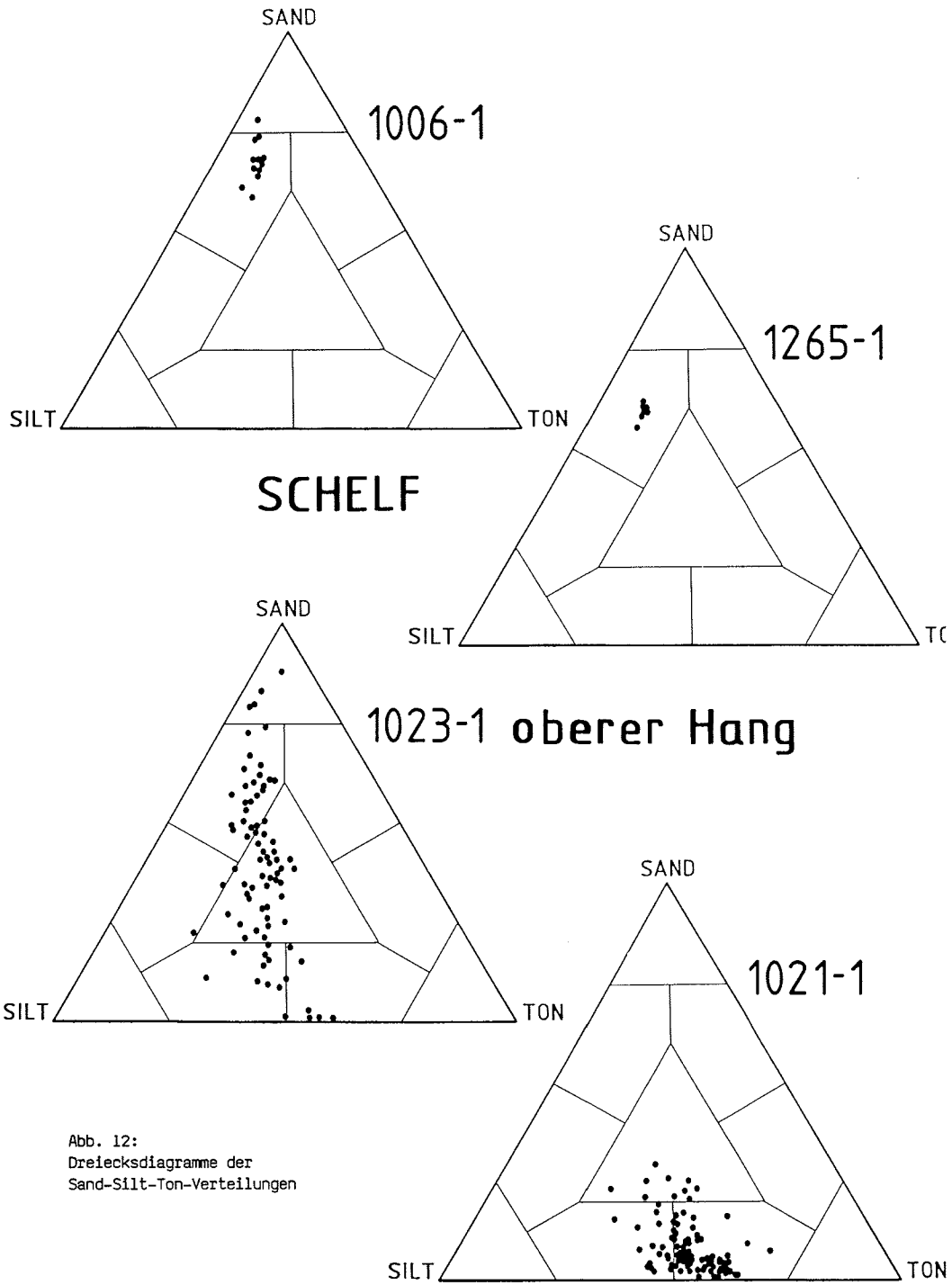


Abb. 12:  
Dreiecksdiagramme der  
Sand-Silt-Ton-Verteilungen

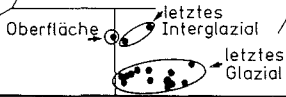


SAND

1287-1

zentrale Terrasse

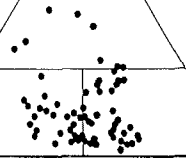
SILT TON



SAND

1005-1

SILT TON

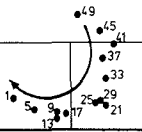


SAND

1224-3

untere Terrasse

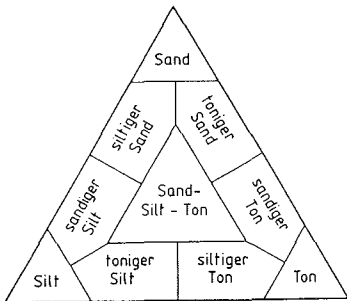
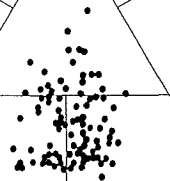
SILT TON



SAND

1224-1

SILT TON



### 3.4 Statistische Korngrößenparameter

#### Mean und Perzentil 25

Die Korngrößenparameter Mean der Sand-Silt-Fraktion und Perzentil 25 der Gesamtprobe beschreiben die Kornverteilung nahezu gleich gut. Beide Kurven zeigen in allen Kernen einen weitgehend übereinstimmenden Verlauf, wie auch das Korrelationsdiagramm der Parameter zeigt (Abb.13). Alle weiteren Diskussionen beziehen sich auf den Phi-Wert bei 25 % der biogen-freien Gesamtprobe (Perzentil 25).

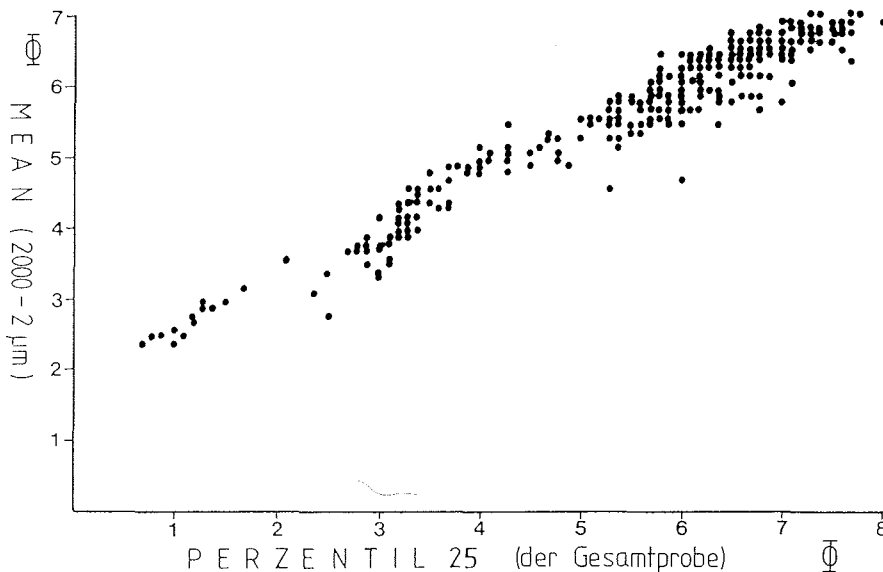


Abb. 13: Mean/Perzentil 25-Diagramm aller Korngrößenanalysen  
Beide Parameter repräsentieren die Korngrößenverteilung etwa gleich gut.

Die weitaus stärksten Schwankungen dieses Parameters zeigt wiederum Kern 1023 mit Werten zwischen 2.4 und 7.4 Phi. Auffallend sind mehrere Horizonte mit einem deutlich höheren Tonanteil bei 110, 170-180, 380-390, 440-470 und 570-600 cm. Die mittlere Korngröße ist in diesen Kernen jedoch um 3 Phi-Grade gröber, als in den übrigen Kernen. Kern 1224 zeigt hier mit Werten von 5.4-9.5 den höchsten Feinanteil. Generell besteht eine Tendenz zu höheren Phi-Werten, gleichbedeutend mit zunehmendem Feinanteil, mit zunehmender Entfernung vom Kontinent.

#### Sortierung

Nahezu alle Sedimente des Kapp Norvegia Profils sind schlecht bis sehr schlecht sortiert (1-3.2 Phi). Ausschließlich fünf siltige Feinsandlagen in Kern 1023 zeigen eine mittlere Sortierung (0.7-1 Phi). Generell nimmt die Sortierung mit zunehmender Entfernung vom Kontinent leicht ab.

### Schiefe

Der für den Sand-Silt-Bereich berechnete Parameter Schiefe zeigt im Kern 1023 vorwiegend positive Werte bis 0.7, die auf ein relativ grobes Maximum mit hohem Feinanteil hinweisen. In den Kernen 1005 und 1021 schwankt die Schiefe um  $0 \pm 0.3$ , die Verteilungen sind weitgehend symmetrisch. Kern 1224 zeigt mit Werten vorwiegend zwischen -0.2 und -0.4 eine schwach Feinkorn betonte Schiefe.

### Kurtosis

Die Kurtosis schwankt im Kern 1023 um  $1.0 \pm 0.2$ , erreicht jedoch auch relativ hohe Werte bis 2.0. Mit einem generellen Trend steigender Werte mit zunehmender Entfernung vom Kontinent liegt die mittlere Kurtosis bei 1021 und 1005 zwischen 1.2 und 1.4, und bei 1224 zwischen 1.2 und 1.5. Die Korngrößen sind also in Kontinentnähe annähernd normalverteilt, zeigen aber in größeren Wassertiefen immer stärker schmalgipflige Verteilungskurven.

### 3.5 Wassergehalt

Der Wassergehalt der Sedimente wird durch ihre Korngrößenverteilung bestimmt. Dies zeigt die gute Korrelation ( $r=0.79$ ) zwischen Ton- und Wassergehalt aller Proben (Abb.14). Die Werte schwanken, entsprechend der sehr unterschiedlichen Korngrößenverteilungen, in Kern 1023 stark zwischen 24 und 95 %, in den übrigen Kernen meist zwischen 50 und 75 %. Im oberflächennahen Bereich ist der Wassergehalt relativ höher.

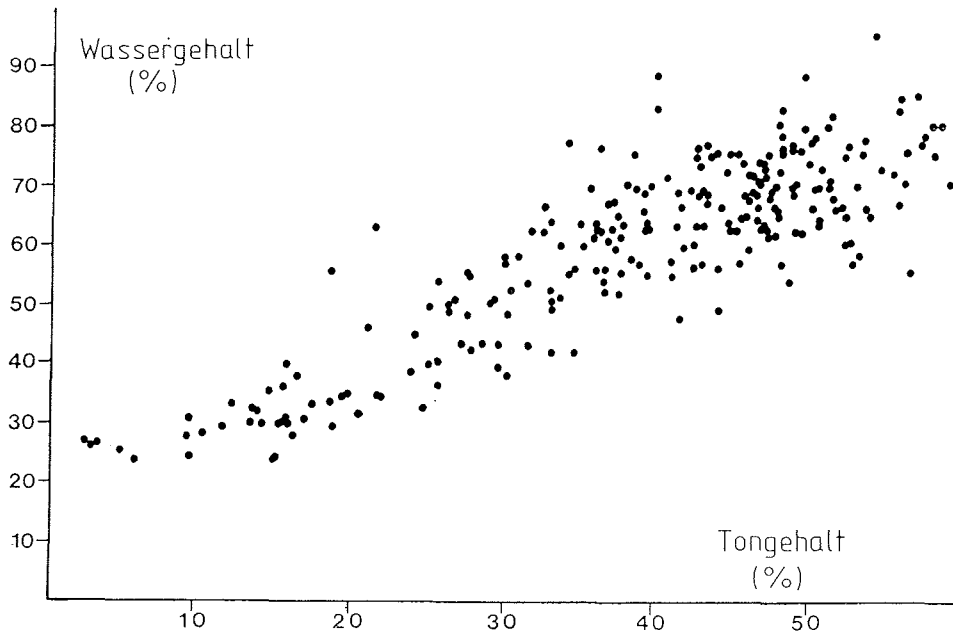


Abb. 14: Wasser- und Tongehalte aller Proben zeigen eine gute Korrelation ( $r=0.79$ ).

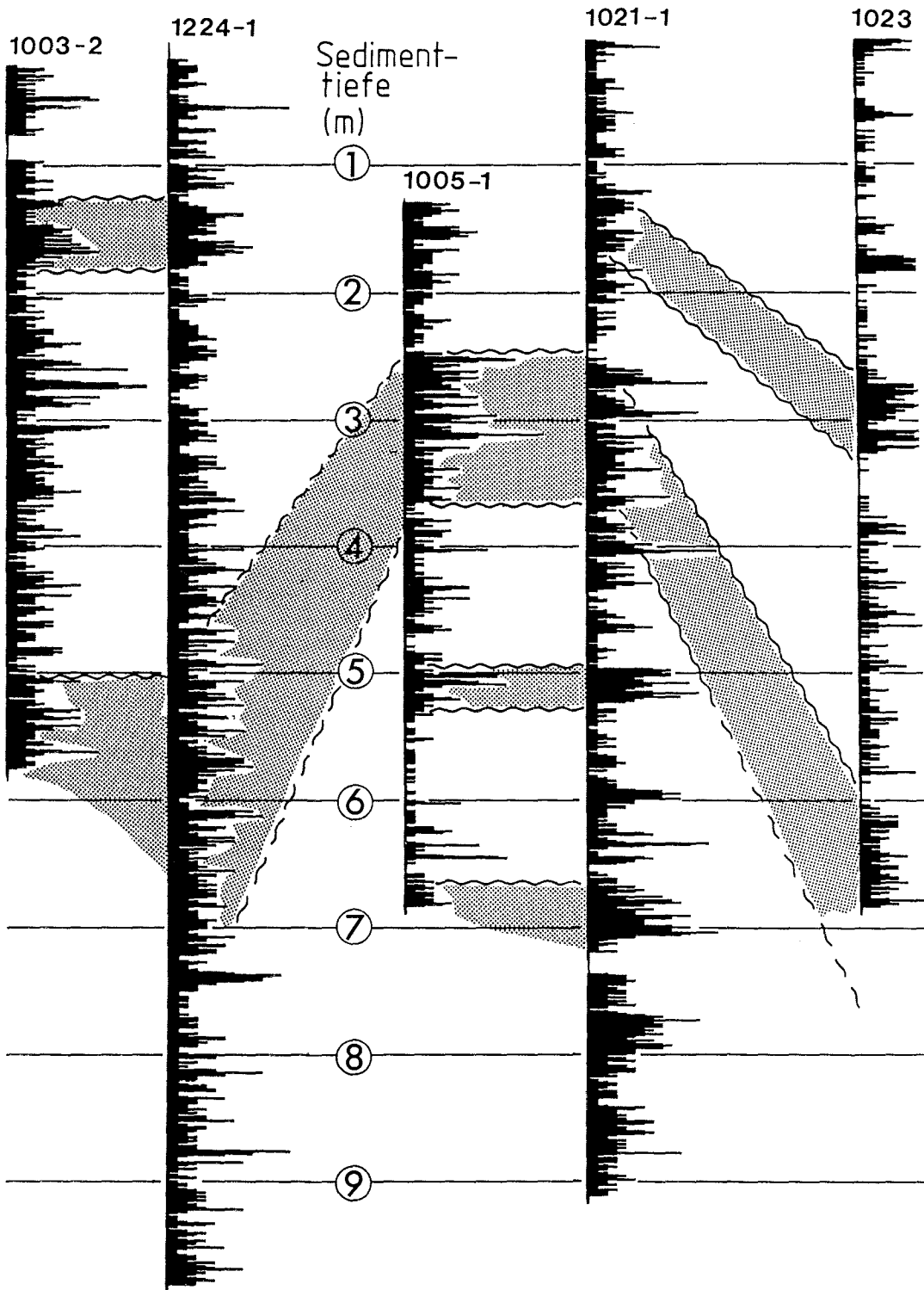


Abb. 15: Eisfrachtverteilung in den Sedimentkerne vom Kontinentalhang vor Kapp Norvegia  
Horizonte mit hohen IRD-Gehalten sind zum Teil gut, häufig jedoch nur in Verbindung mit  
anderen sedimentologischen Parametern zu parallelisieren.

### 3.5 Eisfrachtverteilung

Die Verteilung der Kiesfraktion (>2 mm) im Kern wurde als Maß für den Zutrag eistransportierten Materials gewählt. Die Verteilungen sind in den verschiedenen morphologischen Regionen des Profils (Schelf, oberer Hang, obere Hangterrasse, untere Hangterrasse) unterschiedlich.

1. In den Kernen vom Schelf beträgt der Kiesanteil zwischen 10 und 30 % mit einem Mittel bei 24 % und ist im erfaßten, oberflächennahen Bereich relativ gleichmäßig verteilt. Der hohe Kiesgehalt ist auch für den geringen Kerngewinn in den Schelfsedimenten von maximal 60 cm verantwortlich.

2. Das Oberflächensediment am oberen steilen Kontinentalhang (1022-1) besteht ausschließlich aus Komponenten >2 mm.

3. Die Kerne vom oberen Teil der Kontinentalhangterrasse (1023-1, 1021-1, 1005-1) zeigen eine stark schwankende Kiesverteilung (Abb.15). Fehlt die Kiesfraktion, ist häufig auch keine Bioturbation vorhanden. In allen drei Kernen wechseln sich kiesreiche, kiesarme, sowie einige kiesfreie Bereiche miteinander ab und lassen somit deutliche Schwankungen in der Eisfrachtsedimentation erkennen.

4. Auf der unteren Hangterrasse, in den Kernen 1003-2 und 1224-1, ist der Kiesgehalt relativ konstant (Abb.15). Vollkommen kiesfreie, laminierte Horizonte fehlen völlig, ebenso Bereiche mit deutlich höheren Kiesgehalten. Lediglich die Abschnitte von 130-170, 736-742 cm und der mittlere Kernteil von etwa 330-720 cm in Kern 1224 zeigen im Mittel etwas höhere Werte. Diese Beobachtung wurde durch den 5 Meilen entfernt liegenden Kern 1003-2 bestätigt. 1003-2 enthält jedoch zusätzlich einen Horizont in 250-310 cm Tiefe, mit stark schwankenden, zum Teil sehr hohen IRD-Werten (<15 Kieskomponenten/10 cm<sup>3</sup>), der im Kern 1224-1 nicht zu erkennen ist.

Eine Parallelisierung der Eisfrachthorizonte ist bedingt in Verbindung mit anderen sedimentologischen Parametern möglich. In Kern 1021-1 sind die eisfrachtreichen Bereiche bei 250-370 cm und 495-525 cm mit Abschnitten im Kern 1005-1 bei 120-250 cm und 365-405 cm Kerntiefe zu korrelieren. Mit Hilfe der begleitenden sedimentologischen Parameter lassen sich IRD-reiche Horizonte auch in den Kernen 1023 und 1224 verbinden (Abb.15).

### 3.7 Verteilung der terrigenen Komponenten

#### 3.7.1 Gesteinsbruchstücke

Komponenten der Sandfraktion, die aus mehreren Mineralen bestanden, wurden als Gesteinsbruchstücke gezählt. Hohe Gehalte korrelieren, wie zu erwarten, im Kernverlauf mit hohen IRD-Gehalten, da auch diese Komponenten ausschließlich glazial transportiert werden. In den Schelfkernen sind sowohl der Gehalt an IRD, als auch der an Gesteinsbruchstücken (35-45 %) mit am höchsten. In den übrigen Kernen liegen die Werte zwischen 0 und etwa 15 %. Horizonte mit deutlich höheren Werten waren nur in den Kernen 1005 und 1023 zu beobachten. In Kern 1005 liegt ein Maximum mit 24.8 % bei 520 cm oberhalb zweier dünner Feinsandlagen und nimmt bis 490 cm wieder auf 2.7 % ab. Der hohe Bruchstückgehalt in der oberen Sandlage ist auf

Verwühlung durch Bioturbation zurückzuführen. Wie in den Radiographien zu erkennen ist, liegen die eigentlichen Maxima in zwei, nur drei Zentimeter breiten Horizonten bei 510 und 520 cm, mit gleichzeitig hohen IRD-Gehalten in einem sonst relativ feinkörnigen Sediment.

Vier Horizonte im Kern 1023 bei 110, 170-180, 380-390 und 450-470 cm fallen durch hohe Gesteinsbruchstückwerte von 7-15 % aus den übrigen Proben (0.1-3.5 %) deutlich heraus. Das in diesen Lagen dunkelgraue Sediment ist zusätzlich durch fehlende Bioturbation, hohe Ton-, C-org- und IRD-Gehalte und niedrige Werte an Glaukonit gekennzeichnet. Diese charakteristische Fazies, die im Kapitel 4.3.3 näher definiert wird, ist durch den Parameter Gesteinsbruchstücke gut zu identifizieren.

### 3.7.2 Glimmer

Die Schwankungen im Glimmergehalt sind generell gering. Einzelne hohe Glimmervorkommen (z.B. 1021/850 cm und 1224/155 cm mit 5.4 %) sind auf vergrusste, glimmerhaltige dropstones in der entsprechenden Probe zurückzuführen.

In den Kontinentalhangsedimenten besteht eine schwach positive Korrelation zwischen IRD und Glimmer. Kern 1023 mit einem relativ geringen Kiesanteil weist Glimmerwerte zwischen 0 und 1.8 % auf. In den IRD-reichen Horizonten in Kern 1021 kann der Glimmer auf 3 % ansteigen. In beiden Kernen liegen die Werte in den laminierten Tonhorizonten, die frei von IRD sind, bei 0.1 %. In Kern 1224, mit einer über den gesamten Kern relativ gleichmäßigen IRD-Verteilung, betragen auch die Glimmeranteile ohne große Abweichungen 1 bis 2 %.

Diese Ergebnisse legen nahe, daß auch der Glimmer eine vorwiegend durch Eistransport verteilte Komponente darstellt. Die niedrigen Werte in den Schelfsedimenten (um 0.3 %) lassen nur eine sehr untergeordnete direkte Anlieferung von dem zum Kapp Norvegia-Bereich gehörenden Hinterland erkennen. Hier stehen vorwiegend glimmerfreie, basaltische Gesteine an. Die ansteigenden Glimmergehalte mit größeren Entfernungen vom Kontinent spiegeln den Einfluß durch lateral in der Ostwinddrift transportierte Eisberge wider, die Sediment aus den glimmerhaltigen Gesteinen der Ostantarktis herantransportieren.

### 3.7.3 Quarz und sonstige detritische Minerale

Das Minimum des Quarzanteils im Kern sinkt mit steigendem Foraminiferengehalt bei zunehmender Entfernung vom Kontinent (1023=35 %, 1021=27.5 %, 1005=23.6 %, 1224=8 %, s.Anhang). Die maximalen Werte liegen in allen Kernen zwischen 54 und 70 %. Bezogen auf die Gesamtprobe, schwanken die Werte entsprechend der sehr variablen Sandanteile in Kern 1023 am stärksten (0.2-46 %). Die Minima liegen hier mit weit unter 1 % in den laminierten Tonhorizonten. In den übrigen Kernen ist die Schwankungsbreite geringer (0.6-18 %). In Kern 1023 sind leicht zurückgehende Werte in den Horizonten zu verzeichnen, die hohe Gehalte an Gesteinsbruchstücken

aufweisen. Weitere Beziehungen zu anderen Parametern konnten nicht festgestellt werden.

Eine absolute Aussage zum Parameter Quarz ist schwierig, da dieser Wert, ebenso wie die Komponente Minerale, am stärksten durch die horizontal auftretenden biogenen Komponenten verdünnt wird. Dieser Verdünnungseffekt kann eine Differenz von bis zu 40 % bewirken.

In den Sandfraktionen aller Hangkerne treten, neben den normalerweise scharfkantigen, vollkommen ungerundeten Quarzen, vereinzelt sehr gut gerundete Quarzkörner auf. Die Herkunft ist unklar, da fließendes Wasser in der Antarktis nicht zur Verfügung steht. Sandsteine, die als Lieferant in Frage kommen könnten, stehen jedoch weder im Hinterland von Kapp Norvegia, noch in der Ostantarktis an. Eine Quelle könnten gut gerundete und sortierte Dünensande sein, die aus einer Wassertiefe von 300 m vor Berkner Island beschrieben wurden (REX et al., 1970). Ihre Entstehung wird in Verbindung mit einem glazialen Meeresspiegelniedrigstand gesehen, der Dünenbildungen in diesem Bereich möglich machte.

Der Parameter Minerale unterliegt ähnlichen Einflüssen wie der Quarzgehalt. Die Verdünnung durch biogene Komponenten kann diese Werte um bis zu 35 % verringern. 2-52 % der Sandfraktion können aus Mineralen bestehen, bezogen auf die Gesamtprobe entspricht dies 0.2-32 %. Eine Korrelation mit anderen Parametern konnte nicht festgestellt werden.

#### 3.7.4 Glaukonit

Das submarine Verwitterungsprodukt Glaukonit ist eine eisenreiche Varietät des Illit (TRIPLEHORN, 1966). Speziell die in kälteren Gewässern gebildeten, dunkelgrünen Glaukonite sind meist gut kristallisierte Illite mit Spuren von Chlorit und Illit-Montmorillonit (BELL & GOODELL, 1967). Die Morphologie dieses in der Sand- und Siltfraktion vorkommenden, autigenen Minerals ist mannigfaltig und reicht von sphäroidisch, über knubbelig, geschulpt bis tafelig, scheibenförmig; mehrere kleinere Partikel können zu großen zusammengesetzt sein oder glimmerartige Stapel bilden (TRIPLEHORN, 1966). Diese Formen konnten in Farbtönen von hellgrün bis schwarzgrün (verschiedene Reifestadien) in den untersuchten Sedimenten beobachtet werden. Ebenso zeigten viele Körner die auf Wasserverlust zurückzuführenden Schrumpfungsrisse reifen Glaukonits.

Glaukonit kommt in der Sandfraktion am oberen Kontinentalhang (1023) mit 10-20 % vor. Diese Werte werden nur in den tonreichen Horizonten (5-7 %) und an der Oberfläche (2 %) unterschritten. Auf dem Schelf tritt Glaukonit, ebenso wie an der tiefsten Kernposition (1224), mit einem Anteil von unter 1 % der Sandfraktion auf.

Einen Überblick über die Literatur zur Glaukonitgenese gibt McRAE (1972). Hieraus ist ersichtlich, daß der Glaukonitentstehung bisher geographische, hydrographische und physikalische Grenzen gesetzt wurden, die mit dem hier beschriebenen Vorkommen in den antarktischen Kontinentalhangsedimenten nicht in Einklang gebracht werden können.

Die genannten geographischen Grenzen 80°N-65°S (CLOUD, 1955) schließen den Südozean aus, der Temperaturbereich von 15°-25°C (PORENGA, 1967) ist mit den antarktischen Wassertemperaturen von um 0°C weit unterschritten und maximale Wassertiefen von 500 m (FAIRBRIDGE, 1967), oder auch 2000 m (VELDE, 1985) erscheinen zu niedrig. Eine detritische Herkunft des Glaukonits ist an allen Kernpositionen ausgeschlossen. Eine Anlieferung durch Eistransport oder gravitativen Sedimenttransport ist nicht denkbar da die Glaukonitgehalte auf dem Schelf sehr niedrig sind.

Für die Glaukonitentstehung werden unterschiedliche Parameter als wichtig angesehen: Porenwasser- und Meerwasserchemismus, Druck und Temperatur, die Sedimentationsrate, die Zusammensetzung der begleitenden Tonfraktion sowie eine gute Verfügbarkeit von Eisen und Kalium (Bell & Goodell, 1967; McRAE, 1972; VELDE, 1985). Übereinstimmend in fast allen Arbeiten wurde jedoch als wichtigster Faktor eine hohe Anlieferung organischer Substanz bei gleichzeitig oxischem Sediment verlangt. Ein möglichst hohes Redoxpotentialgefälle zwischen einerseits reduzierendem Mikromilieu, wie es z.B. in Foraminiferenschalen oder Kotpillen entstehen kann, und einem andererseits oxidierenden Sediment scheinen die Bildung autigenen Glaukonits besonders zu begünstigen. Der Einbau von Eisen in beiden Oxidationsstufen ist ebenfalls ein Hinweis auf die Voraussetzung solcher genetischer Bedingungen.

Dies läßt wiederum Rückschlüsse auf die Eh-Bedingungen der untersuchten Kontinentalhangsedimente zu. Eine, zwar saisonal stark schwankende, aber doch insgesamt hohe Primärproduktion versorgt das Sediment mit reichlich organischer Substanz. Diese wird in dem stark oxischen Meer- und Porenwasser relativ schnell wieder abgebaut, kann jedoch in Mikroenvironments zu stark reduzierenden Bedingungen führen. Zahlreiche, auf diese Weise entstandene, hohe Potentialgefälle in Verbindung mit einer idealen Tonmineralassoziation, einer guten Verfügbarkeit von Fe und K und niedrigen Sedimentationsraten, ermöglichen die Glaukonitentstehung in einem ungewöhnlichen und bisher nicht beschriebenen Bildungsmilieu.

### 3.7.5 Mikromanganknollen

Mikromanganknollen treten ausschließlich in Kern 1224 tiefer als 430 cm auf. Manganausfällungen gleichen Typs sind ebenfalls als Umkrustungen an Quarzkörnern, Foraminiferenschalen und Schwammnadeln in diesen Sedimenttiefen zu beobachten. Die Anteile schwanken unterhalb 680 cm zwischen 6 und 16 % und gehen dann bis 430 cm auf 0 % zurück. Auffällig ist die gleichzeitig mit dem Rückgang der Manganknollen auftretende Zunahme des Karbonatgehaltes in Form von vorwiegend planktonischen Foraminiferen, ein Zusammenhang, der auch von STOFFERS et al. (1984) aus dem Peru Becken beschrieben wird.

Chemismus und mineralogische Entstehung der Mikroknollen, die vorwiegend aus Toderokit bestehen, sind bei LALLIER & CLINARD (1983) beschrieben. Allgemeine Bedingungen werden niedrige Sedimentationsraten, oxisches Milieu



sowie eine Zufuhr von Mangan genannt. STOFFERS et al. (1984) geben die Entstehung der Mikromanganknollen als oxisch-diagenetische Reaktion von Fe,Mn-Hydroxiden und biogenem Opal an, der zur Keimbildung notwendig sein könnte. Wachstumsraten von Manganknollen werden für den antarktischen Ozean mit 3-19 mm/1000a (CRONAN, 1980) aber auch bis zu 60 mm/1000a (GOODELL et al., 1971) angegeben.

Werden aus diesen Literaturangaben Rückschlüsse auf die Sedimentationsbedingungen im tieferen Kernteil von 1224 gezogen, so sind dort sehr niedrige Sedimentationsrate zu vermuten, die notwendig sind, um der Bildung der Knollen an der Sedimentoberfläche genügend Expositionszeit zur Verfügung zu stellen. PIPER & BRISCO (1975) weisen in antarktischen Sedimenten auf niedrige Sedimentationsraten in Horizonten mit Mikromanganknollen hin. Die Sedimentationsrate an Position 1224 beträgt bei hohen Karbonatgehalten 2 cm/1000a. Eine beträchtliche Verringerung der Rate wäre bereits durch Lösung oder fehlende Produktion des Karbonates gegeben. Der Sedimentation karbonatischen Planktons geht häufig eine Sedimentation hyaliner Organismenreste voraus, und Opal kann die Bildung der Knollen begünstigen (STOFFERS et al., 1984). Hier könnte primär ein Opalanteil im Sediment vorhanden gewesen sein, der jetzt diagenetisch gelöst ist, als Keimlieferant für die Mikroknollenbildung jedoch noch zur Verfügung stand. Die stark oxischen Bedingungen, die für die Fällung von Mangan und Eisen aus Meer- und Porenwasser notwendig sind, bestätigen die bereits aus der Glaukonitgenese rekonstruierten Sedimentationsbedingungen.

### 3.7.6 Erz

Mehrere Prozent der Sand- und Siltfraktion in den Schelfsedimenten bestehen aus magnetischen Komponenten. Bei allen Proben blieben am Magnetrührer des Sedigraphen deutliche Mengen (<1 % der Siltfraktion) magnetischen Materials haften, bei dem es sich jedoch nur zu einem geringen Teil um reine Erze handelt. Den weitaus größten Anteil bilden Bruchstücke mafischer Gesteine, die in geringen Mengen Erz enthalten. EDAX-Analysen der magnetischen Fraktion wiesen vorwiegend Eisen mit deutlichen Anteilen von Titan nach. Auch ELVERHOI & ROALDSET (1983) beschreiben in Schelfsedimenten der östlichen Weddell See, besonders in den feinen Fraktionen (um 5 µm), große Mengen magnetischer Partikel und schreiben ihnen kosmischen Ursprung zu. Aufgrund der äußeren Form der Partikel konnte diese Beobachtung nicht bestätigt werden.

Nach BORCH & OLIVER (1968) zeigen die Schwerminerale auf dem anarktischen Schelf eine starke Korrelation mit benachbarten Aufschlüssen an Land. Im Hinterland von Kapp Norvegia, dem westlichen Queen Maud Land (Neu Schwabenland), endet ein breiter Gürtel einer Erzprovinz, die sich durch die Antarktis zieht und unter anderem Eisen und Titan in jurassischen Tholeiiten enthält (KAMENEVA & GRIKUROV, 1983). Östlich Kapp Norvegia, auf dem 0° Meridian nahe der Küste, werden Titanomagnetitgänge beschrieben (TESSENHORN, 1979). Hier bestätigt sich der Zusammenhang zwischen der mineralogischen Zusammensetzung der Schwerminerale in den Kontinentalrandsedimenten und den Gesteinen des Liefergebietes.

### 3.7.8 Mikrotektite

Mikrotektite sind kleine, extraterrestrische Partikel, die durch Meteoriteneinschläge oder Planetenkollisionen entstanden sind. Sie werden als glasige Objekte mit kugel-, tropfen- oder hantelförmigem Habitus beschrieben, die transparent sind und deren Farbskala von farblos über gelb, grün bis schwarz reichen. Tektite haben meist eine glatte Oberfläche und treten vorwiegend in Größen zwischen 10 und 300  $\mu\text{m}$  auf. Die chemischen Bestandteile sind vorwiegend  $\text{SiO}_2$  mit unterschiedlichen Gehalten von  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{TiO}_2$  (GLAS & SWART, 1977). Mikrotektite wurden auch in mariner Sedimenten beschrieben (KELLER et al., 1983).

Das Eis der Antarktis ist für die Anreicherung extraterrestrischer Materials bekannt (LISITZIN, 1972). Auf den sogenannten Blaueisfeldern wurden zahlreiche größere Meteoriten gefunden (NAGATA, 1982) und über 50 % der mineralischen Fraktion der Eiskappe besteht aus magnetischen Mikrometeoriten (SCHMIDT, 1964; TIEL & SCHMIDT, 1961).

Die Sandfraktionen der Schelfkerne (1006, 1265) enthalten zahlreiche Partikel, die den oben beschriebenen Mikrotektiten ähnlich sind. Die farblosen, durchsichtigen Kugeln bestehen vorwiegend aus  $\text{SiO}_2$ , sind absolut rund und wurden ausschließlich in der Sandfraktion 500-250  $\mu\text{m}$  beobachtet (Taf.2, Fig.3b). Einige Kugeln zeigen eine dünne, zum Teil abgeplatzt Schale, in der mit EDAX eine Anreicherung der Begleitelemente (Mg, Al, Ca Fe) nachgewiesen wurde. Eine 500-250  $\mu\text{m}$  Fraktion aus 30  $\text{cm}^3$  Sedimenten enthielt 10-15 Kugeln unterschiedlicher Größe. Ein horizontiertes Auftreten war nicht zu beobachten. Diese Partikel gelangen nur zu einem Teil auf direktem Weg in die Sedimente; in der Mehrzahl sicher auf dem Umweg über die Eisschild, auf dem das extraterrestrische Material angereichert, zu den Rändern transportiert und dort beim Abschmelzen verloren wird.

Bei SARNTHEIN (1971) werden ähnliche glasige Kugeln aus Sedimenten des persischen Golfs als Schwammskelettelemente beschrieben. Der auch bei Schwammnadeln zu beobachtende schalige Aufbau spricht für eine biogene Herkunft der Kugeln. Bisher konnte nicht eindeutig geklärt werden, ob es sich um Mikrotektite handelt, oder ob diese Teile von Schwämmen oder andere kieseligen Organismen produziert wurden.

Der metallische, etwa 300  $\mu\text{m}$  große Partikel aus Kern 1265-1 besteht nach EDAX-Analysen vorwiegend aus Eisen mit geringen Anteilen von Ti, Zn und Mn und ist durch seine Tropfenform eindeutig als Mikrotektit zu identifizieren (Taf.2, Fig.3a).

### 3.8 Verteilung der biogenen Komponenten

#### 3.8.1 Planktonische Foraminiferen

Planktonische Foraminiferen treten in unterschiedlicher Häufigkeit und Verteilung in allen Kernen der Kontinentalhangterrasse auf. Der Gehalt an planktonischen Foraminiferen ist maßgebend für den Karbonatgehalt. Die Schwankungen der Planktonwerte, umgerechnet auf Prozent der Gesamtprobe, korrelieren mit den Karbonatgehalten (Abb.11). Den weitaus größten Anteil bestimmt die Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral. Neben wenigen Exemplaren von *N. pachyderma* dextral treten vereinzelt *Globigerina bulloides* und *Globigerina uniuqueloba* auf.

Kern	Tiefe	Fraktion	'sin.	dex.	gezählt	%
1003-2	80 cm	500-250 µm	377	6	383	1.6
		250-125 µm	267	3	270	1.1
		gesamt	644	9	653	1.4
	120 cm	500-250 µm	375	10	385	2.6
		250-125 µm	367	8	375	2.1
		gesamt	742	18	760	2.4
1224-1	340 cm	500-250 µm	406	8	414	1.9
		250-125 µm	432	7	439	1.6
		gesamt	838	15	853	1.8
	610 cm	500-250 µm	104	1	105	1.0
		250-125 µm	336	3	339	0.9
		gesamt	440	4	444	1.0

Tab.7: Anteile von *N. pachyderma* dextral in einigen Pilotproben

*N. pachyderma* lebt in Wassertemperaturen bis  $-1.4^{\circ}\text{C}$  (BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976). Die Grenze dieses Temperaturbereichs ist an Position 1224 mit Wassertemperaturen von  $0(-1)^{\circ}\text{C}$  (WEISS et al., 1979) fast erreicht. Das Verhältnis von links- zu rechtsgewundenen Exemplaren dieser Art ist temperaturabhängig (ERICSON, 1959) und wurde häufig als paläoklimatischer Indikator verwendet. Die Grenze zwischen überwiegend dextralen und überwiegend sinistralen Schalen liegt im antarktischen Ozean im Bereich der Polarfront bzw. bei  $9^{\circ}\text{C}$  Oberflächenwassertemperatur (BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976). Bei Temperaturen unter  $3.5^{\circ}\text{C}$  liegt der Anteil sinistraler Formen bereits bei 95 % (BOLTOVSKOY, 1971). Mit den südlich der Polarfront sinkenden Temperaturen erreicht die Foraminiferenfauna schnell diesen Wert. Die untersuchten Kontinentalhangsedimente enthalten nur noch 1-2 % rechtsgewundene Formen (Tab.7). Eine pläoklimatische Auswertung des rechts/links-Verhältnisses ist damit nicht mehr möglich.

#### 3.8.2 Fragmentierungsindex

Der an den Kernen 1023-1 (1826 m) und 1224-1 (2756 m) bestimmte Fragmentierungsindex gibt den prozentualen Anteil zerbrochener planktonischer Foraminiferenschalen am Gesamtplankton an. Die Indizes unterscheiden sich deutlich in ihren Mittelwerten, die bei Kern 1023-1 10 % und bei Kern 1224-1 28 % betragen. Die geringe Fragmentierung in 1023 ist vermutlich auf künstliche Zerstörung beim Siebvorgang zurückzuführen. Ein höherer Anteil Schalen ergibt einen höheren Prozentsatz an Bruchstücken (Abb.16).

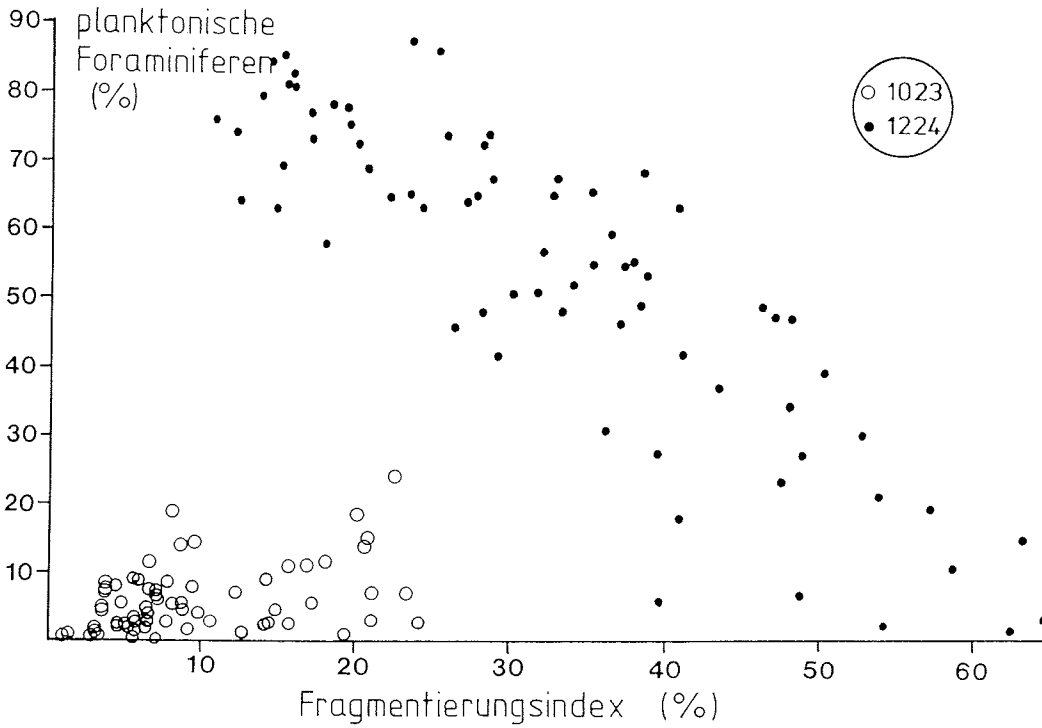


Abb. 16: Korrelationsdiagramm planktonische Foraminiferen/Fragmentierungsindex der Kerne 1224, 1023

Die planktonischen Foraminiferen in Kern 1023 (1826 m) zeigen einen geringen, künstlichen Fragmentierungsindex, der auf die Probenaufbereitung zurückzuführen ist. Die negative Korrelation beider Parameter in Kern 1224 deutet auf einen zeitweiligen Einfluß der Lysokline bzw. der CCD in dieser Wassertiefe (2756 m) hin.

Im Kern 1224-1 sind die hohen Fragmentierungswerte von bis zu 78 % in Proben mit gleichzeitig niedrigen Planktongehalten auf frühdiagenetische Lösung im Bereich der Lysokline zurückzuführen. Die Schalen zeigen von Inner die typischen Lösungsstrukturen (Taf.2, Fig.2a), die durch Untersättigung verursacht werden (GROBE, 1982; GROBE & FÜTTERER, 1982). In Bereichen mit hohen Planktonwerten sind die Gehäuse meist unzerstört. Der Fragmentierungsindex von 10-15 % ist hier ebenfalls künstlich. Eine ähnliche, negative Korrelation zwischen Karbonat und Fragmentierungsindex beschreiben CORLISS & THUNELL (1983) aus dem Bereich der Polarfront.

### 3.8.3 Kalkige, benthonische Foraminiferen

Kalkige, benthonische Foraminiferen korrelieren in allen Kernen mit den planktonischen Foraminiferen mit einem Faktor von +0.87. Bei Abwesenheit von kalkigem Plankton ist auch kein kalkiges Benthos vorhanden. Eine hohe Produktion in der Wassersäule führt hier gleichzeitig mit der dadurch bedingten höheren Nährstoffzufuhr am Meeresboden zu einer verstärkten

Benthosproduktion. Die benthonischen Kalkschaler sind mit etwa 2 % am Karbonatgehalt beteiligt, die Verteilungskurven, bezogen auf das Gesamtsediment, verlaufen ebenfalls parallel zum Karbonatgehalt (Abb.11). Die Prozentwerte an der Sandfraktion schwanken in allen Kernen zwischen 0 und 3%.

#### 3.8.4 Sandschalige Foraminiferen

Sandschalige Foraminiferen treten in den Schelfsedimenten mit maximal 0.4 % der Sandfraktion nur vereinzelt auf. In den Sedimenten des Kontinentaltalanges enthält die Sandfraktion der Oberflächenproben bis zu 18 % Sandschaler (1224-3). In allen Kernen und Kastengreifern sinken die Werte jedoch innerhalb der oberen 20 cm auf unter 1 % ab (Abb.17). In größeren Sedimenttiefen wurden in allen Kernen nur noch vereinzelt Exemplare gefunden. Kern 1021-1 enthält tiefer als 500 cm, 1023-1 tiefer als 300 cm keine sandschaligen Foraminiferen mehr.

Während der Diagenese verhalten sich braune Sandschaler und graue Sandschaler unterschiedlich. Während der braune Sandschalertyp (z.B. *Cribostomoides subglobosum*) relativ schnell zerfällt, sind an den Schalen des grauen Typs (*Eggerella bradyi*) keine diagenetischen Veränderungen festzustellen. In Kern 1224-1 kommt dieser Sandschaler zwar nur in wenigen Exemplaren (0.1 % der Sandfraktion) jedoch über die gesamte Kernlänge vor.

Die frühdiagenetische Zerstörung der organischen Agglutinierungssubstanz trägt zu einem schnellen Zerfall vieler Sandschalergehäuse bei und verschleiert in den Kernen die primäre Foraminiferengemeinschaft. Es ist daher kaum möglich, eine Aussage über die Verteilung des sandschaligen Benthos im Kernverlauf zu treffen. Lediglich in den Kernen 1021 und 1005 ergibt sich ein Hinweis auf ein gemeinsames Auftreten mit planktonischen und benthonischen Kalkschalern. Hier kommen Sandschaler im karbonatreichen Horizont von 120-170 cm nach völligem Verschwinden wieder mit 1.3% der Sandfraktion vor. Kern 1005 bestätigt diese Beobachtung.

Die Fraktion 2000-125 µm einer Oberflächenprobe (1224-3) wurde auf ihren Gehalt an benthonischen Foraminiferen untersucht (MACKENSEN, unpubl. Dat.).

	lebend	tot
===== Rotaliina	19.2 %	62.5 %
----- Textulariina	78.3 %	35.6 %
----- Milioliina	2.5 %	1.9 %
-----		

Die Siedlungsdichte beträgt 20 Foraminiferen pro 10 cm<sup>2</sup>, die Foraminiferenzahl ist mit 384 toten Exemplaren pro cm<sup>3</sup> dagegen sehr niedrig. Hierfür können zwei Gründe verantwortlich sein:

1. Durch schnellen Zerfall verschiedener Sandschaler wird die Zahl der leeren Gehäuse benthonischer Foraminiferen verringert. Die Auswertung der Lebendfauna ergab einen hohen Anteil an Sandschalern (78.3 %), unter den toten Gehäusen wurden jedoch nur noch 35.6 % gezählt. Dies zeigt, daß die frühdiaogenetische Zerstörung der Sandschaler bereits an der Sedimentoberfläche beginnt.

2. Durch intensive Bioturbation wird die Oberfläche mit tieferen Sedimentschichten der letzten Kaltzeit, die eine weitaus geringere Foraminiferenzahl aufweisen, verwühlt.

In dieser Wassertiefe (2765 m) auftretende leere Gehäuse von *Cibicides lobatulus*, (3 %) sind ein Hinweis auf einen Eisbergtransport von Schelfsedimenten ins tiefere Wasser, da diese benthonische Foraminifere angeheftet auf grobem Substrat auf dem Schelf und am oberen Kontinentalhang lebt.

### 3.8.5 Radiolarien

Radiolarien sind in den Schelfsedimenten nur durch wenige, stark korrodierte Exemplare vertreten. In den Sedimenten des Kontinentalhanges wird die Verteilung von Radiolarien vorwiegend durch diagenetische Lösung und zyklische Produktion bestimmt. Diagenetische Lösung des Opals verringert die Radiolariengehalte generell mit zunehmender Sedimenttiefe (Abb.17). Horizonte, die reich an Radiolarien sind, treten daher in allen Kernen nur in den oberen 4 Metern auf. In Kern 1023 besteht die Sandfraktion der obersten 20 cm aus 16 % Radiolarien. Weitere Horizonte von 260-315, 450-480 und 660-690 cm enthalten nur noch 0.1-0.7 %. Die Kerne 1021 und 1005 zeigen unterschiedlich hohe Anteile in den oberen 190 cm, die zwischen maximal 15.6 % an der Oberfläche und 0.1 % schwanken. Ein zweiter Horizont von 290-440 cm enthält Radiolarien bis zu 13.6 % (1005-1) und 7.6 % (1021-1). Vereinzelt tiefere Vorkommen liegen zwischen 0.1 und 0.3 %. In den Kernen 1224-1 und 1003-2 liegen die höchsten Radiolarienkonzentrationen mit bis zu 13 % ebenfalls an der Oberfläche (0-20 cm). Weitere Horizonte treten zwischen 60 und 75 cm mit 3.5 % und zwischen 140 und 150 cm mit 0.7 % auf. Kern 1224-1 ist in seinem weiteren Verlauf bis auf ein geringes Vorkommen zwischen 845 und 870 cm mit 0.5 % frei von Radiolarien. Die Radiolarienfauna zeigt eine geringe Diversität. Den weitaus größten Anteil bestreiten zwei Arten: *Actinomma antarctica* und *Spongotrochus glacialis* (BJÖRKLUND, mdl. Mittl.).

Die Maxima der Radiolarienhäufigkeit liegen in allen Kernen an der Basis foraminiferenreicher Horizonte. Eine Korrelation mit anderen kieseligen Komponenten wird durch die diagenetische Lösung erschwert. Besonders eine Parallelisierung mit Diatomeen ist kaum möglich, da diese bereits in wenigen Dezimetern Sedimenttiefe nahezu vollständig gelöst sind (GERSONDE, mdl. Mittl.). Schwammnadeln kommen in allen Radiolarienhorizonten in größeren Mengen vor.

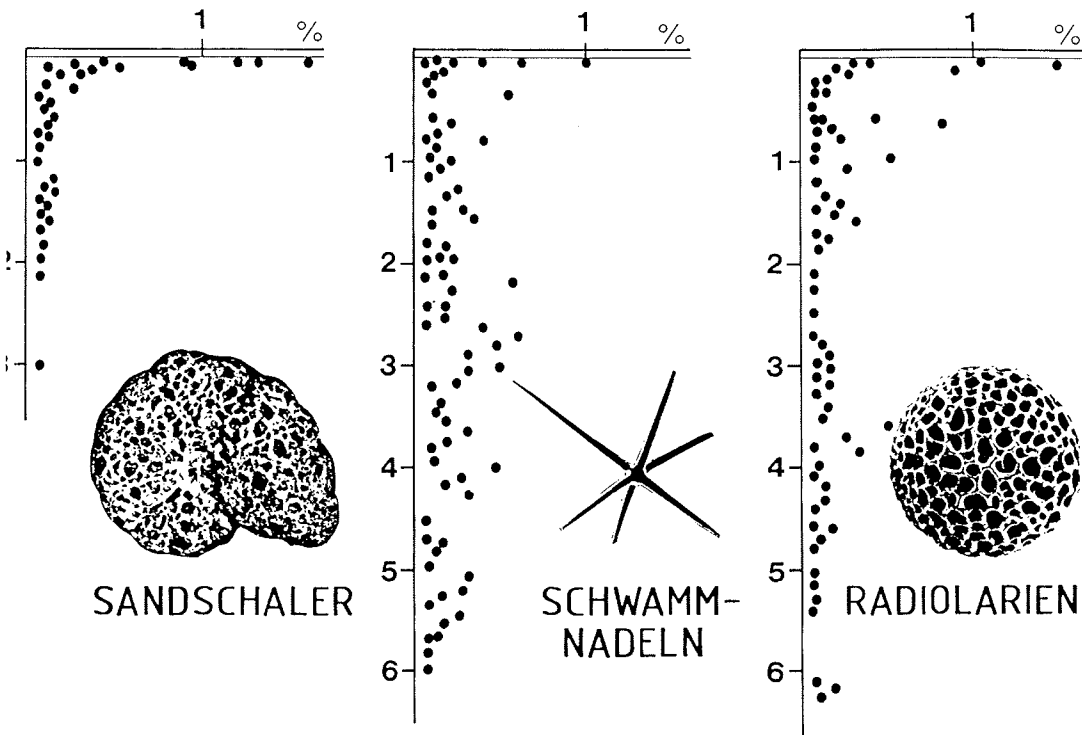


Abb. 17: Diagenetisch bedingte Veränderungen in der Verteilung biogener Komponenten  
Die Anteile kieseliger Organismenreste (Schwammnadeln, Radiolarien) werden durch Lösung bereits in den oberen Metern des Sedimentes auf unter 1 % reduziert. Sandschalige Foraminiferen sind nur an der Sedimentoberfläche in größeren Anteilen vertreten. (Darstellung in Prozent der Gesamtprobe)

### 3.8.6 Schwammnadeln

Die Häufigkeit von Schwammnadeln hat ihr Maximum im mittleren Schelfbereich mit 11 % in Kern 1006-1 und nimmt an der Schelfkante auf 3 % (1265-1) ab. Ein üppiger Bewuchs des Schelfs mit einer Schwammfauna vor Kapp Norvegia wurde mit Hilfe der Agassiz Trawl-Proben nachgewiesen (VOSS, in Vorb.). In den Sedimenten sind daher reichlich Schwammnadeln, häufig in Nestern angereichert, zu finden.

In den Kontinentalhangkernen ist ebenfalls eine diagenetisch bedingte Abnahme mit zunehmender Sedimenttiefe festzustellen (Abb.17). Die Maximalwerte von 6 % der Sandfraktion in 1023 nehmen mit zunehmender Wassertiefe ab (1.1 % in 1021, 0.9% in 1005) und betragen in 1224 nur noch 0.5 % (0.3 % in 1003). Die Verteilung im Kernverlauf schwankt in allen Kernen stark, so daß Anreicherungshorizonte nur undeutlich zu erkennen sind. Kern 1023-1 zeigt erhöhte Werte in den Bereichen, die auch Radiolarien enthalten (0-20, 240-310, 600-690 cm). In Kern 1021 und 1005 sind die Gehalte vorwiegend im mittleren Teil von 350-530 cm erhöht. Kern 1224 enthält keine Schwammnadeln von 200-670 cm, ober- und unterhalb schwanken die Werte zwischen 0 und 0.3 %.

### 3.8.7 Bryozoen

Neben der Schwammfauna ist der Schelf von einer reichen Bryozoenfauna bewohnt (VOSS, in Vorb.). Die Kolonien sind in Zoarienbruchstücken, meist jedoch nur als einzelne Zooecien im Sediment in Anteilen von 0-2 % der Sandfraktion vertreten (1006 und 1265).

### 3.9 Verteilung der Tonminerale

Der überwiegende Anteil an Schichtsilikaten in der  $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion besteht aus den Tonmineralen Montmorillonit, Illit und Chlorit. Kaolinit konnte nur in wenigen Proben und in geringen Mengen nachgewiesen werden, eine Beobachtung, die auch in Sedimenten des östlichen Weddell See Kontinentalhanges gemacht wurde (ELVERHOI & ROALDSET, 1983). Als Quelle dieses Produktes intensiver chemischer Verwitterung kommen in der Antarktis mit ihren rein physikalischen Verwitterungsprozessen nur alte Sedimente in Frage (PIPER & BRISCO, 1975). Die Zusammensetzung der Sedimente des Kapp Norvegia-Bereichs wird jedoch vorwiegend von der kristallinen Ostantarktis und den Vulkaniten des direkten Hinterlandes bestimmt.

Die Anteile der Tonminerale sind in den Schelfkernen nahezu konstant (20-30 % Montmorillonit, 20-30 % Illit, 40-50 % Chlorit) (Abb.18). Vergleichbare Tonmineralassoziationen sind in Kern 1023 in Horizonten bei 110, 170-180 und 390 cm zu beobachten, was besonders durch die Chlorit/Illit-Verhältnisse verdeutlicht wird. Wie alle sedimentologischen Parameter, schwanken auch die Anteile der Tonminerale im Kernverlauf stark. Montmorillonit liegt zwischen 10 und 70 %, Illit zeigt höhere Werte als im Schelfbereich, Chlorit ist dafür weniger vorhanden (Abb.18).

Montmorillonit wechselt in Kern 1021 mit dem Gehalt von Illit, Chlorit ist mit 20-30 % an dieser Position relativ konstant. Die höchsten Montmorillonitwerte liegen in den Kernen 1023 und 1021 in den stark tonigen, laminierten Horizonten vor. In Kern 1224 treten diese Horizonte nicht auf, damit liegen hier auch keine montmorillonitreichen Tone mehr vor (max. 33 %). Illit und Chlorit sind zu etwa gleichen Anteilen vertreten, wie auch das konstante Chlorit/Illit-Verhältnis dieses Kernes zeigt. Eine Zunahme des Montmorillonitgehaltes geht hier auf Kosten des Illit.

Generell kann auf dem Kontinentalhang von einer Abnahme der Schwankungen in der Tonmineralassoziation und einer relativen Zunahme des Illit mit zunehmender Entfernung vom Kontinent gesprochen werden. Den stärksten Variationen ist in allen Kernen der Montmorillonitgehalt unterworfen (Abb.18). Dieser scheint auch maßgeblich an der Farbgebung des Sedimentes beteiligt zu sein. Die zyklische Gliederung der Kerne 1021 und 1005 in vorwiegend zwei unterschiedliche Farbtöne (hellolivgrau, mittelbraun) ist gut mit dem Montmorillonitgehalt zu korrelieren. Je höher diese Gehalte sind, desto stärker tendiert die Farbe zu einem Rotbraunton.

Klinoptilolit, der stellenweise in geringen Mengen in der Tonfraktion besonders montmorillonitreicher Lagen nachgewiesen wurde, könnte eine autigene Bildung sein. Der frühdiagenetisch gebildete Zeolith wurde auch von



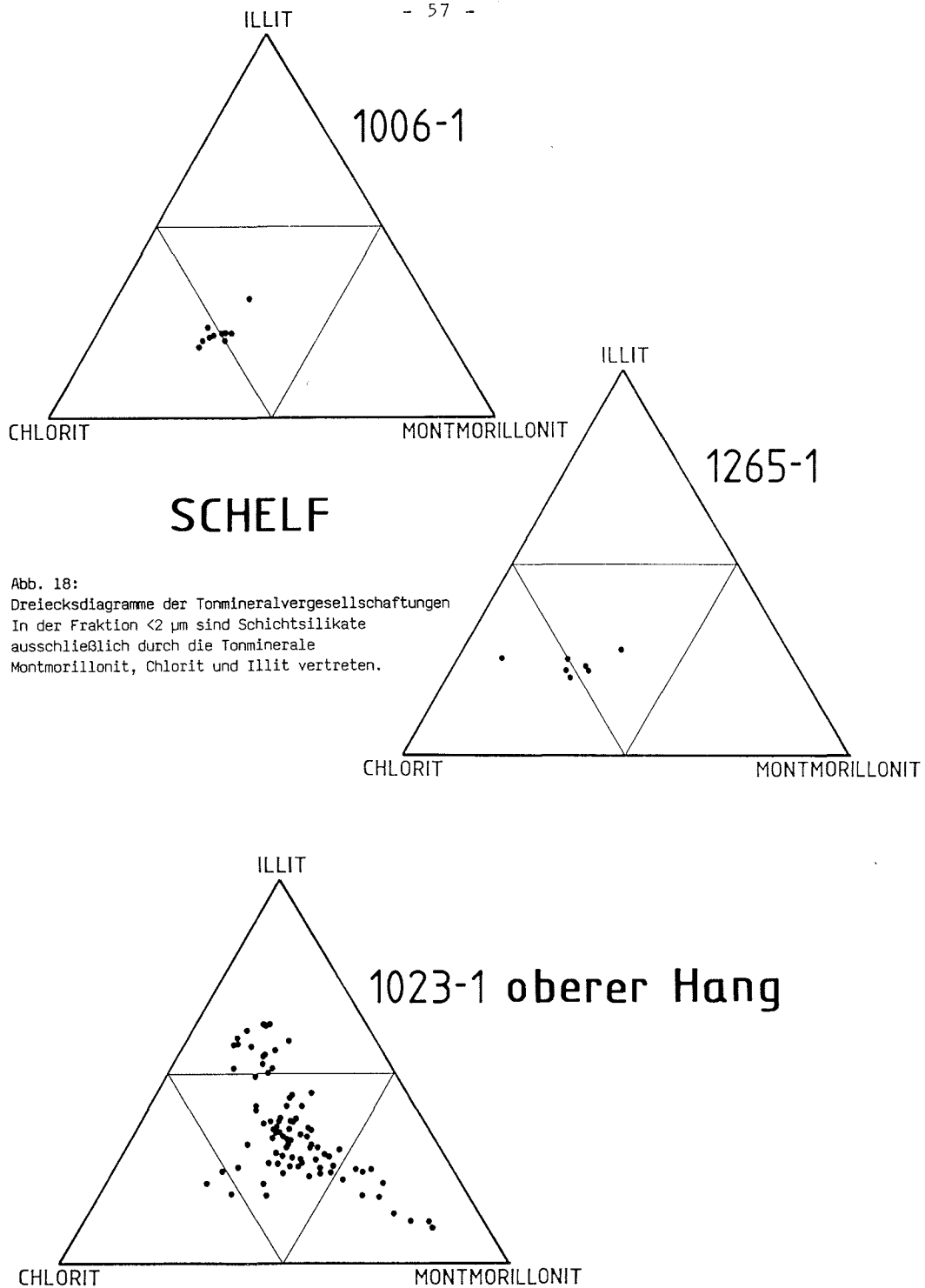
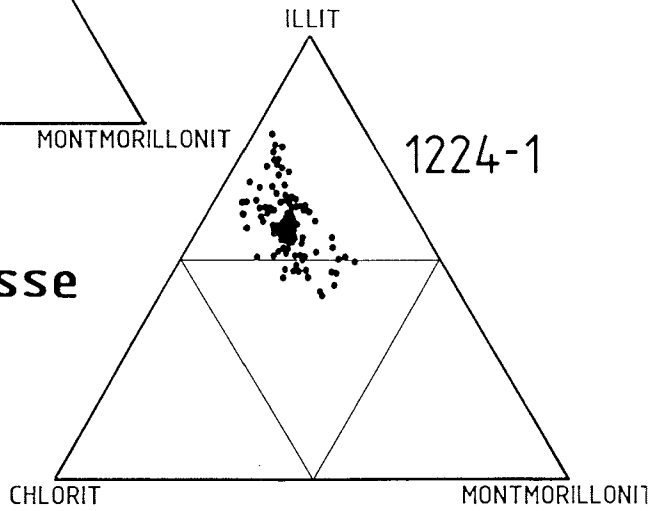
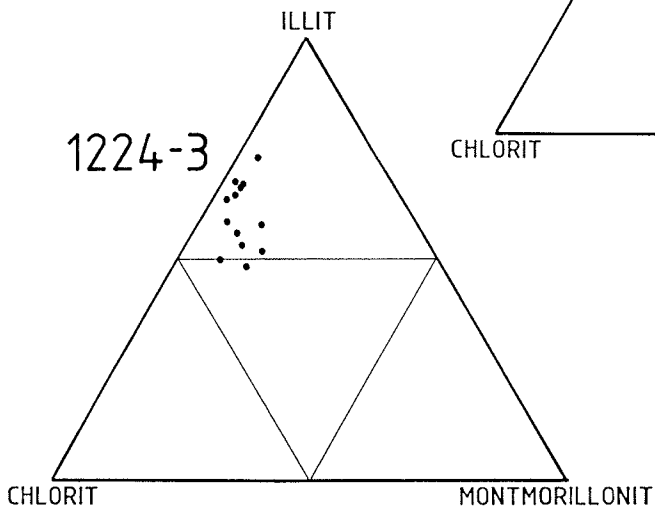
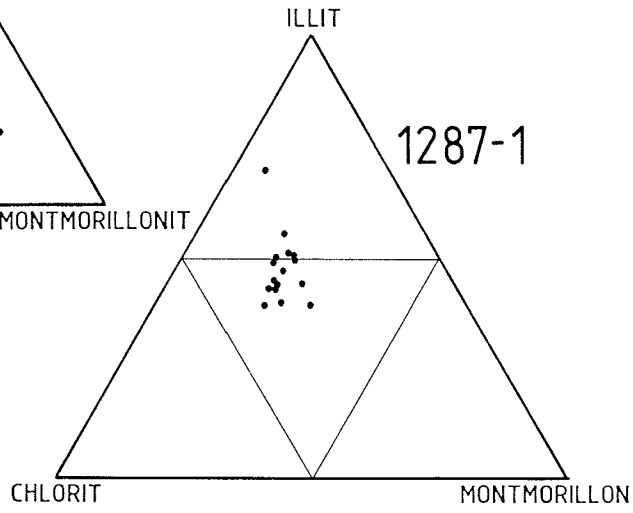
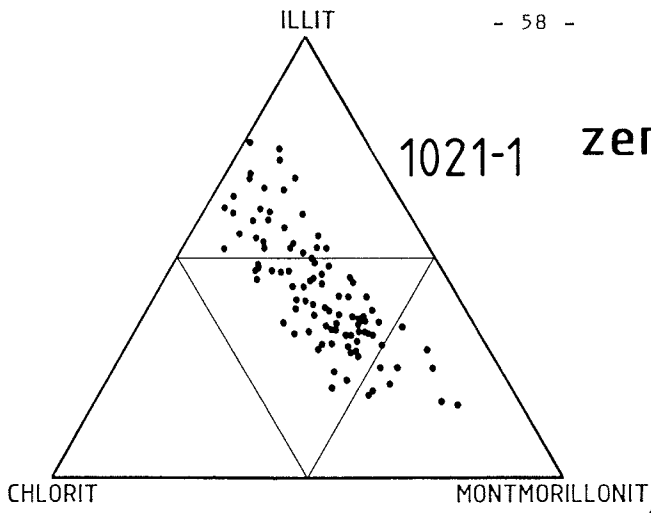


Abb. 18:  
Dreiecksdiagramme der Tonmineralvergesellschaftungen  
In der Fraktion <math>< 2 \mu\text{m}</math> sind Schichtsilikate  
ausschließlich durch die Tonminerale  
Montmorillonit, Chlorit und Illit vertreten.

**zentrale Terrasse**



**untere Terrasse**

ELVERHOI & ROALDSET (1983) in der Siltfraktion (32-4  $\mu\text{m}$ ) von Weddell See Sedimenten beobachtet. Klinoptilolith kann nach GOODELL (1965) Silizium aus der Lösung biogenen Opals enthalten. Erhöhte Gehalte an Klinoptilolith könnten in diesem Fall ein Zeichen für primär höhere Opalanteile bzw. verstärkte Lösung des Opals in den entsprechenden Horizonten sein.

In Kern 1023 enthält ein Horizont bei 32 cm etwa 30 % mehr Montmorillonit als seine Umgebung. Bei der Anfertigung der Röntgenpräparate fiel dieser Bereich bereits durch seine starke Verfestigung und eine gelbe Färbung auf. Die Radiographie zeigt hier einen 2 cm breiten (30-32 cm) Horizont mit feingeschichteter Textur.

Montmorillonit kann unter anderem ein Verwitterungsprodukt vulkanischer Aschen sein (KELLER, 1970). Alle oben aufgeführten Parameter sprechen für einen Sedimenthorizont, der zusätzlich einen erhöhten Anteil vulkanischen Materials aufweist. Die Verfestigung des Sedimentes ist eine Folge der submarinen Umwandlung dieser Gläser in Montmorillonit. Da der Horizont in den übrigen Kernen nicht auftritt, muß hier ein relativ kleinräumiger Konturstrom direkt am Kontinentalhang die Sedimentation in diesem Bereich beeinflussen.

### 3.10 Datierungen

#### 3.10.1 $^{14}\text{C}$ -Datierungen

Die durchschnittliche Sedimentationsrate der letzten 45,000 Jahre, die sich aus den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen in Kern 1003-2 ergibt, liegt bei etwa 2 cm/1000a mit einem Minimum von 1.5 und einem Maximum von 2.5 cm/1000a (Tab.8, Abb.19). Informationen über die Veränderungen der Sedimentationsrate mit der Zeit können aus diesen Angaben kaum gewonnen werden, da Standardabweichungen und Probenhorizonte einen relativ hohen Schwankungsbereich zulassen. Eine hier angedeutete Abnahme der Sedimentationsrate zwischen 40 und 60 cm kann jedoch auch an der Verteilung der planktonischen Foraminiferen nachvollzogen werden. Der Anteil dieser Komponente, die an dieser Position die Sedimentationsrate maßgeblich beeinflusst, geht in diesem Abschnitt um 35 % zurück.

BROECKER (1963) weist darauf hin, daß  $^{14}\text{C}$ -Alter von durch Photosynthese fixiertem organischen Material aus dem antarktischen Ozean mit Vorsicht zu interpretieren sind. Auch bei der Datierung fossiler Substanzen kann das Alter 800-2000 Jahre zu hoch liegen. An verschiedenen Stellen des antarktischen Ozeans sind  $^{14}\text{C}$ -Messungen am Oberflächenwasser (RAFTER, 1968; OMOTO, 1972; JACKSON et al., 1979; LINICK, 1979; WEISS et al., 1979; OSTLUND & STUIVER 1980; STUIVER & OSTLUND 1980; ) und unter dem Ross Eisschelf (MICHEL et al., 1979) durchgeführt worden. Alle Werte zeigen ungewöhnlich niedrige  $\delta^{14}\text{C}$ -Werte zwischen -10 und -300. Auch  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen an rezenten marinen Organismen aus dem antarktischen Ozean lassen eine solche Abweichung erkennen (WILLIAMS & LINICK, 1975; YOSHIDA & MORIWAKI, 1979; STUIVER et al., 1981; MICHEL & DRUFFEL, 1983). Diese von OMOTO (1983) als "Antarctic reservoir effect" bezeichnete Verschiebung zu höheren  $^{14}\text{C}$ -Altern, kann sowohl auf eine verstärkte Vermischung des Oberflächenwassers mit älterem,

Proben-Nr.	Kerntiefe (cm)	<sup>14</sup> C-Alter
<u>Kern 1003-2</u>		
KIG 83/34a	1.5 - 8.5	13,000 +- 1220a
34b		<u>12,190 +- 1270a</u>
	Mittelwert a,b	12,600 +- 850a
KIG 83/27	10.0 - 18.5	21,600 +- 4000a
KIG 83/74	30.0 - 38.5	6,670 +- 430a
KIG 83/33	40.0 - 48.5	10,340 +- 1000a
KIG 84/2a	50.0 - 58.5	15,860 +- 1550a
2b		18,840 +- 2190a
2c		<u>14,380 +- 1290a</u>
	Mittelwert a,b,c	16,360 +- 990a
KIG 84/6a,b	60.0 - 68.5	>25,000a
KIG 84/7a,b,c		>25,000a
KI 2277.03	84.0 - 90.0	>43,500a
KI 2277.01	90.0 -100.0	43,000 + 5,900/-3,400a
KI 2277.02	100.0 -110.0	38,700 + 6,300/-3,500a
	Mittelwert 01,02	41,700 + 3,900/-2,600a
KIG 85/19	Oberflächenwasser (Pos. 1224)	109 % modern
KIG 84/29	Fisch ( <i>Pleuragramma antarctica</i> )	71 % modern
WEISS et al. (1979)	Oberflächenwasser	
	70°21,5S/14°42,9W	88.5 % modern
	71° 1,5S/13°14,6W	88.4 % modern

Tab. 8: Ergebnisse der <sup>14</sup>C-Datierungen  
 (KIG Nr. -> Geologisches Institut, Univ. Kiel)  
 (KI Nr. -> Isotopenlabor, Univ. Kiel)

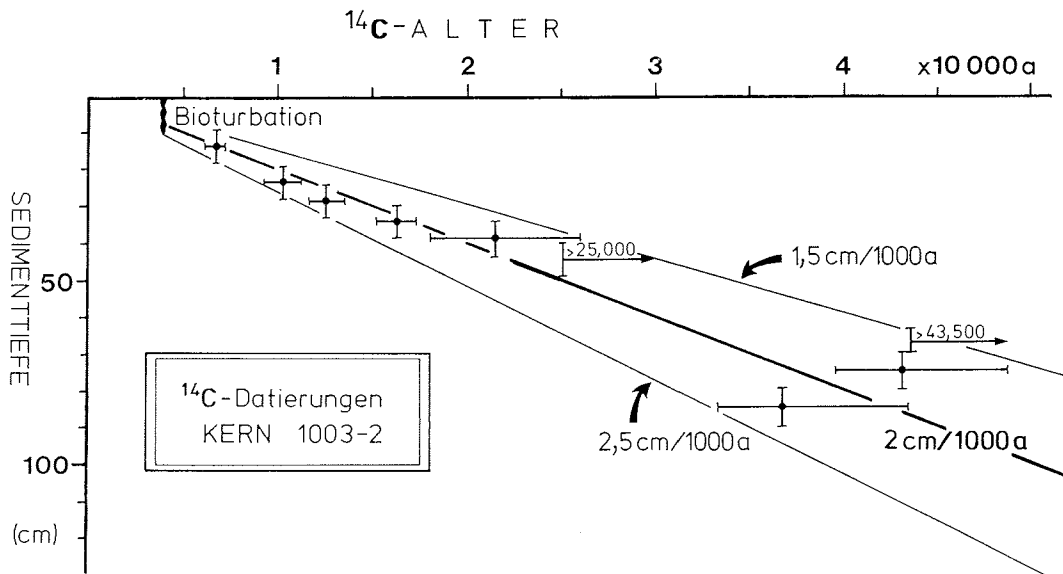


Abb. 19:  
 Die <sup>14</sup>C-Datierungen an Kern 1003-2 ergaben eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 2 cm/1000 Jahre.

$^{14}\text{C}$ -ärmerem Tiefenwasser durch den Auftrieb am antarktischen Kontinentalhang zurückgeführt werden (BROECKER, 1963), als auch durch die Verdünnung mit älterem Süßwasser aus Abschmelzvorgängen von Eisbergen, Eisschelfen und Gletschern verursacht werden (OMOTO, 1983). Zusätzlich wird durch die Packeisbedeckung die meiste Zeit im Jahr ein  $\text{CO}_2$ -Austausch zwischen Meerwasser und Atmosphäre verhindert (WEISS et al., 1979; CHEN, 1984). Das "alte"  $\text{CO}_2$  im Oberflächenwasser gelangt durch Photosynthese in die organische Substanz der Algen und damit an den Beginn der Nahrungskette. Da alle Organismen in der Antarktis auf der gleichen, einfachen Nahrungskette aufbauen, zeigen auch Tiere höherer Ordnung (Fische, Pinguine, Robben) diesen "Antarctic reservoir effect".

Die Analyse der Oberflächenwasserprobe an Position 1224 (1003) ergab einen  $^{14}\text{C}$ -Wert von 109 % modern, ist also weitgehend als rezent anzusehen. WEISS et al., (1979) ermittelten an benachbarten Positionen (IWSOE 1973, 21+24; Abb.4) Werte von 88 % modern, die einem Alter von über 1000 Jahren entsprechen (Tab.8). Die Diskrepanz dieser Ergebnisse mag an regional und/oder saisonal sehr unterschiedlichen Verteilungen des  $^{14}\text{C}$  im antarktischen Ozean liegen. Fehler bei der Probennahme können ebenfalls nicht ausgeschlossen werden. Hier können nur weitere Messungen diese Unterschiede aufklären helfen.

### 3.10.2 $^{230}\text{Th}$ -Datierungen

Aus den Thorium-excess-Werten in Kern 1021-1 (0-300 cm) ergibt sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 1.1 cm/1000a (Abb.20). Abschnitte mit hoher biogener Produktion zeigen deutlich höhere Einbauraten von  $^{230}\text{Th}$  verglichen mit den Werten aus rein terrigenen Sedimenthorizonten, ein Zusammenhang der bereits im Auftriebsgebiet vor West-Afrika beschrieben wurde (MANGINI & DIESTER-HAAS, 1983). Hier scheint eine Affinität besonders zu opalreichen Sedimenten gegeben zu sein. Die obersten 10 cm sowie der Abschnitt von 80-170 cm weisen neben hohen Radiolariengehalten auch auffallend hohe Thoriumwerte auf.

### 3.10.3 Mangankrustenwachstum

Die maximale Dicke einer Mangankruste auf einem größeren dropstone wurde im REM mit 10  $\mu\text{m}$  bestimmt. Der dropstone stammt aus Kern 1224, für den im oberen Teil nach  $^{14}\text{C}$ -Datierungen eine Sedimentationsrate von 2 cm/1000a ermittelt werden konnte. Hieraus ergibt sich eine Wachstumsrate der Mangankruste von 10  $\mu\text{m}$ /1000a.



### 3.11 Stabile Isotope

#### Kern 1224-1

Die Sauerstoffisotopenwerte liegen in Kern 1224 zwischen 4 und 5 ‰ entsprechend einer Temperaturänderung von 5°C bzw. einer Salzgehaltsänderung um 2.5 ‰ (Abb.33). Die leichtesten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte treten mit 3.74 ‰ an der Oberfläche auf. Es folgt ein Abschnitt mit geringfügigen Schwankungen um 4.65 ‰ bis 180 cm. Ein Horizont von 180-220 cm weist die schwersten Werte mit bis zu 5.09 ‰ auf. Der untere Abschnitt dieses Kerns bis 720 cm zeigt leichte Werte die zwischen 4.11 und 4.63 ‰ liegen.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte folgen in ihren Schwankungen weitgehend der Sauerstoffisotopenkurve mit negativer Korrelation. Die schwersten Werte (+0.84 ‰) liegen auch hier an der Oberfläche. Die schon beschriebenen Schwankungen werden zusätzlich von einem Trend zu leichteren Werten bis 290 cm Kerntiefe überlagert. Der untere Kernabschnitt ist wiederum durch schwerere Kohlenstoffisotope (0.5-0.18 ‰) charakterisiert.

#### Kern 1023-1

Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen in diesem Kern zwischen 4.24 und 5.59 ‰ (Abb.33). Generell steigen die Werte in zwei Abschnitten von 700-360 cm und von 360-80 cm jeweils mit etwa 4.4 ‰ beginnend bis auf 5 ‰ an. Dieser Trend verläuft parallel mit den gleichzeitig abnehmenden Karbonatgehalten, beginnt jedoch 50 cm bevor die Karbonatkurve sprunghaft auf ihr jeweiliges Maximum ansteigt. Bei 484, 500, 535 und 614 cm sind die Werte deutlich schwerer als 5 ‰.

Die Kohlenstoffisotopenwerte liegen zwischen +0.82 und -0.15 ‰. Die Minima bei -0.15, -0.7 und -0.04 ‰ liegen kurz oberhalb der schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Spitzen. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte steigen etwa 20 cm nach Beginn der hohen Karbonatwerte von 0 bzw. 0.4 ‰ auf 0.5-0.7 ‰ an und sinken mit dem Rückgang des Karbonates wieder auf den ursprünglichen Wert ab. Gegen Ende der jeweiligen Karbonatmaxima erreichen die Kohlenstoffisotope ein zweites schweres Maximum (0.64 und 0.84 ‰).

## 4 DISKUSSION

### 4.1 Der Einfluß des Eises auf die Sedimentation

Nach den bisher aus der Antarktis bekannten Beobachtungen zum Sedimenttransport durch Eis können im wesentlichen zwei Typen von Eisbergen unterschieden werden. Eistransport durch Meereis, wie in der Arktis, findet wegen der besonderen morphologischen Bedingungen (tiefer Schelf, weit auf den Schelf hinausreichende Schelfeismassen) nicht statt.

Typ 1.: Eisberge von Gletschern der Westantarktis, besonders der antarktischen Halbinsel, transportieren große Mengen Sediment (DREWRY, 1978; DREWRY & COOPER, 1981). Das Sediment ist meist durch Drucklösung basal eingefroren, kann aber auch durch Überfließen morphologischer Unebenheiten in Lagen angereichert werden oder auf einen Gletscher sedimentiert sein (ANDERSON et al., 1980). Eisberge dieses Typs sind insgesamt selten, da, vom Gesamthaushalt der antarktischen Eismassen aus gesehen, die kleineren Gletscher dieser Region weniger Eis liefern als der ostantarktische Schild. Die petrographische Zusammensetzung der Geröllfracht in den Kernen 1224 und 1003 zeigt, daß dieser Typ vor Kapp Norvegia eine untergeordnete Rolle spielt.

Typ 2.: Eisberge von den Eisschelfen des ostantarktischen Schildes sind häufig frei von Eisfracht oder transportieren nur sehr geringe Mengen detritischen Materials (DENTON et al., 1971). Nach dem Überschreiten der grounding line friert zwar anfangs wegen der niedrigen Eistemperaturen, weit unter 0°C, zuerst Meerwasser an der Unterseite an (DOMACK, 1982), nach Einstellung eines Temperaturgleichgewichts beginnen jedoch die Abschmelzvorgänge und damit das Ausschmelzen der ausschließlich basalen Eisfracht noch im zusammenhängenden Schelfeis. Somit sind hier kalbende Eisberge bereits weitgehend frei von Sediment. Von den Eisschelfen der Ostantarktis wird nur in drei Ausnahmesituationen IRD in größeren Mengen ins tiefere Wasser transportiert:

- a) Ein aufliegender Eisschelf wird mit steigendem Meeresspiegel angehoben und sofort abgebaut. Die hierbei entstehenden Eisberge enthalten größere Mengen angefrorenen Sedimentes, das vorwiegend über dem Kontinentalhang sedimentiert.
- b) Das Schelfeis überschreitet während eines glazialen Vorstoßes die Schelfkante, so daß die über dem Hang kalbenden Eisberge noch Eisfracht transportieren. Dieser Vorgang unterstützt die Theorie, daß Variationen im IRD-Gehalt generell das Ausmaß der antarktischen Vereisung reflektieren (GOODELL & WATKINS, 1968).
- c) Ist ein Eisschelf schmal oder fehlt er ganz, wie z.B. vor Kapp Norvegia, ist die Zeit zwischen Überschreiten der grounding line bis zur Entstehung eines Eisberges so kurz, daß die basale Eisfracht nicht vollständig ausschmelzen kann (ELVERHOI & ROALDSET, 1983).

Zur Sedimentation eistransportierten Materials vor Kapp Norvegia trägt vorwiegend Typ 2 bei. Die Verteilung auf dem nördlichen Teil des Profils wird durch Eisberge bestimmt, die sich mit dem zirkumantarktischen Strom um den Kontinent bewegen. Das reichliche Auftreten von kristallinen Eisfrachtgeröllen an den nördlichen Positionen 1224 und 1003 deutet darauf hin, daß hier Gesteine der Ostantarktis angeliefert werden. Ausgeprägte



Sedimentationszyklen von IRD sind an diesen Positionen in dem erfaßten Zeitraum von ca. 500,000 Jahren nicht festzustellen (Abb.15). In kontinentferneren Bereichen ist die Eisfrachtsedimentation generell gleichmäßiger, da sich die klimatisch gesteuerten Bewegungen der Eiskante nur noch stark gepuffert auf die Sedimentation auswirken.

Weiter nach Süden, mit zunehmender Annäherung zum Schelf, lassen sich ausgeprägte Schwankungen der IRD-Sedimentation beobachten (Abb.15). Der Abbau des Schelfeises nach einem postglazialen Meeresspiegelanstieg (Typ 2a) führt zeitweise zu einer verstärkten Anlieferung von Sediment aus dem nahen Schelfbereich. Der zunehmende Austausch von kristallinen gegen vulkanische Gesteine, die im Hinterland von Kapp Norvegia anstehen, spiegelt den stärker werdenden Einfluß des von dort angelieferten detritischen Materials wider.

Ein Sediment, daß an der Basis eines Gletschers transportiert wird (Orthotill oder Geschiebemergel) liegt primär in einem breiten Korngrößenspektrum mit einer relativ gleichförmigen Verteilung vor (Abb.21, B). Dieses Sediment wird von den Eisbergen transportiert, behält jedoch während der Ablagerung nicht seine ursprüngliche Kornverteilung bei. Die Korngrößenverteilung eines abgelagerten glazialmarinen Sedimentes ist von der Strömungsverteilung in der darüberliegenden Wassersäule abhängig (CHRISS & FRAKES, 1972).

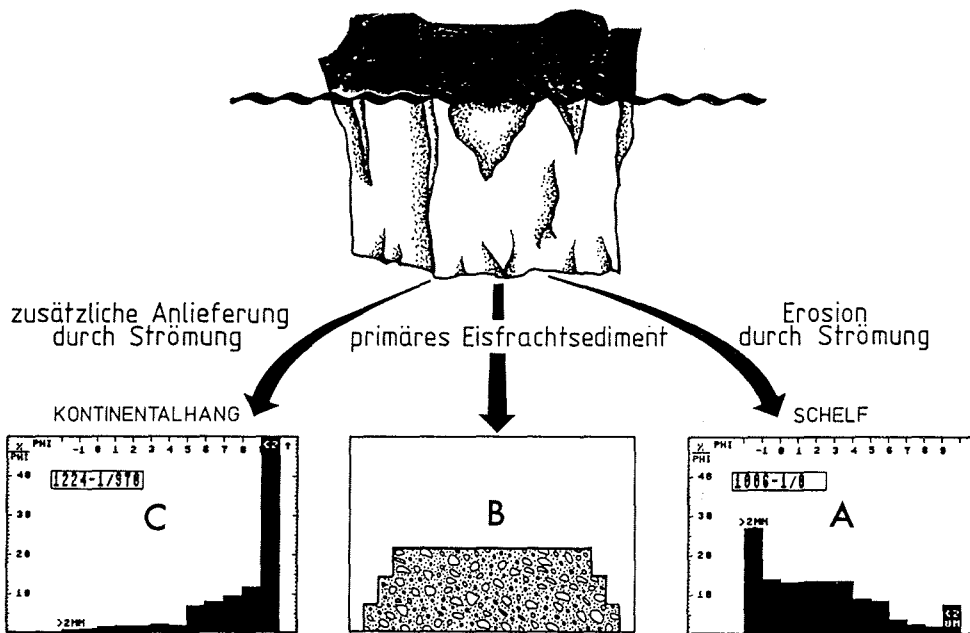


Abb. 21: Glazialmarine Sedimenttypen

Typ B zeigt das schematische Korngrößenhistogramm eines unveränderten Eisfrachtsedimentes (transitional glacial-marine sediment, ANDERSON et al., 1983), das im Untersuchungsgebiet nicht auftritt. Auf dem Schelf (Typ A) wird ein Teil der feinen Fraktion (<4 phi) während der Sedimentation durch den antarktischen Küstenstrom weggeführt (residual glacial-marine sediment). In den Sedimenten am Kontinentalhang (Typ C) wird zusätzlich zur Eisfracht feines Material (<5 phi) durch Strömung angeliefert und abgelagert (compound glacial-marine sediment).

Über dem Schelf wird ein Teil der feinen Fraktion durch den Küstenstrom abtransportiert. Zur Ablagerung kommt ein Restsediment, daß bis 63 µm (4 phi) noch die typische Verteilung des primären Eisfracht-sedimentes aufweist, an den feineren Fraktionen jedoch zunehmend verarmt ist (Abb.21, A).

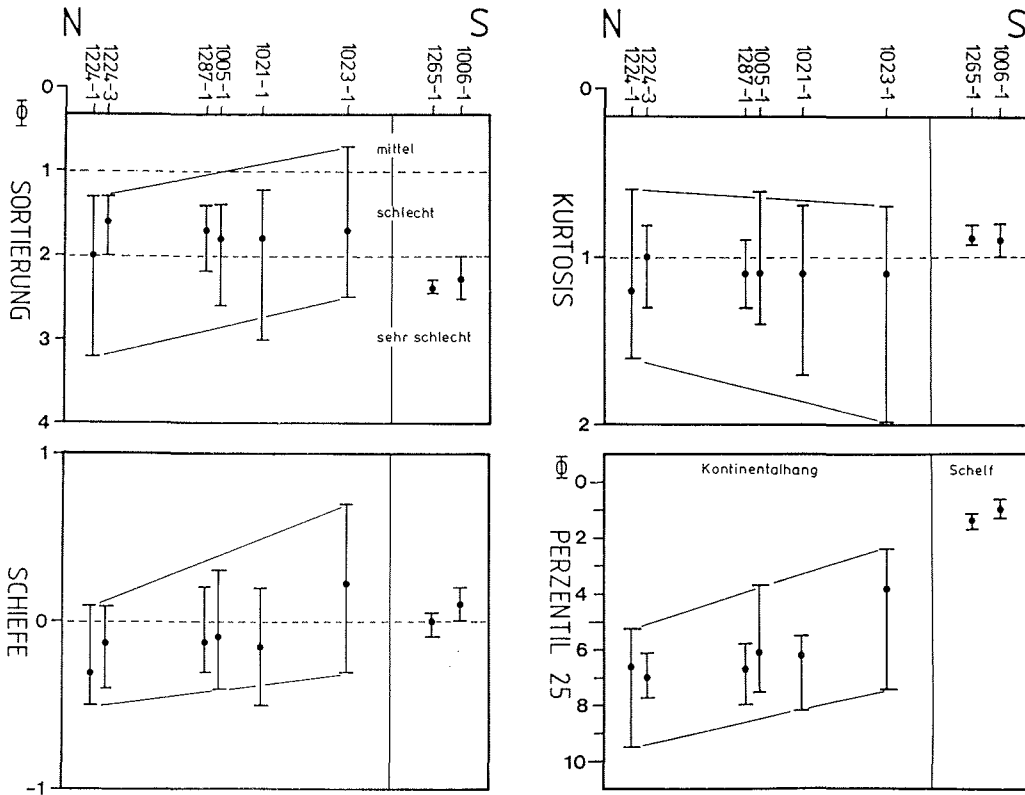


Abb. 22: Wertebereiche der Korngrößenparameter im Profilverlauf

Der Trend in den Korngrößenparametern spiegelt den zunehmenden Einfluß strömungstransportierten Materials mit zunehmender Entfernung vom Kontinent bei gleichzeitig zurückgehender Eisfrachtsedimentation wider. Perzentil 25 zeigt in der S-N-Verteilung zunehmende Werte, die Schiefe verlagert sich von leicht grobkornbetonten zu feinkornbetonten Verteilungen. Die Kurtosis wird auf dem Schelf durch die "Erosion" feiner Materials zu Werten <1, auf dem Kontinentalhang durch die zusätzliche Sedimentation feiner Korngrößen zu Werten >1 verschoben. Typisch für glazial-marine Sedimente ist die schlechte bis sehr schlechte Sortierung.

Am Kontinentalhang wird zusätzlich zur Eisfracht, die hier nur einen geringen Anteil am Gesamtsediment hat, feines Material (<32 µm  $\hat{=}$  <5 phi) durch Strömung angeliefert und abgelagert (Abb.21, C). Das Verhältnis von Eisfracht zu Strömung in ihrem Einfluß auf die Sedimentation nimmt mit zunehmender Entfernung vom Kontinent generell ab, der Feinanteil im Sediment nimmt zu. Die Trends der Korngrößenparameter im Profilverlauf spiegeln diesen Vorgang wider (Abb.22). Das Perzentil 25 nimmt von S nach N generell zu, die Schiefe verlagert sich von mehr grobkornbetonten Verteilungen zu feinkornbetonten Verteilungen. Die Kurtosis wird auf dem Schelf

durch den Abtransport feinen Materials zu Werten  $<1$ , auf dem Kontinentalhang durch die zusätzliche Sedimentation feiner Korngrößen zu Werten  $>1$  verschoben. Die für glazialmarine Sedimente typische schlechte bis sehr schlechte Sortierung zeigt kaum Veränderungen. Proben mit einer mittleren Sortierung in Kern 1023 sind auf kleinere turbiditische Sandlagen zurückzuführen.

Die ausgeprägte Zyklizität in der IRD-Sedimentation auf der oberen Kontinentalhangterrasse bildet sich auch in der Zusammensetzung der Tonmineralvergesellschaftungen ab. Da sich die Verwitterungsbedingungen in der Antarktis seit dem vollständigen Aufbau des Eisschildes nicht mehr verändert haben, kann in dieser Hinsicht ein Einfluß auf die Zusammensetzung ausgeschlossen werden. Die wechselnden Anteile der Tonminerale, besonders des Montmorillonit, sind auf die unterschiedliche Anlieferung durch Eistransport und Strömung zurückzuführen. Der Eistransport, der im kontinentnahen Bereich vorwiegend durch die klimatisch gesteuerten Bewegungen der Eiskante beeinflusst wird, liefert eine Tonmineralvergesellschaftung mit geringfügig wechselnden Anteilen von Montmorillonit, Illit und Chlorit. Durch Strömung wird vorwiegend Montmorillonit transportiert.

Die Eisbergaktivität ist besonders während der Glazialzeiten stark reduziert (s.Kap 4.3.5, Glazialfazies). Die gleichzeitig auftretende kontinuierliche Packeisbedeckung behindert die Bildung und Drift von Eisbergen zusätzlich und begünstigt eine Sedimentation strömungstransportierten Materials, da vertikale Strömungen, wie Auftrieb, am Kontinentalhang unterbunden werden. Verändern sich die Bedingungen von einem eisfrachtbetonten zu einem strömungsbetonten Sedimentationsmilieu, nimmt der Montmorillonitgehalt zu und der IRD-Gehalt ab. Beide Parameter sind negativ miteinander korreliert (Abb.23).

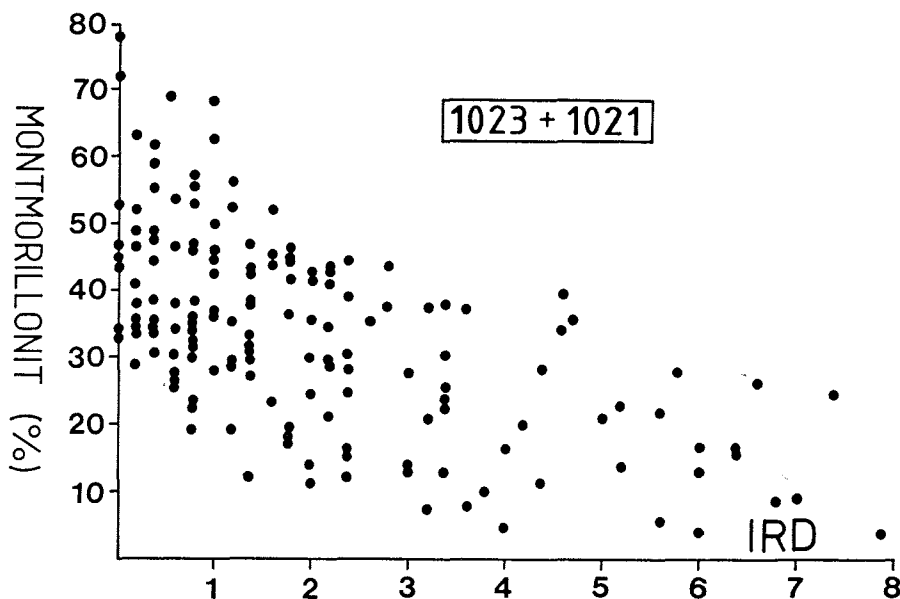


Abb. 23: Korrelationsdiagramm IRD-Parameter/Montmorillonitgehalt

Der IRD-Parameter, ein Maß für den Eisfrachtanteil im Sediment, ist negativ mit dem Montmorillonitgehalt korreliert, da bei hoher Meereisbedeckung und geringerer Eisbergaktivität vorwiegend strömungstransportiertes Material und damit mehr Montmorillonit abgelagert wird.

#### 4.2 Fluktuationen der Karbonatkompensationstiefe (CCD)

Für die Karbonatsedimentation am Meeresboden ist die Tiefenlage der CCD von entscheidender Bedeutung. In einem glazialmarinen Sedimentationsmilieu liegt die CCD in unterschiedlichen und stellenweise weitaus geringeren Tiefen, als den üblichen 4000-5000 m der Weltozeane. (KENNETT, 1966; THEYER, 1971; ANDERSON, 1972). Die Lage der CCD in der Ross See bei 500 m (KENNETT, 1966) läßt darauf schließen, daß, außer der Wassertiefe, noch weitere Parameter für die Karbonatlösung wichtig sind. Bildung und Verteilung des Meereises kontrollieren über ihren Einfluß auf Ozeanographie und Primärproduktion die Lage der CCD (ANDERSON, 1975b). In der Weddell See wirkt sich dies vorwiegend auf die Sedimentation vor dem südwestlichen Schelf aus, über dem die Bildung salzreichen Schelfwassers (SSW) zur Entstehung des antarktischen Bodenwassers (AABW) beiträgt. Diese Wasserkörper sind karbonatlösend und führen damit zu einer CCD-Lage bei 250-500 m (ANDERSON, 1975c). Hohe Gehalte an planktonischen Foraminiferen am südwestlichen Hang führt ANDERSON auf eine extrem hohe Produktion im nährstoffreichen Oberflächenwasser zurück, die die Karbonatlösung am Boden noch überschreitet.

Die Ostküste liegt unter dem Einfluß zweier Wassermassen, die im Bereich Kapp Norvegia in die Weddell See einströmen:

1. Das warme Tiefenwasser (WDW) löst nach ANDERSON (1975a) in der Weddell See ebenfalls Karbonat, bedingt durch den langen Kontakt mit den Tiefseesedimenten und der daraus resultierenden Sättigung mit CO<sub>2</sub>. Vor Kapp Norvegia keilt das WDW zum Kontinentalhang hin aus (CARMACK & FOSTER, 1977).

2. Das frische Schelfwasser (FSW), das hier mit Strömungsgeschwindigkeiten von <17cm/sec über dem Schelf in die Weddell See einströmt (CARMACK & FOSTER, 1975), ist nicht karbonatlösend. Die reiche Schelffauna mit karbonatischen Schalen und Skelettelementen (Foraminiferen, Bryozoen, Korallen) bestätigt dies.

Die Lage der CCD in der östlichen Weddell See wird nach ANDERSON (1975c) durch die hydrographische Grenze zwischen FSW und WDW bestimmt, deren rezente Wassertiefe zwischen 700 und 1190 m liegt.

Mit dem Beginn des letzten Interglazials (s.Kap. 4.3.4, Interglazialfazies) hat vor Kapp Norvegia eine verstärkte Sedimentation karbonatischen Planktons begonnen. Diese Sedimentation war während des letzten Glazials auf den landferneren Bereich des Profils beschränkt (Abb.24, 1224/1003), breitet sich aber seit dem Beginn der holozänen Warmzeit immer stärker in Richtung Kontinent aus und dürfte heute etwa Position 1021 erreicht haben. Die während der letzten beiden Glazialstadien abgelagerten Sedimente (s.Kap.4.5) an Position 1224 enthalten planktonische Foraminiferen, die darauf hinweisen, daß sich die CCD unterhalb 2800 m Wassertiefe befunden haben muß. Der hohe Fragmentierungsindex zeigt jedoch, daß hier bereits verstärkte Lösung stattgefunden hat, die CCD somit nicht viel tiefer gelegen haben kann.

Strenge glaziale Bedingungen haben in der Weddell See von 650,000 - 300,000 Jahren vor heute geherrscht (ANDERSON, 1972). Während dieses Zeitraumes muß die CCD die Wassertiefe an Position 1224 (2756 m) überschritten haben, da die entsprechenden Sedimente (tiefer als 7 m) karbonatfrei sind (Abb.24).

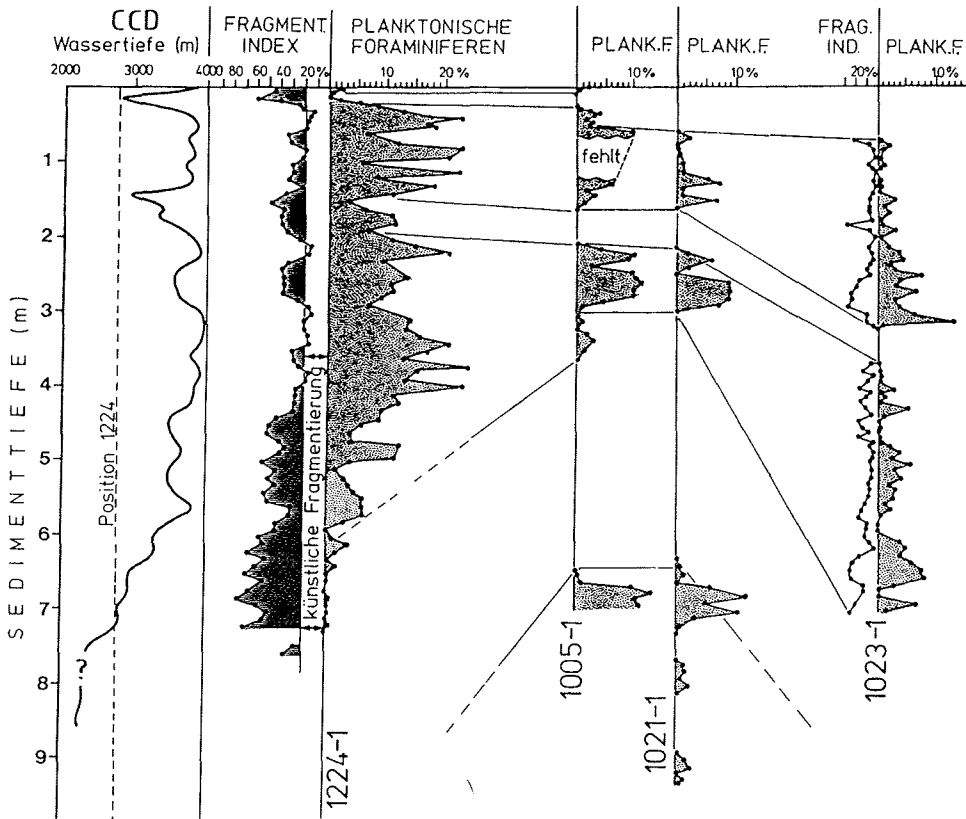


Abb. 24: Karbonatgehalte, Fragmentierungsindizes und CCD-Fluktuationen

Die CCD-Fluktuationen wurden vorwiegend aus den Karbonatgehalten und Fragmentierungsindizes in Kern 1224 rekonstruiert. Der karbonatfreie Horizont im unteren Teil von 1224 mit darüberfolgenden hohen Fragmentierungsindizes während der beginnenden Sedimentation karbonatischen Planktons lassen auf eine Absenkung der CCD in diesem Bereich unter die Wassertiefe von Position 1224 (2756 m) schließen. Während der darüberfolgenden zwei Interglazial-Glazial Zyklen (s.Kap. 4.5) wird diese Wassertiefe nur während des letzten glazialen Maximums erreicht. Die Fluktuationen zwischen 4000 m im Interglazial und 2000 m(?) im Glazial werden neben hydrographischen Veränderungen vorwiegend durch die Sedimentation karbonatischen Planktons gesteuert.

Der Übergang zu den karbonatreichen Horizonten im oberen Kernteil (0-600 cm) beginnt mit hohen Fragmentierungsindizes (<70 %) die nach oben hin abnehmen. Hier spiegelt sich der Einfluß der absinkenden CCD wider. Eine Obergrenze für die fluktuierende CCD ist schwierig zu bestimmen, da auf den flacheren Teilen des Kontinentalhanges in Kaltzeiten kein Karbonat sedimentiert wird. Dies ist hier kein Lösungseffekt durch die CCD, sondern muß auf fehlende Planktonproduktion in Kontinentnähe zurückgeführt werden, da mit den karbonatfreien Horizonten in den Kernen 1023 und 1021 zu parallelisierende Bereiche im tieferen Kern 1224 Karbonat enthalten (Abb.24). Für den Anstieg der CCD in ausgeprägten Kaltzeiten auf etwa 2500-2000 m können verschiedene Gründe verantwortlich sein, die direkt oder indirekt in Verbindung mit der Bildung und Verbreitung des Meereises zu sehen sind:

1. Während der Kaltzeiten wird die CCD durch verstärkten Auftrieb  $CO_2$ -reichen, zirkumpolaren Tiefenwassers angehoben (BREWSTER, 1977, 1980).
2. Die verstärkte Packeisbildung wird von einer erhöhten Produktion salzreichen Schelfwassers (SSW) begleitet, das karbonatlösend ist (ANDERSON, 1975b).

3. Gleichzeitig mit der verstärkten Packeisbildung nimmt die Mächtigkeit des AABW zu. Dies könnte unter extremen glazialen Bedingungen eine Anhebung der CCD bis auf Schelfhöhe bewirken. Dieser Aspekt trifft für den Kapp Norvegia-Bereich nicht zu, da er außerhalb des AABW-Einflusses liegt.

4. Die Primärproduktion, und damit die Sedimentation karbonatischen Planktons, wird reduziert bzw. unterbrochen. Dieser Vorgang kann in Verbindung mit der Weddell See-Polynya gesehen werden (s.Kap.4.3.4).

5. Die Sedimentationsrate des terrigenen Detritus nimmt ab, so daß mehr Zeit zur Lösung der Karbonatpartikel an der Sedimentoberfläche zur Verfügung steht.

6. Die im Meerwasser gelöste Menge an  $\text{CO}_2$  nimmt, als Folge des Abbaus organischer Substanz, unter einer geschlossenen Eisdecke oder einem ausgedehnten Eisschelf zu, da ein Austausch mit der Atmosphäre unterbunden wird (FILLON, 1975).

Eine Fortsetzung des Profils in größere Wassertiefen mit Hilfe der ISLAS ORCADAS-Kerne zeigt ein Auskeilen des Karbonathorizontes in Kern 1224-1. In Kern IO 1578-22 (2820 m) nimmt die Mächtigkeit ab, die Kerne IO 1578-27 (3274 m) und -37 (3681 m) enthalten Karbonathorizonte im Dezimeterbereich, die auf eine Lage der CCD in der östlichen Weddell See um 4000 m in Warmzeiten schließen lassen (Abb.24).

Neben den paläoozeanographischen Veränderungen werden die durch die Packeisbedeckung gesteuerten Schwankungen in der Produktion karbonatischen Planktons als wesentlich für die Fluktuationen der CCD im Einstrombereich der Weddell See angesehen. Die negative Korrelation zwischen Foraminiferengehalt und Fragmentierungsindex deutet auf einen Einfluß der Planktonproduktion auf die CCD-Lage hin.

#### 4.3 Faziesgliederung der Sedimente

Die Bestimmung verschiedener Parameter an den Sedimenten des antarktischen Kontinentalhangs vor Kapp Norvegia zwischen Wassertiefen von 200 und 2800 m ermöglicht eine Klassifizierung von sieben verschiedenen Sedimentfazies, die entsprechenden Ablagerungsmilieus zugeordnet werden können. Maßgebend für diese Gliederung sind die Korngrößenverteilung mit dem Anteil der Kiesfraktion als Maß für die Eisfracht, die Tonmineralvergesellschaftung, der Gehalt an Radiolarien und planktonischen Foraminiferen, sowie die in den Röntgenpräparaten beobachteten Texturen.

Die Nomenklatur glazialer Ablagerungen im marinen Bereich ist mannigfaltig. Tab.9 gibt eine Übersicht. Im Folgenden sollen die Begriffe "Orthotill" und "residualer Paratill" entsprechend ihrer Beschreibung bei HARLAND et al. (1966) und ANDERSON et al. (1980) verwendet werden. Bedingt durch die Strömungen im Schelfbereich tritt der "compound paratill" im Untersuchungsgebiet nicht auf.

#### 4.3.1 Paratillfazies

Die für den antarktischen Schelf ungewöhnlich geringe Wassertiefe vor Kapp Norvegia von 225-275 m ist auf eine erhöhte Ablagerung während der Eisvorstöße, bedingt durch die Kap-Position, zurückzuführen. Der eigentliche Kontinentalschelf wird hier von einer vermutlich 200-300 m mächtigen Schicht glazialer und glazialmariner Sedimente überlagert, die an dieser Position mächtiger ist, da die sonst tiefer greifende, erosive Wirkung des Eisschelfes durch die morphologische Erhebung im Hinterland verringert wird. Nur die jüngsten holozänen Ablagerungen wurden mit den beschriebenen Kernen erfaßt.

Die Paratillfazies besteht zu etwa einem Drittel aus Kies. Die Fraktion <2 mm liegt im Sandbereich in einer gleichförmigen Verteilung vor, die feineren Korngrößen (<4 phi) sind mit abnehmendem Durchmesser in immer geringeren Anteilen vorhanden (Abb.25). Die charakteristische Tonmineralvergesellschaftung ist durch relativ hohe Chloritgehalte gekennzeichnet (Abb.27). Die biogene Produktion trägt geringfügig zur Sedimentation bei. Durch katabatische, ablandige Winde bedingter Auftrieb kann zur Ablagerung diatomeenreicher Sedimente in Schelfbecken führen (DOMACK & ANDERSON, 1983). Vor Kapp Norvegia trägt vorwiegend eine reiche Schwammfauna zur Opalproduktion bei (VOSS, in Vorb.). Karbonat spielt nur eine untergeordnete Rolle. Ein geringer Anteil an Bryozoen-, Mollusken-, Echinodermen- und Korallenfragmenten ist jedoch typisch für diese Fazies (ANDERSON et al., 1983).

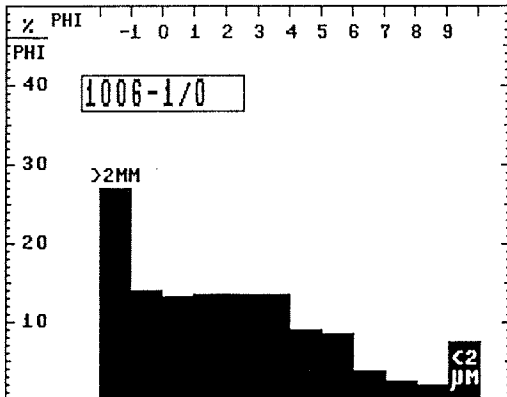


Abb. 25:  
Korngrößenhistogramm der Paratillfazies  
Die Paratillfazies liegt in den Sandkorngrößen in der unveränderten Verteilung des primären Eisfrachtsedimentes vor, das durch Eisberge transportiert und abgelagert wird. Die feineren Fraktionen sind, da sie durch den Küstenstrom weggeführt werden, mit abnehmenden Korngrößen in immer geringeren Anteilen vorhanden.

Die beschriebenen Sedimente sind, entsprechend ihrer Korngrößenzusammensetzung und ihres biogenen Inhalts, als residualer Paratill zu bezeichnen (ANDERSON et al., 1980). An beiden Positionen (1006-1, 1265-1) wurde die gleiche Sedimentfazies angetroffen, die sich auch im Kernverlauf nicht ändert.

Vergleiche mit den benachbarten, längeren Schelfkernen von IWSOE 70 (3-17-1, 3-17-2, 3-18-1) sowie den ISLAS ORCADAS 1578-Kernen (28, 29, 30) zeigen eine übereinstimmende Sedimentbeschreibung in den oberen Kernabschnitten, die zwischen muddy sand und sandy mud wechseln, der stark kieshaltig ist und keinerlei Schichtung zeigt (ANDERSON et al., 1981; KAHAROEDDIN et al., 1980).

Bezeichnung	Erklärung	Autor
glazialmarine Ablagerungen	Sedimente, die im marinen Bereich durch Eis transportiert und abgelagert werden	PHILIPPI (1912)
Diamiktit (engl. diamicton)	generelle Bezeichnung für ungeschichtete und unklassierte Sedimente	FLINT et al. (1960)
Till	unsortiertes Sediment, polygenetisch, Klaster in feiner Matrix	FLINT (1947)
lodgement till	Grundmoräne, kurz transportiert,	HARLAND et al (1966)
lodgement diamicton	Ablagerung an der Basis aktiver Gletscher polymodale Kornverteilung, feine Matrix	WHILLANS (1978)
ablations till	länger transportiertes Sediment, bei Stillstand oder Rückzug des Gletschers ausgeschmolzen	GRAVENOR et al (1984)
melt out till		WHILLANS (1978)
undermelt till	Ablagerung durch Abschmelzvorgänge unter dem Eis, Kornverteilung + Textur ähnlich lodgement till	GRAVENOR et al (1984)
undermelt diamicton		
orthotill	passive Ablagerung durch Eis	DOMACK et al (1980)
paratill	Ablagerung durch Abschmelzprozesse	DOMACK et al (1980)
orthotill	Ablagerungen durch aufliegendes Eis,	HARLAND et al (1966)
basal till	festes, schlecht sortiertes Sediment, homogen, fossilfrei, überkompaktiert	
compound paratill	Ablagerung durch schwimmendes Eis	ANDERSON et al (1980)
compound glacial marine sediment)		
residual paratill	Ablagerung durch schwimmendes Eis Restsediment durch Strömung	ANDERSON et al (1980)
(residual glacial marine sediment)		

Tab. 9: Zusammenstellung der wichtigsten Begriffe zu Sedimenten aus dem glazial-glazialmarinen Bereich

Eine vollkommene Übereinstimmung zeigt sich besonders in der Farbbeschreibung, deren Vergleich durch die einheitliche Verwendung der Rock Color Chart möglich wurde (s.Anhang). In allen Kernen wird die Schelffazies, wie auch in 1006 und 1265, mit oliv-grau (5Y3/2) beschrieben. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und über einem halben Meter. Im Kern IO 1578-16 ist der Paratill so geringmächtig, daß er lediglich als dünne Schicht im Auslösekern gewonnen wurde. In einigen Bereichen fehlt diese Fazies ganz. Eine ähnliche Fazies beschreiben ELVERHOI & ROALDSET (1983) in den oberen 10-30 cm mehrerer NARE-Schelfkerne (209, 232, 233) 250 km südlich Kapp Norvegia.

Mit dem Beginn des holozänen Temperaturanstiegs, der in der Antarktis an mehreren Eiskernen auf 16,000 Jahre B.P. datiert worden ist (LORIUS et al., 1979; JOHNSON et al., 1972; BARKOV et al., 1975), begann die Ablagerung der Paratillfazies. Der durch die abschmelzenden Eismassen der Nordhemispäre ansteigende Meeresspiegel hob die Eisschelfe an, löste sie vom Schelf und begünstigt damit das Kalben von Eisbergen und die Verlagerung der Schelfeiskante zum Kontinent - ein Prozess, der nach DOMACK (1982) relativ schnell abgelaufen sein muß.

Die mit der Anhebung beginnenden Abschmelzvorgänge an der Unterseite von Eisschelf und Eisbergen lassen, besonders zu Beginn, das noch reichlich eingefrorene Sediment auf dem Schelf sedimentieren. Gleichzeitig



werden verschiedene Strömungen, wie Küstenstrom und Tidenströmung wirksam (KELLOGG et al., 1979), so daß die Korngrößenverteilung dieser Fazies nach der Ablagerung nicht mehr der Verteilung des durch das Eis angelieferten Sedimentes entspricht. Die Strömungsgeschwindigkeiten des antarktischen Küstenstromes mit bis zu 17 cm/sec auf dem Schelf (CARMACK & FOSTER, 1975) transportieren einen Teil des feineren Materials ab, so daß lediglich ein Residualsediment abgelagert wird (Abb.25). Diese Strömungen sind in den oberen 200-250 m besonders intensiv wirksam (ANDERSON et al., 1983; CHRISS & FRAKES, 1972), ein Grund für das Auftreten des Residualtills vorwiegend auf flacheren Schelfen.

Die Mächtigkeitsunterschiede dieser Fazies zwischen 0 und etwa 50 cm ergeben, setzt man einen Beginn ihrer Sedimentation bei etwa 15.000 Jahren voraus, Sedimentationsraten zwischen 0 und 3 cm/1000 Jahre. Dies stimmt mit Beobachtungen von ELVERHOI & ROALDSET (1983) überein, die mit korrigierten <sup>14</sup>C-Datierungen eine Sedimentationsrate von 3 cm/1000 Jahre bestimmten (NARE 1978/79, Kern 206). Nach ANDERSON et al. (1983) sind die Sedimentationsraten auf dem Schelf während des Maximums von Kalt- und Warmzeiten am höchsten, im Glazial bedingt durch den Eistransport, im Interglazial als Folge der Abschmelzvorgänge. Die derzeitige Sedimentation wird als relativ gering eingestuft.

Die Mächtigkeiten dieser Fazies werden durch verschiedene Parameter beeinflusst. Die Ablagerung der feineren Eisfracht wird durch die Intensität des Küstenstromes beeinflusst. Die Gesamtmenge angelieferten Sedimentes ist zum einen von der Breite des Eisschelfs abhängig, da ein längerer Weg von der grounding line bis zur Eiskante die Eisfracht durch Abschmelzvorgänge verringert. Zum anderen werden die Sedimentationsraten davon bestimmt, wieviel Material durch das Hinterland des entsprechenden Gletschers zur Verfügung gestellt wird. Die Intensität der Abtragung wird wiederum durch die Aktivität des Gletschers und die Art des anstehenden Gesteins bestimmt.

Der während der Eisvorstöße der letzten Kaltzeit abgelagerte Orthotill wurde mit den Kernen 1006 und 1265 nicht erfaßt. Tiefer reichende ISLAS ORCADAS- und IWSOE-Kerne beschreiben unter der meist olivgrauen Schelffazies ein olivschwarzes (5Y2/1) bis dunkelgraues (N3) Sediment mit wechselnden Anteilen von Kies, das sich in der Korngrößenbeschreibung kaum, in der Farbbeschreibung jedoch deutlich von der holozänen Deckschicht unterscheidet. Der Orthotill wird als schlecht sortiert, fossilfrei, mit Klaster ohne Orientierung in feiner Matrix, polymodaler Kornverteilung, sowie homogener Textur und Mineralogie beschrieben (HARLAND et al., 1966; ANDERSON, 1972; GRAVENOR et al., 1984). Die häufig erwähnte Überkompaktion dieser Fazies (ELVERHOI & ROALDSET, 1983; ANDERSON, 1972) ist auf die Last des aufliegenden Schelfeises zurückzuführen. Die Grenzfläche zwischen Orthotill und überlagerndem, holozänen Paratill konnte in Profilen vor Camp Norway im 3.5 kHz-Echolot beobachtet werden. Vor Kapp Norvegia war dies, vermutlich bedingt durch die sehr hohen Kiesgehalte, nicht möglich. Der Orthotill wurde im Schelfbereich vor Kapp Norvegia aufgrund zu geringer Kernlängen nicht erreicht, tritt jedoch in Kern 1023 am Fuß des oberen Kontinentalhanges in zwar textuell anderer, aber sonst ganz ähnlicher Zusammensetzung in einigen Horizonten auf (s.Kap 4.3.3, Moränenfazies).

#### 4.3.2 Restsedimentfazies

Position 1022 liegt auf halber Höhe des oberen, mit 14° einfallenden Kontinentalhangabschnittes und erbrachte, außer einer geringen Menge Kies, keinen Kerngewinn. Vergleichbare IWSOE-Kerne zeigen in diesem Hangbereich ebenfalls grobkörniges Sediment.

Alle aus diesen Wassertiefen zur Verfügung stehenden Sedimentbeschreibungen lassen auf ein durch Umlagerung und Aufarbeitung gekennzeichnetes Sedimentationsmilieu schließen. Hierfür sind vorwiegend Strömung und Hangneigung verantwortlich. Die Sedimentanlieferung wird an diesem Hangabschnitt vorwiegend durch die oszillierende Schelfeiskante gesteuert. Bei einem Vorstoß des Eises bis an die Schelfkante findet auf dem Hang verstärkte Ablagerung und Transport von Schelfsedimenten statt, die durch Strömung und gravitativen Sedimenttransport, wie Rutschungen und Turbidite, umgelagert und aufgearbeitet werden, so daß schließlich ein grobes Restsediment aus Kies und Sandfeldern übrigbleibt. Durch den auch in diesen Tiefen noch wirksamen Küstentrom wird das feine Material weitgehend abtransportiert. Am Fuß des Hanges bilden sich diese Prozesse durch zahlreiche turbiditische Sand- und Siltlagen im Sediment ab (Pos. 1023). Eisberge tragen in diesem Bereich verstärkt zur Sedimentation bei, da sie nach dem Verlassen des kalten Schelfwassers durch verstärkte Abschmelzvorgänge im Auftrieb des warmen Tiefenwassers über dem Hang ihre basale Sedimentfracht verlieren (ANDERSON, 1972; MORGAN & BUDD, 1978).

#### 4.3.3 Moränenfazies

Einige Horizonte in Kern 1023 fielen durch eine außergewöhnliche und in den anderen Kernen nicht wieder auftretende, charakteristische Sedimentologie auf (Abb.26):

1. dunkelgraue-dunkelgrünlichgraue Farbe (N3)
2. fehlende Bioturbation
3. Wechsellagerung von Ton-, Silt- und Sandlagen im Millimeterbereich. Die breiteren Tonhorizonte sind in sich laminiert, die breiteren Sandlagen zeigen Gradierung (Turbidite). (Die Korngrößenparameter können für diese Horizonte nur Durchschnittswerte repräsentieren, da bei 1.5 cm breiten Probenhorizonten mehrere unterschiedliche Sedimentlagen erfaßt wurden).
4. hohe Kiesgehalte, in Lagen angereichert und unregelmäßig verteilt
5. hohe Gehalte an Gesteinsbruchstücken in der Sandfraktion
6. niedrige Gehalte an Glaukonit
7. hohe Werte organischen Kohlenstoffs
8. hohe Chlorit/Illit-Verhältnisse

Der für diesen Sedimenttyp verwendete Begriff "Moränenfazies" wurde gewählt, da die betreffenden Horizonte vorwiegend aus den Sedimenten entstanden sind, die das vorstoßende Schelfeis transportiert. Diese Fazies wird sedimentiert, wenn das sich ausdehnende Schelfeis die äußere Kante des Schelfes erreicht hat. Das vom Schelfeis transportierte Sediment wird den Kontinentalhang herabgeschüttet und sedimentiert an dessen Fuß, in dem Bereich, der mit Kern 1023 erfaßt wurde. Voraussetzung für diesen Vorgang ist eine Absenkung des Meeresspiegels, die das Schelfeis auf dem Schelf

aufliegen läßt. Hierdurch wird das Kalben von Eisbergen verhindert, was einerseits überhaupt erst zu einer Ausdehnung des Schelfeises führt (HOLLIN, 1962), andererseits die Abtragung der oberflächlichen Schelfsedimente durch Eistransport ermöglicht.

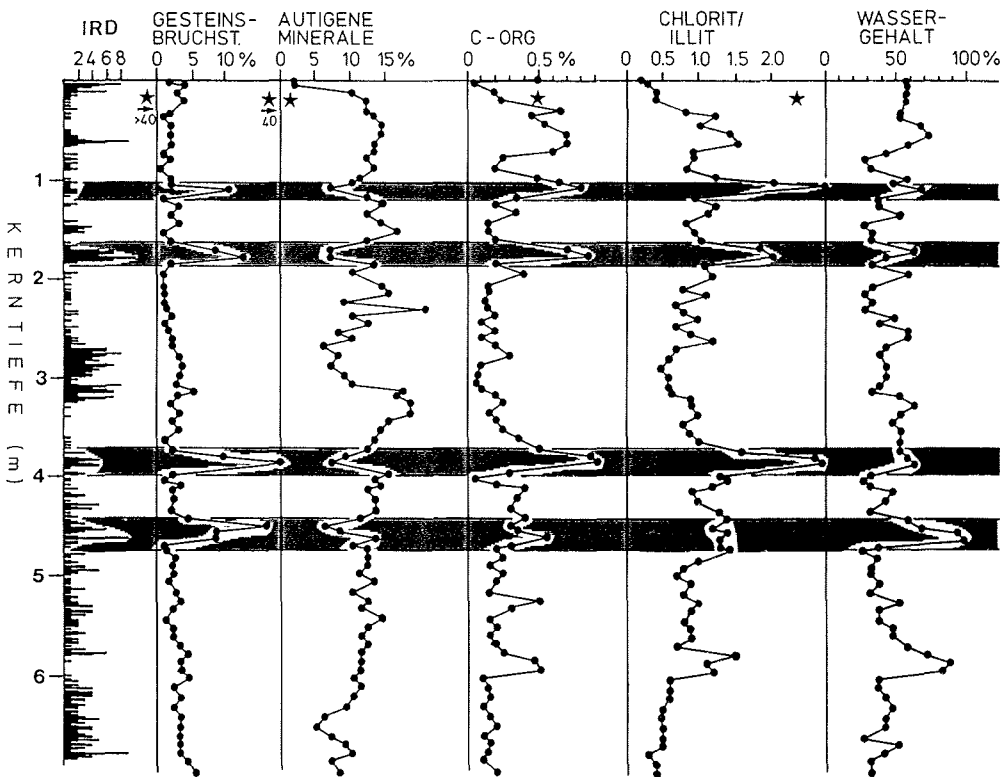


Abb. 26: Charakteristische sedimentologische Parameter der Moränenfazies (schraffiert)  
 Die ausschließlich am Fuß des oberen Kontinentalhangs abgelagerte Moränenfazies besteht vorwiegend aus Schelfsedimenten, die mit einem Vorstoß des Schelfeises über die Schelfkante hinaus ins tiefere Wasser transportiert wurden. Die Sterne repräsentieren die durchschnittlichen Werte des entsprechenden Parameters in den Schelfsedimenten. Charakteristisch für die Moränenfazies sind hohe Gehalte an Kies und Gesteinsbruchstücken, geringe Anteile an Glaukonit und ein hohes Chlorit/Illit-Verhältnis (s. Abb. 27). Der C-org-Gehalt ist in den Schelfsedimenten primär höher als am Kontinentalhang. Die hohen Werte in der Moränenfazies sind gleichzeitig ein Zeichen für schnelle Sedimentation. Der erhöhte Wassergehalt kennzeichnet einen hohen Feinanteil.

Während des hangabwärts gerichteten Sedimenttransports findet gleichzeitig eine Sortierung des primär unsortierten Moränenmaterials statt. Größere Steine bleiben kurz unterhalb der grounding line liegen, die zu diesem Zeitpunkt mit der Schelfkante übereinstimmt. Die durch das 3.5 kHz-Echolot aufgezeichnete unruhige, kleinräumige Morphologie im Bereich des Schelf/Hang-Überganges läßt auf ein Feld größerer dropstones schließen. Der Kies am oberen Kontinentalhang (Pos. 1022-1) dürfte ebenfalls zum großen Teil durch diese Prozesse sedimentiert worden sein. Das fraktionierte Sediment wird durch mehrere Schüttungen in Horizonten

unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung am Fuß des Hanges abgelagert. Stößt die Eiskante weiter vor und überschreitet Position 1023, die nur 10 km von der maximalen Position der grounding line entfernt liegt, werden unter dem Schelfeis vorwiegend Sedimente abgelagert, die durch Konturströme angeliefert werden. Die resultierende Fazies ist durch eine Wechsellagerung von gradierten Sand- und Siltlagen und laminierten Tonhorizonten gekennzeichnet (Taf.3, Fig.1). Kies wird sowohl hangabwärts transportiert, als auch von oben durch Eisberge eingestreut. Hohe C-org-Gehalte und fehlende Bioturbation lassen auf eine schnelle Sedimentation dieser Fazies schließen.

Vergleiche mit den Schelfsedimenten bestätigen, daß es sich bei der Moränenfazies um Sedimente von dort handeln muß.

1. Die dunkelgraue Farbe (N3) ist in den Sedimenten des Kontinentalhanges ungewöhnlich und taucht nur in den Beschreibungen der Schelfsedimente wieder auf (Orthotill, Islas Orcadas Kerne).

2. Die Gehalte an Gesteinsbruchstücken in der Sandfraktion erreichen in diesen Horizonten auffallend hohe Werte, die sonst nur auf dem Schelf auftreten.

3. Die Anteile an Glaukonit sind auf dem Schelf geringer und zeigen auch in der Moränenfazies niedrigere Werte.

4. Der deutlich höhere Anteil der Kiesfraktion spricht ebenfalls für eine Herkunft vom Schelf, auf dem das Sediment aus bis zu 30 % Kies bestehen kann.

5. In den Schelfsedimenten liegt eine charakteristische Tonmineralvergesellschaftung vor (Abb.27). Das Chlorit/Illit-Verhältnis von 2-3 auf dem Schelf taucht in den Kontinentalhangkernen nur in der Moränenfazies wieder auf und ist in allen übrigen Faziestypen geringer (Abb.26+27).

Eine Fazies dieses Typs wurde bisher in der Literatur nicht beschrieben. Dies mag einerseits daran liegen, daß die Entstehungsbedingungen vor Kapp Norvegia, bedingt durch den schmalen und flachen Schelf und den darauffolgenden, sehr steilen Kontinentalhang, besonders günstig sind, andererseits tritt diese Fazies nur in einem relativ eng begrenzten Bereich, direkt am Fuß des Hanges auf.

#### 4.3.4 Interglazialfazies

Nach dem Öffnen zeigten fast alle Kerne eine deutliche Gliederung bereits aufgrund unterschiedlicher Sedimentfarben (s.Anhang, Kernbeschreibung). Die weitere Bearbeitung erbrachte bei vielen sedimentologischen Parametern eine Bestätigung des sedimentären Wechsels zweier Sedimentfazies, die an den Grenzbereichen meist deutlich voneinander getrennt sind. Da in Verbindung mit den Sedimentationsraten eine gute zeitliche Übereinstimmung mit einer Paläoklimakurve gezeigt werden konnte (Kap. 4.5) und diese Sedimenttypen daher Warm- und Kaltzeiten zugeordnet werden konnten, sollen sie hier unter den Bezeichnungen "Gazial- und Interglazialfazies" beschrieben werden.

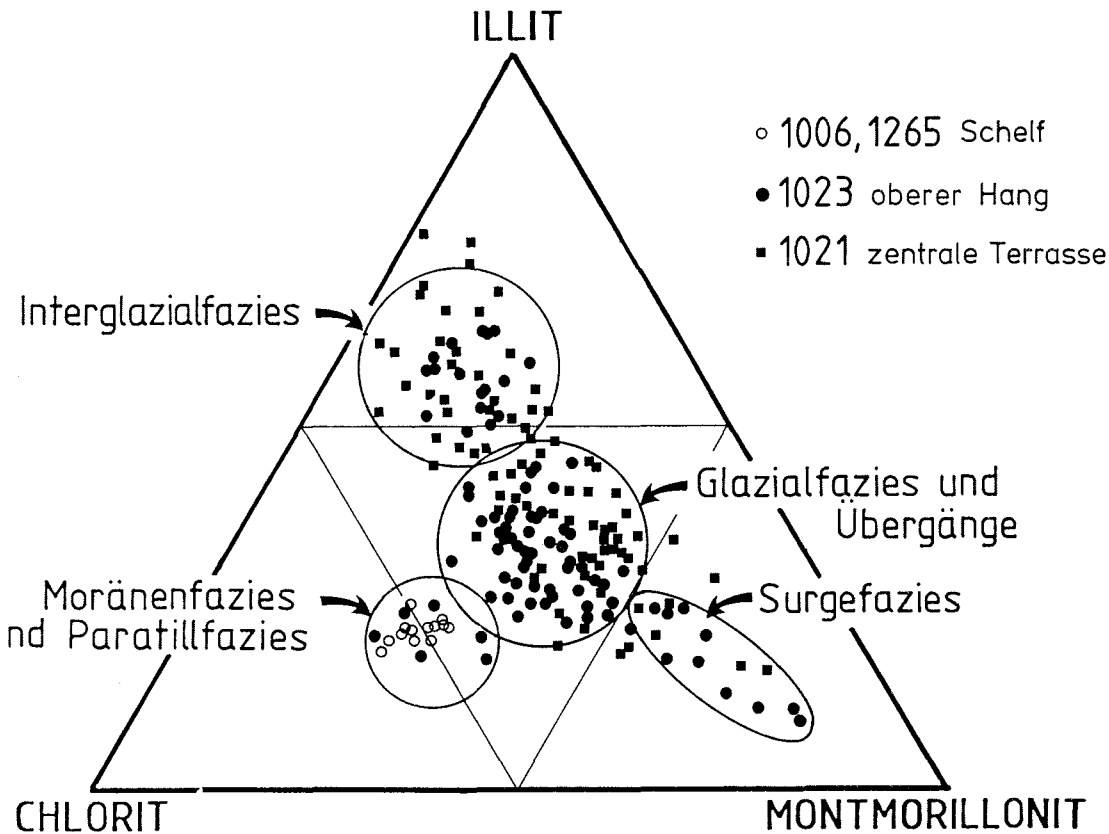


Abb. 27: Gliederung der verschiedenen Fazies nach Tonmineralvergesellschaftungen  
Die Moränenfazies in Kern 1023, die durch das Schelfeis beim Überschreiten der Schelfkante abgelagert wurde, zeigt die gleichen Tonmineralanteile, wie die Schelfsedimente (Paratillfazies). Da der Montmorillonitgehalt von der Dauer und Art der Eisbedeckung abhängig ist, sind in den Sedimenten der Surgefazies unter Schelfeisbedeckung die Werte noch höher als in der unter vollständiger Meereisbedeckung abgelagerten Glazialfazies. Die generelle Abnahme im Chloritgehalt von Kern 1023 zu 1021 ist auf die größere Entfernung vom Schelf zurückzuführen. Die Faziesbereiche im Dreieck verlagern sich mit zunehmender Entfernung vom Kontinent zum Illit (vergl. Abb.18).

Die Interglazialfazies mit einer meist helloliv-grauen (5Y5/2) Sedimentfarbe ist durch niedrige Montmorillonitgehalte (Abb.27+29) und einen hohen Anteil eistransportierten Materials (Taf.3, Fig.3) und damit auch durch einen deutlichen Sandanteil (Abb.28) gekennzeichnete. Der Anteil biogener Komponenten, vorwiegend planktonische und benthonische Foraminiferen, kann bis zu 20 % betragen.

Die Bedingungen, unter denen die Interglazialfazies abgelagert wurde, lassen sich einfach rekonstruieren, da sie den heutigen glaziologischen und hydrographischen Verhältnissen entsprechen. Die Schelfeiskante hat sich seit dem letzten glazialen Eisvorstoß einige Kilometer zurückgezogen, große Teile der östlichen Weddell See sind mehrere Monate im Jahr frei von

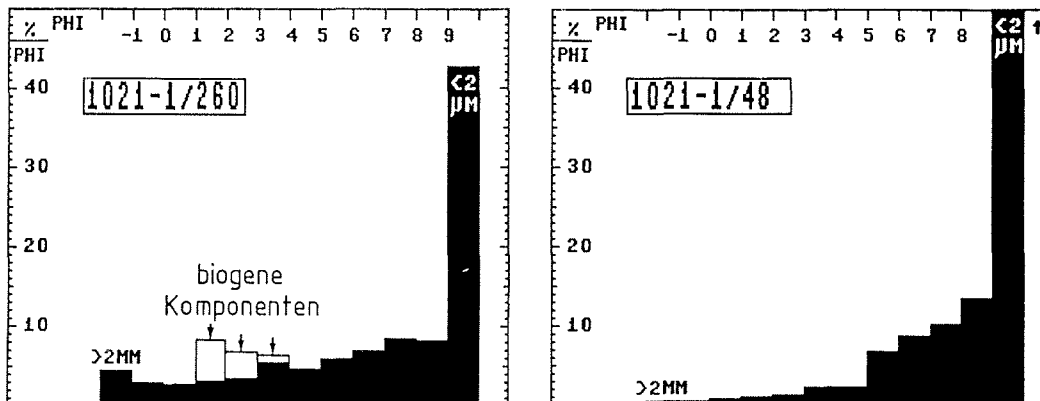


Abb. 28: Korngrößenhistogramme der Interglazial- (links) und der Glazialfazies (rechts)  
In der Interglazialfazies sind Strömung und Eistransport in ihrer Bedeutung für die Sedimentanlieferung etwa gleichwertig. Die feineren Fraktionen (<math>< 5 \text{ phi}</math>), die sowohl eistransportiertes als auch strömungstransportiertes Sediment enthalten, sind gegenüber der ausschließlich durch Eis angelieferten Sandfraktion stärker vertreten. Ein Teil der Sandfraktionen kann aus biogenen Komponenten, vorwiegend planktonischen Foraminiferen, bestehen. Während eines Glazialstadiums wird der Eistransport nicht vollständig unterbrochen, es dominiert jedoch die Anlieferung durch Strömung, wie die höheren Ton- und Feinsiltanteile in der Glazialfazies erkennen lassen.

Packeis, und im Winterpackeis existiert zeitweilig eine  $2-3 \cdot 10^5 \text{ km}^2$  große Polynya, die mit ihrem Rand auch den Kontinentalhang vor Kapp Norvegia erreichen kann (Taf.2, Fig.1).

Die maßgebenden Faktoren für den Zutrag von IRD sind Anzahl, Beweglichkeit und Abschmelzraten der Eisberge. Der, während der Interglazialstadien, höhere Meeresspiegelstand begünstigt das Kalben von Eisbergen an den aufschwimmenden Eisschelfen. Die Anzahl an Eisbergen ist daher während der Warmzeiten generell höher. Die Packeisbildung ist in den Sommermonaten reduziert, so daß sich die Eisberge im offenen Wasser frei bewegen können. Dies führt in Verbindung mit den höheren Temperaturen des Oberflächenwassers ( $3-4^\circ\text{C}$ , WEISS et al., 1979) zu einer verstärkten Sedimentation von IRD. Zusätzlich wird ein hoher Anteil feiner Korngrößen durch Strömung angeliefert. Da über dem Schelf während des Interglazials ein Teil der Feinsilt- und Tonfraktion durch den Küstenstrom abtransportiert wird, ist dieser Bereich als eine Quelle für die Tonminerale, die am Kontinentalhang durch Strömung angeliefert werden, zu sehen. Da auf dem Schelf der Illit nur schwach vertreten ist (20-30 %), in der Interglazialfazies hingegen bis zu  $2/3$  der Tonfraktion ausmachen kann, scheint dieses Tonmineral vorwiegend von dem Transport vom Schelf ins tiefere Wasser betroffen zu sein. Während eines Glazials geht der Illitanteil im Sediment zurück, da eine "Erosion" auf dem Schelf durch den aufliegenden Eisschelf verhindert wird. Die Herkunft des ebenfalls vorwiegend durch Strömung transportierten Montmorillonit ist ungeklärt.

Die für die Anlieferung und Zusammensetzung der terrigenen Fraktion dieser Fazies verantwortlichen Prozesse sind somit Eistransport und Strömung, die in ihrer Bedeutung für die Ablagerung der Interglazialfazies etwa gleichwertig nebeneinander stehen. Nur eine untergeordnete Rolle spielt der gravitative Sedimenttransport, da Turbidite nur in zwei Fällen beobachtet wurden.

Neben Strömung und Eistransport ist die Produktion von Plankton und Benthos der dritte wesentliche Prozess, der zur Bildung der Interglazialfazies beiträgt. Viele Horizonte mit den genannten sedimentologischen Charakteristika enthalten deutlich mehr Karbonat, als die übrigen Faziesbereiche, was ausschließlich auf eine hohe Produktion planktonischer und benthonischer Foraminiferen zurückzuführen ist (Abb.29). Die positive Korrelation zwischen Plankton und Benthos weist hier gleichzeitig darauf hin, daß eine verstärkte Primärproduktion während eines Interglazials auch eine im Sediment noch nachzuweisende Zunahme der Benthosfauna mit sich bringt. Das Auftreten von Foraminiferen ist für die Interglazialfazies nicht zwingend. Im Abschnitt 500-530 cm in Kern 1021 zeigt diese Fazies die typische terrigene Zusammensetzung, der biogene Anteil fehlt jedoch (Abb.29).

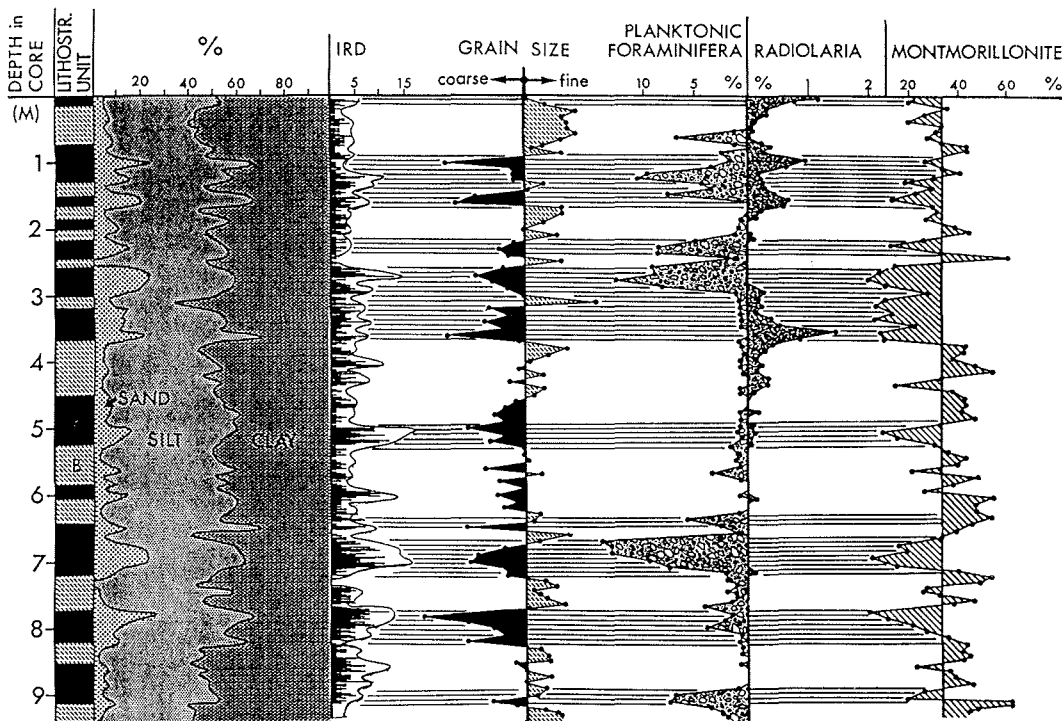


Abb. 29: Interglazialfazieshorizonte in Kern 1021-1

Die Interglazialfazies ist durch einen hohen IRD-Anteil, ein relativ grobes Korngrößen-spektrum, hohe Gehalte an planktonischen Foraminiferen und niedrige Montmorillonitgehalte charakterisiert. Ein Auftreten von Foraminiferen ist nicht zwingend wie der Horizont von 500-530 cm zeigt. Die beiden jüngsten Interglazialfazieshorizonte, ebenso wie das holozäne Interglazial beginnen an der Basis mit einem erhöhten Vorkommen von Radiolarien (Übergangsfazies).

Generell sind die Sedimente des antarktischen Ozeans als karbonatarm bekannt. Ein Grund für die ungewöhnlich hohen Karbonatwerte vor Kapp Norvegia ist durch die zeitweilige Existenz von Küsten- und Weddell See-Polynya gegeben. Der einzige limitierende Faktor für die Bioproduktion in nährstoffreichen (LISITZIN, 1972) antarktischen Wasser ist Licht (EL-SAYED, 1971). Da unter schneebedecktem Packeis kein Licht zur Verfügung steht, kann die Planktonblüte im Frühling erst beginnen, wenn das Eis aufbricht (JACQUES, 1982). Das Maximum der Blüte wandert mit der sich zurückziehenden Packeisgrenze nach Süden (SAKSHAUG & HOLM-HANSEN, 1984). In den eisfreien Bereichen der Polynien kann diese Blüte eher beginnen, länger andauern und die Produktion dementsprechend höher sein. Für die hohen Foraminiferengehalte an der schelfnahen Position 1023 könnte die fast das ganze Jahr über zu beobachtende Küstenpolynya entlang der östlichen Weddell See-Küste verantwortlich sein. Die am nördlichen Ende des Profils noch zahlreicher auftretenden Foraminiferen sind dagegen auf eine hohe Primärproduktion im Bereich der Weddell See - Polynya zurückzuführen.

Ein Vergleich mit den Kernbeschreibungen benachbarter ISLAS ORCADAS-Kerne bestätigt das Bild einer zyklischen Sedimentation auf diesem Teil des Kontinentalhangs. Deutlich höhere Gehalte an Foraminiferen wurden in mehreren Horizonten unterschiedlicher Mächtigkeit gefunden. Die Sedimentfarbe wurde, übereinstimmend mit den eigenen Beobachtungen, mit helloliv-grau (5Y5/2) beschrieben.

#### 4.3.5 Glazialfazies

In der Glazialfazies ist der Gehalt an IRD reduziert (Taf.3, Fig.3), die Korngrößenverteilung zeigt einen höheren Feinanteil (Abb.28) und das Verhältnis Illit/Montmorillonit verschiebt sich zu Gunsten des Montmorillonit (Abb.27). Biogene Komponenten fehlen meist ganz. Die Sedimentfarbe wird als mittelbraun (5YR4/4) beschrieben.

Eine Abschätzung zur Ausdehnung des Meereises während des letzten glazialen Maximums (18,000 B.P.) geben HAYS (1978) und COOKE & HAYS (1982) nach Bestimmungen von Sedimentationsraten, IRD-Gehalt und Lithologie an Kernen aus dem Bereich der Polarfront (Abb.30).

	heute	18,000 B.P.	
*****			
Sommer	2,500,000	25,000,000	km <sup>2</sup>
-----			
Winter	20,000,000	40,000,000	km <sup>2</sup>

Danach entsprach während des letzten Glazials die Sommerpackeisausdehnung in etwa der heutigen Bedeckung im Winter. Nicht nur die Weddell, sondern auch ein Gürtel um die Antarktis bis 60°S ist ganzjährig mit bedeckt gewesen. Diese glazialen Bedingungen haben von 80,000 bis 100,000 Jahren vor heute angedauert. Vor 14,000 Jahren veränderte sich die Packeisbedeckung innerhalb von 200 Jahren zu einer saisonal schwankenden Verteilung, entsprechend der heutigen (COOKE & HAYS, 1982).



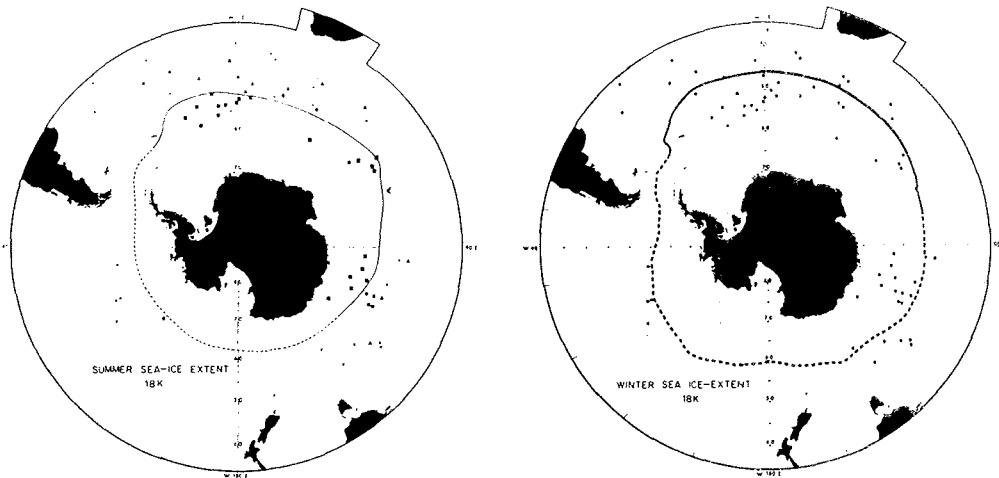


Abb. 30: Meereisverteilung 18,000a B.P. (COOKE & HAYS, 1982)

Die Grenzen der Meereisverteilung während des letzten glazialen Maximums im Sommer (links) und Winter (rechts) zeigt, daß die Sommerverteilung etwa der heutigen Ausbreitung im Winter entsprochen hat (vergl. Taf.2, Fig.1). Der Bereich vor Kapp Norvegia war somit während der Glazialstadien ständig von Meereis bedeckt.

Die ausgedehnte und kontinuierliche Packeisbedeckung wirkte sich zweifach auf die Zusammensetzung des Sedimentes aus.

a) Einerseits behinderte sie die Bildung und Drift von Eisbergen, so daß der Zutrag eistransportierten Materials stark reduziert wurde. Die Zahl an Eisbergen ist primär geringer, da die Bildung, besonders zu Beginn eines Glazials, durch die Gründung der Eisschelfe als Folge des absinkenden Meeresspiegels eingeschränkt wird. Die IRD-Sedimentation wird jedoch nicht vollständig unterbrochen, da das Packeis nicht stationär ist und die Eisberge auch bei dichter Eisbedeckung treiben. Die Bewegungsrichtung entspricht in der Weddell See der des im Uhrzeigersinn verlaufenden Stromes (ACKLEY, 1979).

b) Zusätzlich bewirkt die geschlossene Packeisdecke einen Rückgang der Primärproduktion. Im Sediment wirkt sich dies durch einen nur geringen, meist ganz fehlenden Anteil von Plankton- und Benthoschalen und eine schwächere Bioturbation aus. Der Rückgang sowohl der Eisfrachtsedimentation als auch der Bioproduktion führt zu einer drastischen Verringerung der Sedimentationsrate.

In der Glazialfazies überwiegt die Strömung in ihrer Bedeutung als Transport- und Ablagerungsmedium. Dies zeigt sich, neben der feinkörnigen Korngrößenverteilung (Abb.28), auch in der veränderten Tonmineralvergesellschaftung (Abb.27). Je strömungsbetonter das Ablagerungsmilieu ist, desto höher sind die Montmorillonitgehalte, die damit einen sensiblen Anzeiger für verstärkte Eisbedeckung darstellen. Auch nach Befunden aus der Ross See enthalten kaltzeitliche Sedimente höhere Anteile an Montmorillonit (THOMAS, 1960). Dies könnte besonders in Kernen aus größeren Wassertiefen unterhalb der CCD, in denen Karbonatschaler zur eindeutigen Identifizierung von Warmzeiten fehlen, für die Gliederung in Glazial-Interglazial-Stadien von Bedeutung sein.

#### 4.3.6 Übergangsfazies

Der Übergangsbereich von einer Glazial- zu einer Interglazialfazies wird häufig von einem Faziestyp begleitet, der hier als Übergangsfazies bezeichnet werden soll und sich in der terrigenen Zusammensetzung nur unwesentlich von der Interglazialfazies unterscheidet. Die Kornverteilung kann ein geringfügig gröberes Spektrum aufweisen und der Gehalt an Montmorillonit ist niedrig. In Kontinentnähe (Kern 1023) sind die IRD-Gehalte in diesen Horizonten besonders hoch. Der grundlegende Unterschied liegt jedoch in den biogenen Komponenten. Kieselige Organismenreste (Radiolarien und Schwammnadeln) treten an die Stelle von planktonischen und benthonischen Foraminiferen. In größeren Kerntiefen läßt sich diese Abfolge einer, der Foraminiferenfauna vorausgehenden Radiolarienfauna nur noch schlecht nachweisen, da der biogene Opal diagenetisch gelöst ist. Die Beobachtungen an den drei jüngsten Interglazialfazieshorizonten lassen jedoch in allen Kernen erkennen, daß immer der Beginn, nie das Ende einer Warmzeit durch eine Radiolarienfauna gekennzeichnet ist (Abb.29). Mit einer kurzen Zeitverzögerung wird diese von einer Foraminiferenfauna abgelöst. Gehen innerhalb einer Interglazialfazies die Karbonatwerte kurzfristig zurück, können auch hier verstärkte Radiolarien auftreten (1023, 450-470 cm). Diversität und Größe von Radiolarienfaunen sind nach FILLON (1973) primär von einer zyklischen Produktion abhängig, die durch Oberflächenwassertemperaturen und Nährstoffangebot, nach BREWSTER (1980) durch das Klima gesteuert wird. Lösung und Verdünnung durch terrigene Komponenten spielen hierbei keine Rolle. Nach FILLON korrelieren hohe Radiolariengehalte mit warmen Perioden, eine hohe Diversität der Fauna tritt kurz vor oder nach einem Interglazialstadium auf.

Mit dem raschen Übergang vom Glazial zum Interglazial verringert sich die Packeisbedeckung innerhalb weniger hundert Jahre (COOKE & HAYS, 1982). Ebenso verlagert sich die Schelfeiskante mit dem Anstieg des Meeresspiegels relativ schnell zum Kontinent. Diese gravierenden, glaziologischen Veränderungen müssen hydrographische Umstellungen besonders im Küstenbereich nachsichziehen: Erhöhung der Oberflächenwassertemperaturen, verstärkte Ausbildung des Küstenstromes und Entstehung von Auftriebsgebieten sind die wichtigsten Faktoren. Die Veränderung der Hydrographie schafft zu Beginn der Interglazialfazies die Bedingungen für die Ausbildung einer reichen Radiolarienfauna. Zwei Gründe können für die nur kurze Existenz dieser Fauna verantwortlich sein:

1. Die Hydrographie verändert sich während der Übergangsfazies nicht mehr. Die Radiolarienfauna wird lediglich durch eine später einsetzende, oder sich langsamer entwickelnde Foraminiferenfauna verdrängt.

2. Die Ausbildung eines stabilen hydrographischen Systems dauert länger an und verändert sich daher auch noch, während die Produktion kieseliger Organismen bereits eingesetzt hat. Eine sich langsam ausbreitende Weddell See-Polynya könnte hier ihren Einfluß ausüben. Der stabile Endzustand stellt optimale Bedingungen für die Produktion karbonatischen Planktons dar. Ein zusätzlicher Hinweis auf eine Entwicklung der Hydrographie in dieser Form sind die radiolarienreichen Horizonte innerhalb einer Interglazialfazies in den karbonatärmeren Bereichen. Diese könnten ebenfalls einem Sedimentationsmilieu während einer

"Übergangshydrographie" entsprochen haben. Detaillierte Untersuchungen der Foraminiferen- und Radiolarienfaunen können hier Aufschluß über die Paläoozeanographie geben.

Alle Kerne vom Kontinentalhang enden an der Oberfläche mit der Übergangsfazies (Abb.29). Das zeitliche Zusammenfallen des holozänen Temperaturanstiegs mit diesen Kernabschnitten ist ein deutlicher Hinweis auf die diskutierte Entstehung der Übergangsfazies. Da diese Erwärmungsphase seit etwa 10,000 Jahren beendet ist, müßten die obersten Zentimeter des Sedimentes bereits der Interglazialfazies entsprechen. Dieser Bereich fehlt in den SL-Kernen, doch die ungestörten Oberflächenproben der Kastengreifer zeigen, daß die Verdrängung der Radiolarienfauna durch die Foraminiferen "soeben" begonnen hat. Die Ablagerungen der Übergangsfazies und damit die Umstellung der Hydrographie dauert daher ca. 10,000 Jahre an.

Vergleiche mit quartären Sedimenten aus anderen Bereichen der Antarktis, (z.B. Leg 28, site 270-273, HAYES, FRAKES et al., 1975) zeigen, daß der biogene Anteil hier vorwiegend aus Radiolarien und Diatomeen besteht. Generell nimmt die Produktion biogenen Opals im antarktischen Ozean seit 5 m.a. zu und hat in jüngster geologischer Zeit ein Maximum erreicht (BREWSTER, 1977, 1980). Hier ist ein weiterer Hinweis auf den Einfluß der Weddell See-Polynya auf die Zusammensetzung der Planktonfauna vor Kapp Norvegia zu sehen. Der Beginn der warmzeitlichen karbonatischen Sedimentation wird begleitet und beeinflusst vom ersten postglazialen Auftreten der Weddell See-Polynya. Diese, im antarktischen Ozean einzigartige Erscheinung begünstigt, auch durch die damit in Verbindung stehende Hydrographie, besonders aber durch eine ganzjährig offene Wasserfläche, die für hohe Breiten ungewöhnlich starke Produktion karbonatischen Planktons. Die Übergangsfazies stellt mit ihrem kieseligen Biogenanteil in anderen Gebieten das normale antarktische Sediment dar.

#### 4.3.7 Surgefazies

Der in der glaziologischen Literatur häufig verwendete Begriff "glacier surge" oder "ice-sheet surge" bezeichnet einen kurzlebigen, ungewöhnlich schnell und weit voranschreitenden Gletschervorstoß, der sich periodisch wiederholen kann. Zwischen zwei Vorstößen zieht sich der Gletscher zurück und verhält sich längere Zeit weitgehend "normal". (Der Begriff "surge" soll hier aus Mangel an einer treffenden Übersetzung übernommen werden.)

Basierend auf der Theorie der "catastrophic glacier advances" von ROBIN (1955) stellte WILSON (1964) ein Modell vor, nachdem ein basales Aufschmelzen des antarktischen Eisschildes eine plötzliche Ausdehnung des Schildes bis 60° S bewirken könnte. Die starke Erhöhung der Albedo könnte nach WILSON als Folge einer solchen Eissurge die Eiszeiten ausgelöst haben. Nach HOLLIN (1980) soll vor 95,000 Jahren eine surge die letzte Eiszeit getriggert haben. Das Erreichen des Schmelzpunktes kann durch Veränderungen der Schneeakkumulationsraten hervorgerufen werden (WILSON, 1969; HUGHES, 1973; YUEN & SCHUBERT, 1979). Die zahlreichen Theorien zur

Entstehung basaler Aufschmelzprozesse sind bei PATERSON (1981) zusammengefaßt. Beobachtungen von plötzlichen Vorstößen kleinerer Gletscher und Modellberechnungen zu den Vorgängen in großen Eisschilden lassen die Bildung solcher Instabilitäten auch im antarktischen Eisschild durchaus möglich erscheinen (WEERTMANN, 1966; CAMPBELL & RASMUSSEN, 1969; HOLLIN, 1969; BUDD, 1975; BUDD & McINNES, 1978; CLARKE, 1976). Die Bedingungen für eine Surgeentstehung, sowie ihre Auswirkungen, besonders auf Meeresspiegelschwankungen, werden in der Literatur bis heute immer wieder diskutiert (HOLLIN, 1965, 1969; MEIER & POST, 1969; KENNETT & HUDDLESTON, 1972; HUGHES, 1973, 1975; BUDD & McINNES, 1978; CHAPPELL, 1978; FLOHN, 1978; AHARON et al., 1980). Ein so gravierendes Ereignis, das in einem, geologisch sehr kurzen Zeitraum von nur wenigen 100 bis 1000 Jahren (SCHUBERT & ZUEN, 1982) ablaufen würde, hätte jedoch nicht nur einen Meeresspiegelanstieg von bis zu 50 m zur Folge (HOLLIN, 1969), sondern müßte auch eine deutliche Faziesveränderung in den Sedimenten des antarktischen Ozeans hinterlassen. Keiner der bisher bearbeiteten Kerne von Positionen südlich 60°S enthielt jedoch einen Hinweis auf eine so grundlegende Veränderung der Sedimentationsbedingungen. Die "surge"-Theorie im Sinne von WILSON erscheint daher wohl kaum länger haltbar. Ebenso ist die Auslösefunktion der surges für die Eiszeiten hinfällig geworden, da heute allgemein angenommen wird, daß die Steuerungsmechanismen für die globalen, paläoklimatischen Veränderungen in den Schwankungen der Erdbahnparameter zu suchen sind (MILANKOVITCH, 1941; HAYS, IMBRIE & SHACKLETON, 1976).

Ein Faziestyp in den Kernen des Kapp Norvegia Profils gibt jedoch zu der Vermutung Anlaß, daß surges dennoch, wenn auch in viel kleineren Ausmaßen und unter anderen Bedingungen als von WILSON postuliert, stattgefunden haben. Geht man bei diesen Überlegungen von der bereits definierten Glazialfazies aus, so war diese durch eine stark reduzierte Bioproduktion, geringere Eisfrachtanteile und eine strömungsbetonte Tonmineralassoziation (höherer Montmorillonitgehalt) charakterisiert. Der wichtigste Faktor in der Genese dieser Fazies war die verstärkte und kontinuierliche Packeisbedeckung während der Glazialzeiten. Ersetzt man die Meereisbedeckung über dem Kontinentalhang durch eine Schelfeisbedeckung, müßte dies die Ablagerung einer "extremen Glazialfazies" zur Folge haben. Da kein Licht mehr das Wasser erreichen kann, hört die Primärproduktion unter dem Eis auf. Abschmelzende Eisberge können kein IRD mehr zur Sedimentation beisteuern, so daß ein nahezu ausschließlich durch Strömung herantransportiertes Sediment, ein Konturit, abgelagert würde. Dieser müßte demzufolge einen noch höheren Montmorillonitanteil als die Glazialfazies aufweisen.

Eine Fazies mit diesen Merkmalen konnte in den Kapp Norvegia Sedimenten beobachtet und durch mehrere Kerne hindurch verfolgt werden (Taf.3, Fig.2). Sie ist charakterisiert durch:

1. hoher Tongehalt, feinsiltig, keine Eisfracht (Abb.31)
2. sehr hohe Montmorillonitgehalte (>50 %, Abb.27)
3. laminiert, sehr schwache Bioturbation
4. Radiolarien und Foraminiferen nur in Spuren

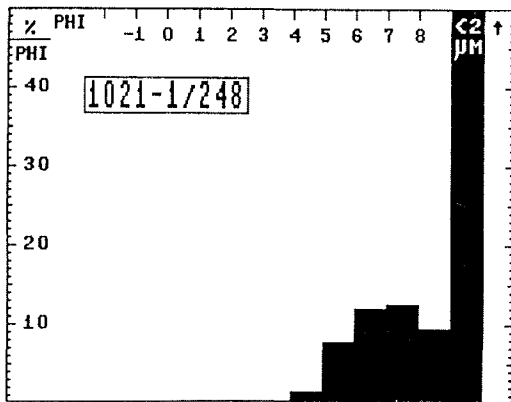


Abb. 31:  
Korngrößenhistogramm der Surgefazies  
Die Korngrößenverteilung der Surgefazies zeigt ein vorwiegend durch Strömung angeliefertes, sehr feinkörniges Sediment (Konturrit) mit einem Tongehalt (<9 phi) von bis zu 64 %.

Da sich alle Kerne mit Hilfe von Sedimentationsraten und Karbonathorizonten gut korrelieren lassen, ist einer dieser auffallenden Fazieshorizonte, beginnend in Kern 1023, problemlos in den Kernen 1021 und 1005 weiterzuverfolgen. Die Fazies keilt mit zunehmender Entfernung vom Kontinent aus und tritt an Position 1224 nicht mehr auf. Ein weiterer Horizont dieses Typs in Kern 1021 zwischen 660 und 665 cm tritt in 1023 nicht auf, da mit diesem Kern ein kürzerer Zeitraum erfaßt wurde. In Kern 1005 sind nur wenige Millimeter unterhalb eines Turbidites erhalten geblieben. Weitere Vorkommen konnten in Kern 1021 von 728-738 cm und in 1023 von 528-535 cm beobachtet werden (Tab.10).

Kern	Entfernung Eiskante (km)	Wassertiefe (m)	Sedimenttiefe (cm)	Mächtigkeit (cm)	Dauer der Eisbedeckung (Jahre)
1023	90	1826	528.0-535.0 580.5-599.0	7.0 18.5	210 580
1021	117	2225	245.0-251.0 660.0-665.0 728.0-738.0	6.0 5.0 10.0	190 150 310
1005	133	2422	237.0-239.5 ? -663.0	2.5 (>0.3)	80 ?
1224	161	2756	keine Surgefazies		

Tab. 10: Vorkommen und Mächtigkeiten von Surgefazieshorizonten  
Die Dauer der Schelfeisbedeckung ergibt sich aus Mächtigkeit und Sedimentationsrate, die durch Warvenzählung bestimmt wurde (s.Tab. 11). Aus den vorliegenden Daten läßt sich die Dauer einer Eissurge vom Beginn der Surgephase bis zum vollständigen Abbau des Eisschelfs mit etwa 1000 Jahren angeben.

Die Surgefazieshorizonte liegen nicht, entsprechend der Theorie von WILSON, am Beginn einer Glazialfazies, sondern in allen drei Fällen innerhalb einer Interglazialfazies. Sowohl unterhalb, als auch im direkt darauf folgenden Sediment sind die Karbonatgehalte hoch, die Korngrößenverteilung zeigt grobe Mittelwerte und der Montmorillonitgehalt ist niedrig. Die hohen Kiesgehalte, die für die Interglazialfazies typisch sind, fehlen in der Surgefazies völlig. Die basal angefrorene Sedimentfracht verliert das Schelfeis bereits über dem Schelf (DENTON et al., 1971), auf dem es, bedingt durch den höheren Meeresspiegelstand, nicht aufliegt. Aus diesem Grund fehlt auch eine Moränenfazies zu Beginn der Surgefazies in Kern 1023. Die grounding line befindet sich weit hinter der Schelfkante, so daß während dieser warmzeitlichen Eisvorstöße auf dem Schelf kein Sediment durch das Schelfeis transportiert und den Hang herabgeschüttet werden kann. Der geringe Anteil biogener Komponenten kann durch Strömung herantransportiert worden sein, da die Produktion in den nicht betroffenen Teilen des Ozeans nicht unterbrochen oder eingeschränkt wird. Ebenso können sie Reste der von der Eissurge überraschten Fauna darstellen.

Der Grund für die warmzeitlichen Eissurges ist in der häufig zitierten Veränderung der Akkumulationsraten zu suchen. Wie in der Diskussion der Glazial- und Interglazialfazies bereits erwähnt, ist die Packeisbedeckung während der Warmzeiten weitaus geringer als in den Kaltzeiten. Die freien Wasserflächen während der Sommermonate und die generell höheren Temperaturen bewirken eine erhöhte Verdunstung, die stärkere Niederschläge über dem antarktischen Kontinent zur Folge hat. Die daraus resultierende Mächtigkeitzunahme des Eisschildes eskaliert nach Überschreitung des Druckschmelzpunktes in basaler Aufschmelzung und einer Eissurge. Bereits SCOTT (1905) stellte diese Hypothese zu Bewegungen des Eisschildes auf.

Zur Zeit liegen die Temperaturen im größten Teil des ostantarktischen Eisschildes unterhalb des Druckschmelzpunktes, nähern sich ihm jedoch zur Küste hin. Der Druckschmelzpunkt im Innern der Westantarktis soll bereits erreicht sein (BUDD et al., 1969). Nach PATERSON (1969) haben große Teile der zentralen Antarktis den Schmelzpunkt erreicht, wie auch in Bohrungen bestätigt werden konnte (GOW et al., 1968). Vereinzelt Wasserkörper wurden in Eisbohrungen nachgewiesen. Das an der Basis des "wet based" Brunt-Eisschelfs austretende Schmelzwasser (ANDERSON, 1972) könnte ebenfalls ein Hinweis auf eine beginnende Aufschmelzung in diesem Bereich sein. Bei einem verstärkten Aufbau des Eisschildes durch höhere Niederschläge vergrößern sich die aufgeschmolzenen Bereiche an der Basis mit der Zeit, bis sie eine zusammenhängende Wasserschicht bilden. Nach WEERTMAN (1966) kann eine solche Schicht die Gleichgewichtsdicke eines Eisschildes um den Faktor 2 verringern. Hierbei ist nicht zwingend, daß solche Prozesse im gesamten Eisschild gleichzeitig ablaufen. Ebenso ist vorstellbar, daß nur bestimmte Teile, wie z.B. einzelne Drainagebecken (GIOVINETTO, 1964) instabil werden und in den Ozean vorstoßen.

Die Mächtigkeitzunahme des Eisschildes durch Schneeakkumulation nimmt einen gewissen Zeitraum in Anspruch, so daß eine surge erst stattfinden kann nachdem ein Interglazial einige Zeit angedauert hat. Diesen zeitlichen Ablauf bestätigt die Lage der Surgefazies innerhalb der

Interglazialfazies in allen beobachteten Fällen. Entsprechend der Korrelation von Karbonathorizonten und Isotopenstadien (s.Kap. 4.5) liegen die beobachteten surges in den Stadien 13/15 und 7, also den Warmzeiten, die im erfaßten Zeitraum am längsten angedauert haben. Ein Interglazialstadium muß also eine bestimmte Mindestdauer aufweisen, damit es überhaupt zu einer surge kommen kann. Die Bedingungen unter denen surges stattfinden, müssen somit relativ konstant sein. Daraus folgt auch, daß sie bei etwa gleicher Eisdicke beginnen, mit der gleichen Geschwindigkeit voranschreiten und annähernd die gleiche Reichweite haben.

Die Textur der Surgefazies wurde als feinlaminiert beschrieben. Zusätzlich zur Lamination im Millimeterbereich ist in einigen Horizonten eine fein geschichtete Wechsellagerung von hellen und dunklen Laminae (200-400 µm) in den Radiographien erkennbar. Vergleiche mit Warvensedimenten der Ostsee (STAY, 1977; DUPHORN et al., 1978) zeigen stellenweise eine deutliche Parallelität zu den hier beobachteten Texturen. Einzelne Sommerlagen mit der typischen wolkigen Struktur und den gehäuft auftretenden kleineren dropstones an der Basis sind in der Ausbildung, abgesehen von den unterschiedlichen Mächtigkeiten, sehr ähnlich (Taf.3, Fig.2).

Die Warven konnten in mehreren Horizonten unter dem Binokular ausgezählt werden (Tab.11). Hieraus ergab sich eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0.3 mm. Die daraus folgende Sedimentationsrate von 30 cm/1000 Jahre für die Surgefazies enthält sicherlich Ungenauigkeiten, läßt jedoch einige Überlegungen zum zeitlichen Ablauf von Eissurges zu.

gezählte Mächtigkeit durchschnittl.

Warven	<mm>	Höhe <mm>
16	7.0	0.44
5	1.5	0.3
14	5.0	0.36
8	2.0	0.25
16	3.5	0.22
15	4.0	0.27
10	3.0	0.3
8	3.0	0.38
8	2.0	0.25
12	4.0	0.33
10	3.0	0.3
5	2.0	0.4

Tab. 11:  
Warvenzählungen an den Kernen 1021 und 1023. Die an der Surgefazies ausgezählten Warven lassen bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 300 µm auf eine Sedimentationsrate von 30 cm/1000 Jahre schließen.

Aus Mächtigkeit und Sedimentationsrate des Surgehorizontes läßt sich die Aufenthaltsdauer des Eisschelfs über der entsprechenden Kernposition bestimmen (Tab.10). Danach hatte der Eisvorstoß vom Beginn der Surgephase bis zum vollständigen Rückzug der Eiskante zur Ausgangslage eine Dauer von etwa 1000 Jahren. Nach Erreichen der Position 1023 dauerte der weitere Vorstoß mit anschließendem Rückzug bis hinter 1023 knapp 600 Jahre. Dieser Vorstoß dürfte, eine lineare Beziehung zwischen Mächtigkeit der Fazies und Entfernung von der Eiskante vorausgesetzt, eine Reichweite von maximal 140 km gehabt haben (Abb.32). Dies entspricht einer Position bei 70° 40' S

zwischen den Kernen 1005 und 1224 auf Profil Kapp Norvegia. Die damalige "normale" Eiskantenlage dürfte der heutigen entsprochen haben. Überträgt man diesen Zusammenhang auf die übrigen Surgefazieshorizonte, ergibt sich ein relativ geringer Spielraum für die Reichweiten, der etwa zwischen 130 und 150 km liegt.

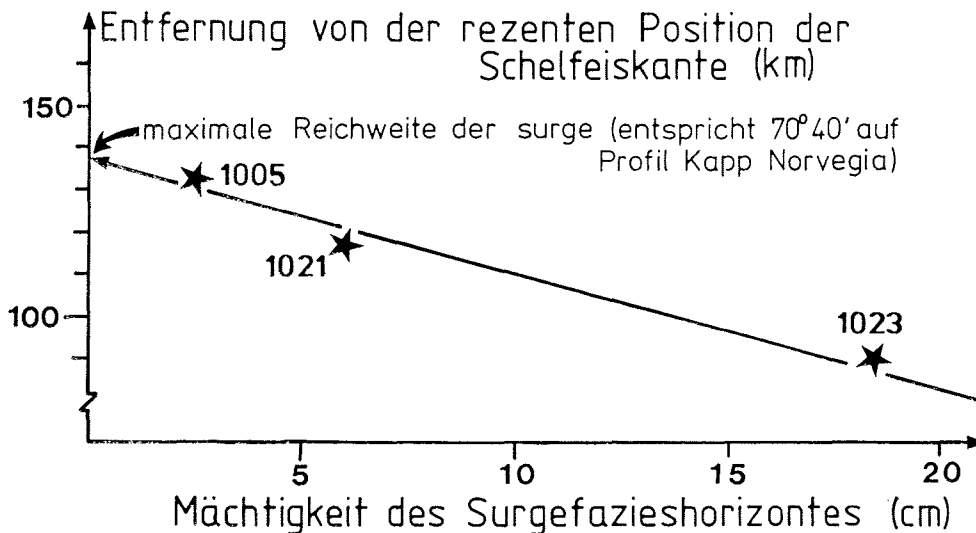


Abb. 32: Maximale Reichweite einer Eissurge

Die Mächtigkeiten der zu parallelisierenden Surgefazieshorizonte (s.Tab.10) in den Kernen 1023, 1021 und 1005 lassen, eine konstante Sedimentationsrate unter dem Schelfeis vorausgesetzt, auf einen etwa 140 km weit reichenden Vorstoß des Schelfeises schließen.

Während der Warmzeiten schmilzt ein Teil des Schelfeises an der Basis ab, der Rest treibt in Form von Eisbergen davon. Eine Massenbilanz dieser Vorgänge hat ergeben, daß derzeit ein Gleichgewicht zwischen Akkumulation und Abbau an der Eiskante besteht (ROBIN, 1979). Diese Angaben zeigen, daß eine Eissurge hohe Geschwindigkeiten aufweisen muß, um einen Eisschelf erzeugen zu können, der mit einer Breite von 150 km im freien Wasser schwimmt. Die kurzen Verweilzeiten über den Kernpositionen von wenigen 100 Jahren lassen erkennen, daß der Eisschelf schnell durch kalbende Eisberge wieder abgebaut wird, bis sich die Eiskante in die Nähe der grounding line zu der Position zurückgezogen hat, an der Gleichgewicht zwischen normaler Eisfließgeschwindigkeit und dem Abbau durch Eisberge besteht.

Durch Wind induzierte Strömungen, besonders der, durch die katabatischen Winde verursachte Auftrieb, werden durch das vorgeschobene Schelfeis verhindert. In dem nur noch durch schwache, laterale Strömungen beeinflussten Bereich unter dem Eis sind somit die Sedimentationsraten für das durch Strömung herantransportierte Material entsprechend höher, als während normaler interglazialer Eisbedingungen. Die saisonalen Schwankungen von Strömung und Wassertemperaturen führen zu unterschiedlich intensiver Anlieferung von Sediment und zu zyklischen Abschmelzvorgängen an der Eisschelfbasis. Das resultierende Sediment ist ein Konturit, der stellenweise Warventextur aufweist.



Spill-over-Sedimente sind tonige, laminierte Sedimente, die auf den Rändern von Canyons nach einem Turbiditereignis abgelagert werden. Ein Vergleich von Radiographien einer typischen spill-over Fazies (CHOUGH, 1978) mit den Surgefazieshorizonten läßt auf den ersten Blick einige Übereinstimmungen in Korngröße, Textur und Gefüge erkennen. Besonders die zum Teil sehr feine Lamination, die bei der Surgefazies als Warven interpretiert wurde, tritt mit noch stärkerer Regelmäßigkeit in den spill-over Sedimenten auf. Verschiedene Gesichtspunkte schließen jedoch eine Interpretation in dieser Richtung aus.

1. Die Verteilung einer spill-over Fazies in der vorliegenden Abfolge erscheint, statistisch gesehen, als sehr unwahrscheinlich. Ein 15 cm mächtiger Horizont in Kern 1023 muß aus mehreren Ereignissen, die kurz hintereinander stattgefunden haben, zusammengesetzt sein. Im restlichen Kernverlauf taucht nur noch ein kleinerer Horizont auf.

2. Größere Sedimentpartikel, die aus der Wassersäule sedimentieren, sinken in ein weiches Sediment tiefer ein. Die gröberen Lagen der Surgefazies enthalten kleine dropstones vorwiegend an der Basis bzw. kurz darunter (Taf.3, Fig.2).

3. Schwache Anzeichen von Bioturbation schließen eine schnelle Sedimentation aus.

4. Eine typische spill-over Fazies dehnt sich hangabwärts aus (CHOUGH, 1978; EGLOFF & JOHNSON, 1975). Die Surgefazies keilt jedoch mit zunehmender Wassertiefe aus.

5. Aus der näheren Umgebung des Kapp Norvegia-Profiles ist kein größerer, hangabwärts gerichteter Canyon bekannt, der als Lieferant für spill-over Ablagerungen in Betracht kommen könnte. Die Erosionsrinne im unteren Drittel der Kontinentalhangterasse liegt außerhalb des Bereichs in dem die Surgefazies auftritt.

#### 4.4 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenkurven

Drei Parameter können in den untersuchten Sedimenten die ursprünglichen Isotopenverhältnisse der planktonischen Foraminiferen beeinflussen:

1. Der Wertebereich sowohl der Sauerstoff- als auch der Kohlenstoffisotope wird durch Bioturbation verringert.
2. Die Schalen werden besonders in größeren Wassertiefen zeitweise angelöst.
3. Diagenetische Calcitkristalle wachsen auf den Foraminiferenschalen bereits in wenigen Metern Sedimenttiefe.

Die Ergebnisse in Kern 1224 zeigen, daß in den obersten 10 cm die leichtesten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die schwersten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vorliegen (Abb.33). Die Messung an der Oberflächenprobe aus GKG 1224-3 bestätigt dies. Die Vermischung von Foraminiferenschalen aus warm- und kaltzeitlichen Horizonten durch die intensive Bioturbation hat im übrigen Kernverlauf zu einer Dämpfung der Werteamplitude geführt. (In den Kernen wurden stellenweise biogene Bauten von 40 cm Länge beobachtet.) Da die Foraminiferen des jüngsten Interglazialhorizontes noch nicht mit den Schalen einer darüberliegenden Glazialzeit vermischt wurden, zeigen die Isotopenverhältnisse diese extremen Werte.

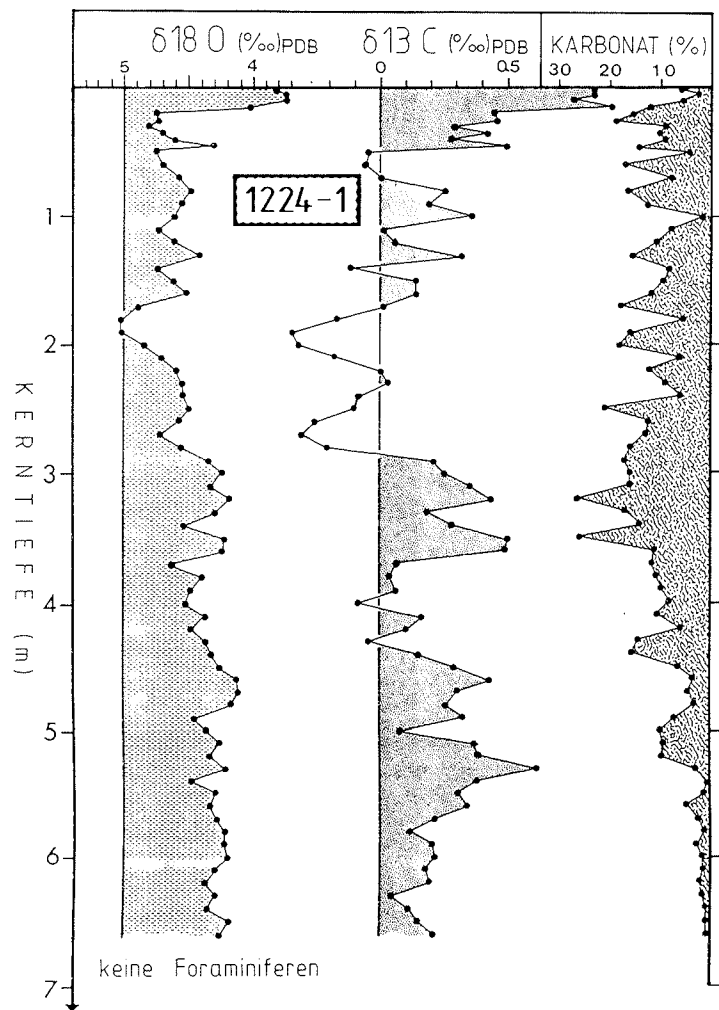
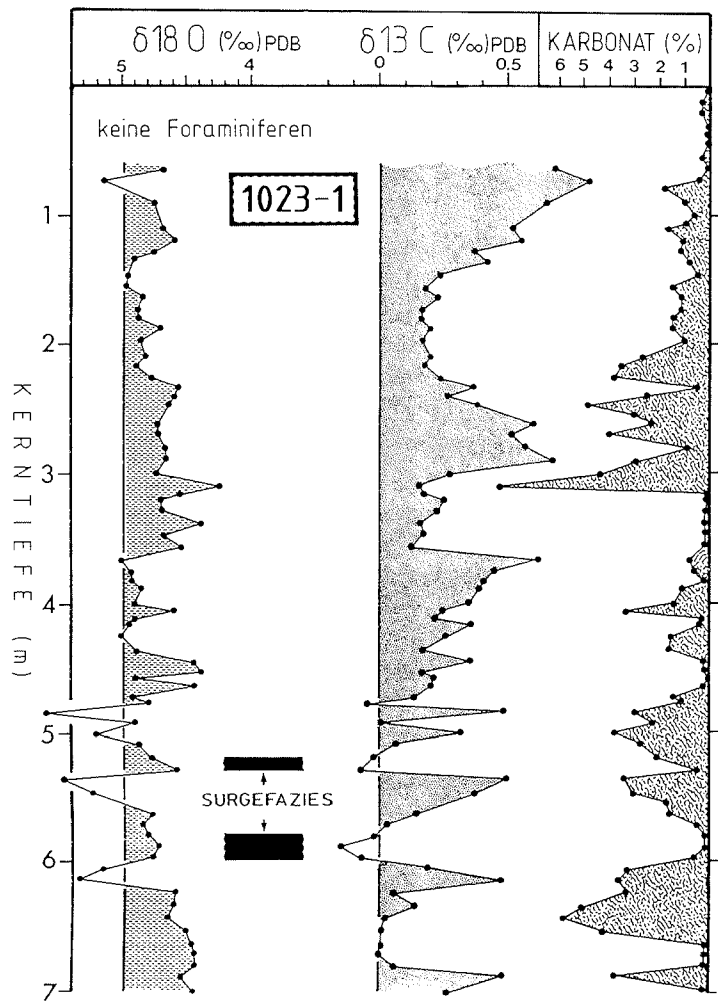
Der Wertebereich scheint im antarktischen Ozean primär schon geringer zu sein, als aus anderen Isotopenkurven bisher bekannt ist. Die Schwankungen, die normalerweise etwa 2 ‰ betragen (z.B. SARNTHEIN et al., 1984; SHACKLETON & HALL, 1984), liegen unter Berücksichtigung der Oberflächenprobe in Kern 1224 nur bei etwa 1.3 ‰. Durch den Bioturbationseffekt wird diese Differenz noch auf 0.7 ‰ verringert.

Im unteren Kernbereich von 1224 sind bei hohem Fragmentierungsindex die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte generell leichter, die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte schwerer. Inwieweit der verstärkte Einfluß von Lösung im Bereich der Lysokline hier die Isotopenverhältnisse verändert haben kann, ist ungeklärt. Vorstellbar wäre z.B. eine selektive Lösung bestimmter Schalentteile, die, entsprechend der Lebensweise von *N. pachyderma*, in unterschiedlichen Wassertiefen gebildet wurden. Unter dem REM zeigt sich, daß die Schalen vorwiegend von innen stark korrodiert sind (Taf.2, Fig.2a). Die Lösungsstrukturen können jedoch an der Außenseite durch späteres diagenetisches Kristallwachstum (Punkt 3) wieder verdeckt worden sein.

Unter dem REM zeigen Schalen, besonders aus größeren Kerntiefen, auf der Außenseite einen starken syntaxialen Aufwuchs idiomorpher Calcitkristalle (Taf.2, Fig.2b). Ein großer Teil der Schale kann aus diagenetischem Calcit bestehen, der, da er aus dem Porenwasser gefällt ist, eine andere isotopische Zusammensetzung besitzt und daher in diesen Quantitäten das ursprüngliche Isotopensignal vollständig verschleiern kann. Damit scheinen Foraminiferen aus größeren Sedimenttiefen dieses Hangbereichs für Isotopenbestimmungen aufgrund der intensiven diagenetischen Prozesse ungeeignet zu sein.

Der Verlauf der Isotopenverhältnisse in Kern 1023 ist weniger problematisch. Hier beträgt die Differenz zwischen maximalem und minimalem  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwar auch nur 0.8 ‰, die Durchwühlung des Sedimentes und der Einfluß der Diagenese scheinen jedoch nicht so intensiv zu sein. Die zeitliche Gliederung dieses Kerns, die sich aus der Parallelisierung mit Kern 1021 ergab, wird durch die Isotopenwerte bestätigt. Diese zeigen in groben Zügen den Verlauf einer typischen Isotopenkurve mit leichten Werten zu Beginn einer Warmzeit und einem langsamen Trend zu schweren Werten bis zum glazialen Maximum (Abb.33). Im Detail ergeben sich jedoch einige Unregelmäßigkeiten.

Abb. 33: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse (1224, 1023) →  
Die Messungen wurden an *N. pachyderma* sin. durchgeführt. Eine intensive Bioturbation hat in Kern 1224 zu einer Dämpfung der primär schon geringen Werteamplitude beider Parameter geführt. Die Maxima/Minima liegen daher sowohl bei den Sauerstoff- als auch bei den Kohlenstoffisotopenwerten in den Oberflächenproben. Ein stellenweise starker Aufwuchs diagenetischer Calcitkristalle auf den Foraminiferenschalen hat zusätzlich zu einer Verschleierung des ursprünglichen Isotopensignals beigetragen, so daß eine paläoklimatische Interpretation der Isotopenwerte in diesem Kern nicht möglich ist. Kern 1023 zeigt in groben Zügen den Verlauf einer "typischen" Isotopenkurve mit niedrigen Werten zu Beginn eines Interglazials und dann langsam ansteigenden Werten. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte spiegeln die stark schwankende Primärproduktion wider. Die Surgefazieshorizonte fallen durch abweichende  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf.



Unterhalb der zwei Surgefazieshorizonte, die bei 528-535 cm und 580-599 cm sedimentologisch nachgewiesen wurden, werden die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 0.6-0.8 ‰ schwerer, entsprechend einer Temperaturerniedrigung von 3-4°C. Vor einer Eissurge wäre ein Austreten des basalen Schmelzwassers an der grounding line vorstellbar. Dies könnte zwar zu einer Abkühlung des Oberflächenwassers führen, würde aber gleichzeitig das Isotopenverhältnis des Meerwassers zu leichten Werten verschieben, da antarktisches Kontinentaleis leichte Sauerstoffisotopenverhältnisse aufweist (-40 ‰: JOHNSON et al., 1972). Eine andere Möglichkeit wäre eine verstärkte Packeisbildung, die durch die Ausbildung einer dünnen, niedrigsalinen Schmelzwasserschicht an der Oberfläche begünstigt würde.

Die Abnahme des  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses um 0.6 ‰ innerhalb der Surgefazieshorizonte ist auf die eingeschränkte Primärproduktion zurückzuführen. Nach Rückgang der Eissurge steigen die Werte wieder auf die schweren Verhältnisse von 0.5 ‰ an. Diese sind für die hohe Produktion während der Warmzeiten typisch, da durch den Einbau leichter Isotope in die organische Substanz das Meerwasser an schweren Isotopen angereichert wird.

Vergleichbare Analysen aus dem antarktischen Ozean existieren bisher nicht. Die südlichsten Positionen von Kernen an denen stabile Iostope (*N. pachyderma*) bestimmt wurden, liegen im Indik im Bereich der Polarfront (LABEYRIE & DUPLESSY, 1985). Die in diesen Kernen dargestellten charakteristischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen, die in mehreren Kernen aus hohen Breiten parallelisiert werden können, sind mit den vorliegenden Ergebnissen nicht zu korrelieren.

Ungeklärt bleiben müssen vorerst die folgenden Punkte:

1. Der steile Anstieg zu leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen erfolgt im Kern etwa 40 cm vor dem Beginn der hohen Planktonproduktion. Alle sedimentologischen Befunde lassen jedoch unzweifelhaft erkennen, daß die rasche Veränderung der Isotopenverhältnisse in Kern 1023 bereits während des glazialen Maximums stattgefunden hat.

2. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte steigen während des Übergangs von einer Warmzeit zu einer Kaltzeit nochmals auf Werte von 0.6-0.8 ‰ an. Hier sind im Sediment jedoch keinerlei Anzeichen für eine hohe biogene Produktion zu finden. Eine Erklärung muß hier vermutlich in Verbindung mit der verstärkten Packeisbildung und der sich dadurch verändernden Hydrographie gesucht werden.

#### 4.5 Korrelation der Glazial-Interglazial-Zyklen mit einer Klimakurve des äquatorialen Atlantik

Der zyklische Wechsel von Sedimenten der Glazial- und Interglazialfazies legt den Vergleich mit einer Klimakurve nahe. Wie die vorangegangene Diskussion gezeigt hat, können die Isotopenkurven der Kerne 1224 und 1023 keine geeignete Klimakurve liefern. Daher soll hier zum Vergleich eine Kurve der neueren Literatur herangezogen werden. Die Methodik des Vergleichs von sedimentologisch oder mikropaläontologisch nachgewiesenen Klimazyklen in antarktischen Sedimenten mit äquatorialen Klimakurven wurde in der Literatur bereits häufiger angewendet (DREWRY & ROBIN, 1983; FRAKES, 1978; GEITZNEAUER, 1969; KENNETT, 1970). Alle weiteren Überlegungen und Vergleiche beziehen sich im folgenden auf eine Klimakurve aus dem äquatorialen Atlantik, die auf einer kontinuierlichen Isotopenkurve der letzten 775,000 Jahre basiert (SARNTHEIN et al., 1984, Abb.34,A).

Mit Hilfe der Sedimentationsraten, sowie einer guten Korrelierbarkeit der Kerne untereinander, sind einige der als warm- bzw. kaltzeitlich eingestuftten Ablagerungen mit entsprechenden Isotopenstadien zu parallelisieren. Die Karbonatkurve von Kern 1023 unterstützt den Vergleich durch ihren, den Isotopenkurven ähnlichen Verlauf. Die drei jüngsten Interglazialfazieshorizonte sind mit den Stadien 1, 5 und 7 der Klimakurve zu parallelisieren. Die Horizonte ziehen sich durch die Kerne 1023, 1021 und 1005 und sind untereinander jeweils durch eine Glazialfazies, entsprechend den Stadien 6 und 2/4, abgegrenzt. Das Karbonatmaximum in Kern 1023 bei 305 cm könnte somit Stadium 5e entsprechen.

Die Fortsetzung dieser Gliederung an Position 1224 ist nicht eindeutig, da hier nur ein einzelner durchgehender Karbonathorizont von 0-680 cm vorliegt, der lediglich intern einige Schwankungen aufweist. Ein Karbonatminimum kurz unter der Oberfläche ist mit der letzten Kaltzeit (2/4) zu parallelisieren, ein zweites Minimum bei 180 cm entspricht Glazialstadium 6 (Abb.24).

Der Stadium 7 entsprechende Interglazialfazieshorizont nimmt von Kern 1021 über 1005 bis Kern 1224 an Mächtigkeit zu. Hierbei ist unklar, ob dies auf die längere Dauer von Stadium 7 (68,000 a) gegenüber Stadium 5 (57,000 a) zurückzuführen ist, oder ob das Interglazialstadium 7 ohne deutliche fazielle Unterbrechung an Position 1224 und 1005 auf Stadium 9 folgt (Abb.34, A), da das dazwischenliegende Glazialstadium 8 relativ kurz ist (35,000 a gegenüber 6 mit 82,000 a). Hierfür spräche der breite, montmorillonitarmer Horizont in dem entsprechenden Abschnitt in Kern 1021 (Abb.29), der auf eine länger andauernde schwache Packeisbedeckung hinweist. In diesem Fall würde die nur an IRD, Korngrößen und Tonmineralen, sowie einem kleinen Karbonatpeak in 1005 zu identifizierende Interglazialfazies im mittleren Kernteil von 1005 und 1021 (Abb.29) dem kurzen Stadium 11 (34,000 a) entsprechen.

Als zweite Möglichkeit (Abb.34, B) kann dieser Horizont Stadium 9 zugeordnet werden. Stadium 11 wäre dann, aufgrund seiner geringen Dauer, nicht als typische Interglazialfazies ausgebildet. Der problematische Kernbereich in 1021 ist durch hohe Montmorillonitgehalte gekennzeichnet.

Stadien- grenze	Alter <1000a>	K E R N T I E F E (cm)			
		1023	1021		1005
			A	B	A B
1/2	13.5	wenige Zentimeter			-
4/5	70	60	50		-
5/6	127	315	155		35
6/7	209	380	215		90
7/8	277	CC?	310	?	165 230
8/9	312		?	?	205 320
9/10	374		?	?	230 380
10/11	410		530		325
11/12	444		580		380
12/13	510		635		525
15/16	608		805		
16/17 oder	657				
18/19	712		890		

Tab.12:  
Parallelisierung von Isotopenstadien- und Faziesgrenzen in den Kernen 1023, 1021 und 1005. A und B beziehen auf die zwei in Abb.34 dargestellten Möglichkeiten für den Verlauf der Sedimentationsraten. (Alter der Isotopenstadiengrenzen nach SARNTHEIN et al., 1984)

Dies deutet auf ein verstärkte Packeisbedeckung in dem betreffenden Zeitraum hin, die gleichzeitig für das Fehlen der biogenen Komponenten verantwortlich sein könnte. Die Lage der Stadien 9 und 11 zwischen 7 und 13/15 ist somit unklar.

Ältere Sedimente wurden nur durch Kern 1021 erreicht. Der Interglazialfazieshorizont von 640-800 cm mit einem Karbonatmaximum im oberen Teil (Abb.29) kann mit dem langen Stadium 13/15 parallelisiert werden, das nur von einer kurzen Kaltzeit (11,000 Jahre) unterbrochen wird. Der schmale Karbonatpeak an der Basis dieses Kerns könnte Stadium 17 bzw. 19 entsprechen (beide 21,000 a), von 13/15 wiederum durch die charakteristische Ausbildung einer Glazialfazies (Stadium 16: 49,000 a) getrennt.

Die Korrelierung der Grenzen zwischen karbonatreichen und karbonatfreien Horizonten mit den bei SARNTHEIN et al. (1984) angegebenen Isotopenstadiengrenzen ermöglicht die Diskussion einer detaillierteren Bestimmung der Sedimentationsraten (Tab.12, Abb.34). Stadium 1 fehlt in den Schwerelotkernen aufgrund der Entnahmetechnik. Während der Glazialstadien 2/4 und 6 ist die Sedimentationsrate an allen Positionen etwa gleich hoch und konstant (0.9 cm/1000a). Sie kann sich an Position 1224 jedoch, in Abhängigkeit von der hier zum Teil auch in Glazialzeiten stattfindenden Sedimentation biogener Komponenten, geringfügig verändern. In Warmzeiten werden an Position 1023 durchschnittlich 4 cm/1000a abgelagert. Zu Beginn eines Interglazials ist an dieser Position die Sedimentationsrate höher, sowohl durch die verstärkte Anlieferung eistransportierten Materials während des Schelfeisabbaus, als auch durch eine hohe Planktonproduktion. Im weiteren Verlauf der Warmzeit nimmt die Sedimentation beider Komponenten und damit die Sedimentationsrate generell ab. In den Kernen 1021 und 1005 beträgt die Sedimentationsrate im Interglazial durchschnittlich 2 cm/1000a. In Kern 1005 kann die Rate geringfügig höher sein, da sie bis Position 1224 wiederum ansteigt, verursacht durch die zunehmende Anlieferung biogener Komponenten im Bereich der Polynya.

Die Übereinstimmung der konstruierten Sedimentationsraten mit den Werten der Thorium-Excess-Methode bestätigt in Kern 1021 die vorgestellte Korrelation der Fazieskörper mit der Klimakurve (Abb.34). Der weitere

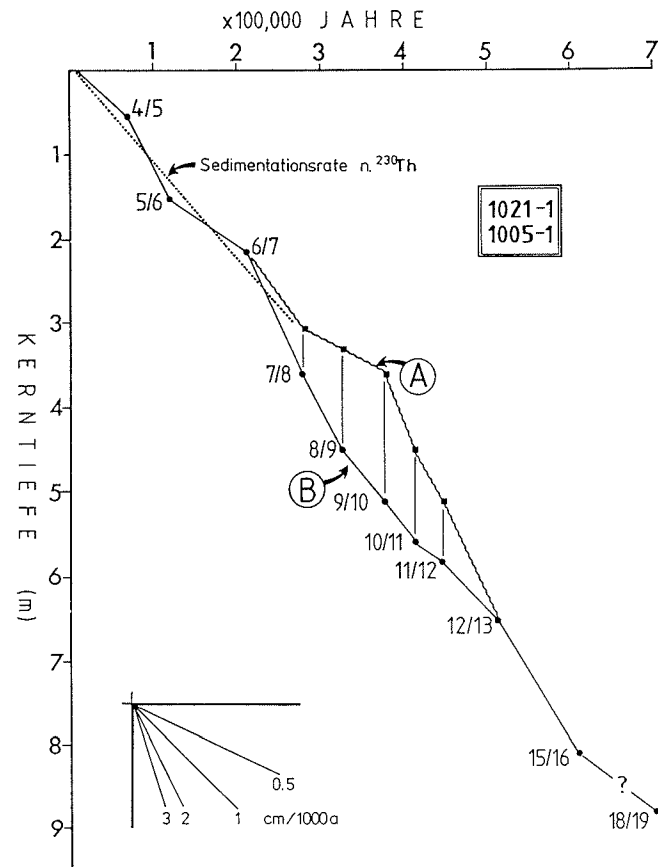
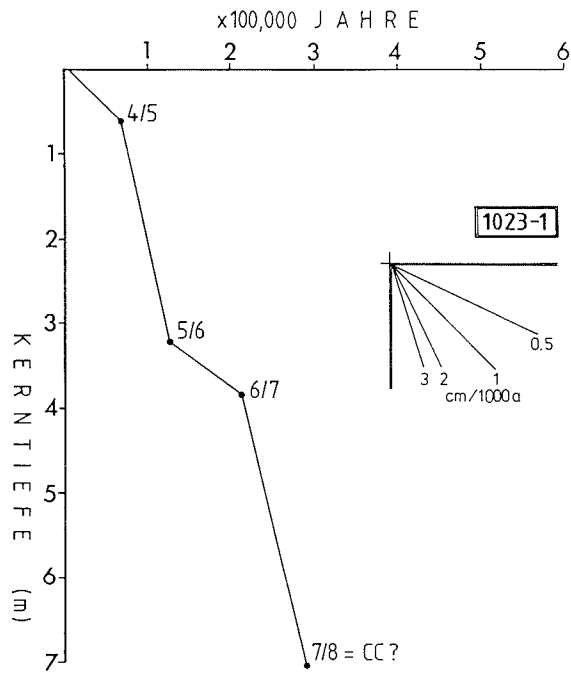


Abb. 34: Sedimentationsraten in den Kernen 1021/1005 und 1023 nach Isotopenstadiengrenzen (s.Tab. 12)

Bis 3 m Kerntiefe (Kern 1021) ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen der Sedimentationsrate nach  $^{230}\text{Th}$  und den konstruierten Werten nach Isotopenstadiengrenzen. A und B repräsentieren zwei Möglichkeiten für den Verlauf der Sedimentationsraten im mittleren Kernteil, da hier die Stadiengrenzen aufgrund der undeutlichen Faziesausbildung nicht genau festgelegt werden konnten.

In Kern 1023 ist die Sedimentationsrate für die Interglazialzeiten ein Durchschnittswerte. Zu Beginn liegt sie vermutlich bei 4-5 cm/1000a und nimmt im weiteren Verlauf langsam auf den glazialen Wert (1 cm/1000a) ab.

Verlauf in den Kernen 1021 und 1005 ist unsicher; als wahrscheinlicher ist jedoch der kontinuierlichere Verlauf von Fall B (Abb.34) anzusehen. Unklar ist, warum die Sedimentationsraten im mittleren Teil der Kerne, trotz fehlender Karbonatgehalte, generell höher sind. Als einigermaßen gesichert kann erst wieder die Stadiengrenze 12/13 angesehen werden.

Ebenso, wie die Korrelierung mit Isotopenstadien, sind auch genauere Aussagen zum Verlauf der Sedimentationsraten in Kern 1224 schwierig, da eindeutig als Glazialfazies zu interpretierende Horizonte im oberen Teil des Kerns fehlen. Lediglich das Karbonatminimum bei 10 cm ist mit dem Maximum des letzten Glazialstadiums korrelierbar. Die durchschnittliche Sedimentationsrate von 2 cm/1000a im oberen Meter ist vermutlich im mittleren Kernbereich durch die höheren Anteile an planktonischen Foraminiferen erhöht, so daß der gesamte hier erfaßte Karbonathorizont bis 750 cm mit den Interglazialfazieshorizonten der übrigen Kerne, die den Stadien 5 und 7 entsprechen, zu parallelisieren ist.

Der Vergleich der Faziesverteilung in den bearbeiteten Sedimenten mit einer Klimakurve des äquatorialen Atlantik zeigt zwar deutliche Übereinstimmungen in den Glazial-Interglazial-Zyklen, die Faziesabfolge verläuft jedoch nicht in der bekannten Regelmäßigkeit. Die Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang werden vorwiegend durch Veränderungen der Hydrographie und Glaziologie gesteuert, die wiederum mit den globalen Klimaschwankungen variieren. Da das antarktische System jedoch klimatischen Veränderungen gegenüber durch einen großen Kältespeicher in Form des Eisschildes gepuffert ist, verändert sich die Hydrographie während eines Glazial-Interglazial-Wechsels nur langsam und mit einer insgesamt geringeren Amplitude zwischen den Extremwerten. Ebenso verhalten sich alle damit in Zusammenhang stehenden Parameter, die für die Sedimentation von Bedeutung sind (Eisbedeckung, Primärproduktion, Strömung, Wassertemperatur). Das geringe Wertespektrum der Sauerstoffisotopenkurven unterstützt dies.

Die gepufferte und damit träge Reaktion des glazialmarinen Systems auf klimatische Veränderungen könnte somit bewirken, daß eine Fazies jeweils noch mit einem "Erinnerungseffekt" des letzten Klimazyklus abgelagert wird. Liegt zwischen zwei längeren Kaltzeiten eine kurze Warmzeit, so ist diese im Sediment nicht, oder nur sehr schwach als charakteristische Fazies ausgebildet. Als Beispiel sei hier die Abfolge der Stadien 10,11,12 genannt. Ähnliches könnte für den umgekehrten Fall gelten. Eine kurze Kaltzeit zwischen zwei ausgedehnten Warmzeiten ist im Sediment nicht deutlich abgebildet (Stadium 13,14,15). Die Bioturbation trägt bei solchen, primär schon sehr undeutlichen und geringmächtigen Horizonten zur Verschleierung der Signale bei. Hierbei könnte sowohl die Dauer des entsprechenden Stadiums, als auch die Amplitude zwischen Temperaturzunahme und Temperaturabnahme von Bedeutung sein.

Generell läßt der Vergleich der Faziesabfolgen mit einer Klimakurve erkennen, daß die untersuchten Sedimente die globalen, paläoklimatischen Veränderungen zwar widerspiegeln, durch die gepufferte und damit träge Reaktion des Systems jedoch nur längere und ausgeprägte Klimastadien im Sediment in charakteristischer Fazies abgebildet werden.



#### 4.6 Vergleich der Glazial-Interglazial-Zyklen vor Kapp Norvegia mit anderen paläoklimatischen Gliederungen antarktischer Sedimente

In mehreren Arbeiten wurde mit unterschiedlichen Methoden versucht, die paläoklimatischen Zyklen in der Antarktis zu rekonstruieren (Abb.35): GEITZENAUER (1969) erstellte eine erste paläoklimatische Gliederung mit Coccolithen im Südpazifik durch Korrelation mit einer äquatorialen Klimakurve (ERICSON & WOLLIN, 1968; Abb.35, F). Die einzige Arbeit aus der Weddell See gliedert die in den letzten 300,000 Jahren abgelagerten Sedimente nach sedimentologischen Untersuchungen in 6 warme (wet-based) und 5 kalte (dry-based) Stadien, die sich jedoch in verschiedenen regionalen Bereichen faziell unterschiedlich ausgewirkt haben. Von 650,000 - 300,000a sollen im Weddell See-Bereich generell extrem kalte Bedingungen geherrscht haben (ANDERSON, 1972; Abb.35, B). Die paläoklimatische Gliederung der Ross See-Sedimente weist ebenfalls eine längere kalte Periode auf, die vor 350,000a endete (FILLON, 1977; Abb.35, E). Die von FRANKS (1978) als Klimakurve vorgestellt "carbonate abundance curve", die aus den Karbonatbestimmungen mehrerer Sedimentkerne konstruiert wurde, zeigt fünf Karbonatmaxima (Warm-Stadien) während der letzten 450,000a (Abb.35, C). Im subantarktischen Bereich des Pazifik wurde eine Klimakurve aus planktonischen Foraminiferengemeinschaften und dem recht/links-Verhältnis von *N.pachyderma* rekonstruiert (KENNETT, 1970, Abb.35, D). Sechs kalte Maxima der Oberflächenwassertemperaturen im Südpazifik geben VELLA et al. (1975; Abb.35, H) für die letzten 700,000a an. Horizonte von Algenkalken in Taylor Valley wurden den Interglazialstadien 1,5,7 und 9 zugeordnet (HENDY et al., 1979; Abb.35, G). Ihre Entstehung wird in Verbindung mit Überflutungen des Tales während interglazialer Vorstöße des ostantarktischen Eisschildes gesehen.

Die Sedimente vor Kapp Norvegia wurden im vorangegangenen Kapitel paläoklimatisch gegliedert. In der graphischen Darstellung (Abb.35, 1023, 1021/1005, 1224) wurde jedoch bewußt auf eine Einteilung der Abszisse in warm-kalt oder Karbonatgehalte verzichtet, da Klimakurven, die aus den antarktischen Sedimenten rekonstruiert werden, nicht direkt das Klima im Bereich der Südhemisphäre widerspiegeln, sondern nur die Ausbildung der entsprechenden Fazies. Sie sind daher von der Flexibilität und Geschwindigkeit abhängig, mit der sich die Sedimentationsbedingungen an die veränderten klimatischen Verhältnisse anpassen. Da diese Prozesse im antarktischen Ozean durch die Pufferwirkung des Eisschildes langsamer als gewöhnlich in den Weltmeeren ablaufen, muß in der Antarktis zwischen eigentlichem Klimaverlauf und der faziellen Ausbildung der entsprechenden Sedimente unterschieden werden. Der Begriff "Fazieskurve" ist daher in diesem Zusammenhang angebracht, wobei hinzuzufügen ist, um welchen Faziestyp es sich handelt. Die Darstellung in Abb.35 gibt an, wie deutlich die Interglazialfazies im entsprechenden Zeitraum im Sediment ausgebildet ist.

Der Vergleich einer Klimakurve des äquatorialen Atlantik mit paläoklimatischen Gliederungen antarktischer und subantarktischer Sedimente (Abb.35, B-H) und den Ergebnissen der sedimentologischen Untersuchungen vor Kapp Norvegia lassen eine weitgehende Übereinstimmung in den Isotopenstadien 1,5 und 7 erkennen. Geringfügige Abweichungen sind auf unterschiedliche Zeitskalen oder Ungenauigkeiten bei den Datierungen zurückzu-

führen. Das letzte warme Stadium in der Weddell See wird von ANDERSON (1972) auf 110,000 -70,000a datiert und stimmt somit gut mit dem Isotopenstadium 5 (70-127,000a) und dem Interglazialfazieshorizont in den Kernen 1023 und 1021/1005 überein. Ebenso läßt sich Stadium 7 mit den warmzeitlichen Einstufungen in allen paläoklimatischen Gliederungen sowie der Interglazialfazies vor Kapp Norvegia korrelieren. Die Rekonstruktion der interglazialen Eisvorstöße in Taylor Valley mit der verstärkten Bildung von Schmelzwasser (HENDY et al., 1979) unterstützt gleichzeitig die vorgestellte Hypothese der kleinen Eissurges in Interglazialzeiten (Kap.4.3.7).

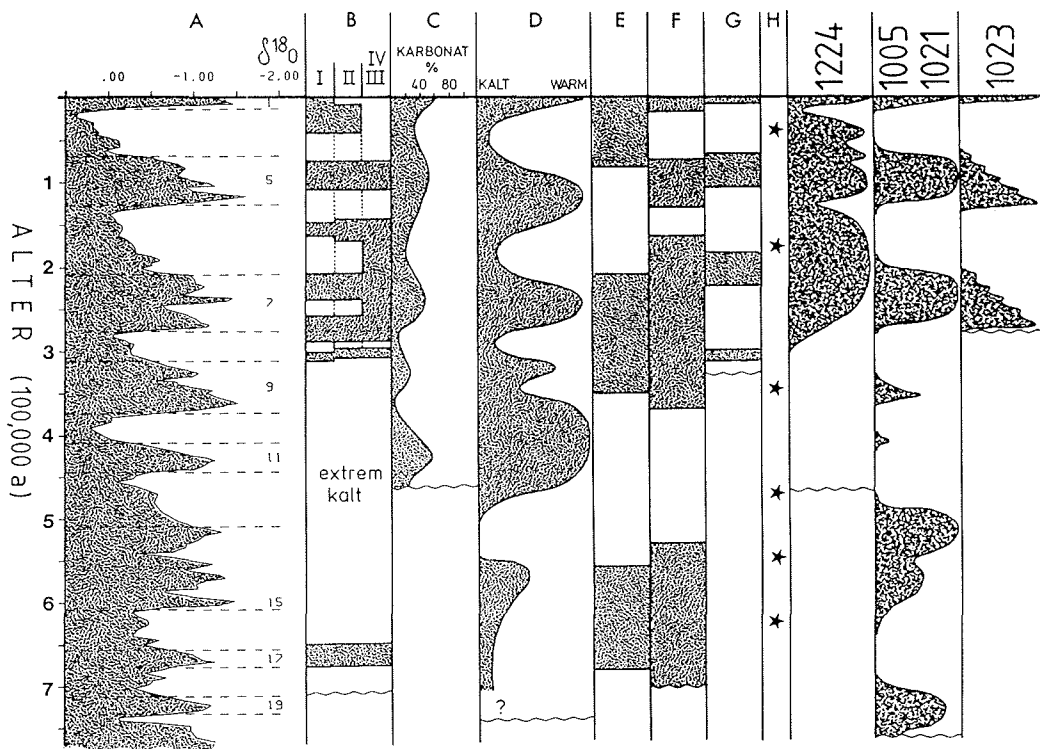


Abb. 35: Gegenüberstellung paläoklimatischer Gliederungen von Sedimenten aus dem antarktische und subantarktischen Bereich und der Glazial-Interglazial-Faziesabfolge vor Kapp Norvegia (A-H s.Tab. 13).

Autor	Gebiet	basiert auf
A SARNTHEIN et al., 1984	äquatorialer Atlantik Sierra Leone Rise	Isotopenkurve
B ANDERSON, 1972	Weddell See	Sedimentologie Foraminiferen
C FRAKES, 1978	antarktischer Ozean	Karbonatgehalte
D KENNETT, 1970	Südpazifik	Foraminiferen Radiolarien
E FILLON, 1977	Ross See	Radiolarien, IRD
F GEITZENAUER, 1969	Südpazifik	Coccolithen
G HENDY et al., 1979	Taylor Valley	Talüberflutungen
H VELLA et al., 1975	Südindik	Sedimentologie

Tab.13: Zusammenstellung von Arbeiten zur Rekonstruktion von Glazial-/ Interglazialstadien aus dem antarktischen und subantarktischen Bereich (s.Abb.35)

Nach der Gliederung von ANDERSON (1972) endete vor 300,000a, nach FILLON (1977) vor 350,000a eine längere, extrem kalte Klimaperiode. Auch die Karbonatkurve (C, FRAKES, 1978) zeigt zwischen 300,000 und 400,000a ein Minimum. Die Kerne 1224 und 1021/1005 bestätigen diese Beobachtung insofern, als in dem angegebenen Zeitraum keine deutliche Interglazialfazies ausgebildet ist. Hier könnte sich der Eisschild als Puffer auf die Umstellung der Sedimentationsbedingungen während kurzfristiger oder schwach ausgeprägter klimatischer Veränderungen so ausgewirkt haben, daß im Sediment faziell der Eindruck einer längeren Kaltzeit entstanden ist (vergl. Kap. 4.5). Ein Vergleich in den tieferen Abschnitten der paläoklimatischen Gliederungen ist schwierig, da sie hier stärker voneinander abweichen. Einerseits ist dies auf Ungenauigkeiten in den Datierungen und Zeitskalen zurückzuführen, andererseits sind auch regional unterschiedlich intensive Auswirkungen einer klimatischen Veränderung auf die Sedimentation vorstellbar. Die Gliederungen von ANDERSON zeigen, daß die warmzeitlichen Sedimenthorizonte schon innerhalb des Weddell See-Bereichs in Ausbildung und Mächtigkeit voneinander abweichen.

#### 4.7 Oszillationen der Schelfeiskante während der jüngsten Glazial-Interglazial-Zyklen

Aus den verschiedenen Sedimentfazies am Kontinentalhang vor Kapp Norvegia und ihren Veränderungen über der Zeit, lassen sich die Oszillationen der Schelfeiskante rekonstruieren. Es ergibt sich ein charakteristischer Verlauf für Vorstoß- und Rückzugsbewegungen des Eisschildes während einer Interglazial-Glazial-Abfolge. Die Erläuterungen erfolgen an den beiden jüngsten Zyklen.

Eine erste Position ist die heutige Lage der Eiskante (Abb. 36, Punkt A1). Diese stimmt vor Kapp Norvegia, bedingt durch eine weit auf den Schelf hinausreichende Erhebung des Untergrundes, nahezu mit der grounding line überein. Der Eisschelf befindet sich zur Zeit im Gleichgewicht zwischen Anlieferung von Eis aus dem Hinterland und Abbau der Eiskante durch Abschmelzvorgänge und Eisbergbildung (ROBIN, 1979). Die Position ist damit als weitgehend stabil für den Anfang eines Interglazials anzusehen. Vermutlich hat sich die Eiskante während der Stadien 5e und 7c in einer ähnlichen Position befunden (Abb. 36, A5+A7).

Das Maximum der letzten Vereisung der Nordhemisphäre wird allgemein auf 18,000 Jahre BP datiert. Die Reichweite der hiermit zu parallelisierenden Ausdehnung des antarktischen Eisschildes wurde bereits häufiger zu rekonstruieren versucht (LINGLE & CLARK, 1979; DREWRY, 1979; VORONOV, 1960). Zahlreiche Arbeiten geben die äußere Schelfkante als die Linie an, bis zu der das auf dem Schelf aufliegende Schelfeis während des letzten Glazials maximal gereicht hat (THOMAS & BENTLEY, 1978; KELLOGG et al., 1979; ROSS See; ANDERSON et al., 1980: Ost- und Westantarktischer Eisschild; MAISEY, 1980: vor Halley Bay, Weddell See; ELVERHOI, 1981: Weddell See; DOMACK, 1982: George V-Adelie Küste; SUGDEN & CLAPPERTON, 1981: Antarktische Halbinsel; DUPHORN, 1984: Nord Victoria Land). Hierbei muß zwischen West- und Ostantarktis unterschieden werden, da sich der ostantarktische Eisschild, bedingt durch seine schmalen Schelfe, nicht so

stark ausgedehnt hat, wie der westantarktische Schild. Letzterer soll während der letzten Eiszeit eine um 30 % größere Ausdehnung gehabt haben und seine Mächtigkeit bis heute um 300 m verringert haben (THOMAS, 1979).

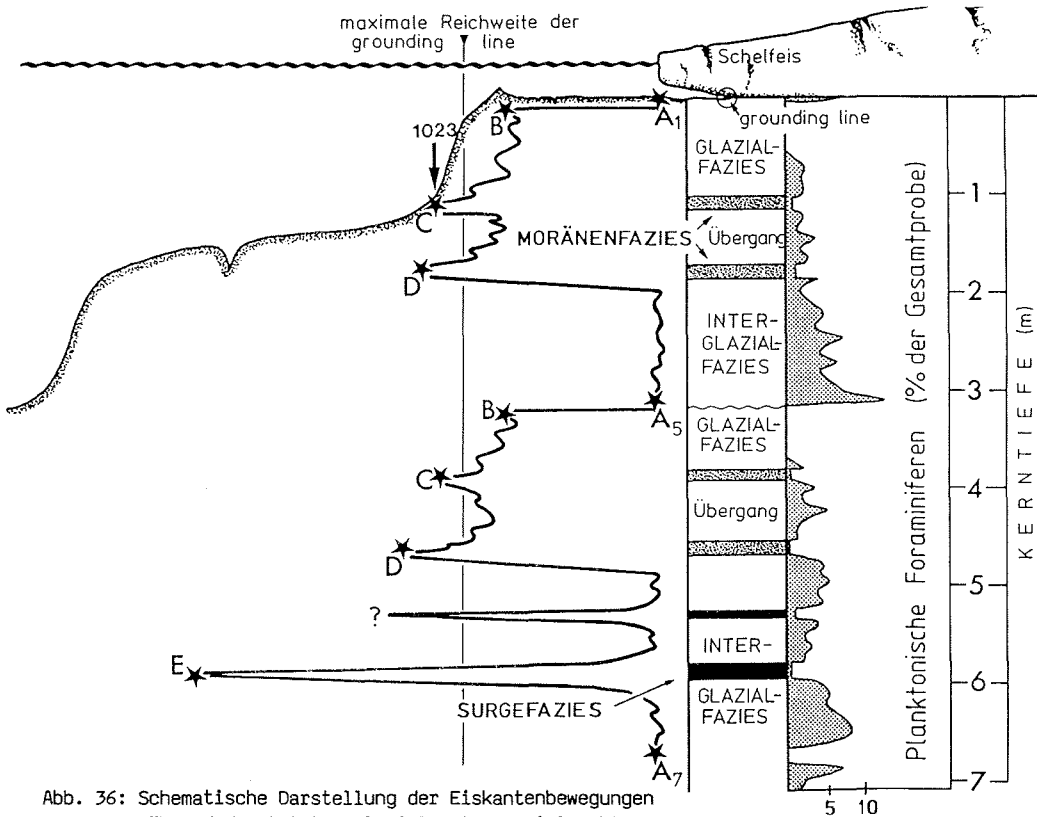


Abb. 36: Schematische Darstellung der Eiskantenbewegungen während der letzten Glazial-Interglazial-Zyklen

Die Bewegungen wurden aus der Eisrandlage auf dem Schelf und der Moränen- und Surgefazies in Kern 1023 rekonstruiert. Die heutige Lage der Eiskante (A1) dürfte den Positionen während der letzten Interglazialstadien entsprechen haben (A5, A7). Der Vorstoß während des letzten glazialen Maximums ist durch die Eisrandlage (B) gekennzeichnet. Zu Beginn und während des Glazials stieß die Eiskante mehrmals bis über die Schelfkante hinaus vor (C, D); am Hang wurden die Schelfsedimente als Moränenfazies abgelagert. Während der längeren Interglazialstadien, die durch hohe Gehalte an planktonischen Foraminiferen im Sediment gekennzeichnet sind, kann es durch die verstärkte Schneeakkumulation über dem Eisschild zu basaler Aufschmelzung und damit zu kleineren Eissurges kommen (E). Die Reichweite der surges wurde mit etwa 150 km ermittelt.

Die Reichweite des letzten Eisvorstoßes vor 18,000a ist vor Kapp Norvegia durch die submarine Eisrandlage 10 km vor dem Schelf/Hang-Knick festgelegt (Punkt B). Die Erwärmung und damit der Anstieg des Meeresspiegels durch den Rückgang der Vereisungen auf der Nordhalbkugel wird auf 16,000 - 10,000a datiert. Die Erwärmung hat sich nicht direkt auf den Rückzug der antarktischen Eiskante ausgewirkt, sondern erst das Anheben des Schelfeises durch den Meeresspiegelanstieg führte zu einem schnellen Abbau durch kalbende Eisberge. Die Rückzugsgeschwindigkeit nach der Anhebung hat mehrere km/a betragen (THOMAS & BENTLZ, 1978). Spätestens

10,000a B.P. wird sich daher die Eiskante ungefähr in ihrer heutigen Position befunden haben.

Das doppelte Auftreten der Moränenfazies in beiden Kaltzeiten, die mit Kern 1023 erfaßt wurden, zeigt, daß der maximale Eisvorstoß während eines Glazialstadiums die Schelfkante überschreitet (Punkt C+D). Dies geschieht nicht während der stärksten Abkühlung, sondern zu Beginn der Kaltzeit, sofort nach der für das Aufliegen des Eisschelfs notwendigen Absenkung des Meeresspiegels. Da der Schelf generell unterschiedliche Tiefen aufweist, ist zu vermuten, daß der Eisvorstoß in verschiedenen Regionen zu unterschiedlichen Zeiten begonnen hat. Durch die geringen Wassertiefen von 225-275 m vor Kapp Norvegia begann die Ausdehnung des Schelfeises hier vermutlich sehr früh, was ein Auftreten der Moränenfazies noch im ausklingenden Interglazial erklärt. Zu Beginn des Vorstoßes besitzt der Eisschild eine größere Masse, aufgebaut durch die höhere Schneeakkumulation in den Warmzeiten und hat daher zu diesem Zeitpunkt die größte Reichweite. Da die Akkumulation in Kaltzeiten durch die verstärkte Ausdehnung des Packeises und die niedrigen Temperaturen stark reduziert ist, fehlt dem Eisschild gegen Ende des Glazials der notwendige Nachschub für ein Halten der Position. Die grounding line zieht sich daher noch während des Glazials langsam zurück.

Das zweimalige Überschreiten der Schelfkante sowie die Eisrandlage auf dem Schelf sind Hinweise auf kleinere Oszillationen des Eisschildes während einer Kaltzeit, bedingt durch geringfügige Schwankungen des Meeresspiegels bzw. der Eisakkumulation und des Eisnachschubs aus dem Hinterland. Da beim Überschreiten der Schelfkante die maximale Reichweite der grounding line erreicht ist (Abb.36) und damit der Eisschelf über dem Kontinentalhang aufschwimmt, wird er bei normalen Fließgeschwindigkeiten durch die Kalbungsvorgänge ständig wieder abgebaut (DENTON et al., 1979). Die Eiskante kann daher nicht wesentlich über Position 1023 hinausgereicht haben. Nur wenige dünne Tonlaminae innerhalb der Moränenfazies lassen auf Grund ihrer Textur auf eine Ablagerung unter vollständiger Schelfeisbedeckung schließen. Somit entspricht die Lage der Schelfeiskante während der Ablagerung der Moränenfazies weitgehend der Position 1023 (Abb.36, C+D).

Während längerer Interglazialstadien kann der Eisschild durch die erhöhte Akkumulation so stark an Masse zunehmen, daß der Druckschmelzpunkt an der Basis überschritten und damit eine Eissurge ausgelöst wird. Die Reichweite dieser surges wurde aus den Surgefazieshorizonten (Kap. 4.3.7) mit 130-150 km ermittelt (Abb.36, E). Ein aufschwimmender Eisschelf dieser Breite kann nur entstehen, wenn die Fließgeschwindigkeiten deutlich höher sind, als die Abbauprozesse an der Eiskante mit Kalbungs- und Abschmelzvorgängen. Nach Beendigung der Surgephase mangels Eisnachschub aus dem Hinterland wird der breite, schwimmende und daher instabile Eisschelf relativ schnell wieder abgebaut. Die Eiskante zieht sich bis auf ihre normale warmzeitliche Position (Punkt A) zurück. Dieser Vorgang dauert insgesamt nur etwa 1000 Jahre. Der Vorstoß über die Schelfkante hinaus erzeugt in diesem Fall keine Moränenfazies am Hang, da das Eis über dem Schelf aufschwimmt und daher keine Schelfsedimente transportieren kann.

In der Literatur werden im wesentlichen drei Hypothesen zum Verhalten des antarktischen Eisschildes im Wechsel der globalen Klimaveränderungen diskutiert:

1. Geringe Meereisbedeckung auf dem Südozean und generell höhere Temperaturen während einer Warmzeit führen zu verstärkter Verdunstung und zu höheren Niederschlägen über dem Kontinent. Der Eisschild nimmt an Mächtigkeit und damit an Ausdehnung zu. Geringe Akkumulationsraten während der Kaltzeiten bewirken einen Rückzug der Eiskanten und damit eine Verkleinerung der Fläche (SCOTT, 1905). Nach diesem Modell würde sich der südpolare Eisschild gegensätzlich zur Nordvereisung verhalten.

2. Die Ausdehnung des antarktischen Eisschildes ist vom Meeresspiegel und damit von der Vereisung der Nordhemisphäre abhängig. Die mit einer Nordvereisung einhergehende Meeresspiegelabsenkung bewirkt ein Aufliegen der antarktischen Eisschelfe auf dem Kontinentalschelf. Da hierdurch das Kalben von Eisbergen unterbunden wird, dehnen sich die Eisschelfe aus, bis die grounding line die äußere Schelfkante erreicht (HOLLIN, 1962). Diese nur geringfügige Größenveränderung des Eisschildes würde mit den Vereisungen auf der Nordhalbkugel weitgehend in Phase verlaufen. Die Ursache für die Ausdehnung des Eisschildes liegt in den klimatisch gesteuerten Veränderungen der arktischen Vereisung.

3. Nach WILSON (1964) kann sich der Eisschild durch eine Abnahme der Akkumulationsrate, die durch Veränderungen der Milankovitch-Parameter gesteuert wird, erwärmen. Dies führt zu basaler Aufschmelzung und einer Eissurge, die die Fläche des Eisschildes um ein mehrfaches vergrößert. Die dadurch erhöhte Albedo löst die Glazialzeiten aus. Entsprechend dieser Hypothese würde sich der antarktische Eisschild jeweils kurz vor einer Vereisung der Nordhalbkugel ausdehnen; die Ursachen für die Größenveränderungen lägen in der Antarktis selbst.

Die vorliegenden Ergebnisse deuten darauf hin, daß jede der drei Hypothesen, wenn auch mit Einschränkungen und Modifikationen, an den Bewegungen des antarktischen Eisschildes beteiligt ist. Die zum Teil widersprüchlichen Beobachtungen aus der Literatur von parallelen und gegensätzlichen Phasenverläufen der Vereisungen der Nordhemisphäre und den Bewegungen des antarktischen Eisschildes sind dadurch zu erklären, daß Eisvorstöße in der Antarktis sowohl in Kalt- als auch in Warmzeiten stattfinden können.

#### 4.8 Die Sedimentationsgeschichte am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia

Aus der geologischen Abfolge der verschiedenen Sedimentfazies und ihrer Korrelation mit einer Klimakurve, sowie der Rekonstruktion der Eiskantenbewegungen und der CCD-Fluktuationen läßt sich die Sedimentationsgeschichte am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia im Wechsel der globalen Klimazyklen ableiten.

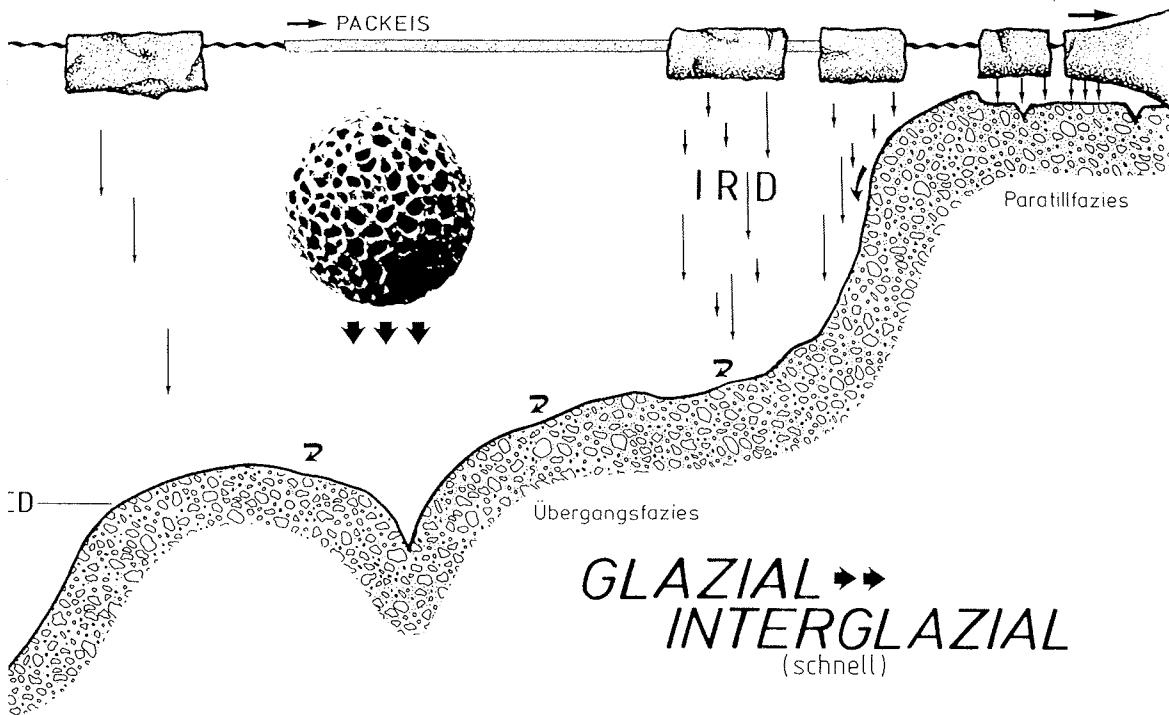


Abb. 37: Sedimentationsverhältnisse während eines Glazial-Interglazial-Überganges

Während des relativ schnellen Überganges vom **Glazial** zum **Interglazial** (Abb.37) zieht die Verlagerung von Packeisgrenze und Schelfeiskante zwei, für die Sedimentation wesentliche Prozesse nach sich. Der schnelle Abbau der Eisschelfe nach der Anhebung durch den ansteigenden Meeresspiegel führt zu einer hohen Anzahl von Eisbergen, die an ihrer Basis noch viel anhaftendes Sediment aus dem Kontakt mit dem Schelf transportieren. Die Sedimentation dieses Materials beginnt über dem Schelf, von dem ein Teil der feinen Fraktion durch Strömung ins tiefere Wasser abtransportiert wird. Nachdem die Eisberge den Schelfbereich verlassen haben, kommt die Eisfracht verstärkt am oberen Kontinentalhang durch den Kontakt mit dem hier wärmeren Wasser und den dadurch erhöhten Abschmelzvorgängen zur Sedimentation. In größeren Entfernungen vom Schelf machen sich diese Vorgänge weniger bemerkbar, da IRD aus allen Gebieten der Antarktis mit dem zirkumanartischen Strom sowohl in Warm- als auch in Kaltzeiten angeliefert wird. Gleichzeitig mit dem Rückzug des Packeises verstärkt sich die Primärproduktion. Die während des Glazial-Interglazial-Wechsels auftretende "Übergangshydrographie" ist durch eine hohe Produktion kieseliger Organismen gekennzeichnet. Entsprechende Sedimenthorizonte sind auf dem Kontinentalhang in allen Wassertiefen zu finden. Die Sedimentationsraten sind mit 4-5 cm/1000a am oberen Kontinentalhang und mit 1-2 cm/1000a am Nordende des Profils zu diesem Zeitpunkt am höchsten.

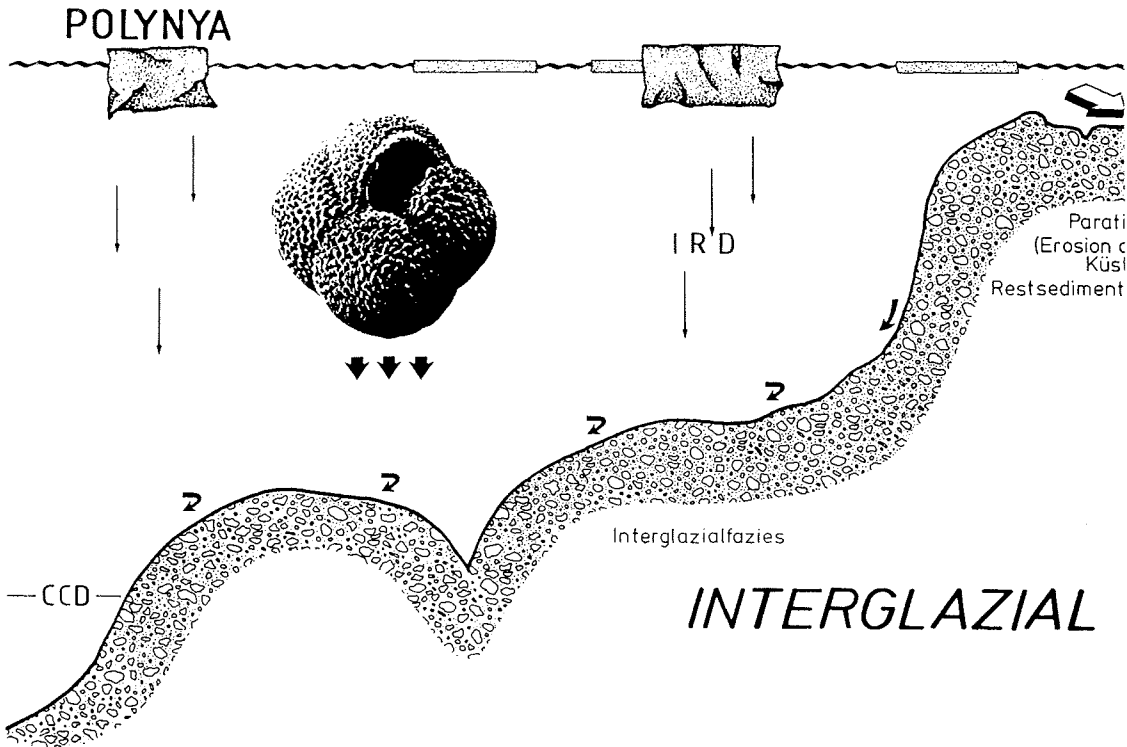






Abb. 38: Sedimentationsverhältnisse während eines Interglazial-Stadiums

Mit Beginn des **Interglazials** (Abb.38) hat die Opalproduktion ihr Maximum erreicht und die Produktion von karbonatischem Plankton und Benthos setzt ein. Die Bedingungen für eine, in polaren Breiten ungewöhnlich hohe Produktion karbonatschaligen Planktons wird in Verbindung mit der Ausbildung von Weddell See- und Küstenpolynya gesehen, die durch eine fehlende Packeisbedeckung eine hohe Primärproduktion begünstigen. Je länger eine Warmzeit dauert, umso ausgeprägter ist die Fauna im Sediment vertreten. Die CCD wird durch die hohe Karbonatproduktion auf bis zu 4000 m abgesenkt. Ein Sedimenttransport durch Eisberge findet weiterhin statt, ist jedoch reduziert, da der postglaziale Schelfeisabbau beendet ist und die grounding line sich zu einer Position zurückgezogen hat, an der die Anlieferung von kontinentalem Eis und der Abbau durch Eisberge im Gleichgewicht stehen. Laterale Strömungen am Kontinentalhang liefern zusätzlich feines Sediment vom Schelf und aus anderen Gebieten an.

-  Antarktischer Küstenstrom
-  Gravitativer Sedimenttransport
-  Sedimenttransport und -verteilung durch Strömung
-  Eisfrachtsedimentation



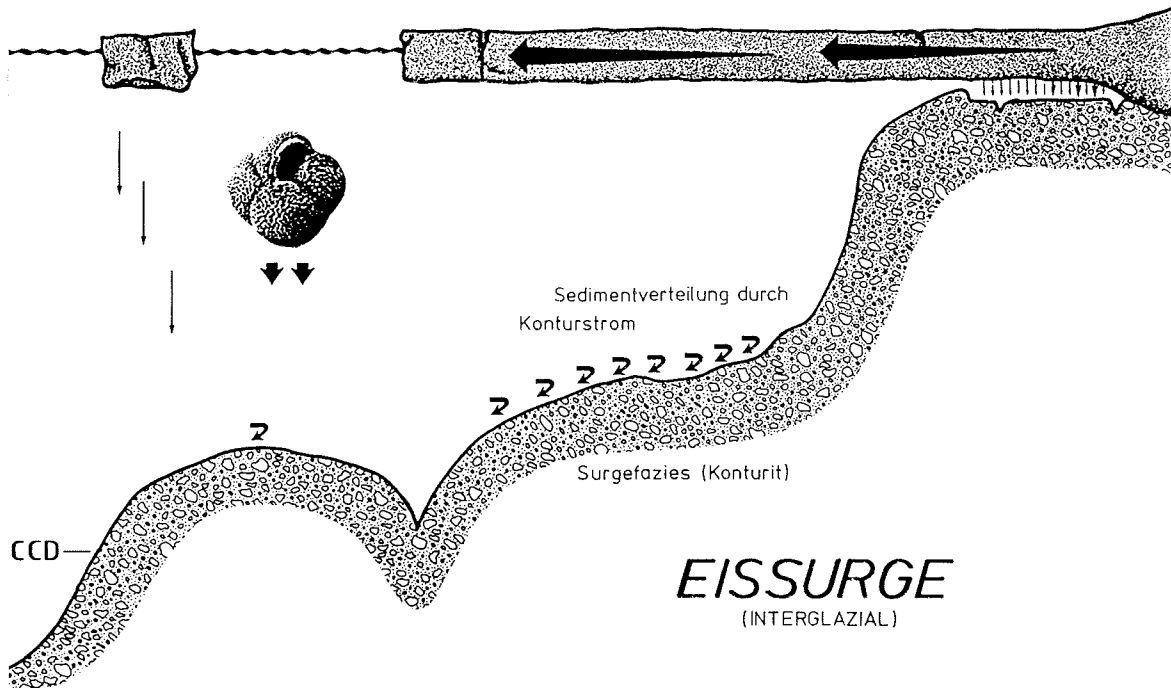


Abb. 39: Sedimentationsverhältnisse während einer Eissurge

Ist die Dauer einer Warmzeit ausreichend, um den Eisschild aufgrund der erhöhten Schneeakkumulationsraten genügend anwachsen zu lassen, kann es nach basaler Aufschmelzung zu einer **Eissurge** kommen (Abb.39). Unterhalb des Eisschiffs, der dann bis weit über den Kontinentalhang reicht, wird die Sedimentation von IRD und die Produktion biogener Komponenten unterbrochen. Gleichzeitig erhöht sich die Ablagerung strömungstransportierten Materials, da die vertikalen Strömungsvorgänge am Kontinentalhang (Auftrieb) unterbrochen werden. Die Sedimentationsbedingungen unter dem Schelfeis reagieren auf saisonale Schwankungen von Strömung und Wassertemperaturen, so daß es zur Ausbildung von warvenähnlichen Texturen kommen kann. Außerhalb des Surgebereichs verändert sich die "normale" interglaziale Sedimentation nicht, die nach dem schnellen Abbau des schwimmenden Eisschiffs auch in dem betroffenen Gebiet wieder fortgesetzt wird. Die Surgephase dauert vom Beginn der surge bis zur Verlagerung der Eiskante zur Ausgangsposition etwa 1000 Jahre.

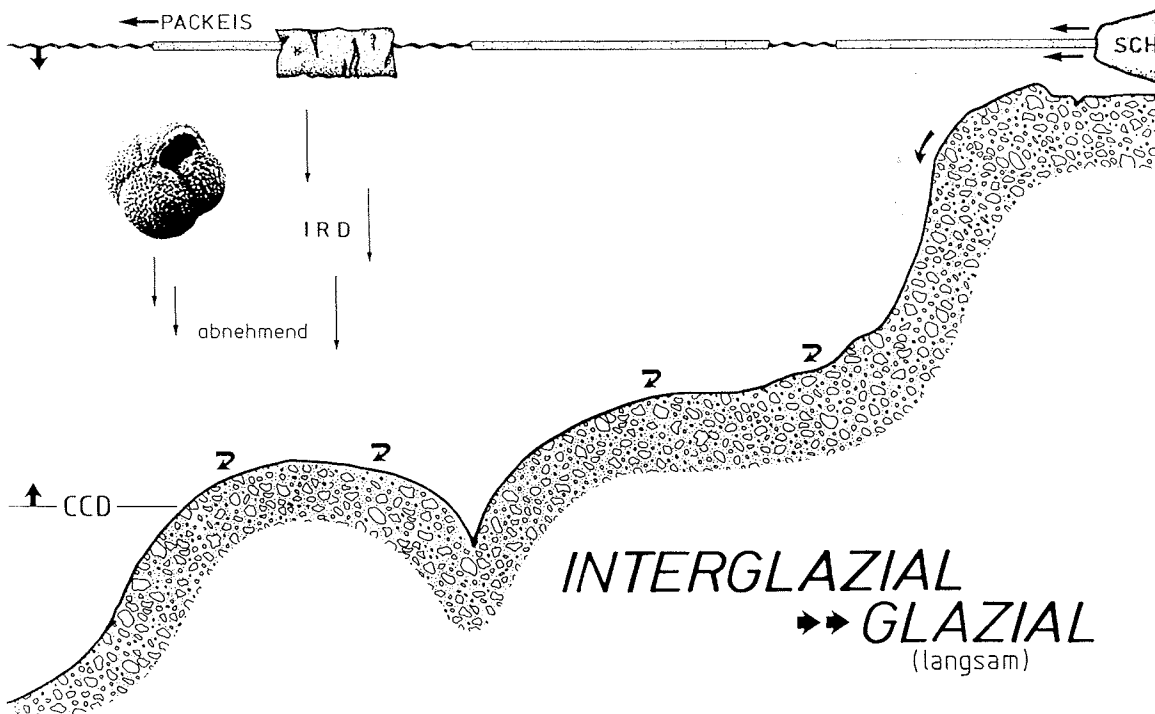


Abb. 40: Sedimentationsverhältnisse während eines Interglazial-Glazial-Überganges

Der Übergang vom **Interglazial** zum **Glazial** (Abb.40) erfolgt langsam. Mit der beginnenden Vereisung der Nordhemisphäre senkt sich der Meeresspiegel ab. Die grounding line der antarktischen Eisschelfe wandert seewärts, was eine Reduzierung der Eisbergbildung bewirkt. Als Folge der gleichzeitig zunehmenden Packeisbedeckung ist auch die biologische Produktion rückläufig, die Sedimentationsrate sinkt generell auf 1 cm/1000a. Die CCD hebt sich als Folge der sich verändernden Hydrographie und der abnehmenden Produktion karbonatischen Planktons.

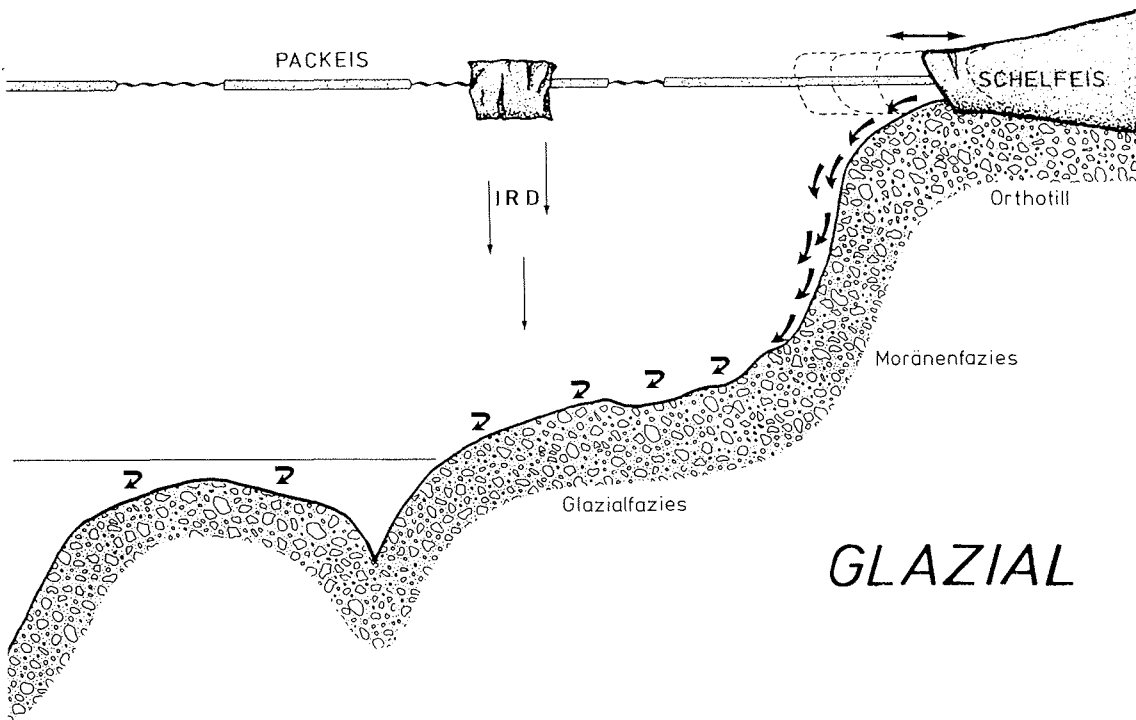


Abb. 41: Sedimentationsverhältnisse während eines Glazial-Stadiums

Fällt der Meeresspiegel so weit ab, daß die Eisschelfe vollständig auf dem Schelf aufliegen, breiten sie sich bis an die Schelfkante aus. Die Schelfsedimente werden zum Teil aufgearbeitet, kompaktiert und von einem Orthotill überlagert. Das vom Schelfeis transportierte Sediment wird den Kontinentalhang herabgeschüttet, wodurch sich die Sedimentationsrate auf der oberen Hangterasse kurzfristig stark erhöhen kann. Dieser Vorgang kann sich während der kaltzeitlichen Oszillationen der Eiskante mehrfach wiederholen. Die Reichweite der Eisvorstöße innerhalb eines **Glazials** (Abb.41) nimmt zum glazialen Maximum hin ab, da während der jetzt sehr ausgedehnten Vereisung des Südozeans und den generell niedrigen Temperaturen die Schneeakkumulation durch den Rückgang der Niederschläge über dem Kontinent und damit der Eisantrieb ausbleibt. Geringere Eisanlieferung vom Kontinent und ständige Packeisbedeckung im kontinentnahen Bereich verringern die Bildung und Driftgeschwindigkeit von Eisbergen, so daß die Anlieferung eistransportierten Materials stark zurückgeht. Die weitgehend fossilfreien Sedimente lassen auf eine ebenfalls eingeschränkte biologische Produktion schließen. Die kontinuierliche Bioturbation zeigt jedoch, daß die Primärproduktion, außer unter Schelfeisbedeckung, nie ganz aufhört. Generell sind die Sedimentationsraten um einen Faktor 2-4 geringer, als während eines Interglazials.

Vier Prozesse steuern die Zusammensetzung der Kontinentalhang-sedimente. Jeder dieser Prozesse dominiert während eines klimatischen bzw. glazialen Stadiums (Tab.14). Sedimenttransport durch Eisberge überwiegt während des Abbaus der Eisschelfe am Übergang vom Glazial zum Inter-glazial. Im Interglazial tragen verstärkt biogene Komponenten besonders im Bereich der Weddell See-Polynya zur Sedimentation bei. Findet während eines Interglazials eine Eissurge statt, werden unter dem Schelfeis ausschließlich durch Strömung angelieferte Sedimente abgelagert. Senkt sich der Meeresspiegel soweit ab, daß das Schelfeis auf dem Schelf aufliegt und zur Schelfkante vorstößt, wird die Sedimentation besonders auf dem oberen Teil der Kontinentalhangterrasse durch gravitativen Sedimenttransport bestimmt.

Stadium	Glazial =>Interglazial	Interglazial	surge	Interglazial =>Glazial	Glazial
*****					
<u>Transport</u>					
Eis	<b>Maximum</b>	hoch	sehr gering	abnehmend	gering
Strömung	mittel	mittel	<b>Maximum</b>	mittel	hoch
hangab	gering	gering	-	zunehmend	<b>Maximum</b>
biogen	zunehmend	<b>Maximum</b>	sehr gering	abnehmend	gering
-----					
<u>Sedimentationsrate</u>					
terrigen	sehr hoch	hoch	hoch	abnehmend	gering
biogen	zunehmend	hoch	-	abnehmend	sehr gering
-----					
Packeis	abnehmend	gering	gering	zunehmend	hoch
Schelfeis	abnehmend	gering	sehr hoch	zunehmend	hoch
Meeressp.	steigend	hoch	hoch	fallend	niedrig
CCD	fallend	tief	tief	steigend	flach

Tab.14: Zusammenfassende Darstellung der die Sedimentation beeinflussenden Parameter während der Glazial-, Interglazial- und Surgestadien, sowie der Übergangsphasen

Aus der zeitlichen Aneinanderreihung und der Überlagerung der verschiedenen Prozesse sowie aus ihrem von der Morphologie des Kontinentalhanges und der Entfernung vom Kontinent bestimmten Einfluß auf die Sedimentation, ergibt sich ein charakteristisches Bild einer Abfolge sich verzahnender Fazieskörper in den untersuchten Sedimenten vor Kapp Norvegia (Abb.42).

Die Glazialfazies zeigt konstante Mächtigkeiten in Kontinentnähe bis zum zentralen Teil der Hangterrasse, keilt jedoch in den beiden jüngsten Horizonten mit zunehmender Entfernung vom Kontinent aus. Das Fehlen dieser Fazies an Position 1224 wird auf den Einfluß der Weddell See-Polynya, besonders auf die biogene Sedimentation, gleichzeitig aber auch auf die Eisfrachtanlieferung zurückgeführt. Nur im tieferen Teil der Kerne kennzeichnet ein durchgehend karbonatfreier Horizont ausgeprägte glaziale Sedimentationsbedingungen. Die Moränen- und Surgefazies keilen ebenfalls mit zunehmender Entfernung vom Kontinent aus, da die Sedimentation dieser Horizonte ausschließlich durch die Bewegungen der Eiskante gesteuert wird. Mit dem Übergang vom Glazial zum Interglazial erhöht sich die Sedimenta-

tionsrate im Süden um ein mehrfaches durch die hohe Anlieferung eistransportierten Materials vom Schelf bei gleichzeitig einsetzender Produktion opalschaligen Planktons. Im Interglazial sind die Sedimentationsraten terrigenen Materials im oberen Bereich der Terrasse (1023) am höchsten, da hier verstärkt gravitativer Sedimenttransport am oberen Kontinentalhang zur Akkumulation beiträgt. Der Einfluß nimmt mit zunehmender Entfernung vom Kontinent ab. Gleichzeitig verstärkt sich bei Annäherung an den weiter im Norden gelegenen Einflußbereich der Polynya die Sedimentation karbonatischen Planktons. Die resultierende Sedimentationsrate aus terrigener und biogener Sedimentanlieferung während eines Interglazials hat ihre höchsten Werte auf dem flachsten (1023) und tiefsten Teil (1224) der Terrasse und ist im Mittelteil (1005/1287 und 1021) am niedrigsten. Die Verzahnung aller Fazieskörper spiegelt die klimatisch gesteuerten Oszillationen der Eiskante und der Packeis- und Polynyaausdehnung im Zyklus der Glazial-/Interglazialstadien wider.

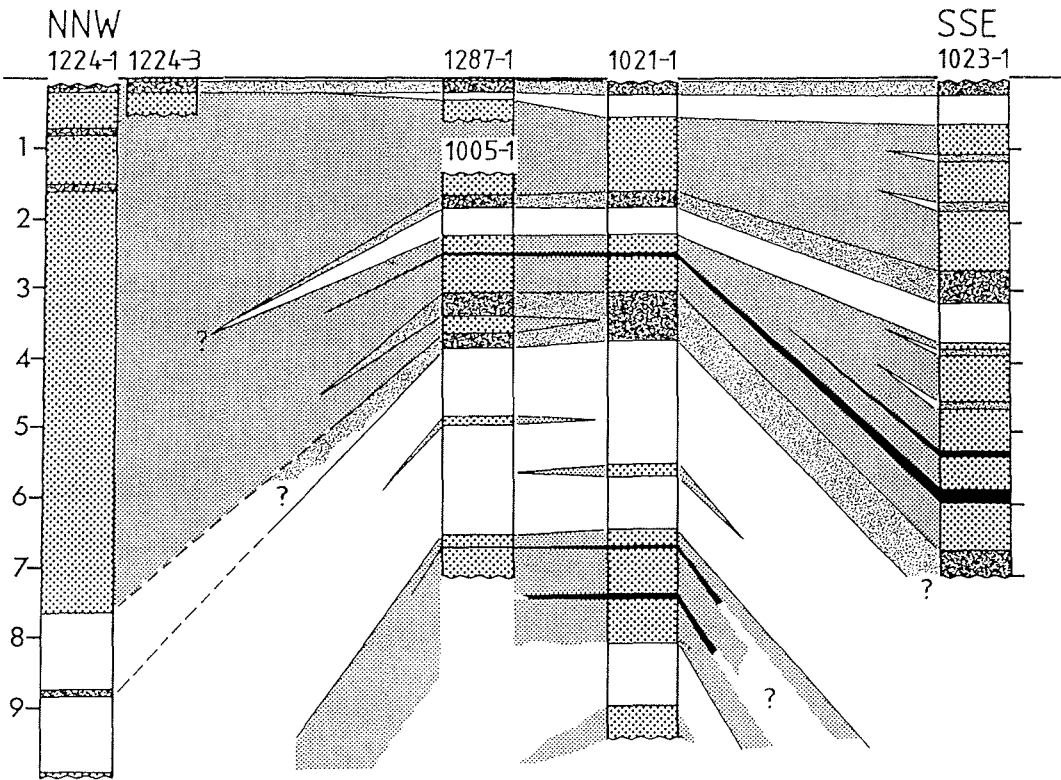


Abb. 42: Verzahnung der Sedimentfazies am Kontinentalhang vor Kapp Norvegia.

-  INTERGLAZIALFAZIES
-  ÜBERGANGSFAZIES
-  GLAZIALFAZIES
-  MORÄNENFAZIES
-  SURGEFAZIES

## 5 LITERATURVERZEICHNIS

- ACKLEY, S.F. (1979): Mass balance aspects of Weddell Sea pack ice.- *J. Glaciol.* **24**: 391-405.
- ACKLEY, S.F. & SMITH, S.J. (1982): Weddell polynya expedition: sea ice observations.- CARREL special report, cold reg. res. and eng. lab., Hanover, New Hampshire.
- AHARON, P.; CHAPPELL, J. & COMPSTON, W. (1980): Stable isotope and sea-level data from New Guinea supports Antarctic ice-surge theory of ice ages.- *Nature* **283**: 649-651.
- ANDERSON, J.B. (1972): The marine geology of the Weddell Sea.- Ph.D. Thesis, Florida State Univ. Contrib. No.35, 222 S.
- ANDERSON, J.B. (1975a): Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea o Antarctica.- *Micropal.* **21(2)**: 69-96.
- ANDERSON, J.B. (1975b): Factors controlling calcium carbonate dissolution in the Weddell Sea fro foraminiferal distribution patterns.- *Mar. Geol.* **19**: 315-332.
- ANDERSON, J.B. (1975c): Calcium carbonate dissolution in the Weddell Sea.- *Antarctic J. U.S.* **25**: 255.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; & WEAVER, F.M. (1979): Sedimentation on the Antarctic continental slope.- In: PILKEY, O. & DOYLE, L. (eds.), *geology of continental slopes*, SEPM Spec. Pub. **27** 265-283.
- ANDERSON, J.B.; DOMACK, E.W. & KURTZ, D.D. (1980): Observations of sediment-laden icebergs i Antarctic waters: implications to glacial erosion and transport.- *J. Glaciol.* **25**: 387-396.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; DOMACK, E.W. & BALSHAW, K.M. (1980): Glacial and glacial marin sediments of the Antarctic continental shelf.- *J. Geol.* **88(4)**: 399-414.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; & DOMACK, E.W. (1981): Cenozoic glaciomarine sediments Bellinghause Sea, George V Coast, Weddell Sea, Antarctica.- In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.) *earth's pre-Pleistocene glacial record, 196-198*, Cambridge Univ. Press, 1004 S.
- ANDERSON, J.B.; DAVIS, S.B.; DOMACK, E.W.; KURTZ, D.D.; BALSHAW, K.M. & WRIGHT, R. (1981): Marin sediment core descriptions, IWSOE 68, 69, 70; DEEP FREEZE 79.- *Rice Univ., Houston, Texas* 60 S.
- ANDERSON, J.B.; BAEGI, M.; FISCO, P. et al. (1982): Turbidite deposition on the Weddell abyssal plain and southeast Pacific basin; problems with source and identification.- In: 95th annual meeting, Abstr. with Progr., *Geol. Soc. Am.* **14(7)**: 432.
- ANDERSON, J.B.; KURTZ, D.D.; WEAVER, F. & WEAVER, M. (1982): Sedimentation on the West Antarctic continental margin.- In: CRADDOCK, C. (ed.), *Antarctic geoscience, 1003-1012*, Uni. Wisconsin Press, Madison.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.W.; MYERS, N.C. & SINGER, J. (1983): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental margin.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (eds.), *Antarctic earth science, Proc. 4th Int. Symp. on Ant. Earth Sci., Canberra*.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N.C. & WRIGHT, R. (1983): Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information.- In: MOLNIA, B.F. (ed.), *glacial-marine sedimentation, 233-264*, Plenum Press New York, 844 S.
- ANDERSON, J.B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N.C. & SINGER, J. (1983): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental shelf.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (eds.), *Antarctic earth science, 387-389*, Australian Academy of Science.
- BARKOV, N.I.; GORDIENKO, F.G.; KOROTKEVICH, E.S. & KOTLYAKOV, V.M. (1975): Oxygen isotope study of 500 m ice core from the borehole at Vostok station.- *Inform. Bull. Sov. Ant. Exped.* **9** 39-49.
- 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 268).- In: HAYES, D.E.; FRAKES, L.A. et al. (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol.28* 769-773, Washington (U.S. Government Printing Office).
- BARRETT, P.J. (1975): Textural characteristics of Cenozoic preglacial and glacial sediments at site 270, Ross Sea, Antarctica.- In: HAYES, D.E.; FRAKES, L.A. et al. (eds.), *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Vol.28, 757-766*, Washington (U.S. Government Printing Office).
- BELL, D.L. & GOODELL, H.G. (1968): A comparative study of glauconite and the associated clay fraction in modern marine sediments.- *Sediment.* **9**: 169-202.

- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.- *Geol. Soc. Amer. Bull.* **76**: 803-832.
- BLACKWELL, M.J. (1959): Recent scientific activities at Halley Bay.- *Nature* **187**: 982-984.
- BOLTOVSKOY, B. (1971): Ecology of the planktonic foraminifera living in the surface layer of Drake Passage.- *Micropal.* **17**: 53-68.
- BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. (1976): Recent foraminifera.- Dr. W.Junk-Publishers, The Hague, 515 S.
- BORCH, C.C.v.d. & OLIVER, R.L. (1968): Comparison of heavy minerals in marine sediments with mainland rock outcrops along the coast in Antarctica, between longitudes 40 E and 150 E.- *Sed. Geol.* **2**: 77-80.
- BORNHOLD, B.D. (1983): Ice-rafted debris in sediments from leg 71, southwest Atlantic Ocean.- In: LUDWIG, W.J.; KRASHENINIKOV, V.A. et al. (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 71, 307-316, Washington (U.S. Government Printing Office).
- BRENNECKE, W. (1921): Die ozeanographischen Arbeiten der deutschen antarktischen Expedition, 1911-1912.- *Archiv der deutschen Seewarte* **39**, 214 S.
- BREWSTER, N.A. (1977): Cenozoic biogenic silica based on two Deep Sea Drilling Project sites.- Master thesis, Oregon State Univ., Corvallis, 98 S.
- BREWSTER, N.A. (1980): Cenozoic biogenic silica sedimentation in the Antarctic Ocean.- *Geol. Soc. Am. Bull.* **91**(1): 337-347.
- BROECKER, W.S. (1963): Radiocarbon ages of Antarctic materials.- *Pol. Rec.* **11**: 462-463.
- BUDD, W.F. (1975): A first simple model for periodically selfsurging glaciers.- *J. Glac.* **14**: 3-21.
- BUDD, W.; JENSSEN, D. & RADOK, U. (1969): The extent of basal melting in Antarctica.- *Polarforschung* **6**: 293-306.
- BUDD, W.F. & McINNES, B. (1978): Modelling surging glaciers and periodic surging of the Antarctic ice sheet.- In: PITTOCK, A.B.; FRAKES, L.A.; JENSSEN, D.; PETERSON, J.A. & ZILLMAN, J.W. (eds.), climatic change and variability, a southern perspective, 228-234, Cambridge Univ. Press.
- BULL, C.; MCKELVEY, B.C. & WEBB, P.N. (1962): Quaternary glaciations in southern Victoria Land, Antarctica.- *J. Glaciol.* **4**: 63.
- BULL, C. & WEBB, P.N. (1973): Some recent developments in the investigation of the glacial history and glaciology of Antarctica.- In: ZINDEREN BAKKER, E.M.v. (ed.), palaeoecology of Africa, the surrounding islands and Antarctica, 55-84, Balkema, Cape Town.
- BURROWS, C.J. (1979): A chronology for cool-climate episodes in the southern hemisphere 12000-1000 yr B.P.- *Palaeogeogr. Palaeoclima. Palaeoecol.* **27**: 287-347.
- CAMPBELL, W.J. & RASMUSSEN, L.A. (1969): Three-dimensional surges and recoveries in a numerical glacier model.- *Can. J. Earth Sci.* **6**: 979-986.
- CARMACK, E.C. & FOSTER, J.D. (1975): On the flow of water out of the Weddell Sea.- *Deep-Sea Res.* **22**: 711-724.
- CARMACK, E.C. & FOSTER, J.D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea.- In: DUNBAR, M.J. (ed.), polar oceans, Proc. Polar Conf., Montreal.
- CARMACK, E.C. & KILLWORTH, P.D. (1978): Formation and interleaving of abyssal water masses off Wilkes Land, Antarctica.- *Deep-Sea Res.* **25**: 357-369.
- CARSEY, F.D. (1980): Microwave observation of the Weddell polynya.- *Mon. Wea. Rev.* **108**: 2032-2044.
- CHAPIUS, R.A. (1974): Sediment response to climatic change as recorded in deep sea piston cores from the Southern Ocean.- Florida State Univ., Contr. No.38.
- CHAPPELL, J. (1978): Theories of upper quaternary ice ages.- In: PITTOCK, A.B.; FRAKES, L.A. et al. (eds.), climatic change and variability, 211-225, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- CHARM, W.B. (1967): Freeze drying as a rapid method of disaggregation silts and clays for dry particle size analysis.- *J. Sed. Pet.* **37**: 970-971.
- CHEN, C.-T. (1984): Carbonate chemistry of the Weddell Sea.- U.S. Dept. of Energy, Carbon Dioxide Res. Div., Washington D.C., 118 S.
- CHOUGH, S.K. (1978): Morphology, sedimentary facies and processes of the northwest Atlantic mid-ocean channel between 61° and 52° N, Labrador Sea.- Ph.D. Thesis, McGill Univ., Montreal, Canada, 167 S.

- CHRISS, T. & FRAKES, L.A. (1972): Glacial marine sedimentation in the Ross Sea.- In: ADIE, R. (ed.), Antarctic geology & geophysics, 747-762, Comm. Ant. Res., Oslo.
- CLARKE, G.K.C. (1976): Thermal regulation of glacier surges.- *J. Glac.* **16**: 231-250.
- CLOUD, P.E. (1955): Physical limits of glauconite formation.- *Bull. Am. Assoc. Pet. Geologists* **39**: 484-492.
- CONNOLLY, J.R. & EWING, M. (1965): Ice-rafted detritus as a climatic indicator in Antarctic deep sea cores.- *Science* **150**: 1822-1824.
- COOKE, D.W. & HAYS, J.D. (1982): Estimates of Antarctic ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals.- In: CRADDOCK, C. (ed.), Antarctic geoscience, 1017-1025, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- CORLISS, B.H. & THUNELL, R.C. (1983): Carbonate sedimentation beneath the Antarctic circumpolar current during the late Quaternary.- *Mar. Geol.* **51(3-4)**: 293-326.
- 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.
- CRONAN, D.S. (1980): Underwater minerals.- Academic Press, London, 362 S.
- CZYSCINSKI, K. (1973): Authigenic phillipsite formation rates in the Central Indian Ocean and the Equatorial Pacific Ocean.- *Deep Sea Res.* **20**: 555-559.
- DEACON, G.E. (1937): The hydrology of the Southern Ocean.- *Discovery Rpts.* **19**, 124 S.
- DEFELICE, D.R. & WISE, S.W. (1981): Surface lithofacies, biofacies, diatom diversity patterns as models for delineation of climatic change in the southeast Atlantic Ocean.- *Mar. Micropal.* **6**: 29-70.
- DENTON, G.H.; ARMSTRONG, R.L. & STUIVER, M. (1969): Late Cenozoic glaciation in Antarctica: the record in the McMurdo Sound region.- *Antarctic J. U.S.* **5**: 15.
- DENTON, G.H.; ARMSTRONG, R.L. & STUIVER, M. (1971): The late Cenozoic glacial history of Antarctica.- In: TUREKIAN, K.K. (ed.), the late Cenozoic glacial ages, 267-306, Yale Univ. Press, 606 S.
- DOMACK, E.W. (1982): Sedimentology of glacial and glacial-marine deposits on the George V-Adelie continental shelf, east Antarctica.- *Boreas* **1**: 79-97.
- DOMACK, E.W.; ANDERSON, J.B. & KURTZ, D.D. (1980): Clast shape as an indicator of transport and depositional mechanisms in glacial marine sediments: George V continental shelf, Antarctica.- *J. Sed. Pet.* **50**: 813-820.
- DOMACK, E.W. & ANDERSON, J.B. (1983): Marine geology of the George V continental margin: combined results of DEEP FREEZE 79 and the 1911-14 Australasian expedition.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (eds.), Antarctic earth science, Proc. 4th Int. Symp. on Ant. Earth Sci., Canberra.
- DREWRY, D.J. (1978): Aspects of the early evolution of West Antarctic ice.- In: ZINDEREN BAKKER, E.M.v. (ed.), Antarctic glacial history and world palaeoenvironments, 25-32, ICSU & SCAR, proc. symp. 10th INQUA congress at Birmingham, U.K., Balkema, Rotterdam.
- DREWRY, D.J. & COOPER, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation.- *Ann. Glaciol.* **2**: 117-122.
- DREWRY, D.J. & ROBIN, G.de Q. (1983): Form and flow of the Antarctic ice sheet during the last million years.- In: ROBIN, G.de Q. (ed.), the climatic record in polar ice sheets, 28-38, Cambridge Univ. Press.
- DUPHORN, K. (1984): The last glaciation of the Pacific Shelf off North Victoria Land, Antarctica.- *Geol. Jb.* **B60**: 31-39.
- DUPHORN, K.; KÜGLER, F.-C. & STAY, B. (1978): Late glacial varved clays in the Bornholm basin and Hanö Bay.- *Boreas* **8**: 137-140.
- EGLOFF, J. & JOHNSON, G.L. (1975): Morphology and structure of the Southern Labrador Sea.- *Can. J. Earth Sci.* **12**: 2111-2133.
- EL-SAYED, S.Y. (1971): Observations on phytoplankton bloom in Weddell Sea.- *Amer. Geophys. Union, Antarctic Res. Ser.*, **V.15**: 301-312.
- ELVERHOI, A. (1981): Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea.- *Nature* **293**: 641-642.



- ELVERHOI, A. & MAISEY, G. (1983): Glacial erosion and morphology of the eastern and southeastern Weddell Sea shelf.- Proc. Ant. Earth Sci. Symp., 483-487, Adelaide, Australia.
- ELVERHOI, A. & ROALDSET, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica.- Polar Res. 1: 1-21.
- ERICSON, D.B. (1959): Coiling direction of Globigerina pachyderma as a climatic index.- Science 130: 219.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1967): Phases of diagenesis and authigenesis.- In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (eds.), diagenesis in sediments, 19-89, Elsevier, Amsterdam.
- FILLON, R.H. (1973): Radiolarian evidence of late Cenozoic oceanic paleotemperatures, Ross Sea, Antarctica.- Palaeogeogr. Palaeoclima. Palaeoecol. 14: 171-185.
- FILLON, R.H. (1975): Late Cenozoic paleo-oceanography of the Ross Sea, Antarctica.- Geol. Soc. Am. Bull. 86: 839-845.
- FILLON, R.H. (1977): Ice rafted detritus and paleotemperature: late Cenozoic relationships in the Ross Sea region.- Mar. Geol. 25(1-3): 73-93.
- FISCO, M.P.P. (1982): Sedimentation on the Weddell Sea continental margin and abyssal plain, Antarctica.- Ph.D. Thesis, Rice Univ., Houston, Texas, 107 S.
- FLINT, R.F. (1947): Glacial geology and the Pleistocene epoch.- Wiley, New York, 589 S.
- FLOHN, H. (1978): Comparison of Antarctic and Arctic climate and its relevance to climatic evolution.- In: ZINDEREN BAKKER, E.M.v. (ed.), Antarctic glacial history and world palaeoenvironments, 3-13, ICSU & SCAR, proc. symp. 10th INQUA congress at Birmingham, U.K., 172 S., Balkema, Rotterdam.
- FOLK, R.L. (1962): Of skewness and sands.- J. Sed. Pet. 32(1): 145-146.
- FOLK, R.L. (1966): A review of grain-size parameters.- Sediment. 6: 73-93.
- FOLK, R.L. (1968): Petrology of sedimentary rocks.- Hemphill's of Austin, Texas, 170 S.
- FOSSUM, E.A.; MAISEY, G.H. & TORSSEN, H.C. (1982): Marine geophysical research in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition of 1976-77.- In: CRADDOCK, C. (ed.), Antarctic Geoscience, Univ. Wisconsin Press, Madison, Wisconsin.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1976): Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea.- Deep-Sea Res. 23: 301-317.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1976): Temperature and salinity structure in the Weddell Sea.- J. Phys. Oceanogr. 6: 36-44.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1977): Antarctic bottom water formation in the Weddell Sea.- In: DUNBAR, M.J. (ed.), polar oceans, 167-176, Proc. polar oceans conf., Montreal.
- FRAKES, L.A. (1975): Paleoclimatic significance of some sedimentary components at site 274.- In: HAYES, D.E.; FRAKES, L.A. et al. (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 28, 785-787, Washington (U.S. Government Printing Office).
- FRAKES, L.A. (1978): Cenozoic climates: Antarctica and the Southern Ocean.- In: PITTOCK, A.B.; FRAKES, L.A. et al. (eds.), climatic change and variability, 53-69, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- GANSSEN, G. (1981): Isotopic analysis of foraminifera shells: interference from chemical treatment.- In: BERGER, W.H.; BE, A.W.H. & VINCENT, E. (eds.), oxygen and carbon isotopes in foraminifera.- Palaeogeogr., Palaeoclima., Palaeoecol. 33: 271-276.
- GANSSEN, G. (1983): Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika.- "Meteor" Forsch.-Ergebn., Reihe C, 37: 1-46.
- GIOVINETTO, M.B. (1964): The drainage systems of Antarctica: accumulation.- In: MELLER, M. (ed.), Antarctic snow and ice studies, Am. Geophys. Union, Ant. Res. Ser. 2: 127.
- GLAS, B.P. & ZWART, M.J. (1977): North American microtektites, radiolarian extinctions and the age of the Eocene-Oligocene boundary.- In: SWAIN, F.M. (ed.), stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and borderlands, 553-568, Elsevier, Amsterdam.
- GOODELL, H.G. (1964): Marine geology of the Drake Passage, Scotia Sea, and South Sandwich Trench, USNS Eltanin, marine geology cruises 1-8.- Contr. Sediment. Res. Lab., No. 11, Florida State Univ., Tallahassee, Florida, 263 S.
- GOODELL, H.G.; MEYLAN, M.A. & GRANT, B. (1971): Ferromanganese deposits of the South Pacific Ocean, Drake Passage, and Scotia Sea.- In: REID, J.L. (ed.), Antarctic Oceanology 1, Ant. Res. Ser. 15: 27-92, Amer. Geophys. Union, Washington.

- GOODELL, H.G. & WATKINS, N.D. (1968): The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 2 West to 160° East longitude.- *Deep-Sea Res.* **15**: 89-112.
- GORDON, A.L. (1978): Deep Antarctic convection of Maud Rise.- *J. Phys. Oceanogr.* **8**: 600-612.
- GORDON, A.L. (1982): The U.S.-U.S.S.R. Weddell polynya expedition.- *Antarctic J. U.S.* **17**(5) 96-98.
- GOW, A.J.; VEDA, H.T. & GARFIELD, D.E. (1968): Antarctic Ice Sheet: preliminary results of fir core hole to bedrock.- *Science* **161**: 1011.
- GRAVENOR, C.P.; BRUNN, V.v. & DREIMANIS, A. (1984): Nature and classification of waterlaid glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, late Paleozoic and late Precambrian deposits.- *Earth Sci. Rev.* **20**(2): 105-166.
- GROBE, H. (1981): Abrasion und Korrosion benthischer Foraminiferen in der Kieler Bucht, Westliche Ostsee.- Diplomarbeit, Univ. Kiel, 55 S.
- GROBE, H. & FÜTTERER, D. (1982): Zur Fragmentierung benthischer Foraminiferen in der Kieler Bucht (Westliche Ostsee).- *Meyniana* **33**: 85-96.
- HARLAND, W.B.; HEROLD, K.N. & KRINSLEY, D.H. (1966): The definition and identification of tills and tillites.- *Earth Sci. Rev.* **2**: 225-256.
- HAUGLAND, K. (1982): Seismic reconnaissance survey in the Weddell Sea.- In: CRADDOCK, C. (ed.) *Antarctic geoscience*, 404-413, Univ. Wisconsin Press, Madison.
- HAYES, D.E.; FRAKES, L.A. and the Shipboard Scientific Party (1975): Sites 270, 271, 272.- In: HAYES, D.E.; FRAKES, L.A. et al. (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Vol. 28*, 211-234, Washington (U.S. Government Printing Office).
- HAYS, J.D. (1978): A review of the late Quaternary climatic history of Antarctic seas.- In: ZINDEREN BAKKER, E.M.v. (ed.), *Antarctic glacial history and world palaeoenvironment* 57-71, ICSU & SCAR, proc. symp. 10th INQUA congr. Birmingham, U.K., Rotterdam.
- HAYS, J.D.; IMBRIE, J. & SHACKLETON, N.J. (1976): Variations in the earth's orbit: peacemaker of the ice ages.- *Science* **194**: 1121-1132.
- HENDY, C.H.; HEALY, T.R.; RAYNER, E.M.; SHAW, J. & WILSON, A.T. (1979): Late Pleistocene glacial chronology of the Taylor Valley, Antarctica and the global climate.- *Quatern. Res.* **1**: 172-184.
- HINZ, K. (1978): Geophysikalische Untersuchungen in antarktischen Gewässern mit "M.S. EXPLORATION" Meerestechnik **9**(3): 83-87.
- HINZ, K. & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land/Antarctica: seismic sequences, structural elements, and geological development.- *Geol. Jb.* **E23**: 17-41.
- HINZ, K. & BLOCK, M. (1983): Results of geophysical investigations in the Weddell Sea and in the Ross Sea, Antarctica.- *Proc. 11th World Petr. Congr.*, London.
- HOLLIN, J.T. (1962): On the glacial history of Antarctica.- *J. Glac.* **4**: 173-195.
- HOLLIN, J.T. (1965): Wilson's theory of ice ages.- *Nature* **208**: 12-16.
- HOLLIN, J.T. (1969): Ice-sheet surges and the geological record.- *Can. J. Earth Sci.* **6**: 903.
- HOLLIN, J.T. (1980): Climate and sea level in isotope stage 5: an East Antarctic ice surge 95 000 BP?- *Nature* **283**: 629-633.
- HOUGH, J.L. (1950): Pleistocene lithology of the Antarctic ocean-bottom sediments.- *J. Geol.* **58**: 254-260.
- HUDDLESTON, P. (1971): Pleistocene paleoclimates based on radiolaria from subantarctic deep-sea cores.- *Deep-Sea Res.* **18**: 1141-1143.
- HÜBENTHAL, R. (1984): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen an feinkörnigen Sedimenten Teil 2: Vergleich von Korngrößenanalysemethoden im Feinkornbereich.- Diplomarbeit Christian Albrechts Univ. Kiel, 97-173.
- HUGHES, T. (1973): Is the West Antarctic ice sheet disintegrating?- *J. Geophys. Res.* **78**: 7884-7910.
- HUGHES, T. (1975): The west Antarctic ice sheet: instability, disintegration, and initiation of ice ages.- *Rev. Geophys. Space Phys.* **13**(4): 502-526.
- HUGHES, T. (1977): West Antarctic ice streams.- *Rev. Geophys. Space Phys.* **15**: 1-46.

- JACOBS, S.S. & GEORGI, D.T. (1977): Observations on the southwest Indian/Antarctic Ocean.- In: ANGEL, M.V. (ed.), a voyage of discovery, 43-84, Pergamon Press.
- JACQUES, G. (1982): The paradox of the Antarctic primary production.- Joint Oceanogr. Assembly Abstr., Halifax.
- JENDRZEJEWSKI, J.P. & ZARILLO, G.A. (1972): Late Pleistocene paleotemperature oscillations defined by silicoflagellate changes in a subantarctic deep-sea core.- Deep-Sea Res. **19**: 327-329.
- JOHNSON, G.L.; VANNEY, J.R.; DREWRY, D.J. & ROBIN, G.de Q. (1980): General bathymetric chart of the oceans (GEBCO); 5.18, Antarktis, publ. by Can. Hydrogr. Serv., Ottawa, Canada.
- JOHNSON, G.L.; VANNEY, J.-R.; ELVERHOI, A. & LABREQUE, J.L. (1981): Morphology of the Weddell Sea and southwest Indian Ocean.- Dtsch. hydrogr. Z. **34**: 263-272.
- JOHNSON, G.L.; VANNEY, J.R. & HAYES, D. (1982): The Antarctic continental shelf.- In: CRADDOCK, C. (ed.), Antarctic geoscience, 995-1002, Univ. Wisconsin press.
- JOHNSEN, S.J.; DANSGAARD, W.; CLAUSEN, H.B. & LANGWAY, C.C., jr. (1972): Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheet.- Nature **235**: 429-434.
- KACHHOLZ, K.-D. (1982): Statistische Bearbeitung von Probandaten aus Vorstrandbereichen sandiger Brandungsküsten mit verschiedener Intensität der Energieumwandlung.- Dissertation, Christian Albrechts Univ. Kiel, 382 S.
- KAHAROEDDIN, F.A.; EGGERS, M.R.; GOLDSTEIN, E.H.; GRAVES, R.S.; WATKINS, D.K.; BERGEN, J.A. & JONES, S.C. (1980): ARA Islas Orcadas Cruise 1578 sediment descriptions.- Sed. Res. Lab., Contrb. No.48, Florida State Univ., Tallahassee, Florida.
- KAMENEVA, G.I. & GRIKUROV, G.E. (1983): A metallogenic reconnaissance of Antarctic major structural provinces.- In: OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (eds.), Antarctic earth science, 420-422, Proc. 4th Int. Symp. on Ant. Earth Sci., Canberra.
- KEANY, J. & KENNETT, J.P. (1972): Pliocene-early Pleistocene paleoclimatic history recorded in Antarctic-sub-Antarctic deep sea cores.- Deep-Sea Res. **19**: 529-548.
- KELLER, G.; D'HONDT, S. & VALLIER, T.L. (1983): Multiple microtektite horizons upper Eocene marine sediments: no evidence for mass extinctions.- Science **221**: 150-152.
- KELLER, W.D. (1970): Environmental aspects of clay minerals.- J. Sed. Pet. **40**: 788-813.
- KELLOGG, T.B.; TRUESDALE, R.S. & OSTERMANN, L.E. (1979): Late Quaternary extent of the West Antarctic ice sheet: new evidence from Ross Sea cores.- Geology **7**: 249-253.
- KENNETT, J.P. (1966): Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica.- Science **153**: 191-193.
- KENNETT, J.P. (1970): Pleistocene paleoclimates and foraminiferal biostratigraphy in subantarctic deep-sea cores.- Deep-Sea Res. **17**: 125-140.
- KENNETT, J.P. & HUDDLESTON, P. (1972): Abrupt climatic change at 90,000 yr.B.P.: faunal evidence from Gulf of Mexico cores.- Quatern. Res. **2**: 384-395.
- KENT, D.; OPDYKE, N.D. & EWING, M. (1971): Climate change in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climatic indicator.- Geol. Soc. Am. Bull. **82**: 2741-2754.
- KILLWORTH, P.D. (1979): On "chimney" formations in the ocean.- J. Phys. Oceanogr. **9**: 531-554.
- LABEYRIE, L.D. & DUPLESSY, J.C. (1985): Changes in the oceanic  $^{13}C/^{12}C$  ratio during the last 140 000 years: high-latitude surface water records.- Palaeogeogr. Palaeoclima. Palaeoecol. **50**: 217-241.
- LALLIER, E. & CLINARD, C. (1983): Ultra-thin section study of the mineralogy and geochemistry of Mn micronodules from the South Pacific.- Mar. Geol. **52(3-4)**: 267-280.
- LANGE, H. (1982): Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa.- Sedimentol. **29**: 427-431.
- LEDBETTER, M.T. & WATKINS, N.D. (1978): Separation of primary ice-rafted debris from lag deposits, utilizing manganese micronodule accumulation rates in abyssal sediments of the Southern Ocean.- Geol. Soc. Am. Bull. **89**: 1619-1629.
- LIEN, R. (1981): Sea bed features in the Blaaenga Area; Weddell Sea; Antarctica.- Proc. 6th Int. Conf. on Port & Ocean Engn. under Arctic Cond. Quebec, Canada.
- LINGLE, C.S. & CLARK, J.A. (1979): Antarctic ice-sheet volume at 18 000 years B.P. and Holocene sea-level changes at the west Antarctic margin.- J. Glaciol. **24**: 213-230.

- LISITZIN, A.P. (1960): Bottom sediments of the eastern Antarctic and the southern Indian Ocean Deep-Sea Res. **7(2)**: 89-99.
- LISITZIN, A.P. (1972): Sedimentation in the world ocean.- Spec. Publ. Soc. Econ. Paleor Mineral. **17**.
- LORIOUS, C.; MERLIVAT, L.; DUVAL, P.; JOUZEL, J. & POURCHET, M. (1979): Evidence of climatic change Antarctica over the last 30,000 years from the Dome C ice core.- Proc. Canberra Symp., s level, ice, and climatic change, 217-225, IAHS Publ.No.131, Canberra.
- LORIOUS, C.; MERLIVAT, L.; JOUZEL, J. & POURCHET, M. (1979): A 30,000-yr isotope climatic record fr Antarctic ice.- Nature **280**: 644-648.
- LOZANO, J.A. & HAYS, J.D. (1976): Relationship of radiolarian assemblages to sediment types & physical oceanography in the Atlantik and Western Indian Ocean sectors of the Antarct Ocean.- Geol. Soc. Am. Mem. **145**: 303-336.
- MAISEY, G.H. (1980): Shallow seismic profiling on the south eastern Weddell Sea continent margin.- Pap. Meet. Norwegian Petroleum Directorate, Feb.21-22.
- MANGINI, A. (1984): Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide Th-231 Pa-231 und Be-10 in der marinen Geologie.- Habil. Schrift, Ruprecht-Karl-Univ., Heidelberg 63 S.
- MANGINI, A. & DIESTER-HAAS, L. (1983): Excess Th-230 off West Africa traces upwelling in t past.- In: SUESS, E. & THIEDE, J. (eds.), coastal upwelling, 455-470, Plenum Publ. Corp.
- MARTINSON, D.G.; KILLWORTH, P.D. & GORDON, A.L. (1981): A convective model for the Wedde polynya.- J. Phys. Oceanogr. **11**: 446-488.
- MAWSON, Sir Douglas (1915): Home of the blizzard.- Vol.1, Hunemann, London, 532 S.
- MCRAE, S.G. (1972): Glauconite.- Earth Sci. Rev. **8**: 397-440.
- MEIER, M.F. & POST, A. (1969): What are glacier surges?- Can. J. Earth Sci. **6**: 807.
- MICHEL, R.L.; LINICK, T.W. & WILLIAMS, P.W. (1979): Tritium and carbon-14 distribution in seawat from under the Ross Ice Shelf Project ice hole.- Science **203**: 445-446.
- MICHEL, R.L. & DRUFFEL, E.M. (1983): Radiocarbon in the Weddell Sea as observed in a deep- coral and in Krill.- Geoph. Res. Let. **10(3)**: 190-192.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Serb. Akad. Beogr. Spec. Publ. 132, translated by the Israel Program for Scienti Translations, Jerusalem, 1969.
- MORGAN, V.I. & BUDD, W.F. (1978): Distribution, movement and melt rates of Antarctic iceberg. In: HUSSEINY, A.A. (ed.), int. conf. & worksh. on iceberg utilization for fresh wa production, weather modification and other applications.- Pergamon Press, New York.
- MOSBY, H. (1934): The waters of the Atlantic Antarctic ocean.- Det. Norske Viden. Akad., S Res., Norwegian Antarctic Exped. 1927-1928, No.11, 117 S.
- NAGATA, T. (1982): Search for Antarctic meteorites.- In: CRADDOCK, C. (ed.), Antarctic geoscien 1049-1058, Univ. Wisconsin Press, Madison, Wisconsin.
- OMOTO, K. (1972): A preliminary report on modern carbon datings at Syowa Station and neighbourhood, East Antarctica.- Antarctic Rec. **43**: 20-24.
- OMOTO, K. (1983): The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica.- OLIVER, R.L.; JAMES, P.R. & JAGO, J.B., Antarctic earth science, Proc. 4th Int. Symp. Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra.
- ORHEIM, O. (1980): Physical characteristics and life expectancy of tabular Antarctic iceberg. Ann. Glaciol. **1**: 11-18.
- ORHEIM, O. & ELVERHOI, A. (1981): Model for submarine glacial deposition.- Ann. of Glac. **123-128**.
- OSKIERSKI, W. (in Vorbereitung): Petrographische Untersuchungen an glaziomarinen Geröllen Bereich der östlichen Weddell See.- Dissertation, Univ. Münster.
- ÖSTLUND, H.G. & STUIVER, M. (1980): GEOSECS Pacific radiocarbon.- Radiocarbon **22**: 25-53.
- PARKINSON, C.L. (1983): On the development and cause of the Weddell polynya in a sea simulation.- J. Phys. Ocean. **13**: 501-511.

- PATERSON, W.S.B. (1981): The physics of glaciers.- Pergamon Press, Oxford.
- PHILIPPI, E. (1912): Die Grundproben der deutschen Südpolar-Expedition 1901-1903.- In: Deutsche Südpolar-Expedition 1901-1903, Vol.2, Geographie und Geologie, 415-616, Berlin.
- PIPER, D.J.W. & BRISCO, C.D. (1975): Deep-water continental-margin sedimentation, DSDP leg 28, Antarctica.- In: HAYES, D.E.; FRAKES, L.A. et al. (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol.28, 727-755, Washington (U.S. Government Printing Office).
- PORENGA, D.H. (1967): Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment.- Mar. Geol. **5**: 495-501.
- RAFTER, T.A. (1968): Carbon-14 variations in nature III; C-measurements in the South Pacific and Antarctic Oceans.- N.Y. J. Sci. **11**: 551-589.
- REX, R.W.; MARGOLIS, S.V. & MURRAY, B. (1970): Possible interglacial dune sands from 300 meters water depth in the Weddell Sea, Antarctica.- Geol. Soc. Am. Bull. **81**: 3465-3472.
- ROBIN, G.de Q. (1955): Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets.- J. Glac. **2**: 523-532.
- ROBIN, G.de G. (1979): Formation, flow, and disintegration of ice shelves.- J. Glaciol. **24**: 259-271.
- SAKSHAUG, E. & HOLM-HANSEN, O. (1984): Factors governing pelagic production in polar oceans.- In: HOLM-HANSEN, O.; BOLIS, L. & GILLES, R. (eds.), lecture notes on coastal and estuarine studies, vol.8, Springer Verlag.
- SAMTLEBEN, C. & GROBE, H.: Diagenetische Veränderungen von Discoaster-Arten - Untersuchungen an neogenen Sedimenten vom Sierra Leone Rücken (Atlantik).- In Vorbereitung.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Qualitative Komponentenanalyse der Grobfraktion.- "Meteor" Forsch.-Ergebn., Reihe C, **5**: 1-112.
- SARNTHEIN, M.; ERLKENKEUSER, H.; GRAFENSTEIN, R.v. & SCHRÖDER, C. (1984): Stable isotope stratigraphy for the last 750,000 years: "Meteor" core 13519 from the eastern equatorial Atlantic.- "Meteor" Forsch.-Ergebn., Reihe C, **38**: 9-24.
- SCHMIDT, R.A. (1964): Mikroskopische extra terrestrische Partikel von der Antarktischen Halbinsel.- Ann. No.4, Nat. Acad. Sci., V.19.
- SCHUBERT, G. & ZUEN, D.A. (1982): Initiation of ice ages by creep instability and surging of the East Antarctic ice sheet.- Nature **296**: 127-130.
- SCOTT, R.F. (1905): Results of the national Antarctic expedition, I, geographical.- Geographical J. **25**: 353-373.
- SHACKLETON, N.J. & HALL, M.A. (1984): Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project hole 552A: Pli-Pleistocene glacial history.- In: ROBERTS, D.G.; SCHNITKER, D. et al. (eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol.81, 599-609, Washington (U.S. government printing office).
- SHEPARD, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios.- J. Sed. Pet. **24**: 151-158.
- SHEPPS, V.C. (1958): "Size factor", a means of analysis of data from textural studies of till.- J. Sed. Pet. **28**: 482-485.
- MITH, D.G.; LEDBETTER, M.T. & CIESIELSKI, P.F. (1983): Ice rafted volcanic ash in the South Atlantic sector of the Southern Ocean during the last 100,000 years.- Mar. Geol. **53(4)**: 291-312.
- TAY, B. (1979): Warvenstratigraphische Untersuchungen an Bändertonen des Bornholm-Beckens und des pleistozänen Eisstausee-Beckens von Bara.- Dissertation, Christian Albrechts Univ., Kiel.
- TEIN, R. (1985): Rapid grain size analyses of clay and silt fraction by SediGraph 5000 D: comparison with Coulter Counter and Atterberg methods.- J. Sed. Pet. **55(4)**: 590-605.
- TEIN, R. (1984): Zur neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie im Nordost-Atlantik: Ergebnisse von DSDP - Sites 141, 366, 397 und 544B.- Repts. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Nr.4, 210 S.
- TOFFERS, P.; SIOULAS, A.; GLASBY, G.P.; SCHMITY, W. & MANGINI, A. (1984): Sediments and micronodules in the northern and central Peru Basin.- Geol. Rdsch. **73(3)**: 1055-1080.
- TUIVER, M. & ÖSTLUND, H.G. (1980): GEOSECS Atlantik radiocarbon.- Radiocarb. **22**: 1-24.

- STUIVER, M.; DENTON, G.H.; HUGHES, T.J. & FASTOOK, J.L. (1981): History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis.- In: DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (eds.), the last great ice sheets, 319-436, John Wiley and Sons, New York.
- SUGDEN, D.E. & CLAPPERTON, C.M. (1981): An ice-shelf moraine; George V Sound, Antarctica.- *Ann. Glaciol.* **2**: 135-141.
- TESSENSOHN, F. (1979): Mineralische Ressourcen der Antarktis und ihre mögliche Nutzung.- *Metall.* **53**: 881-885.
- THEYER, F. (1971): Benthic foraminiferal trends, Pacific-Antarctic Basin.- *Deep-Sea Res.* **18**: 723-738.
- THOMAS, C.W. (1960): Late Pleistocene and recent limits of the Ross Ice Shelf.- *J. Geophys. Res.* **65**: 1789-1792.
- THOMAS, R.H. (1979): The dynamics of marine ice sheets.- *J. Glaciol.* **24**: 167-177.
- THOMAS, R.H. (1979): West Antarctic ice sheet: present day thinning and Holocene retreat of the margins.- *Science* **205**: 1257-1258.
- THOMAS, R.H. & BENTLEY, C.R. (1978): A model for Holocene retreat of the West Antarctic ice sheet.- *Quatern. Res.* **2**: 150-170.
- TIEL, E. & SCHMIDT, R.A. (1961): Spherules from the Antarctic ice cap.- *J. Geophys. Res.* **66**.
- TRIPLEHORN, D.M. (1966): Morphology, internal structure and origin of glauconite pellets.- *Sediment.* **6**: 247-266.
- VELDE, B. (1985): Clay minerals, a physico-chemical explanation of their occurrence.- Elsevier, Amsterdam, 427 S.
- VELLA, P.; ELLWOOD, B.B. & WATKINS, N.D. (1975): Surface-water temperature changes in the Southern Ocean southwest of Australia during the last one million years.- In: SUGGATE, R.P. & CRESWELL, M.M. (eds.), quaternary studies, 297-309, Wellington, Royal Soc. New Zealand.
- VORONOV, P.S. (1960): Attempt to reconstruct the ice sheet of Antarctica at the time of maximum glaciation on earth.- *Sov. Ant. Exped. Inform. Bull.* **23**: 15-19.
- VORREN, T.O.; HALD, M.; EDVARDSEN, M. & LIND-HANSEN, O.-W. (1983): Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: general principles with a case study from the Norwegian shelf.- In: EHLERS, J. (ed.), glacial deposits in North-West Europe, 61-73, Balkema, Rotterdam.
- VOSS, J. (in Vorbereitung): Makrobenthische Lebensgemeinschaften der Weddell See.- Dissertation, Christian Albrechts Univ. Kiel.
- WATKINS, N.D.; KEANY, J.; LEDBETTER, M.T. & HUANG, T.-C. (1974): Antarctic glacial history from analyses of ice rafted deposits in marine sediments: new model and initial tests.- *Science* **186**: 533-536.
- 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.- In: CRADDOCK, C. (ed.), Antarctic geoscience, 1013-1016, Univ. Wisconsin press, Madison.
- WEAVER, F. (1973): Pliocene paleoclimatic and paleoglacial history of east Antarctica recorded in deep-sea piston cores.- *Sed. Res. Lab., Florida State Contrb.* No.36.
- WEBER, W. (1985): Küstenentwicklung seit dem Pliozän im Bereich Velez-Malaga (Andalusien).- Diplomarbeit, Christian Albrechts Univ. Kiel, 95 S.
- WEERTMANN, J. (1966): Effect of a basal water layer on the dimensions of ice sheets.- *J. Glaciol.* **6**: 191-207.
- WEFER, G. (1983): Die Verteilung stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in Kalkschalen mariner Organismen - Grundlage einer isotopischen Palökologie.- *Habil. Schrift*, Christian Albrechts Univ. Kiel, 151 S.
- WEISS, R.F.; OESTERLUND, H.G. & CRAIG, H. (1979): Geochemical studies of the Weddell Sea.- *Deep-Sea Res.* **26**(10A): 1093-1120.
- WHILLANS, I.M. (1978): Erosion by continental ice sheets.- *J. Geol.* **86**: 516-524.
- WILLIAMS, D.F. & KEANY, J. (1978): Comparison of radiolarian/planktonic foraminiferal paleoceanography of the subantarctic Indian Ocean.- *Quatern. Res.* **9**: 71-86.

- WILSON,A.T. (1964): Origin of ice ages: an ice shelf theory for Pleistocene glaciation.- *Nature* **201**: 147-149.
- WILSON,A.T. (1969): The climatic effects of large-scale surges of ice sheets.- *Can. J. Earth Sci.* **6**: 911.
- YOSHIDA,Y. & MORIWAKI,K. (1979): Some consideration on elevated coastal features and their dates around Syowa Station, Antarctica. *Mem. Nat. Inst. Pol. Res. Japan, Spec. Issue* **13**: 220-226.
- YUEN,D.A. & SCHUBERT,G. (1979): The role of shear heating in the dynamics of large ice masses.- *J. Glaciol.* **24**: 195-212.
- ZWALLY,H.J. & GLOERSEN,P. (1977): Passive microwave images of the polar regions and research applications.- *Polar Rec.* **18**: 431-450.
- ZWALLY,H.J.; COMISCO,J.C.; PARKINSON,C.L.; CAMPBELL,W.J.; CARSEY,F.D. & GLOERSEN,P. (1983): Antarctic sea ice, 1973-1976: satellite passive microwave observations.- NASA, Sp-459, Washington DC, 206 S.

DANK

Herrn Prof. Dr. Fütterer danke ich sehr herzlich für die Vergabe und Betreuung dieser Arbeit.

Allen Mitarbeitern des Geologisch-Paläontologischen Institutes, Kiel und des Alfred-Wegener-Institutes für Polarforschung, Bremerhaven, die zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen haben, möchte ich für ihre hilfreiche Unterstützung und Diskussionsbereitschaft danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Schulz, Herrn Dipl. Geol. Weber und Herrn Prof. Dr. Willkomm (Isotopenlabor, Univ. Kiel) für die Durchführung der  $^{14}\text{C}$ -Analysen, Herrn Prof. Dr. Sarnthein, Herrn Dipl. Geol. Pätzold und Herrn Dipl. Geol. Zahn für die Bestimmungen der stabilen Isotope sowie Herrn Dr. Lange, Herrn Dipl. Geol. Vorwerk und Frau Wallenburg für die Durchführung der röntgendiffraktometrischen Analysen. Herr Dr. Mackensen bestimmte die Foraminiferen und las das Manuskript kritisch, wofür ich ihm zu besonderem Dank verpflichtet bin. Für die Ausführung der photographischen Arbeiten danke ich Frau Hecht und Frau Schuldt. Herrn Dipl. Geod. Heidland danke ich für die Anfertigung der Stationskarte.

Herr Priv. Doz. Dr. Mangini (Inst. f. Umweltphysik, Heidelberg) ermöglichte durch die  $^{230}\text{Th}$ -Analysen eine stratigraphische Einstufung der Sedimente. Für die Überlassung der Daten danke ich ihm herzlich.

Der Besatzung der 'POLARSTERN' danke ich für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Probennahme.

Die Studienstiftung des deutschen Volkes unterstützte diese Arbeit im Rahmen eines Stipendiums. Ich danke der Stiftung sowie Herrn Prof. Dr. Hempel und seiner Frau für die herzliche Betreuung während meiner Zeit als Stipendiat.

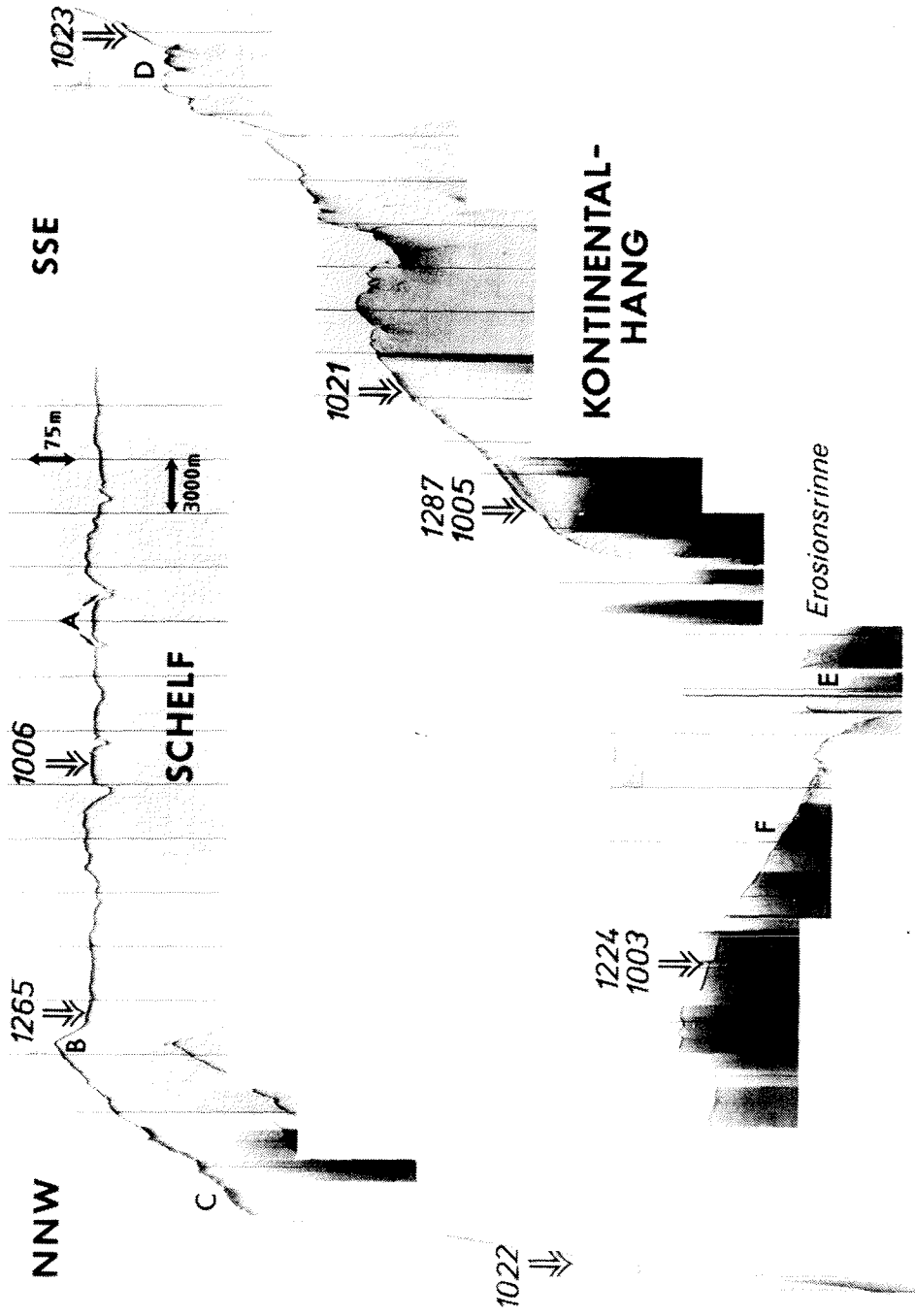


TAFELN

## TAFEL 1

### 3.5 kHz-Sedimentecholot-Profil (Überhöhung ca. 35fach)

Der Schelfbereich vor Kapp Norvegia wird von zahlreichen Pflugmarken durchzogen, die Spuren driftender Eisberge darstellen (A). Der flache Schelfteil (225-275 m) wird am Hang durch eine Eisrandlage begrenzt (B). Der sich anschließende, leicht abfallende Hang bis zur eigentlichen Schelfkante bei 500 m Wassertiefe zeigt eine unruhige, kleinräumige Morphologie, die auf eine Anreicherung größerer dropstones zurückgeführt wird (C). Der obere, steile Kontinentalhang endet in flacher einfallenden Sedimenten, die mit Kern 1023 beprobt wurden. Auf der Kontinentalhangterasse wurden zur Kernentnahme Bereiche bevorzugt, die sedimentäre Schichtung im 3.5 kHz-Echolot erkennen ließen. Die Erosionsrinne (E) konnte, bedingt durch das relativ steile Einfallen ihrer Ränder, nicht besser aufgelöst werden. Der flache, zur Rinne hin einfallende Hang (F) zeigt wenige, zum Teil unterbrochene Reflektoren. Der sich nördlich von Position 1224/1003 anschließende untere Kontinentalhang, der mit 14° bis in die Tiefsee abfällt, ist nicht dargestellt.



## TAFEL 2

Figur 1:

### **Eisverteilung im antarktischen Ozean im Sommer und Winter** (aus ZWALLY et al., 1983)

Die östliche Weddell See ist von Oktober bis Februar eisfrei. Im Winter wurde in drei Jahren (1974-1976) eine 1-3  $10^5$  km<sup>2</sup> große Polynya vor Dronning Maud Land beobachtet. Auch der Kontinentalrand vor Kapp Norvegia (Pfeil) liegt im Einflußbereich der Weddell See-Polynya.

Figur 2a (mitte und links):

#### **N. pachyderma**, Kern 1224, 420 cm

Die Schalen planktonischer Foraminiferen an Position 1224 sind zum Teil stark diagenetisch verändert. Die Öffnung der letzten Kammer ist, wie die gerundeten Kanten zeigen, nicht auf mechanische Zerstörung, sondern auf Lösung zurückzuführen. Typische, durch Untersättigung verursachte Lösungsstrukturen sind ebenfalls im Innern der Kammer zu erkennen.

Figur 2b (rechts):

Von außen ist die Schale teilweise mit großen, idiomorphen Calcitkristallen überzogen, deren Kristallform typisch für diagenetische, syntaxial auf biogenen Einzelkristalliten aufgewachsene Kristalle sind (SAMTLEBEN & GROBE, in Vorb.).

Figur 3a (links):

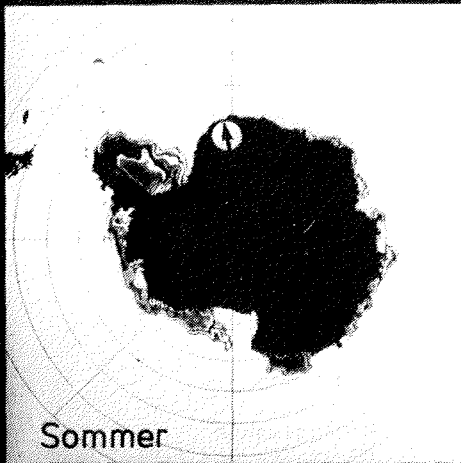
#### **Fe-Mikrotektit**, Kern 1265-1, 13 cm

Der vorwiegend aus Eisen mit Spuren von Ti, Mn und Zn bestehende Partikel ist aufgrund seiner Tropfenform als Mikrotektit zu identifizieren.

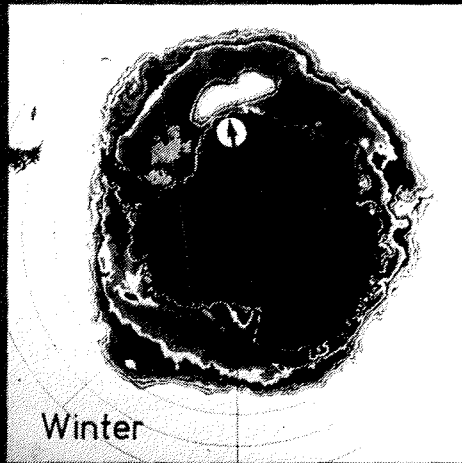
Figur 3b (rechts):

#### **Opal-Kugel**, Kern 1006-1, 10 cm

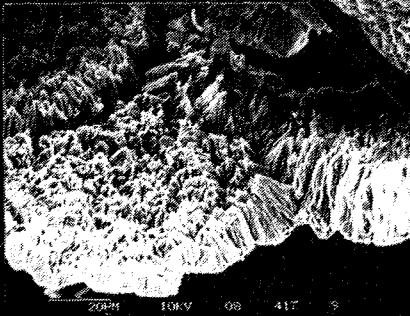
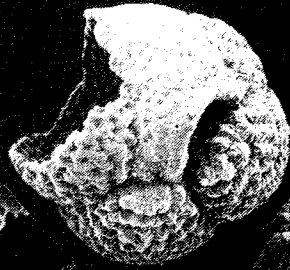
Vorwiegend aus SiO<sub>2</sub> bestehende Kugeln mit einem Durchmesser von 1000-200 µm sind in den Schelfsedimenten vor Kapp Norvegia häufig, die Herkunft konnte jedoch nicht eindeutig geklärt werden. Ähnliche Partikel wurden ebenfalls als Mikrotektite aus marinen Sedimenten beschrieben, der schalige Aufbau spricht jedoch mehr für eine biogene Bildung.



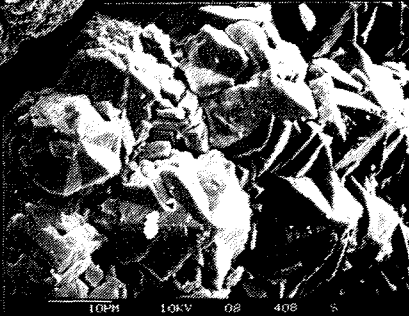
Sommer



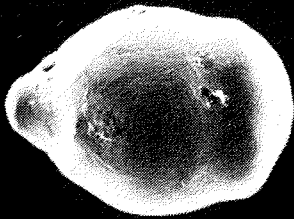
Winter



20PM 10KV 08 417 9



10PM 10KV 08 408 8



116PM



208PM

### TAFEL 3

Figur 1:

#### **Radiographie Moränenfazies**

Kern 1023, 169-181 cm

Sand-, Silt- und Tonlagen wechseln sich ab, Kies ist sowohl in Lagen angereichert, als auch unregelmäßig verteilt. Fehlende Bioturbation und hohe C-org-Gehalte lassen auf eine schnelle Sedimentation schließen. Die Moränenfazies wird episodisch zu Beginn und während der Glazialzeiten abgelagert, wenn das Schelfeis die Schelfkante überschreitet und Sedimente den Kontinentalhang herabschüttet.

Figur 2:

#### **Radiographie Surgefazies**

Kern 1023, 584-600 cm

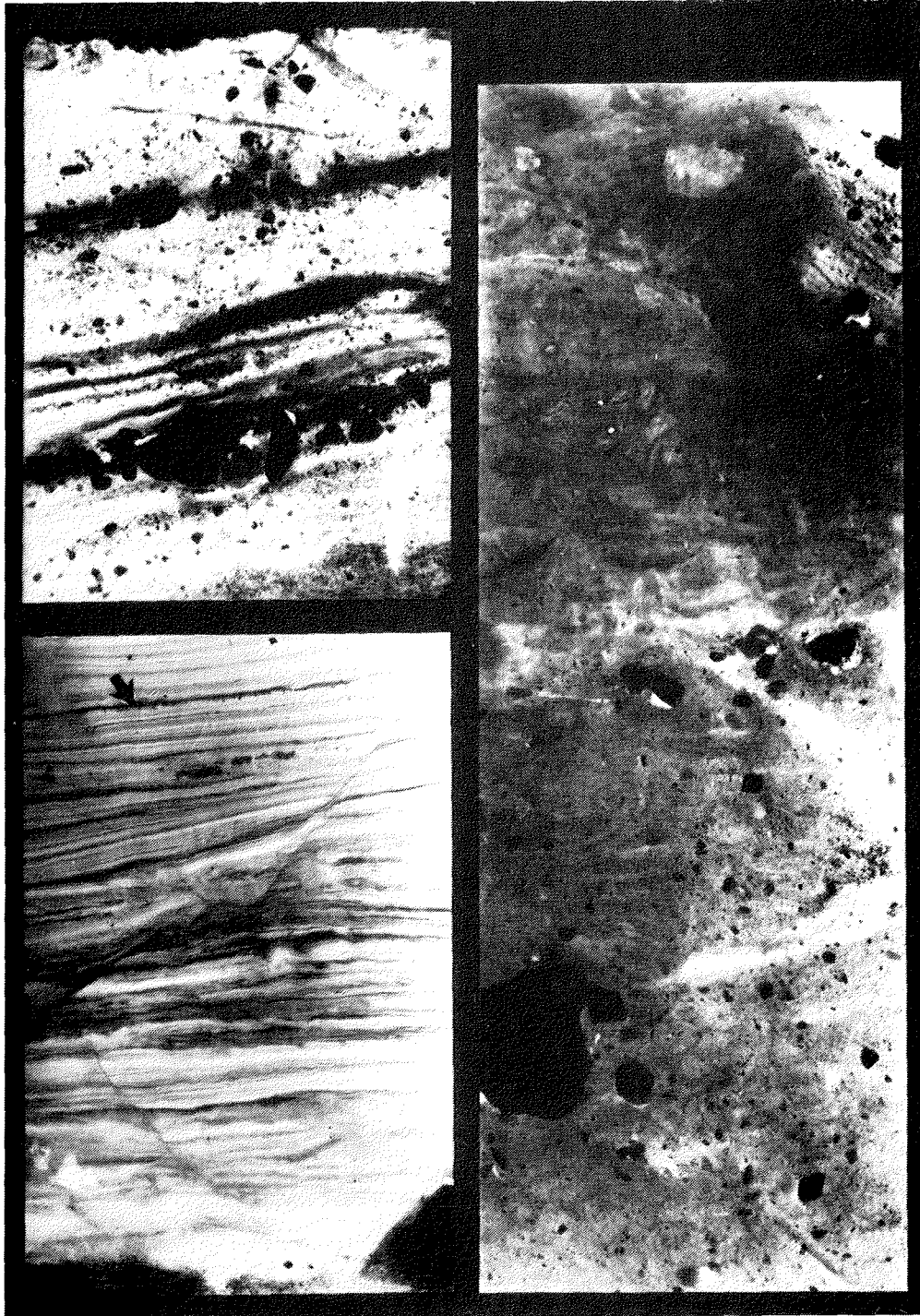
Als Surgefazies wurde ein Konturrit definiert, der unter Schelfeisbedeckung während einer Eissurge abgelagert worden ist. Das stark tonige, laminierte Sediment zeigt in der Originalradiographie warvenähnliche Texturen von wenigen 100 µm Dicke. Der Pfeil deutet auf eine für Warven-sedimente typische Sommerlage mit kleineren dropstones an der Basis. Die Störungen sind bei der Probennahme entstanden.

Figur 3:

#### **Radiographie Glazialfazies (oben) und Interglazialfazies (unten)**

Kern 1021, 484-511 cm

Der Vergleich beider Fazies zeigt den für die Interglazialfazies typischen höheren Gehalt an Eisfracht. Die zahlreichen Partikel >2 mm lassen gleichzeitig einen höheren Sandanteil erwarten. Das Sediment beider Fazies ist intensiv bioturbat verwühlt. Rechts oben ist in einem Wühlgang gröberes Sediment der darüberfolgenden Interglazialfazies in die Glazialfazies verwühlt worden.



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

Verkau

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