

**Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand  
des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis**

**Late Quaternary sedimentation at the  
continental margin of the southeastern  
Weddell Sea, Antarctica**

---

**Michael Weber**

**Michael Weber**

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Columbusstraße; D-2850 Bremerhaven; Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1992 am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angefertigt wurde.

<b>INHALTSVERZEICHNIS .....</b>	<b>Seite</b>
<b>Kurzfassung / Abstract.....</b>	<b>III</b>
<b>Danksagung.....</b>	<b>1</b>
<b>1. Einführung und Fragestellung .....</b>	<b>2</b>
<b>2. Arbeitsgebiet.....</b>	<b>4</b>
2.1. Zur Geographie und Bathymetrie des Weddellmeeres .....	4
2.2. Geologischer und glaziologischer Überblick .....	5
2.3. Ozeanographischer Überblick .....	9
2.4. Bathymetrie des Arbeitsgebietes.....	13
<b>3. Sedimentechographie.....</b>	<b>17</b>
3.1. Klassifikation von Sediment-Echotypen .....	17
3.2. Vergleich der Systeme 3,5 kHz – PARASOUND .....	23
3.3. Kartierung der akustischen Schall-Eindringtiefe.....	24
3.4. Kartierung und Interpretation der Sediment-Echotypen .....	24
3.5. Rinnen- und Rückensysteme .....	29
3.6. Seismische Untersuchungen.....	34
3.7. Korrelation von PARASOUND-Reflektoren und Sedimentkernen.....	37
<b>4. Untersuchungen an Sedimentoberflächen.....</b>	<b>38</b>
4.1. Beschreibung der Sedimentoberfläche .....	38
4.2. Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalt.....	39
4.3. Korngrößenverteilung .....	39
4.3.1. Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse.....	40
4.3.2. Statistische Korngrößenparameter in der Siltfraktion .....	41
4.4. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope .....	41
4.5. Mineralverteilung in der Tonfraktion .....	42
4.6. Komponentenverteilung .....	43
<b>5. Diskussion und Interpretation der rezenten Sedimentation.....</b>	<b>48</b>
5.1. Sedimentation durch Eisberge.....	48
5.2. Sedimentation durch Meeresströmungen.....	49
5.2.1. Antarktischer Küstenstrom .....	49
5.2.2. SW-NE-gerichtete Strömung .....	50
5.2.3. Wassermassen des Weddellwirbels .....	53
<b>6. Untersuchungen an Sedimentkernen.....</b>	<b>54</b>
6.1. Lithologie, Struktur und Sedimentfarbe.....	55
6.2. Sedimentphysikalische Eigenschaften.....	56
6.3. Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalte.....	57
6.4. Korngrößenverteilung .....	58
6.4.1. Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse.....	58
6.4.2. Statistische Korngrößenparameter in der Siltfraktion .....	59
6.4.3. Eisfrachtverteilung .....	60

6.5.	Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope .....	60
6.6.	<sup>14</sup> C-Datierungen.....	62
6.7.	Mineralverteilung in der Tonfraktion.....	63
6.8.	Komponentenverteilung .....	64
6.8.1.	Terrigene Komponenten.....	65
6.8.2.	Biogene Komponenten .....	66
6.9.	Magnetische Suszeptibilität.....	67
6.10.	Paläomagnetik.....	68
<b>7.</b>	<b>Diskussion und Interpretation der spätquartären Sedimentation.....</b>	<b>87</b>
7.1.	Konturite und Turbidite.....	87
7.2.	Sedimentfaziestypen.....	89
7.2.1.	Fazies A: Bioturbate Sedimente .....	90
7.2.2.	Fazies B: Laminierte Sedimente (Konturite).....	92
7.2.3.	Fazies C: Schräggeschichtete Sedimente (distale Turbidite).....	94
7.2.4.	Fazies D: IRD-reiche strukturlose Sedimente (Rutschsedimente).....	95
7.3.	Vertikale Faziesabfolge in den Sedimenten der Rücken .....	96
7.4.	Sedimentationsraten.....	98
7.5.	Korrelation der Sedimentkerne.....	100
7.6.	Levee-Bildungen.....	102
<b>8.</b>	<b>Sedimentationsentwicklung auf dem Kontinentalhang.....</b>	<b>108</b>
8.1.	Känozoische Sedimentation .....	108
8.2.	Sedimentation im Spätpleistozän .....	108
8.2.1.	Glazialer Winter .....	109
8.2.2.	Glazialer Sommer .....	110
8.3.	Holozäne Sedimentation .....	111
<b>9.</b>	<b>Literaturverzeichnis.....</b>	<b>113</b>
<b>10.</b>	<b>Anhang.....</b>	<b>124</b>
10.1.	Material und Arbeitsmethoden.....	124
10.1.1.	Bathymetrie.....	124
10.1.2.	Sedimentechographie .....	125
10.1.3.	Magnetische Suszeptibilität.....	126
10.1.4.	Probenstationen.....	127
10.1.5.	Beprobung der Sedimente .....	128
10.1.6.	Radiographien .....	130
10.1.7.	Sedimentphysikalische Eigenschaften .....	130
10.1.8.	Karbonat- , Corg- und Schwefelgehalt.....	133
10.1.9.	Korngrößenverteilung .....	134
10.1.10.	Komponentenanalyse.....	137
10.1.11.	Isotopenmessungen und <sup>14</sup> C-Datierungen.....	138
10.1.12.	Mineralverteilung in der Tonfraktion.....	139
10.1.13.	Paläomagnetik.....	140
10.2.	Tabellen.....	140

## I. KURZFASSUNG

Am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres wurde während mehrerer POLARSTERN-Expeditionen geologisches Probenmaterial von der Ostseite des Crary-Fächers für eine sedimentologische Bearbeitung gewonnen. Weiterhin wurden insgesamt rund 5.000 km Profilmfahrten durchgeführt um hochauflösende sedimentechnographische Daten zu sammeln und auszuwerten.

An 22 Oberflächenproben sowie an Kernmaterial von drei Stationen wurden detaillierte sedimentologische Analysen durchgeführt. Neben der Sedimentbeschreibung und strukturellen Untersuchungen an Radiographien wurden Karbonat- und  $C_{org}$ -Gehalt, Korngrößen- und Komponentenverteilung, Mineralverteilung in der Tonfraktion und sedimentphysikalische Parameter wie Wassergehalt, Porosität, Feuchtraumdichte und magnetische Suszeptibilität bestimmt. Die Stratigraphie basiert auf  $^{14}C$ -Datierungen, der Verteilung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* und paläomagnetischen Messungen.

Die Sedimentechnographie-Untersuchungen wurden mit einem 3,5 kHz-Sedimentechnolot und einem PARASOUND-Sedimentechnographie-System durchgeführt. Beide Systeme wurden miteinander verglichen. Mit Hilfe einer neu erarbeiteten Nomenklatur wurden zehn Sediment-Echotypen im Arbeitsgebiet klassifiziert. Deren regionale Verteilung sowie die akustische Eindringtiefe von PARASOUND wurden kartiert und interpretiert. Als markanteste Strukturen konnten dabei mehrere Rinnen- und Rückensysteme in SW-NE-Erstreckung auf einer Terrasse des Kontinentalhangs in 2000-3000 m Wassertiefe kartiert werden.

Die untersuchten Sedimente umfassen einen Zeitraum vom letzten glazialen Maximum bis heute. Sie bestehen überwiegend aus terrigenen Komponenten. Es wurden vier verschiedene Sedimentfaziestypen unterschieden die, mit Hilfe der Sedimentechnographie, unterschiedlichen, die Sedimentation steuernden Mechanismen zugeordnet wurden. Demzufolge sind laminierte Sedimente Ablagerungen eines Konturstroms. Grobsiltige, schräggeschichtete Sedimente stammen von distalen Turbiditen. IRD-reiche, strukturlose Sedimente charakterisieren Rutschbewegungen. Bioturbate Sedimente spiegeln den verstärkten Einfluß hemipelagischer Sedimentation wider.

Anhand von  $^{14}C$ -Altersdatierungen konnten die Sedimente, unter Berücksichtigung der vier Sedimentfaziestypen korreliert werden. Unter Zuhilfenahme der Sedimentechnographie ließ sich so die zeitliche und räumliche Sedimentationsentwicklung auf dem Kontinentalhang des Arbeitsgebietes ab dem letzten glazialen Maximum beschreiben.

Während des letzten glazialen Maximums rückte das Inlandeis bis zur Schelfkante vor und lag auf dem Meeresboden auf. Das aufliegende Inlandeis des nach N progradierenden Filchner-Schelfs lieferte vorwiegend Rutschsedimente auf den Kontinentalhang auf der Ostseite des Crary-Fächers. Wegen der dichten Meereisbedeckung war die biogene Produktion generell stark eingeschränkt. Unmittelbar vor dem Inlandeis existierte sehr wahrscheinlich

eine Küstenpolynya. Unterstützt durch katabatische Winde entstand im Bereich der Polynya durch verstärkte Meereisbildung vermutlich eine salzreiche Wassermasse, die eine thermohaline Konvektion steuerte. Drei Rinnen- und Rückensysteme auf der Terrasse des Kontinentalhanges kanalisiert die absinkende Wassermasse als Konturstrom nach NE entgegen der Richtung des Weddellwirbels. Der Strom arbeitete Sedimente auf, die ursprünglich durch gravitative Transportprozesse geliefert wurden.

Die Ausbildung des Konturstroms bestimmte die Transport- und Sedimentationsprozesse, die in den Abflußrinnen und auf den jeweils nordwestlich gelegenen Sedimentrücken wirksam waren. Während in den Rinnen Transport vorherrschte, sedimentierte auf den Rücken, durch die Ablenkung der Coriolis-Kraft, feinkörniges Material als Levee-Bildung. Die Rinnen- und Rückensysteme haben sich im Laufe der Zeit vermutlich von NW nach SE verlagert. Die Sedimente, die durch den Konturstrom geliefert wurden, sind laminiert. Die Lamination wurde sehr wahrscheinlich durch einen jahreszeitlichen Intensitätswechsel der Strömung gesteuert, die im glazialen Winter, bei verstärkter Meereisbildung, ein höheres Energieniveau besaß und folglich siltiges Material auf den Sedimentrücken ablagerte. Im glazialen Sommer hingegen sedimentierte bei niedrigerer Energie eine Tonlage. Die Sedimentationsraten waren auf den Rücken außergewöhnlich hoch. Sie lagen im glazialen Maximum im Mittel bei etwa 250 cm/1.000 Jahre, wobei die Sedimentakkumulation im S der Terrasse deutlich höher war als im N.

Neben diesen, durch den Konturstrom gesteuerten Prozessen, sind im letzten Glazial jedoch auch gravitative Prozesse in den Rinnen- und Rückensystemen zu erkennen. Von der jeweiligen nordwestlichen Rinnenflanke bewegten sich Sedimente durch postsedimentäre Abscherungen und Gleitungen in Richtung Rinne. Turbiditströme unterbrachen den Konturstrom in unregelmäßigen zeitlichen Abständen. Sie wurden ebenfalls in den Rinnen kanalisiert und lieferten kurzfristig sehr viel terrigenes Material als 'spill over'-Turbidite auf die Sedimentrücken. Typische Turbidite sind hier schräggeschichtet und grobsiltig.

Der Wechsel vom Glazial zum Interglazial vollzog sich allmählich, wie die immer seltener werdende Lamination in den Sedimenten der Rücken anzeigt. Der Konturstrom nahm langsam an Intensität ab, da durch den Rückzug des Inlandeises nach S keine Küstenpolynya mehr über dem oberen Kontinentalhang ausgebildet werden konnte. Mit dem Aufreißen der vorher weitgehend geschlossenen Meereisdecke setzte eine stärkere biogene Produktion ein. Sowohl in den Rinnen als auch auf den Sedimentrücken werden, vergleichbar dem übrigen Teil der Terrasse des Kontinentalhanges, siltig-tonige, bioturbate Sedimente abgelagert. Sie weisen auf den stärkeren Einfluß hemipelagischer Sedimentation hin. Durch die Reduktion des Konturstroms haben die Wassermassen des Weddellwirbels, die Feinmaterial von NE her liefern, verstärkten Einfluß auf die Sedimentation des Kontinentalhanges. Gravitativer Sedimenttransport ist im Holozän nicht mehr anzutreffen. Die Sedimentationsraten gehen im Holozän gegenüber dem letzten glazialen Maximum um den Faktor 20-30 zurück. Sie erreichen auf den Sedimentrücken lediglich noch 10 cm/1.000 Jahre im Mittel. Der Konturstrom bewegt sich rezent nur noch sehr langsam mit 4-7 cm/s nach NE.

## II. ABSTRACT

During four POLARSTERN expeditions geological samples were retrieved on the continental margin in the southeastern Weddell Sea east of Crary Fan for sedimentological studies. Furthermore, high resolution seismic reflection data were collected along 5.000 profile kilometer for interpretation.

Detailed sedimentological analyses were carried out on 22 surface samples as well as on sediment cores from three sites. In addition to a general description of the sediments and structural investigations on X-radiographs, the contents of carbonate and organic carbon, the grain-size and component distribution, the distribution of minerals in the clay fraction and physical properties as water content, porosity, wet bulk density, dry density and magnetic susceptibility were determined. The stratigraphy is based on  $^{14}\text{C}$ -dating, the distribution of stable oxygen and carbon isotopes in the planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* and on paleomagnetic measurements.

The high resolution seismic reflection investigations were carried out by a 3,5 kHz and a PARASOUND system. Both systems were compared. A new nomenclature, by which ten discrete sediment echotypes could be classified, was worked out. The distribution, as well as the acoustic penetration of PARASOUND was mapped and interpreted. As the most distinctive features, several channel-levee-systems, striking SW-NE, could be mapped on a terrace of the continental slope in water depth of 2000-3000 m.

The investigated sediments represent a period from the last glacial maximum until recent time. They are composed predominantly of terrigenous components. Four different sedimentary facies were distinguished. They were assigned to sedimentary processes controlling sedimentation with the aid of high resolution seismic reflection data. Consequently laminated sediments are deposited by a contour current. Cross stratified coarse silty sediments originate from distal turbidites. Structureless sediments with high contents of ice rafted debris characterize slumps. Bioturbated sediments reflect the increasing influence of hemipelagic sedimentation.

The sediments were correlated by  $^{14}\text{C}$ -dating and with the help of the four sedimentary facies. Using this correlation and the results of the high resolution seismic reflection investigations, the sedimentary history of the continental slope in the working area could be described in space and time beginning with the last glacial maximum.

During the last glacial maximum the continental ice sheet advanced towards the shelf edge and grounded on the sea floor. The sedimentation on the continental slope east of Crary Fan was predominated by slumps supplied by the grounded ice sheet of the northward prograding Filchner Shelf. Due to dense sea-ice coverage, biogenic production was strongly reduced. Right in front of the continental ice sheet, a coastal polynya probably existed. Supported by catabatic winds, a water mass with a high salinity, developed presumably by intensified sea-ice production, controlled a thermohaline convection. Three channel-levee

systems, situated on the terrace of the continental slope, canalized the sinking water mass as a contour current towards NE against the Weddell Gyre. This current reworked sediments that were initially supplied by gravitational transport.

The development of the contour current controlled the transport and sedimentation processes within the channels and on the northeasterly situated sedimentary ridges. While transport prevailed in the channels, fine-grained material deposited, due to coriolis force, as a levee sediment on the sedimentary ridges. By the time the channel-levee systems shifted from NW to SE. Sediments supplied by the contour current are strongly laminated. Lamination was probably controlled by seasonal velocity variations of the current. In glacial winter, enhanced sea-ice production led to a higher energy and subsequently silty material was deposited on the ridges. In glacial summer, at low energy, a clay horizon deposited. With an average of 250 cm/1.000 years sedimentation rates were unusually high on the ridges during last glacial maximum. In the southern part of the terrace, the sediment accumulation was distinctly higher than on the northern.

Amongst the processes controlled by the contour current, gravitational processes were also detected in the channel-levee systems. Sediments from the northwestern flank moved into the channels by postsedimentary shearing and gravitational sliding. Turbidity currents disrupted the contour current in unequal intervals. They were also canalized within the channels and supplied a lot of terrigenous material in short term as 'spill over'-turbidites on the sedimentary ridges. Typical turbidites are, in this connection, cross stratified and coarse-silty.

The change from last glacial to Holocene effected gradually as indicated by declining of lamination in the sediments of the ridges. The velocity of the contour current decreased slowly, because a coastal polynya could no longer exist above the upper continental slope due to retreat of the continental ice sheet. Enhanced biogenic production took place simultaneously with an opening of the previously largely closed sea-ice coverage. In the channels as well as on the sedimentary ridges, fine-grained, muddy sediments deposited comparable to sedimentation in other parts of the terrace on continental slope. These sediments indicate an increasing influence of hemipelagic sedimentation. Due to reduction of the contour current, the water masses of the Weddell Gyre, supplying fine-grained material from NE, gain a greater influence on sedimentation of the continental slope. Gravitational sediment transport is no longer developed in Holocene. The holocene sedimentation rates are reduced by a factor of 20-30 compared to the last glacial maximum. On the ridges they only reach values of 10 cm/1.000 years in average. By 4-7 cm/s the contour current recently moves down the slope very slowly towards NE.

## DANKSAGUNG

Ich danke Prof. Dr. D. K. Fütterer (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, AWI) für die Vergabe dieser Arbeit und die gewährte Unterstützung, sowie Prof. Dr. G. Wefer (Fachbereich 5, Geowissenschaften, Universität Bremen) für die Übernahme des Co-Referates.

Mein besonderer Dank gilt Dr. G. Kuhn (AWI), der den Anstoß zu dieser Arbeit gab, für die kompetente Betreuung und die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Für die Diskussionsbereitschaft sedimentologischer und paläontologischer Fragen, sowie für das Lesen von Teilen des Manuskriptes bedanke ich mich ferner bei den Kollegen Dr. W. U. Ehrmann (AWI), Dr. G. Bohrmann (Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften, Universität Kiel), Dr. H. Grobe (AWI) und Dr. A. Mackensen (AWI). Bei tonmineralogischen Fragen stand mir Dr. R. Petschick (AWI) hilfreich zur Seite. Auch Ihm sei an dieser Stelle gedankt.

Für die Durchführung der einzelnen Untersuchungen trugen eine Reihe von Kollegen bei. Namentlich bedanken möchte ich mich bei S. Steinmetz (AWI) für die Prozessierung der bathymetrischen Daten, Dr. M. Segl (Universität Bremen) für die  $^{14}\text{C}$ -Probenaufbereitung, Dr. G. Bonani (Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich) für die  $^{14}\text{C}$ -Messungen, Dr. H.-W. Hubberten (AWI) und G. Meyer (AWI) für die Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope, Dr. V. Spieß (Universität Bremen) für die paläomagnetischen Messungen, sowie S. Gerland (AWI) für die Messung der magnetischen Suszeptibilität.

Mein Dank gilt weiterhin der Besatzung des Forschungsschiffes 'Polarstern', sowie den Technischen Angestellten des AWI, für die vielfältige Unterstützung bei den Profildfahrten, der Probennahme und den sedimentologischen Untersuchungen.

Für Diskussionsbeiträge in geophysikalischen Fragen und die Bereitstellung seismischer Profile sei stellvertretend Dr. M. De Batist (Renard Centre of Marine Geology, Ghent) und Dr. W. Jokat (AWI) herzlich gedankt.

Bei ozeanographischen Fragestellungen stand mir Dr. E. Fahrbach (AWI) hilfreich zur Seite. Bei Ihm, sowie bei G. Rohardt (AWI), der Daten einer Strommesserverankerung zur Verfügung stellte, bedanke ich mich ebenfalls.

Zuletzt möchte ich mich sehr herzlich bei meiner Freundin Helga für Ihr Verständnis und ihre stete Ermunterung bedanken.

## 1. EINFÜHRUNG UND FRAGESTELLUNG

Die Antarktis spielt eine wesentliche Rolle bei der Gestaltung des Klimageschehens unserer Erde. Sie ist heute zu 97 % von einem kontinentalen Eisschild bedeckt, der eine Mächtigkeit von bis zu 4000 m erreicht. Schwankungen im Volumen des Eisschildes stehen, verursacht durch die hohe Albedo, in enger Wechselwirkung mit dem Wärmehaushalt der Erde und den globalen Meeresspiegelschwankungen. Änderungen in der Ausdehnung des Eisschildes, sowie des die Antarktis lange Zeit im Jahr umspannenden Meereisgürtels, beeinflussen maßgeblich die ozeanographische und atmosphärische Zirkulation.

Die quartären Klimaschwankungen prägen das geologische Geschehen in der jüngsten erdgeschichtlichen Zeit und führen zu veränderten Umweltbedingungen, die ihrerseits in enger Wechselbeziehung zur Ausdehnung der kontinentalen Eismassen stehen. Marine Sedimente können diese gespeicherten Umweltsignale überliefern. Das Studium von Sedimenten des antarktischen Kontinentalrandes ist daher besonders geeignet, Veränderungen dieser Signale zu studieren. Es können so Rückschlüsse auf die Transport- und Sedimentationsmechanismen, die ozeanographische Zirkulation sowie die Ausdehnung der kontinentalen Eismassen gezogen werden, die durch den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten gesteuert werden.

Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit umfassen den Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres. Hier sind großräumige **Erosionstrukturen** auf dem Kontinentalhang erkennbar, die wahrscheinlich durch das vom Weddellmeerschelf abfließende dichte Bodenwasser entstanden sind (KUHN 1990). Sie bilden eine morphologische Geländestufe mit einer Rinne auf der östlichen und einem Rücken auf der westlichen Seite. Westlich des Arbeitsgebietes wurden solche Erosionstrukturen von (MELLES 1991) untersucht. Die markanteste verläuft hier von S nach N und liegt im Abflußbereich des Eisschelfwassers (Abb. 1), das heute eine wichtige Rolle bei der Bodenwasserbildung im Antarktischen Ozean spielt. Von den in der vorliegenden Arbeit untersuchten, SW-NE-verlaufenden Rinnen- und Rückenstrukturen ist eine bis Kapp Norvegia zu verfolgen (Abb. 1). Der in diesen Rinnen zu vermutende bodennahe Strom leistet nach bisherigen Erkenntnissen keinen Beitrag zur heutigen Bodenwasserbildung. Dies könnte zum einen bedeuten, daß der Strom gegenwärtig nicht mehr aktiv ist und die Erosionstrukturen ein Relikt aus jüngster geologischer Vergangenheit darstellen. Zum anderen könnte jedoch auch turbiditischer Sedimenttransport einen wesentlichen Beitrag zur Entstehung der Rinnen- und Rückensysteme beigetragen haben.

Im Rahmen dieser Arbeit sollen vor allem die Transportprozesse innerhalb der Rinnen, sowie die Ablagerungsmechanismen auf den Rücken rekonstruiert werden. Diese lassen sich aus hochauflösenden Sedimentechographie- und Bathymetriedaten, sowie anhand von Sedimentanalysen und der Faziesverteilung in Oberflächenproben und Sedimentkernen, ableiten.

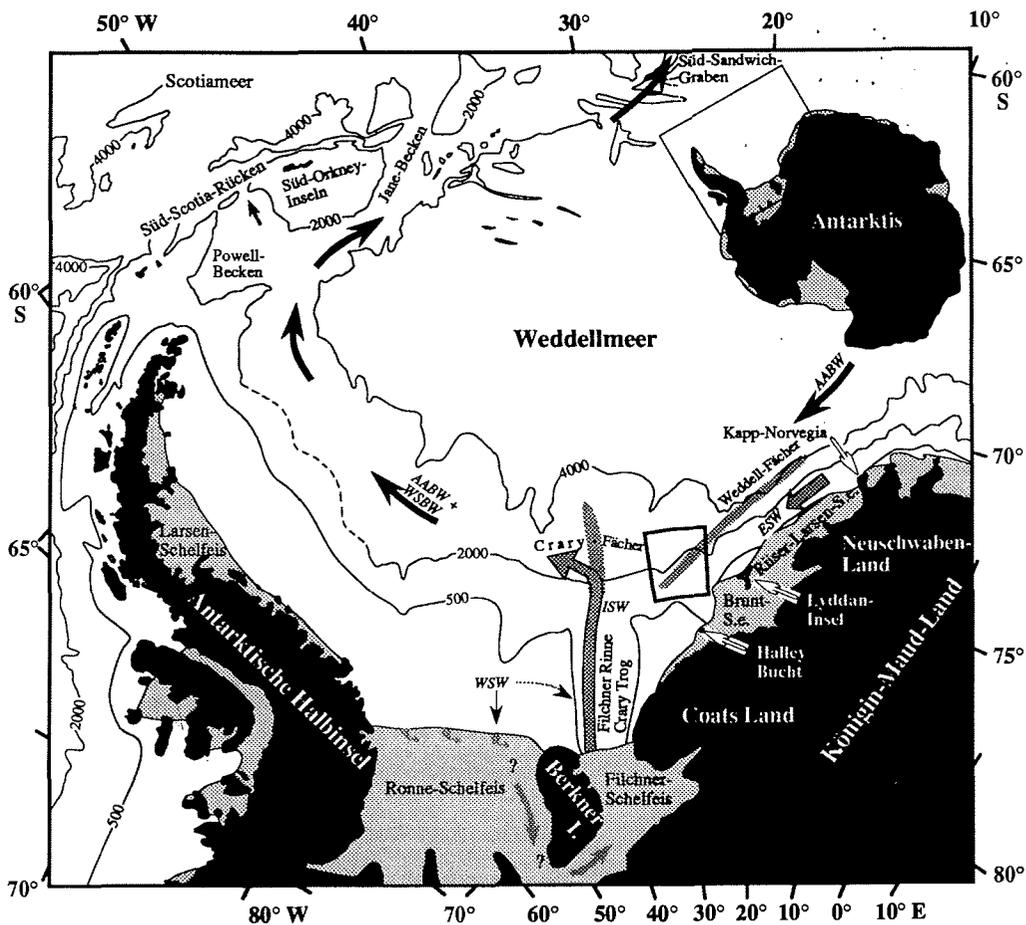


Abb. 1: Karte des Weddellmeeres mit Tiefenlinien nach NAT. GEOGR. SOC. (1987), Lage zweier Erosionsstrukturen auf dem Kontinentalhang im südöstlichen Weddellmeer (gepunktet) und Strömungsrichtungen (Pfeile) ausgewählter Wassermassen (kursiv, siehe Tab. 1). Die Lage des Arbeitsgebietes ist umrahmt. S. e. = Schelfeis, Berkner I. = Berkner Insel. Eine detaillierte Darstellung des südöstlichen Weddellmeeres ist aus Abb. 2 ersichtlich.

Die sedimentologische Bearbeitung von **Oberflächenproben** soll einen Überblick über das rezente Sedimentationsmilieu auf dem Kontinentalschelf und Kontinentalhang geben. Sie ist somit Ausgangspunkt der Untersuchungen und soll die hydrographischen und glaziologischen Prozesse aufzeigen, die heute auf die Sedimentation einwirken. Weiterhin sollen Liefergebiete abgegrenzt werden. Die Studie der Sedimentoberflächen liefert somit die Grundlage für sedimentologische Untersuchungen an **Sedimentkernen**, mit Hilfe derer die oben geschilderten Prozesse auf die jüngere geologische Vergangenheit des Kontinentalhanges projiziert werden sollen. Die punktuelle Information, die anhand der Oberflächenproben und Sedimentkerne geliefert wird, soll mit Hilfe von **hochauflösender Sedimentechnographie**, die den Schwerpunkt dieser Arbeit bildet, ein großräumiges dreidimensionales Abbild der Sedimentation auf dem Kontinentalhang liefern.

## 2. ARBEITSGEBIET

In diesem Kapitel sollen einige Grundlagen über das Arbeitsgebiet im südöstlichen Weddellmeer vermittelt werden. Neben einem allgemeinen Abriß zur Geographie und Bathymetrie des Weddellmeeres wird die plattentektonische Geschichte des antarktischen Kontinents kurz erläutert. Weiterhin wird auf die Struktur des Kontinentalrandes im südöstlichen Weddellmeer näher eingegangen, da diese die ältere Entwicklungsgeschichte des Arbeitsgebietes dokumentiert und somit eine Ergänzung der Sedimentechographie-Untersuchungen zum Liegenden hin darstellt. In diesem Zusammenhang sind auch die Erläuterungen zur Vereisungsgeschichte zu sehen. Ferner wird ein Überblick über glazialmarine Sedimentationsprozesse und die z. T. sehr komplexe Ozeanographie des südlichen und südöstlichen Weddellmeeres geliefert, die sowohl für die Interpretation der rezenten, als auch der spätquartären Sedimentationsverhältnisse wichtig ist. Hier wird vor allem auf die Prozesse eingegangen, die einen nach NE gerichteten Bodenstrom erzeugen können. Schließlich werden die Ergebnisse der bathymetrischen Vermessungen im Arbeitsgebiet dargestellt, ohne die eine detaillierte Interpretation der Sedimentechographie-Untersuchungen nicht möglich wäre.

### 2.1. Zur Geographie und Bathymetrie des Weddellmeeres

Als atlantischer Teil des Südozeans ist das Weddellmeer eines der vier Meere, die den antarktischen Kontinent umspannen. Im W wird es durch die Antarktische Halbinsel, im S vom Filchner-Rønne-Schelfeis, im E vom Ostantarktischen Kontinent und im N vom südlichen Scotia-Rücken begrenzt (Abb. 1). Nach N und E steht es in Verbindung mit dem Atlantischen und Indischen Ozean.

Das zentrale Weddellmeer besteht aus einer flachen Tiefsee-Ebene mit Wassertiefen von 4000-5000 m. Der Kontinentalhang ist im W mit  $\sim 3^\circ$  deutlich flacher als im E mit  $\sim 9^\circ$  (JOHNSON et al. 1981). Die Schelfareale des Weddellmeeres sind gekennzeichnet durch rauhe Topographie. Aufgrund der Auflast des kontinentalen Eisschildes liegen die Wassertiefen im Mittel bei etwa 500 m (ANDERSON et al. 1983a). Durch die glaziale Eisauflast wurde der Schelf in regional unterschiedliche Becken- und Schwellenbereiche gegliedert (ANDERSON et al. 1979), wobei allgemein eine Tiefenzunahme in Richtung Kontinent zu erkennen ist.

Das **Arbeitsgebiet** liegt im südöstlichen Weddellmeer, unmittelbar an der Grenze zum südlichen Weddellmeer. Der Kontinentalhang des südöstlichen Weddellmeeres, von ANDERSON et al. (1986) auch als Schwemmfächer des 'Weddell Fan' (Abb. 1) beschrieben, ist zweigegliedert. Der obere Hang ist recht steil und zeigt Neigungswinkel von  $7-12^\circ$ . Der untere Hang hingegen ist deutlich flacher und durchzogen von mehreren submarinen Canyons (JOHNSON et al. 1981, ANDERSON et al. 1986). Der Kontinentalhang des südlichen Weddellmeeres ist gekennzeichnet durch den Schwemmfächer des 'Crary Fan'

(Abb. 1-2). Die nach N konvexen bathymetrischen Konturen zeigen relativ flache Hangneigungen von 2-4°. Der südlich gelegene Cary-Trog trennt den Weddellmeer-Schelf in einen östlichen und westlichen Teil (ANDERSON et al. 1983a, WRIGHT & ANDERSON 1982). Auf der östlichen Seite ist der Abstand der Schelfkante zur landwärts gelegenen Schelfeiskante gering (Schelfbreite < 100 km). Der westliche Schelf hingegen ist mehrere 100 km breit. Der Abstand von Schelfkante zur Schelfeiskante entsprechend groß.

Das Arbeitsgebiet umfaßt den Schelf und Kontinentalhang nordöstlich des Cary-Trogs. Es liegt etwa 150 km nordwestlich der **Lyddan-Insel** bzw. 200 km nördlich der englischen Station Halley Bay (Abb. 2). Die westliche Grenze liegt bei 30° W. Das Gebiet westlich davon wurde von MELLES (1991) sedimentologisch bearbeitet. Die östliche Grenze reicht bis 25°20' W. Die N-S-Begrenzungen liegen bei 73°20' S und 74°40' S (Abb. 2).

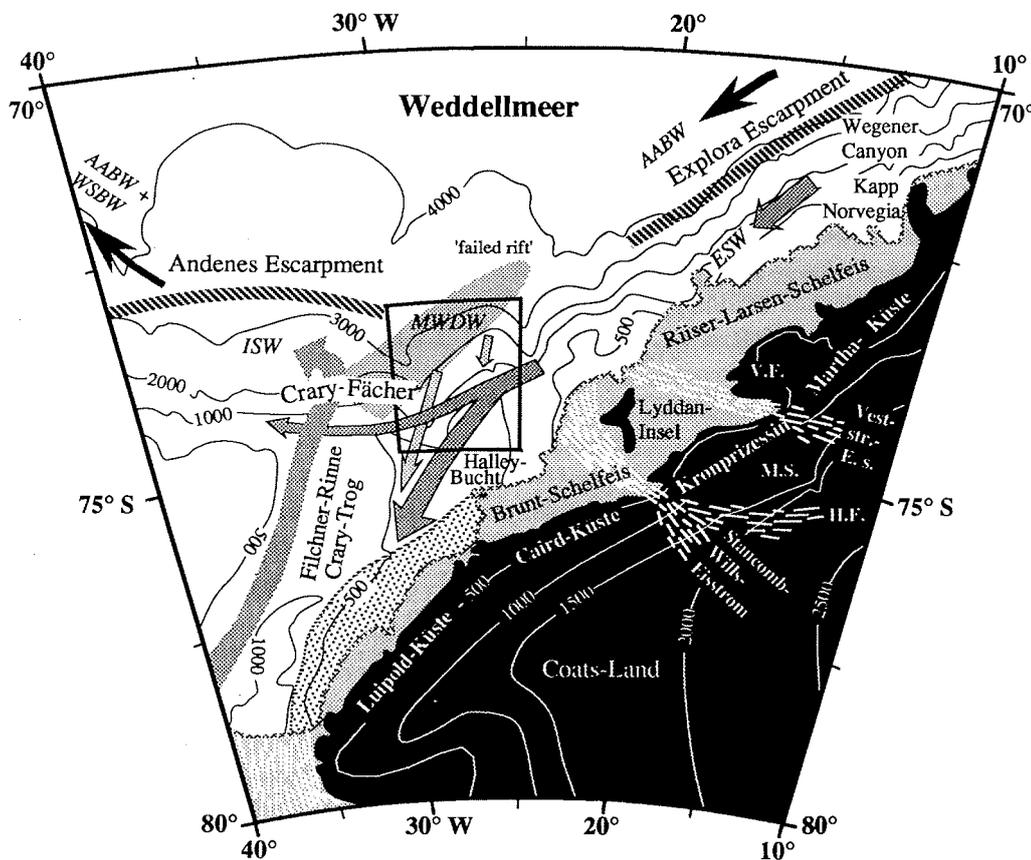
## 2.2. Geologischer und glaziologischer Überblick

Die Ostantarktis entstand durch das Auseinanderbrechen des Superkontinents Gondwana (LAWVER et al. 1985). Das Weddellmeerbecken entwickelte sich zwischen der Ostantarktis und der Antarktischen Halbinsel auf der Südflanke des 'spreading'-Zentrums des Nova-Scotia-Rückens (BARKER et al. 1982). Das Alter der Entstehung der ozeanischen Kruste wurde mit Hilfe von paläomagnetischen und seismischen Daten auf einen Zeitraum vom unteren Jura bis zur unteren Kreide datiert (LABREQUE & BARKER 1981, LAWVER et al. 1985). In der Folgezeit trennte sich Australien von der Antarktis ab (WEISSEL & HAYS 1972). Mit der Öffnung der Tasman-See (KENNETT, HOUTZ et al. 1975) und der Drake-Passage (BARKER & BURRELL 1977, 1982) waren schließlich die Bedingungen für die Ausbildung eines zirkumantarktischen Stromsystems gegeben, das die Antarktis in der Folgezeit bis heute thermisch isoliert (GILL & BRYAN 1971, KENNETT 1977).

Grundlegende Erkenntnisse über die Struktur des südlichen und östlichen Kontinentalrandes des Weddellmeeres stammen von seismischen Daten. HINZ (1978, 1981) untersuchte die Grenze zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste am Explora-Escarpment, einer > 1000 m steil nach N zur Tiefsee hin abfallenden morphologischen Stufe auf dem Kontinentalhang nordwestlich von Kapp Norvegia im Bereich des Wegener Canyons (Abb. 2). Er führte den Begriff der 'Weddell Sea continental margin unconformity' ein (HINZ 1978). Dieser seismische Reflektor trennt die liegende 'dipping reflector'-Einheit magmatischen Ursprungs von den überlagernden sedimentären Stockwerken. Die Diskordanz wird zeitlich in den mittleren bis oberen Jura gestellt und dokumentiert die beginnende Öffnung des Weddellmeeres (HINZ 1981, HINZ & KRAUSE 1982, HINZ & KRISTOFFERSEN 1987).

HAUGLAND (1982) geht davon aus, daß die westliche Grenze des Escarpments nicht über 20° W hinausreicht. Ein weiteres Escarpment, das Andenes-Escarpment (ORHEIM 1985), liegt im zentralen Teil des Weddellmeeres (Abb. 2). Diese Stufe im Basement ist lediglich seismisch und magnetisch faßbar, morphologisch jedoch nicht mehr erkennbar. Sie begrenzt die sedimentären Becken unter dem Filchner-Rønne-Schelfeis nach N (KRISTOFFERSEN &

HAUGLAND 1986). Im Untergrund des Arbeitsgebietes postulieren HINZ & KRISTOFFERSEN (1987) die initiale Riftstruktur des Weddellmeerbeckens, die von Ihnen als 'failed rift/drift'-Becken bezeichnet wird. Nach KRISTOFFERSEN & HAUGLAND (1986) und KRISTOFFERSEN & HINZ (1991) bilden die oben erwähnten Escarpments eine Einheit, das Explora-Andenes-Escarpment, das die gegenwärtige Grenze von ozeanischer zu kontinentaler Kruste darstellt und die initiale Riftstruktur im N des Arbeitsgebietes kreuzt (Abb. 2). Nach jüngeren Untersuchungen von MILLER et al. (1990) und KAUL (1991) handelt es sich jedoch eher um zwei getrennte Escarpments.



**Abb. 2:** Übersichtskarte des südöstlichen Weddellmeeres nach GEBCO (1983) mit Lage des Arbeitsgebietes (Kästchen), des Explora- und Andenes-Escarpments und des 'failed rift'-Beckens, Mächtigkeiten des Ostantarktischen Eisschildes (weiße Schrift), kristallinem Grundgebirge nach ELVERHØI & MAISEY (1983) östlich des Crary-Trogs (Filchner-Depression, gepunktet) und Grundgebirgsaufschlüssen (V. F. = Vestfjella, M. S. = Mannefallknausane, H. F. = Heimefrontfjella). Weiterhin sind wichtige Eisströme (Vestr. E. s. = Vestraumen Eisstrom), sowie ausgewählte Wassermassen (kursiv, Tab. 1) und deren Strömungsrichtungen (Pfeile) eingezeichnet.

Ausgehend vom Ostantarktischen Kraton progradierte der Schelf im Zuge der frühen Vereisungsgeschichte nach N und W (HAUGLAND et al. 1985). Untersuchungen während Ocean Drilling Program (ODP) Leg 113 (Bohrungen 691-693) im Bereich des Wegener Canyons zeigen erste Vereisungsanzeichen auf dem ostantarktischen Kontinent im frühen Oligozän. Eine intensive Vereisung der Ostantarktis im mittleren Miozän geht mit der Ausbildung von submarinen Canyons auf dem Kontinentalhang einher (BARKER, KENNETT et al. 1988). Die Ergebnisse von ODP Leg 119 östlich des Amery Schelfeises im Bereich der Prydz-Bucht zeigen glaziale Bedingungen eventuell schon im mittleren Eozän, sicher jedoch im frühen Oligozän an (HAMBREY et al. im Druck). Im Bereich des Kerguelen-Plateaus treten erste IRD ('ice rafted debris') im mittleren Eozän vor rund 45,5 Millionen Jahren (ma) auf (EHRMANN & MACKENSEN im Druck).

Im südlichen Weddellmeer bildete sich durch wiederholte Vorstöße des Inlandeises ein glazialmariner Schwemmfächer – der 'Crary Fan' – aus (HAUGLAND et al. 1985). Die Basis dieser sedimentären Sequenz fällt zusammen mit dem Reflektor w4, der in der ODP Bohrung 693 auf der Ostflanke des Wegener Canyons einen Hiatus zwischen Alb und Oligozän markiert (MILLER et al. 1990). Das kristalline Grundgebirge, das nordöstlich der Luipold-Küste zutage tritt (ELVERHØI & MAISEY 1983), taucht nördlich der Halley-Bucht unter die sedimentäre Sequenz ab (FOSSUM et al. 1982, Abb. 2). Der Crary-Trog, auch Filchner-Depression- bzw. Rinne genannt, liegt im Bereich von zusammenlaufenden Eisströmen (DREWRY 1983) und ist das Resultat glazialer Erosion (ELVERHØI & MAISEY 1983).

Die Schelfeiskante oszillierte vor allem im Zuge der quartären Klimaschwankungen. Zumindest für das letzte glaziale Maximum wird davon ausgegangen, daß das Inlandeis bis zur Schelfkante vorrückte und dort auf dem Meeresboden auflag (ELVERHØI 1981, ANDERSON et al. 1980a, STUIVER et al. 1981, MELLES 1991). Das im Inlandeis enthaltene basale Gesteinsmaterial konnte somit direkt dem Kontinentalhang zugeführt werden (WRIGHT et al. 1983).

Die kontinentalen Eismassen erodieren an der Oberfläche anstehende Gesteine und transportieren sie als basale Schuttzone zum Meer (ANDERSON et al. 1980b). Der Großteil des Gesteinschuttes sedimentiert als Grundmoräne (glazialer Diamiktit) noch ehe die Inlandeis-massen als Schelfeise aufzuschwimmen beginnen. Seewärts der Grundlinie, die das auf dem Meeresboden aufliegende Inlandeis vom schwimmenden Schelfeis trennt, wird ein glazialmariner Till (KURTZ & ANDERSON 1979, ANDERSON et al. 1980a, 1982, 1983b) abgelagert. Unter den Schelfeisen werden marine Prozesse wirksam (CHRISS & FRAKES 1972). Sie führen zu einer Veränderung der primär schlecht sortierten und überkompaktierten Sedimente, die durch eine Abreicherung der Feinfraktionen und/oder einen Eintrag mariner Fossilien gekennzeichnet ist (ANDERSON et al. 1977). Bei einem Vorstoß des Inlandeises können glazialmarine Sedimente basal erneut angefroren werden (DOMACK 1982, MELLES 1987).

Die Breite des Schelfeises ist generell wichtig für Art und Ausmaß der Sedimentation eistransportierten Materials auf den vorgelagerten Schelf bzw. Kontinentalhang. Breite

Schelfeise wie das Filchner-Rønne-Schelfeis verlieren ihre basale Sedimentlast sehr früh, da der Abstand der Grundlinie zur seewärts gelegenen Kalbungslinie, die das Abbruchgebiet der Eisberge vom Schelfeis kennzeichnet, relativ groß ist (ROBIN 1979). Kalbende Eisberge sind hier folglich weitgehend frei von Sediment. Schmale Schelfeise, sowie Eiswälle und vor allem Gebirgsgletscher, die direkt ins Meer münden, erzeugen hingegen sedimentbeladene Eisberge (ANDERSON et al. 1980b, ELVERHØI & ROALDSET 1983, KELLOGG & KELLOGG 1988), deren basaler Gesteinsschutt weit transportiert werden kann.

Dem Kontinentalhang werden zusätzlich zur Sedimentfracht der Eisberge, Sedimente durch gravitative Transportmechanismen (Massenströmungen, Turbidite, Gleitungen und Rutschungen) zugeführt (WRIGHT et al. 1979, 1983, ANDERSON et al. 1979, 1986, WRIGHT & ANDERSON 1982). Diese wiederum können durch Konturströme aufgearbeitet (PIPER & BRISCO 1975, WEBER 1991a) und verändert werden. Im südlichen Weddellmeer werden die Sedimente durch den Crary-Fächer über den nach N progradierenden Schelf dem Kontinentalhang zugeführt (KUYAAS & KRISTOFFERSEN 1991). Im südöstlichen Weddellmeer erfolgt der gravitative Sedimenttransport auf den Kontinentalhang über den Weddell-Fächer (ANDERSON et al. 1986).

Die glazial-marinen Sedimente des antarktischen Kontinentalrandes zeigen aufgrund der Meereisbedeckung einen geringen Biogengehalt, sie bestehen überwiegend aus terrigenen Komponenten (ANDERSON et al. 1979, ELVERHØI 1984, FÜTTERER et al. 1988, MELLES 1991).

Im antarktischen Winter ist fast das gesamte Weddellmeer von Meereis bedeckt. Ab etwa Mitte November nimmt die Eisbedeckung rasch ab, im südöstlichen Weddellmeer bildet sich eine Küstenpolynya aus. Diese eisfreie Wasserfläche verläuft parallel zur Schelfeiskante und wird durch katabatische Winde gebildet (ZWALLY et al. 1985). Die minimale Eisbedeckung im Arbeitsgebiet von 50-80 % wird Ende Januar bis Anfang Februar erreicht (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985). Ab Anfang März nimmt sie wieder zu, wobei eine maximale Eisbedeckung von 80-100 % in den Monaten Juni bis November erreicht wird.

Die Lyddan-Insel trennt das Brunt-Schelfeis vom Riiser-Larsen-Schelfeis. Das Arbeitsgebiet liegt nördlich des Brunt-Schelfeises, an dessen Ostseite der Stancomb-Wills-Eisstrom einmündet (Abb. 2). Nach Messungen von BLACKWELL (1959) bewegt sich das Schelfeis mit etwa 400 m/Jahr nach N.

Die Drift der Eisberge wird, wie in Kap. 2.3. näher erläutert, von der globalen Wind- und Wasserzirkulation gesteuert. Für das südöstliche Weddellmeer zeigt diese Drift von NE nach SW. Das eistransportierte Sediment im Untersuchungsgebiet ist somit nicht nur beeinflusst von dem Gesteinsmaterial, das vom Brunt-Schelfeis angeliefert wird, sondern auch vom Riiser-Larsen- und von weiter nordöstlich gelegenen Schelfeisen.

### 2.3. Ozeanographischer Überblick

Die ozeanische Zirkulation im Weddellmeer ist gekennzeichnet durch den **Weddellwirbel**, der im S durch den Antarktischen Kontinent, im W durch die Antarktische Halbinsel und im N durch den Scotia-Rücken begrenzt ist (Abb. 1). Die östliche Grenze des Weddellwirbels ist unklar, reicht aber mindestens bis etwa 20° - 30 ° E (DEACON 1937). Die vorherrschenden Westwinde im N und Ostwinde im S treiben die Zirkulation des Weddellwirbels an und bewirken eine langsame Bewegung aller Wassermassen im Uhrzeigersinn (CARMACK & FOSTER 1977, DEACON 1976, 1979, GORDON et al. 1981). Seit den frühen Arbeiten von BRENNECKE (1918, 1921), MOSBY (1934) und DEACON (1937) wird das Weddellmeer als Hauptquelle des antarktischen Bodenwassers angesehen. Nach Berechnungen von CARMACK (1977) und FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988) entstehen hier 70-80 % des weltweit gebildeten Bodenwassers. Damit ist das Weddellmeer ein wichtiger Steuerfaktor innerhalb der globalen ozeanischen Zirkulation und beeinflusst somit auch das Weltklima. Auf seinem Weg nach N folgt der Bodenwasserstrom entsprechend seinem thermohalinen Gefälle der Richtung des Weddellwirbels. Ein geringer Teil des Stromes tritt über Durchlässe im Bereich des Scotia-Rückens aus dem Weddellmeer aus (HOLLISTER & ELDER 1969, REID et al. 1977, Abb. 1), während der größte Teil erst über den Süd-Sandwich-Graben ausströmt (CARMACK & FOSTER 1975a, CARMACK 1977, FOSTER & MIDDLETON 1979).

**Tab. 1:** Die Wassermassen des Weddellmeeres gegliedert von den Autoren nach ihren Temperatur- und Salinitätsbereichen.

Wassermasse	Temp. [°C]	Salinität [‰]	Vorkommen	Autoren
ESW Eastern Shelf Water	-1,6 - -1,8	34,28 - 34,44	Schelf	FOSTER & CARMACK 1976a CARMACK & FOSTER 1977
WSW Western Shelf Water	-1,6 - -1,8	34,70 - 34,84	Schelf	FOSTER & CARMACK 1976a CARMACK & FOSTER 1977
ISW Ice Shelf Water	-1,9 - -2,3	34,60 - 34,70	>300 m	CARMACK & FOSTER 1975b
WW Winter Water	-1,6 - -1,8	34,28 - 34,52	Oberfläche	CARMACK & FOSTER 1975a
MWDW Modified Warm Deep Water	-0,6 - -1,6	34,36 - 34,62	zwischen WDW & WW	FOSTER & CARMACK 1976a CARMACK & FOSTER 1977
WDW Warm Deep Water	0,0 - 0,8	34,64 - 34,72	200-1500 m	FOSTER & CARMACK 1976a GORDON 1982
AABW Antarctic Bottom Water	0,0 - -0,7	34,64 - 34,68	>1500 m	FOSTER & CARMACK 1976a
WSBW Weddell Sea Bottom Water	-0,7 - -1,4	34,64 - 34,68	unter AABW	CARMACK & FOSTER 1975a

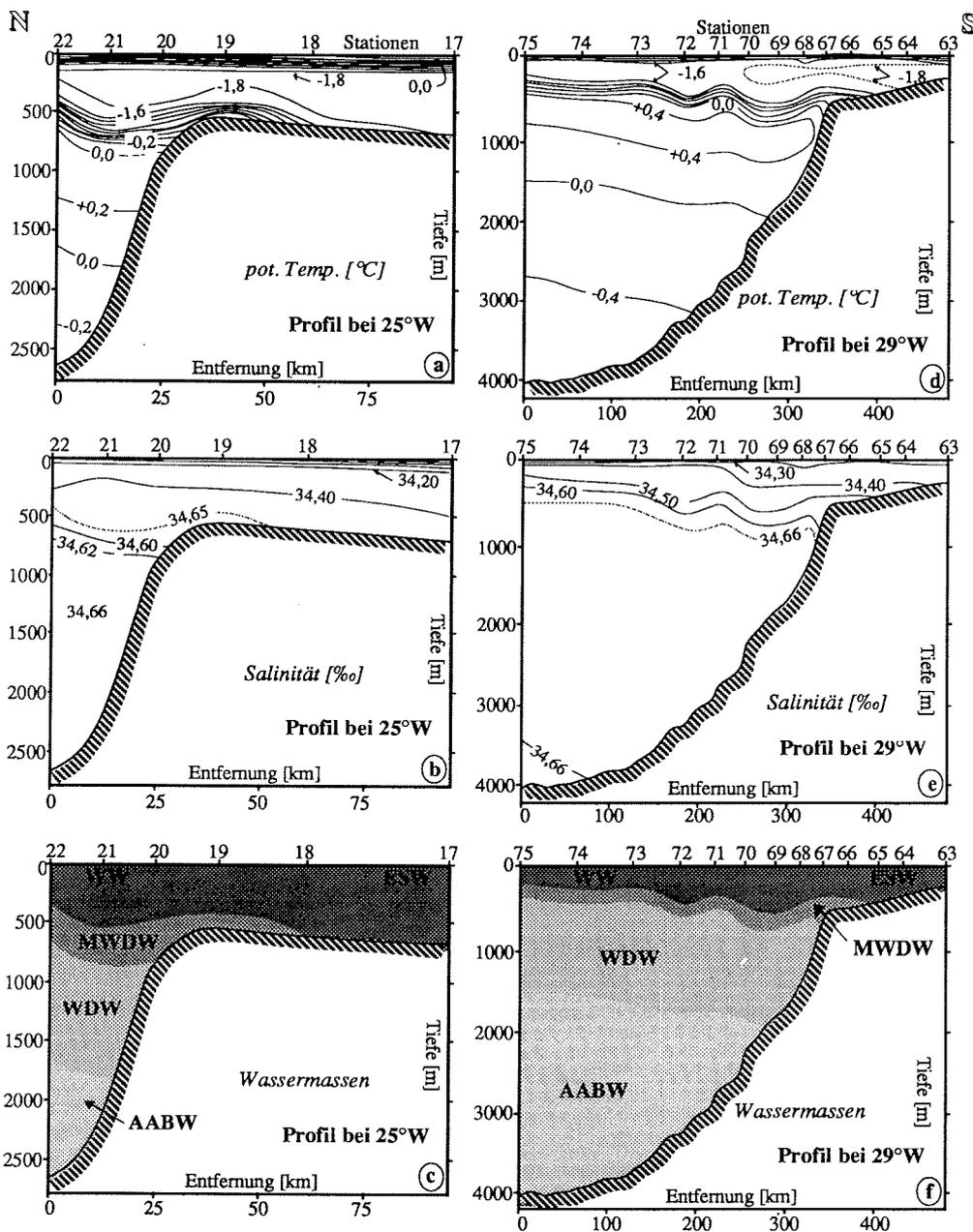
Der gesamte Wasserkörper des Weddellmeeres wird in mehrere Wassermassen unterteilt (Tab. 1). Das Winter-Wasser (WW), eine Restschicht der durch Meereisbildung im Winter

induzierten halinen Konvektion (MOSBY 1934), kommt in den obersten 100 - 200 m der Wassersäule vor. Im Sommer wird an der Wasseroberfläche eine dünne Schicht ausgebildet, die sehr variable Temperaturen und infolge der Meereisschmelze niedrige Salinitäten aufweist. Durch Mischung zwischen WW und Warmem Tiefenwasser (WDW) wird als Übergangswassermasse das Modifizierte Warme Tiefenwasser (MWDW) gebildet. Das WDW ist vorherrschend in Wassertiefen zwischen 200 m und 1500 m. Das Antarktische Bodenwasser (AABW) kommt im Arbeitsgebiet in Wassertiefen > 1500 m vor und reicht im östlichen Weddellmeer bis zum Meeresboden. Das Weddellmeer Bodenwasser (WSBW) unterlagert das AABW im SW, W und N des Weddellmeeres (FOLDVIK et al. 1985a).

Der nach W fließende Antarktische Küstenstrom folgt nach dem Eintritt ins Weddellmeer den Konturen des Kontinentalrandes nach SW. Er reicht im südöstlichen Weddellmeer bis zum Boden. Mit Östlichem Schelfwasser (ESW) und Winterwasser (WW) stellt er eine für die Transportselektierung wichtige Komponente auf dem Schelf des Arbeitsgebietes dar. Im Arbeitsgebiet spaltet er sich bei etwa 27° W auf (GILL 1973, CARMACK & FOSTER 1977, FOLDVIK et al. 1985a, Abb. 2). Der Hauptteil biegt nach S ab und strömt in den östlichen Teil der Filchner-Depression ein. Der geringere Teil folgt weiter den Konturen der Schelfkante in westlicher Richtung. Während der Antarktische Küstenstrom vor Kapp Norvegia deutlich im Abknicken der Temperatur- und Salinitätsisoplethen nach unten zu erkennen ist (CARMACK & FOSTER 1975a), ist er im Seegebiet vor der Lyddan-Insel weniger klar identifizierbar (FOLDVIK et al. 1985a). Er zeigt bei Kapp Norvegia oberflächennahe Maximalgeschwindigkeiten von 15 cm/s (CARMACK & FOSTER 1975a). Weitere Strömungsmessungen liegen erst wieder westlich des Arbeitsgebietes, bei 40° W vor. Dort bewegt sich der Strom bodennah mit 6-7 cm/s im Mittel nach Westen (FOLDVIK et al. 1985d).

Es werden verschiedene Theorien zum Prozeß der **Bodenwasserbildung** diskutiert. Neben tiefgreifender Konvektion salzarmen Tiefenwassers im Bereich der Maudkuppe (GORDON 1982) spielt die Neubildung von Weddellmeer-Bodenwasser (WSBW) auf dem südlichen und südwestlichen Schelf des Weddellmeeres eine entscheidende Rolle. Es werden zwei wesentliche Prozesse diskutiert. Neben dem salzreichen Westlichen Schelfwasser (WSW) ist dabei das sehr kalte Eisschelfwasser (ISW) von Bedeutung. Da wahrscheinlich ein bodennah über den Kontinentalhang in die Tiefsee abfließender Strom auch im Arbeitsgebiet eine entscheidende Rolle spielt, sollen im Folgenden die Prozesse, die zur Bodenwasserbildung im südlichen und südöstlichen Weddellmeer führen können, aufgezeigt werden.

Eine Möglichkeit, auf dem Schelf eine sehr dichte Wassermasse zu erzeugen, zeigt das WSW auf dem flachen Schelf nordöstlich der Filchner-Rinne. Vor allem im Winter kommt es hier durch Meereisbildung zu einer Salzanreicherung im Schelfwasser. Auf die Schelfareale intrudierendes Modifiziertes Warmes Tiefenwasser (MWDW) mischt sich mit dem Schelfwasser und erzeugt so eine Wassermasse, die dicht genug ist, über den Kontinentalhang ins Weddellmeerbecken abzufließen und so WSBW zu bilden (GILL 1973, CARMACK & FOSTER 1975a, FOSTER & CARMACK 1976a, 1976b, Abb. 2). Entscheidend sind hier die



**Abb. 3:** Temperatur- und Salinitätsisoplethen-Diagramme nordwestlich der Lyddan-Insel in zwei N-S Schnitten bei 25° W (nach FOLDVIK et al. 1985a, a – b) und 29° W (nach FOSTER & CARMACK 1976a, d – e) mit der daraus konstruierten Wassermassenverteilung (c & f). In beiden Schnitten ist eine Intrusion von MWDW auf die Schelfareale zu erkennen. Aus der Mischung mit ESW resultiert jedoch keine Wassermasse, die dicht genug wäre, den Kontinentalhang hinabzuströmen und somit Bodenwasser zu bilden.

Salzgehalte des Schelfwassers. Für den Bereich des Filchner-Rønne-Schelfeises ist diese Möglichkeit gegeben, da das WSW relativ salzreich ist. Das ESW hingegen, das die beherrschende Wassermasse auf dem Schelf des Arbeitsgebietes ist, zeigt diese Möglichkeit nicht an. Die Verteilung der Wassermassen zweier N-S Schnitte bei 25° W bzw. 29° W (Abb. 3) zeigt, daß die Sedimente des Arbeitsgebietes im Einflußbereich mehrerer Wassermassen liegen. Die Temperatur- und Salinitätsisoplethen deuten eine Intrusion von MWDW auf den Schelf an (Abb. 2-3). Aufgrund der geringen Salinitäten des ESW (Tab. 1) kann jedoch aus der Mischung mit MWDW keine Wassermasse entstehen, die dicht genug wäre, als thermohaliner Strom am WDW vorbei ins Becken zu fließen und somit Bodenwasser zu bilden (FOLDVIK et al. 1985a, FOSTER & CARMACK 1976a, 1977).

Das durch Temperaturen  $< -1,9^{\circ}$  C gekennzeichnete ISW (Tab. 1) entsteht durch Zirkulation des salzreichen WSW unter dem Filchner-Schelfeis (CARMACK & FOSTER 1975b, FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Es strömt bodennah über eine nördlich vorgelagerte Schwelle den Kontinentalhang hinab (Abb. 1). Hier erreicht es sehr hohe mittlere Stromgeschwindigkeiten von  $> 50$  cm/s (FOLDVIK 1986). Eine Modifikation von WSW zu dem sehr kalten ISW wird von FOLDVIK et al. (1988) durch ein südliches Umströmen der Berkner-Insel angenommen (Abb. 1). Durch Mischung mit WDW auf dem Kontinentalhang wird nach FOLDVIK et al. (1985a, 1985b, 1985c) ein wesentlicher Beitrag zur Bildung des WSBW geleistet.

Im Westteil der Filchner-Depression strömt das ISW in zwei separaten Kernen nach N (FOLDVIK et al. 1985c, DIECKMANN et al. 1986, FÜTTERER & MELLES 1990, MELLES 1991). Ein weiterer ISW-Kern mit Temperaturen  $< 2^{\circ}$  C zeigt sich im E der Filchner-Depression in Wassertiefen von 300-500 m. Seine Strömungsrichtung ist umstritten. Während CARMACK & FOSTER (1975b) ihn als Rückstromarm unter das Eis deuten, leiten HELLMER & OLBERS (1989) einen Ausstrom nach N ab. Dieser östliche Kern des ISW hat sehr wahrscheinlich keinen Einfluß auf die Sedimentation im Arbeitsgebiet, da er in den beiden hydrographischen Schnitten in Abb. 3 nicht mehr zu erkennen ist. Entweder wurde es auf dem Weg nach N durch Mischung mit anderen Wassermassen sehr stark modifiziert und/oder es fließt eng an das Schelfrelief gebunden nach N. An der nördlichen Schwelle der Filchner-Depression würde es folglich nach N bzw. NW abgelenkt werden, bevor es über den Kontinentalhang abfließen könnte.

Hydrographische Untersuchungen auf dem Schelf südlich des Arbeitsgebietes (FAHRBACH et al. im Druck) zeigen, neben dem ESW, eine weitere Wassermasse mit sehr niedrigen Temperaturen (bis  $-1,98^{\circ}$  C) und relativ geringen Salinitäten (34,2–34,32 ‰) über einem bis zu 900 m tiefen Graben, der dem Schelfeis der Halley-Bucht vorgelagert ist. Diese Wassermasse ist entlang eines SW-NE-gerichteten Profils in Wassertiefen von 150–400 m entlang der Schelfeiskante verfolgbar. Im nordwestlichen Teil eines SE-NW gerichteten Schnittes, der bei etwa 30° W und 75° S, also unmittelbar südwestlich des Arbeitsgebietes, endet, ist sie jedoch nicht mehr zu erkennen.

Die hydrographischen Untersuchungen wurden jeweils im antarktischen Sommer durchgeführt. Katabatische Winde und verstärkte Tidenströme, die im Sommer eine ausgedehnte

Küstenpolynya erzeugen, führen im Winter zu besonders hoher Meereisbildung vor den Schelfeisen (FOLDVIK 1986). Dadurch kommt es zu einer Salzanreicherung im Schelfwasser, die, vor allem in sehr strengen Wintern, zu kurzzeitiger thermohaliner Konvektion führen könnte (FOSTER 1972). Ozeanographische Untersuchungen mit POLARSTERN haben bisher auch in Winterzeiten noch keine bedeutenden Erhöhungen der Salinitäten im ESW gezeigt (mdl. Mtlg. E. FAHRBACH). Der Einfluß der durch Mischung von MWDW mit ESW bzw. WW entstehenden Wassermasse auf die Sedimentation des Kontinentalhanges kann im längerfristigen Mittel jedoch nicht ausgeschlossen werden.

Eine weitere mögliche Ursache einer Strömung mit nordöstlicher Richtung liegt im Drehsinn des Weddellwirbels. Eine Konvektion, verursacht z. B. durch Vermischung von WDW und AABW im Zentrum des Wirbels verläuft oberflächennah zyklonal, während in größeren Tiefen und am Rand eine antizyklonale Strömung erzeugt wird. Eine mögliche Erklärung der Umkehr des Drehsinnes mit der Tiefe besteht in der 'potentiellen Drehsinn-(vorticity) Erhaltung' bei tiefreichender Vermischung im Inneren des Weddellwirbels (GILL et al. 1979). Diese Möglichkeit wurde von GORDON (1991) aufgezeigt. Eine Untersuchung dieses Problems erfolgt im Rahmen der 'Weddellwirbel-Studie' (mdl. Mtlg. E. FAHRBACH).

#### 2.4. Bathymetrie des Arbeitsgebietes

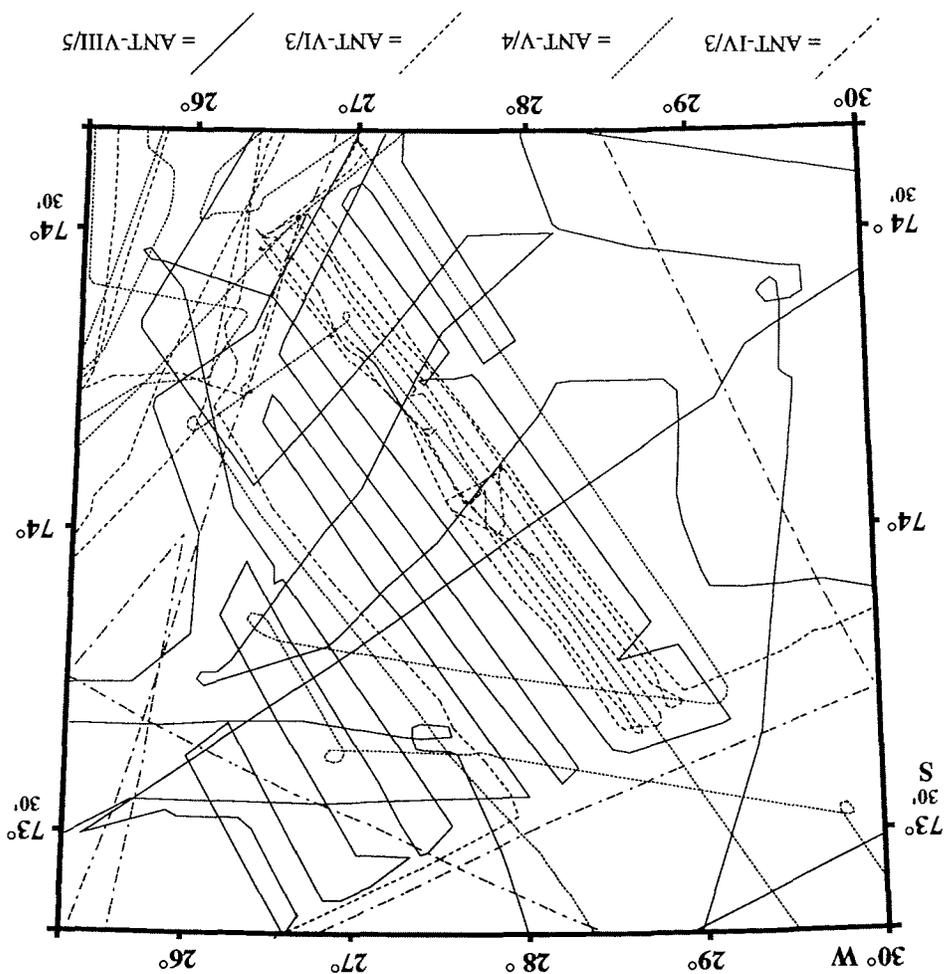
Die bathymetrischen Vermessungen an Bord von POLARSTERN wurden mit den Fächer-sonarsystemen SEABEAM (ANT-IV/3 1985/86, ANT-V/4 1986/87, ANT-VI/3 1987/88) und HYDROSWEEP (ANT-VIII/5 1989/90) durchgeführt (Abb. 4). Mit insgesamt rund 5000 Profilkilometern liegt ein sehr hoch auflösender Datensatz vor.

Die **Schelfbereiche** des Arbeitsgebietes sind sehr stark zerfurcht. Weiter nordwestlich (bei 72° W) werden diese Furchen als Eisbergschrammen gedeutet (LIEN 1981, LIEN et al. 1989). Auf dem südöstlichen Schelf treten  $\leq 50$  m hohe Moränenwälle auf. Sie verlaufen wenige km südlich parallel der steil nach N abfallenden Schelfkante. Während sie im E durchgehend vorhanden sind, zeigen sie westlich von 27° W mehrere Unterbrechungen.

Der **obere Kontinentalhang** ist im SE des Arbeitsgebietes mit bis zu 12° Neigung nach NW sehr steil. Er zeigt hier einen ausgeprägten Hangfuß. Im SW hingegen, wo er nach KUYAAS & KRISTOFFERSEN (1991) den Osteil der seewärts konvexen bathymetrischen Konturen des Crary-Fächers bildet, ist er mit 4-2° deutlich flacher. Der **mittlere Kontinentalhang** besteht aus einer mit ca. 0,8° flach nach NE geneigten, bis zu 90 km breiten Terrasse (Abb. 5). Diese zeigt im SE ein sehr rauhes Relief, das von mehreren SE-NW verlaufenden submarinen Canyons durchzogen wird. Im zentralen Teil der Terrasse erstrecken sich mehrere **morphologische Rücken** in SW-NE-Richtung (Abb. 5, schraffiert). Die maximal 300 m hohen Strukturen erreichen eine Breite von wenigen km und eine Länge von bis zu 100 km. Jeweils im SE der Rücken sind z. T. tief eingeschnittene **Rinnen** erkennbar, die parallel zu den Rücken verlaufen. Diese Rinnen- und Rückensysteme sind vor allem anhand eines

dreidimensionalen digitalen Geländemodells erkennbar (A, B & C in Abb. 6), daß mit Hilfe der flächendeckenden bathymetrischen Daten im Kernbereich des Arbeitsgebietes für die Terrasse des Kontinentalhanges erstellt werden konnte. Die Blickrichtung geht vom tiefsten Geländepunkt, d. h. von NE aus. Auf der zentralen Hangterrasse sind drei morphologische Rücken mit südlich vorgelagerten Rinnen erkennbar. Die Rinnenquerschnitte sind meist asymmetrisch. Der tiefste Punkt liegt jeweils im NW, unmittelbar vor der südöstlichen Flanke der morphologischen Rücken. Während der mittlere und der südliche Rücken lang und schmal sind, ist der nördliche breiter und eher plateauartig.

Abb. 4: Bathymetrische Vermessungsstrecken nordwestlich der Lyddan-Insel an Bord von POLARSTERN mit den Fächersonarsystemen SEABAM (ANT-IV/3 1985/86, ANT-V/4 1986/87, ANT-VI/3 1987/88) und HYDROSWEEP (ANT-VIII/5 1989/90). Die Sedi-mentechographie-Profilie (Kap. 3) wurden entlang der SEABAM-Kurse mit einem 3,5 kHz-mentechographie-System gewonnen.



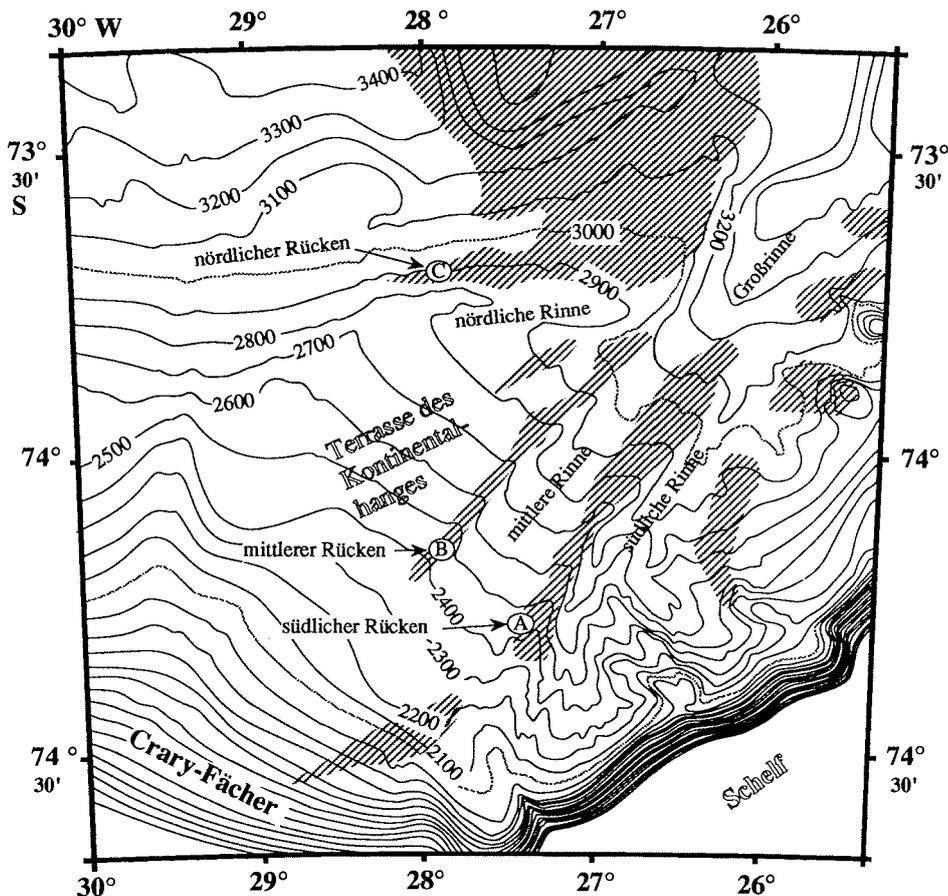
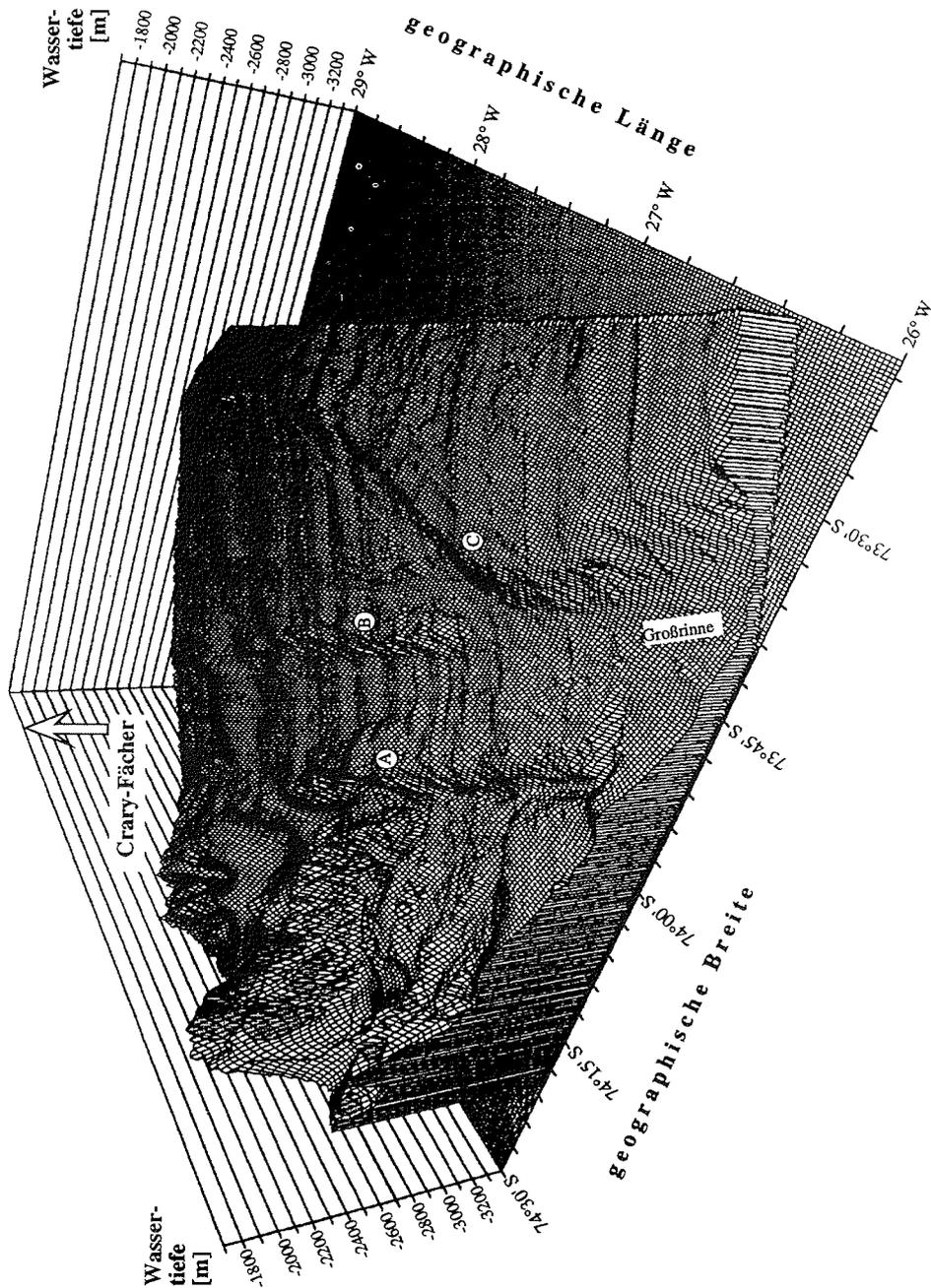


Abb. 5: Bathymetrische Karte (Isolinienabstand = 100 m) des Arbeitsgebietes nordwestlich der Lyddan-Insel (unveröff. Daten, bathymetrische Gruppe, AWI). Die morphologischen Rücken (A, B & C) sind schraffiert. Weiterhin sind drei Rinnen eingezeichnet, die im NE des Arbeitsgebietes zu einer Großrinne zusammenlaufen. Die Daten wurden mit den Fächer-sonarsystemen SEABEAM (ANT-IV/3 1985/86, ANT-V/4 1986/87, ANT-VI/3 1987/88) und HYDROSWEEP (ANT-VIII/5 1989/90) an Bord von POLARSTERN gewonnen.

Die Rücken zeigen jeweils eine steile Süd- und eine flache Nordflanke. Der südliche Rücken erhebt sich am weitesten über das Niveau der Terrasse. Die ihm vorgelagerte Rinne ist am tiefsten in den Kontinentalhang eingeschnitten. Die Rinnen vereinigen sich im NE zu einer über 10 km breiten Großrinne (Abb. 6). Diese läßt sich über das Arbeitsgebiet hinaus am unteren Kontinentalhang mehrere 100 km nach NE bis in den Bereich des Wegener Canyons verfolgen (KUHN 1991). Der **untere Kontinentalhang** fällt im N des Arbeitsgebietes mit etwa  $1,4^\circ$  nach N hin zur Tiefsee ab. Die bathymetrischen Vermessungen haben gezeigt, daß der in der GEBCO-Karte (1983) verzeichnete 'Deutschland-Canyon' im W und NW des Arbeitsgebietes in seiner bis dahin vermuteten Form nicht vorhanden ist.



**Abb. 6:** Dreidimensionale Ansicht eines digitalen bathymetrischen Geländemodells der Terrasse des mittleren Kontinentalhanges nordwestlich der Lyddan-Insel mit Lage der morphologischen Rücken (A, B & C, siehe Abb. 5) und der Großrinne im NE. Die Blickrichtung erfolgt vom tiefsten Geländepunkt, d. h. von NE aus. Der Abstand der Gitterpunkte beträgt 300 m. Zur Verfügung gestellt von S. STEINMETZ (unveröff. Daten, bathymetrische Gruppe, AWI).

### 3. SEDIMENTECHOGRAPHIE

Der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit liegt auf den durchgeführten Sedimentechnographie-Untersuchungen. Gestützt durch die Untersuchungen an Sedimentmaterial, können so die Sedimentationsprozesse des glazialmarines Sedimentationsmilieus auf der Ostseite des Cray-Fächers studiert werden.

Die Untersuchungen wurden mit zwei unterschiedlichen Systemen durchgeführt. Ein **3,5 kHz**-Sedimentecholot wurde auf den POLARSTERN-Expeditionen ANT-IV/3 (1985/86), ANT-V/4 (1986/87) und ANT-VI/3 (1987/88) und ein **PARASOUND** Sedimentechnographie-System auf ANT-VIII/5 (1989/90) eingesetzt (Abb. 3, siehe auch Kap. 10.1.2.). Ein Vergleich analoger Echogramme beider Systeme soll sowohl Unterschiede als auch Vorteile der neuen PARASOUND-Anlage aufzeigen.

Bei einer Fläche des Arbeitsgebietes von etwa 20.000 km<sup>2</sup> liegen Sedimentechnographie-Daten von rund 5.000 Profil-km vor. Das dichte Profilvernetz erlaubt sowohl die Kartierung der Eindringtiefe der Schallwellen ins Sediment als auch die Klassifikation und Kartierung von Sediment-Echotypen. Bei der Interpretation und Diskussion der einzelnen Sediment-Echotypen wird vor allem auf die für Sedimenttransport- und Ablagerung sehr wichtigen Rinnen- und Rückensysteme (Kap. 3.5.) eingegangen. Hierzu werden auch reflexionsseismische Untersuchungen als ergänzende Information herangezogen (Kap. 3.6.).

#### 3.1. Klassifikation von Sediment-Echotypen

Grundlegende Arbeiten zur Klassifikation von Sediment-Echotypen stammen von DAMUTH (1975, 1978, 1980). Er unterscheidet zwischen deutlichen (Typ I) und undeutlichen Echos. Letztere untergliedert er wiederum in zum Liegenden hin stark verlängerte (Typ II) und hyperbolische Echos (Typ III). Durch nachgestellte Großbuchstaben (A, B, C etc. ) werden die jeweiligen Sediment-Echotypen abgeleitet. Eine Reihe von Sedimentechnographie-Kartierungen beziehen sich auf die von ihm eingeführte Nomenklatur (u. a. KOLLA et al. 1976, HESSE et al. 1990), z. T. wurden zusätzlich neue Sediment-Echotypen hinzugefügt (CHOUGH et al. 1985, PRATSON & LAINE 1989).

In der hier durchgeführten Sedimentechnographie-Kartierungen wird eine neue Nomenklatur für die Klassifikation von Sediment-Echotypen vorgestellt. Sie wurde zusammen mit G. KUHN (AWI) erarbeitet. Die Namen der einzelnen Echotypen geben dabei einen direkten Aufschluß über das Erscheinungsbild im Echogramm. Die Unterteilung ist rein descriptiv und frei von einer Interpretation der Entstehung der Sediment-Echotypen. Sie erfolgt ebenfalls anhand von Symbolen bzw. Abkürzungen in englischer Sprache. Die Nomenklatur enthält somit als Kurzform bereits Informationen über den Echocharakter und ist damit weniger abstrakt als die der oben aufgeführten Arbeiten. Sie ermöglicht die Einbindung weiterer Echotypen und erleichtert damit einen Vergleich zu anderen Arbeitsgebieten. Hier

ist vor allem MELLES (1991) zu nennen, bei dem die entsprechende Nomenklatur angewandt wurde.

Die Analogaufzeichnungen der Systeme 3,5 kHz und PARASOUND zeigen vier **Haupt-Sediment-Echotypen**:

- **P:** (Prolonged) starker Bodenreflektor, keine tieferliegenden Reflektoren, geringe bis keine akustische Eindringung (0-10 m);
- **L:** (Layers) viellagige Reflektoren, parallel bis subparallel angeordnet, tiefe akustische Eindringung (30-80 m);
- **D:** (Diffraction hyperbolae) Diffraktionshyperbeln, geringe bis keine akustische Eindringung;
- **W:** (Wedging subbottoms) keilförmig angeordnete Reflektoren, akustische Eindringung bis 40 m.

**Tab. 2:** Abkürzungen und Merkmale der einzelnen im Arbeitsgebiet klassifizierten Sediment-Echotypen, sowie ein Vergleich der in dieser Arbeit angewandten Nomenklatur mit den Nomenklaturen von DAMUTH (1980) und CHOUGH et al. (1985).

eigenes Symbol	Beschreibung	DAMUTH (1980)	CHOUGH et al. (1985)
<b>Psh</b> (Prolonged shelf) Abb. 7a	alle Schelfsedimente	IA – IIIC – IIB	IA – IIIC – IIB
<b>Psl</b> (Prolonged slope) Abb. 7e	keine Subreflektoren, oberer steiler Kontinentalhang	IA – IIB	IA – IIB
<b>P</b> (Prolonged) Abb. 9a&b	keine - wenige Subreflektoren, Rinnen	IIB – IA	IIB – IA
<b>L</b> (Layers) Abb. 9a&b	viele parallele-subparallele Subreflektoren, Sedimentrücken	IB	IB-1 – IB-2
<b>Ldi</b> (Layers discontinuous) Abb. 9a&b	viele parallele-subparallele Subreflektoren, Südostflanke der Sedimentrücken	IB	IB-3
<b>PL</b> (Prolonged Layers), Abb. 7b	wenige Subreflektoren, Tiefsee-Ebene	IIA	IIA – IB-4
<b>W</b> (Wedging subbottoms) Abb. 8a&b	keilförmige Subreflektoren mit transparenter Zwischenlage, Hangterrasse	IC	IVB
<b>W/L</b> (Wedging subbottoms / Layers), Abb. 7c	keilförmige Subreflektoren mit L im Liegenden, nordöstliche Hangterrasse	IC / IB	IC – IVB / IB-1 – IB-2
<b>D/L</b> (Diffraction hyperbolae / Layers), Abb. 7f	hyperbolische Echos mit L im Liegenden, südöstliche Hangterrasse	IIIB	IVA
<b>D</b> (Diffraction hyperbolae), Abb. 7d	hyperbolische Echos ohne Subreflektoren, rauhes Relief, südöstliche Hangterrasse	IIIA	--

Weitere Sediment-Echotypen werden durch nachgestellte Indices von den Haupttypen abgeleitet. Zwei aufeinander folgende Großbuchstaben kennzeichnen Übergänge zwischen den Grundtypen. Ein Schrägstrich beschreibt die vertikale Abfolge übereinanderliegender

Echotypen. Einen Vergleich der eigenen Nomenklatur mit derjenigen von DAMUTH (1975) und der daraus abgeleiteten von CHOUGH et al. (1985) ist aus Tab. 2 ersichtlich.

Aufgrund vielfältiger Übergänge und unterschiedlicher Internstrukturen wurden nordwestlich der Lyddan-Insel auf der Ostseite des Crary-Fächers insgesamt zehn Sediment-Echotypen unterschieden (Tab. 2, Abb. 7, 8 & 9). Die Charakterisierung der einzelnen Typen erfolgt anhand der analogen PARASOUND-Aufzeichnungen.

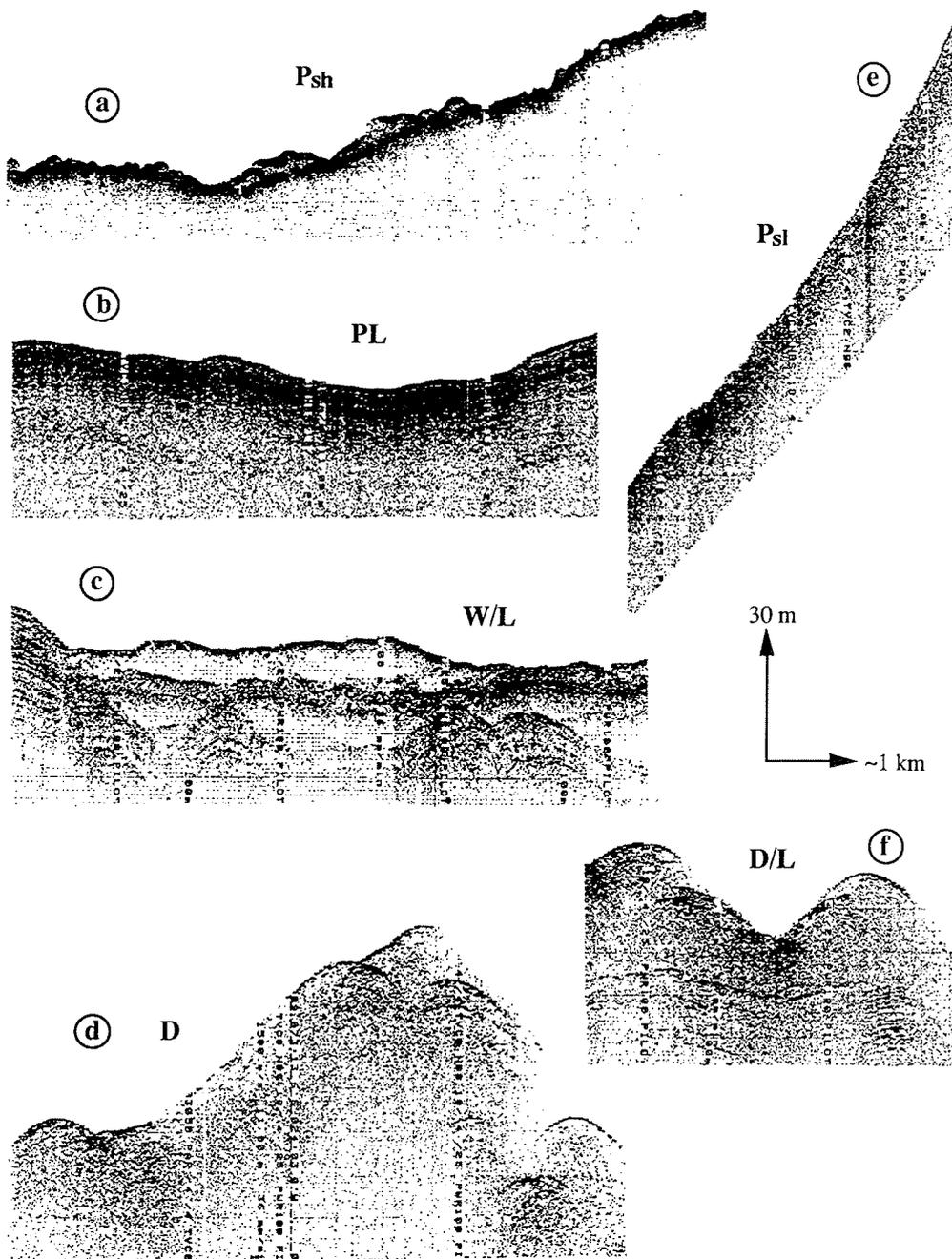
Der Sediment-Echotyp **Psh** (**Prolonged shelf**, Abb. 7a) umfaßt alle Schelfsedimente. Er zeigt i. d. R. einen starken Oberflächenreflektor und wenige bis keine Subreflektoren. Auftretende Diffraktionshyperbeln besitzen nur kleine Amplituden (< 20 m). Die akustische Eindringung ist meist gering (< 10 m).

Definitionsgemäß auf ein sehr steiles Relief (Neigungswinkel bis 12 °) beschränkt ist der Sediment-Echotyp **Psl** (**Prolonged slope**, Abb. 7e). Er ist gekennzeichnet durch einen ebenen Einzelreflektor an der Sedimentoberfläche. Selten sind kleine Diffraktionshyperbeln vertreten. Weiterhin zeigt er keinerlei akustische Eindringung und besitzt folglich keine tieferliegenden Reflektoren.

Der Sediment-Echotyp **W** (**Wedging subbottoms**, Abb. 8) ist gekennzeichnet durch starke, keilförmige Reflektoren mit einer kissenförmigen, akustisch transparenten Zwischenlage. In Gebieten geringer Reliefneigung steigt die Mächtigkeit der einzelnen kissenförmigen Sedimentkörper auf bis zu 30 m an. Die laterale Ausdehnung beträgt hangparallel nur wenige km, hangabwärts hingegen reicht sie bis zu 20 km. Die maximale akustische Eindringtiefe liegt bei 40 m. In diesen Fällen sind meist mehrere kissenförmige Lagen zu erkennen, die diskordant übereinander angeordnet und lateral verzahnt sind. Zwischen einzelnen isolierten Kissen kann die akustische Eindringung drastisch abnehmen, so daß häufig nur noch ein P-Reflektor zu sehen ist.

Beim Sediment-Echotyp **W/L** (**Wedging subbottoms / Layers**, Abb. 7c) liegt der Sediment-Echotyp **W** mit keilförmigen Reflektoren und transparenten Zwischenlagen über dem Sediment-Echotyp **L**. Die laterale Ausdehnung der einzelnen Sedimentkörper reicht von maximal 1 km hangparallel bis zu 10 km hangabwärts. Die akustische Eindringtiefe übersteigt 40 m selten.

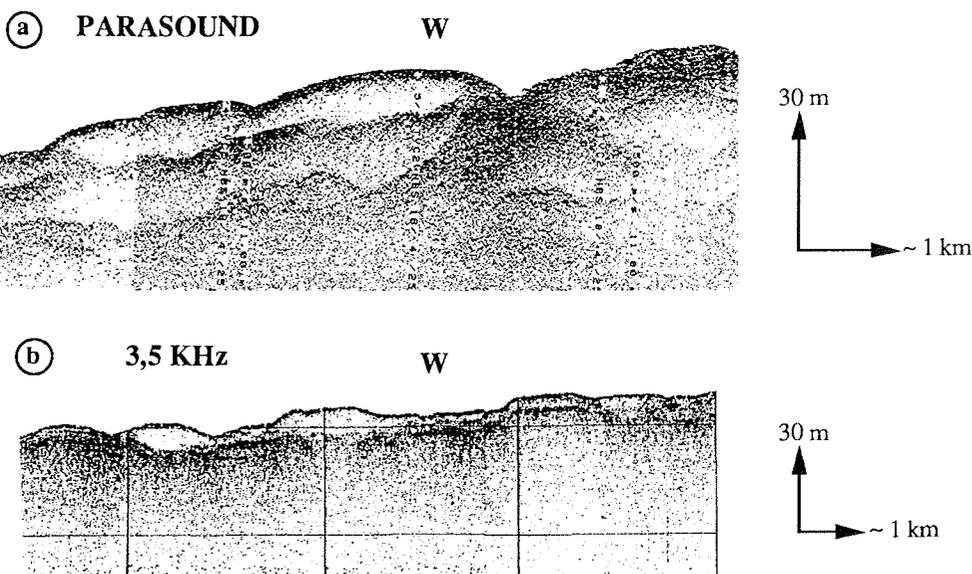
Erst ab etwa 2400 m Wassertiefe tritt, bei flacher Reliefneigung, der Sediment-Echotyp **P** (**Prolonged**, Abb. 9) auf. Er zeigt einen starken, z. T. rauhen Oberflächenreflektor. Subreflektoren sind lediglich in wenigen Fällen zu erkennen. Die akustische Eindringtiefe übersteigt nur selten 10 m. Gelegentlich auftretende Diffraktionshyperbeln besitzen nur kleine Amplituden (< 20 m).



**Abb. 7:** Sechs analoge PARASOUND-Echogramme nordwestlich der Lyddan-Insel für die Sediment-Echotypen **Psh**, **Psl**, **PL**, **W/L**, **D** und **D/L**. Deren unterschiedliche internen Merkmale sind in Tab. 2 erläutert.

Eine Vielzahl von Reflektoren, die parallel bis subparallel zur Oberfläche angeordnet sind, kennzeichnen den Sediment-Echotyp **L** (Layers, Abb. 9). Die minimale akustische Eindringtiefe ist 30 m. Die größte im Gebiet nordwestlich der Lyddan-Insel beobachtete akustische Eindringtiefe liegt bei etwa 80 m. Das Reflektionsmuster ist lateral über große Strecken hinweg konstant, einzelne Horizonte lassen sich über mehrere 10er km verfolgen.

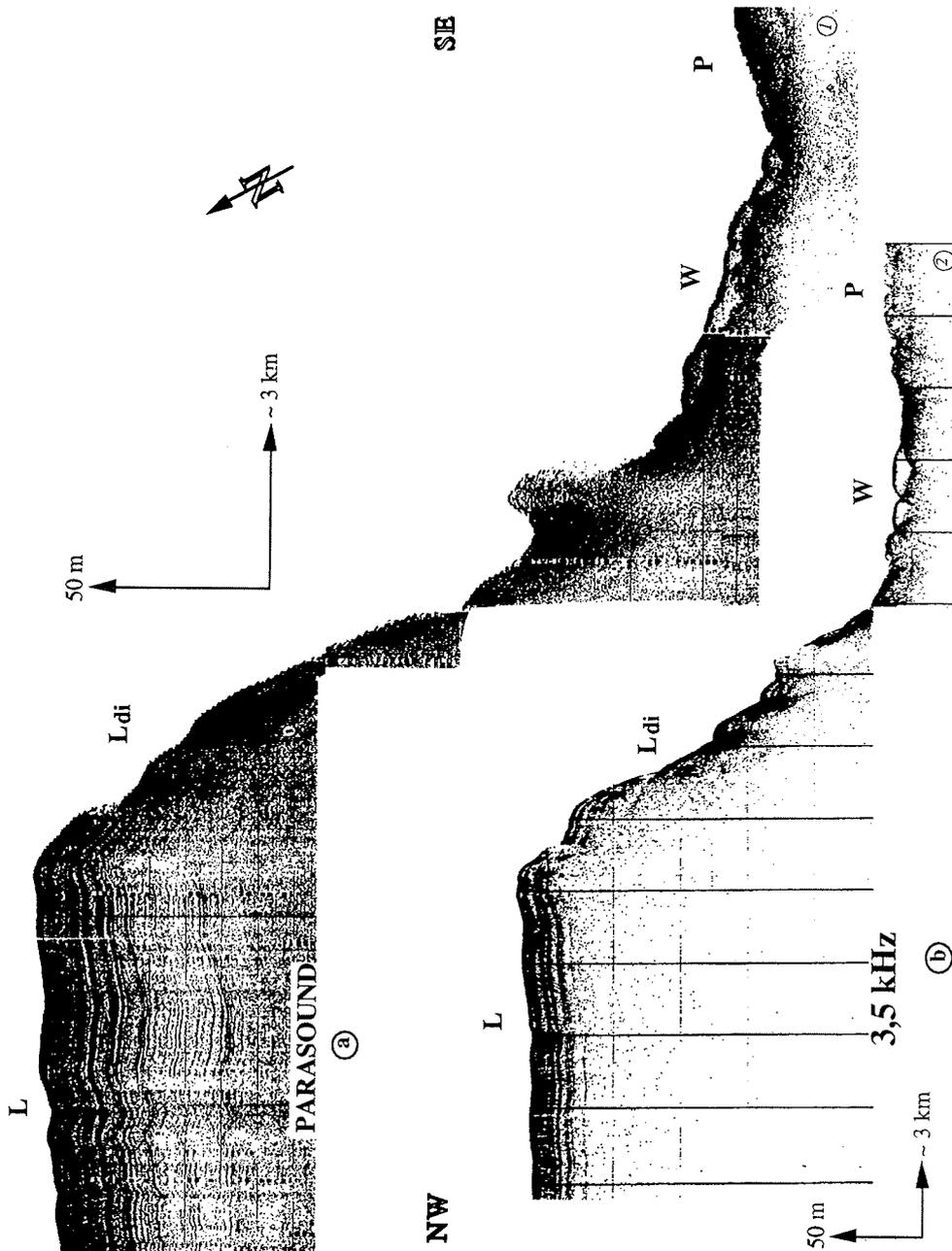
Der Sediment-Echotyp **L<sub>di</sub>** (Layers discontinuous, Abb. 9) tritt i. d. R. südlich des Echotyps **L** im Bereich steilerer Morphologie auf. Auch er besitzt eine Vielzahl von parallelen bis subparallelen Reflektoren, die jedoch intern einen treppenartigen Versatz in Richtung des Reliefabfalls zeigen. In gleicher Richtung nimmt auch die akustische Eindringtiefe von maximal 80 m rapide auf 30 m ab. Teilweise sind Diffraktionshyperbeln eingeschaltet.



**Abb. 8:** Analogaufzeichnungen der Sedimentechographie-Systeme PARASOUND (a) und 3,5 kHz (b) vom Sediment-Echotyps **W**. Die internen Merkmale von **W** sind in Tab. 2 erläutert.

Als Übergang zwischen den Echotypen **P** und **L** wurde der Sediment-Echotyp **PL** (Prolonged Layers, Abb. 7b) definiert. Bei einer maximalen akustischen Eindringtiefe von 30 m entspricht das Reflexionsmuster mit mehreren parallel bis subparallel angeordneten Reflektoren dem von **L**. Wird der **P**-Reflektor stärker, reduziert sich die akustische Eindringtiefe. Es sind weniger Subreflektoren erkennbar, die zudem auch leicht diskontinuierlich angeordnet sein können. Als Grenze zwischen **PL** und **P** wurde 10 m akustische Eindringtiefe definiert.

Als Übergang zwischen **D** und **L** wurde der Sediment-Echotyp **D/L** (Diffraction hyperbolae/Layers, Abb. 7f) definiert. **D/L** beschreibt Reflexionsmuster, die sowohl sich teilweise



**Abb. 9:** Analogaufzeichnungen zweier paralleler Sedimentechographie-Profile von PARASOUND (a) und von 3,5 kHz (b) mit Symbolen für die in Kap. 3.1. klassifizierten Sediment-Echotypen (zu den internen Merkmalen siehe Tab. 2). Die Blickrichtung erfolgt aus SW. Beide Profile verlaufen von NW nach SE, haben einen Abstand von etwa 2 km und kreuzen die Flanke des nördlichen Rückens. Die Lage der Profile ist aus Abb. 10 ersichtlich (1 = 3,5 kHz-Profil, 2 = PARASOUND-Profil).

überlappende Diffraktionshyperbeln an der Sedimentoberfläche mit stark variabler Amplitude und Wellenlänge als auch multiple Reflektoren des Echotypes **L** im Liegenden erkennen lassen. Die Muster sind sowohl an **L** als auch an rauhe Topographie gebunden und wechseln sehr kleinräumig. Die akustische Eindringtiefe liegt i. d. R. unter 40 m.

Mit **D** (Diffraction hyperbolae, Abb. 7d) wird ein Sediment-Echotyp beschrieben, der lediglich hyperbolische Echos zeigt. Diese sind sehr variabel in Amplitude (20–120 m) und Wellenlänge (1–10 km). Sie überlappen sich z. T. gegenseitig, nur selten sind Subreflektoren zu erkennen. Der Echotyp **D** tritt bei sehr rauher Topographie auf und zeigt geringe bis keine akustische Eindringung.

### 3.2. Vergleich der Systeme 3,5 kHz – PARASOUND

Die im Arbeitsgebiet klassifizierten Sediment-Echotypen lassen sich in den Analogaufzeichnungen beider System erkennen. Es sind jedoch deutliche Unterschiede in der vertikalen und räumlichen Auflösung und z. T. auch in der akustische Eindringtiefe zu erkennen.

Eine tiefere akustische Eindringung von PARASOUND wird vor allem beim Sediment-Echotyp **W** erreicht (Abb. 8a). Das 3,5 kHz-System zeigt häufig keilförmige Strukturen, die einen starken Oberflächenreflektor mit einem akustisch transparenten Bereich von 5-15 m darunter und lediglich einen diffus angedeuteten Subreflektor besitzen (Abb. 8b). Teilweise überlappen Diffraktionshyperbeln benachbarte Strukturen. PARASOUND zeigt bei wesentlich höherer akustischer Eindringtiefe (bis zu 40 m), daß im Liegenden des 3,5 kHz-Basisreflektors weitere keilförmige Strukturen zu erkennen sind, die sich diskordant überlagern und lateral miteinander verzahnt sind (Abb 8a).

Eine höhere akustische Eindringtiefe ist auch beim Sediment-Echotype **W/L** zu erkennen. Dadurch wird eine bessere Dokumentation des Sediment-Echotypes **L** im Untergrund erreicht.

Im Sediment-Echotyp **L** läßt das 3,5 kHz 5-15 Reflektoren erkennen (Abb. 9b). PARASOUND zeigt bei wesentlich höherer vertikaler Auflösung 30-60 Reflektoren an (Abb. 9a), wobei die akustische Eindringung um 5-10 m höher ist (WEBER 1990). Eine höhere vertikale Auflösung ist auch beim Sediment-Echotyp **PL** zu erkennen.

Bei den Sediment-Echotypen **D** und **DL** sind Diffraktionserscheinungen mit Hilfe von PARASOUND deutlich reduziert. Durch die erhöhte räumliche Auflösung sind, vor allem beim Typ **D/L** stellenweise noch Strukturen erkennbar, die das 3,5 kHz wegen gegenseitiger Überlappung von Diffraktionshyperbeln nicht mehr aufzulösen vermag.

Die oben gemachten Ausführungen zeigen, daß vor allem das PARASOUND-Sedimentechographie-System neue Möglichkeiten gegenüber dem 3,5 kHz-Sedimentecholot bietet:

- Durch die höhere räumliche Auflösung werden Diffraktionserscheinungen verringert, die Sedimentstrukturen lassen sich detaillierter analysieren und interpretieren.
- Die höhere vertikale Detailauflösung gibt ein wesentlich genaueres Bild über die Schichtenabfolge. Eine exakte Korrelierung einzelner Reflektoren im Echogramm mit Sedimentschichten im erbohrten Kernmaterial wird dadurch wesentlich erleichtert bzw. erst ermöglicht.
- Die höhere akustische Eindringtiefe bei bestimmten Echotypen gewährt einen Blick in tiefere Sedimenteinheiten.

### 3.3. Kartierung der akustischen Schall-Eindringtiefe

Unabhängig von der Klassifizierung und Kartierung einzelner Sediment-Echotypen wurde im gesamten Gebiet die akustische Eindringtiefe des Sedimentechographie-Systems PARASOUND kartiert. Die Eindringtiefen sind in 10 m-Intervallen (Abb. 10) dargestellt. Die Messungen wurden bei einer Frequenz von 4 kHz und einer Pulslänge von 1 ms durchgeführt. Die Eindringtiefe im Sediment ist auf eine Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s bezogen.

Gebiete mit tiefer akustischer Eindringung erscheinen auf den Sedimentrücken. Nach MILLIMAN (1988) findet in solchen Gebieten überwiegend **Sediment-Akkumulation** statt. Geringe akustische Eindringung erscheint in den Rinnen und am steilen oberen Kontinentalhang und ist typisch für Gebiete, in denen überwiegend **Erosion** und/oder Sedimentation von grobkörnigem Sedimentmaterial stattfindet. Eine detaillierte Interpretation der akustischen Schall-Eindringtiefen bezogen auf die einzelnen Sediment-Echotypen erfolgt in Kap. 3.4. und 3.5.

### 3.4. Kartierung und Interpretation der Sediment-Echotypen

Das dichte Profilnetz (Abb. 4) erlaubt eine detaillierte Kartierung der zehn für das Gebiet nordwestlich von der Lyddan-Insel klassifizierten Sediment-Echotypen (Abb. 11) anhand von 3,5 kHz- und PARASOUND-Aufzeichnungen. Die Sediment-Echotypen **P**, **L** und **L<sub>d</sub>** kennzeichnen die auf der Terrasse des Kontinentalhanges liegenden Rücken- und Rinnensysteme. Sie werden im Kap. 3.5. diskutiert und interpretiert.

Der Sediment-Echotyp **P<sub>sh</sub>** kommt auf dem Schelf im Süden des Arbeitsgebietes vor. Die analysierten Oberflächenproben zeigen hier die höchsten Kies- und Sandgehalte (Kap. 4.3.1.). Die Ursache für die allgemein geringe akustische Eindringtiefe der Schallwellen kann sowohl in der Grobkörnigkeit (DAMUTH 1978) als auch in der Überkompaktion der oberflächennah anstehenden Sedimente liegen. Eine Überkompaktion der Schelfsedimente durch auflagerndes Inlandeis wird zumindest für das letzte glaziale Maximum von ELVERHØI (1981) für das südliche und südöstliche Weddellmeer angenommen.

Der Sediment-Echotyp **P<sub>sl</sub>** schließt sich nördlich des Sediment-Echotypen **P<sub>sh</sub>** an und kennzeichnet den sehr steilen oberen Kontinentalhang von 600-2000 m Wassertiefe im SE

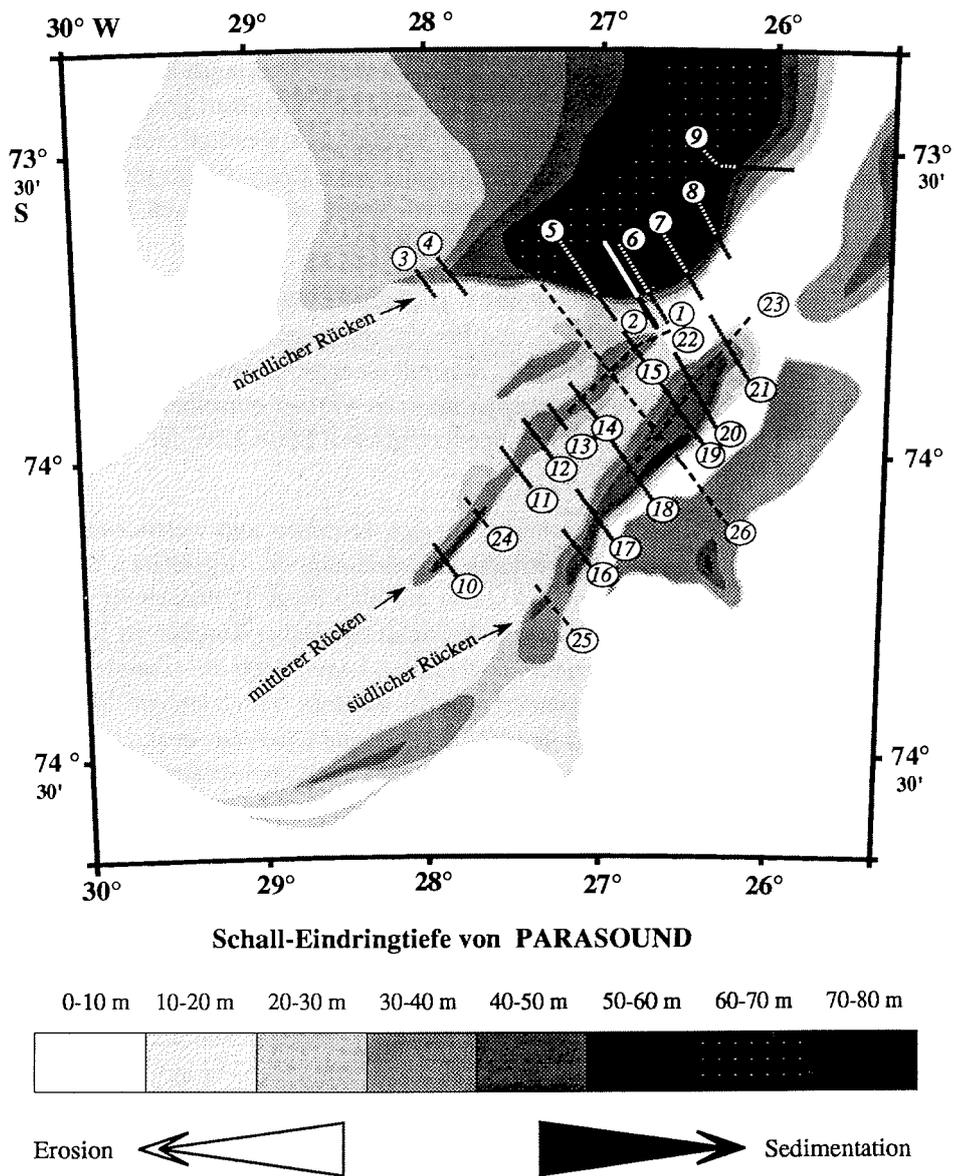
und den flacheren von 600-1300 m Wassertiefe im SW . Die starke Reliefneigung führt zu einer Streuung der Signale (ROSTEK 1991) und verhindert das Eindringen der Schallwellen. Die Reliefneigung dürfte auch dafür verantwortlich sein, daß Sediment gravitativ hangabwärts transportiert wird (DAMUTH 1978). **Ps1** wurde auch westlich von 30° W von MELLES (1991) kartiert. Da der Kontinentalhang nördlich des Crary-Troges jedoch deutlich flacher als derjenige im SE des Arbeitsgebietes ist, wurde von MELLES (1991) nicht zwischen **Ps1** und **P** unterschieden.

Der Sediment-Echotyp **PL** tritt zwischen **P** und **L** großräumig im N des Arbeitsgebietes auf. Er zeigt einen fließenden Übergang zu **L** und kennzeichnet dessen distale Bereiche. Die akustische Eindringtiefe ist geringer als bei **L**, was mit einer geringeren Sedimentationsrate korreliert (siehe auch Kap. 3.5.). Der diskontinuierliche Verlauf einzelner Subreflektoren deutet auf einen im Vergleich zu **L** stärkeren hemipelagischen Einfluß bei der Sedimentation hin (YOON et al. 1991).

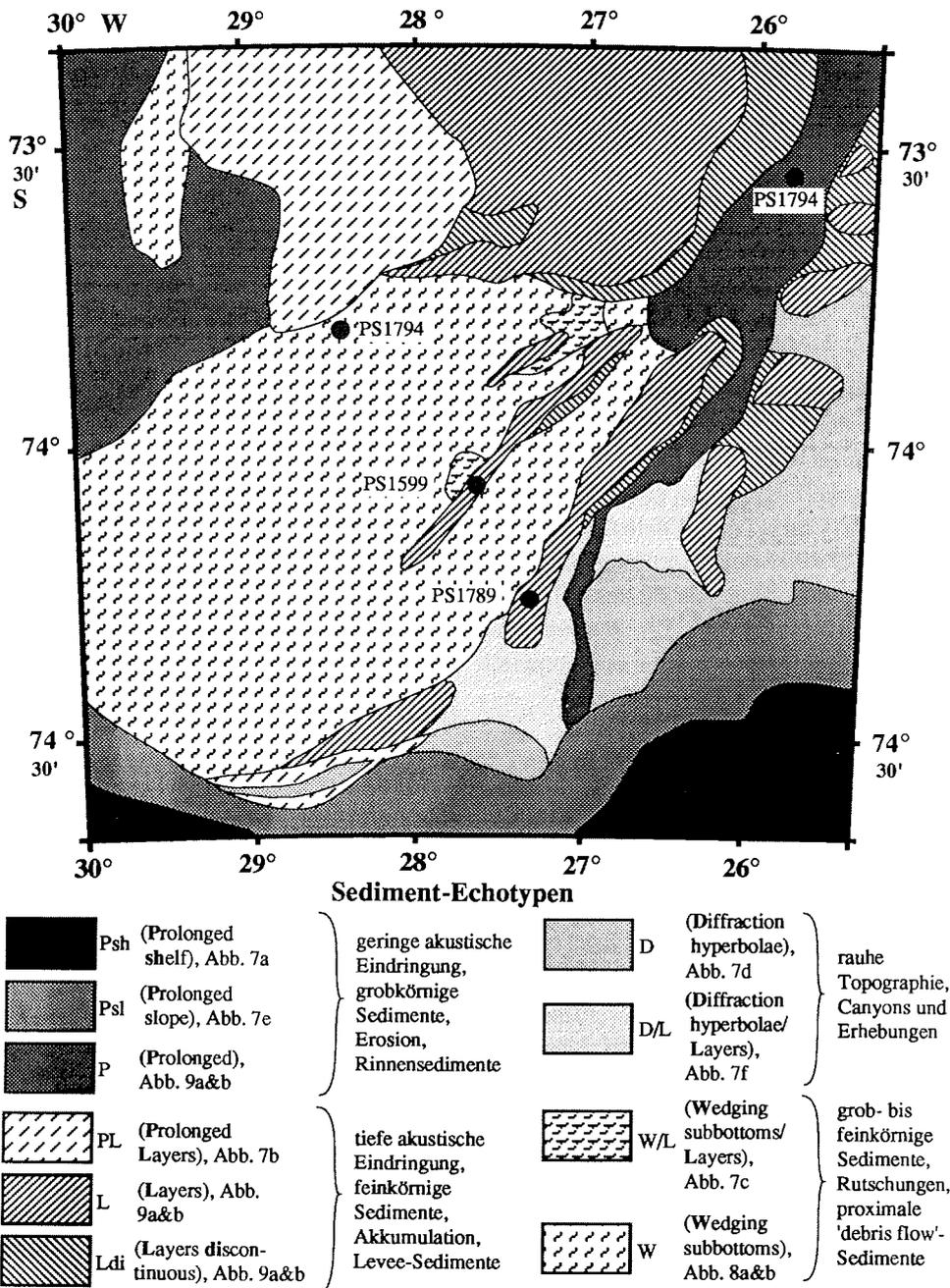
Der Sediment-Echotyp **W** ist kennzeichnend für den zentralen und westlichen Teil der Hangterrasse. Im W ist er aufgrund der steileren Reliefneigung im Allgemeinen eher flachkeilförmig ausgebildet. Subreflektoren sind lateral nur über kurze Distanzen zu verfolgen. Das Reflexionsmuster wechselt folglich sehr kleinräumig. Daher konnten in weiten Bereichen weder die akustisch transparenten kissenartigen Lagen noch die Gebiete, in denen lediglich **P**-Reflektoren auftreten, gesondert kartiert werden. Vergleichbare Reflexionsmuster werden von EMBLEY (1980) für den Nordatlantik und CHOUGH et al. (1985) für die Labrador-See beschrieben. Der Sediment-Echotyp **W** ist auch in einer Kartierung westlich von 30° W (MELLES 1991) auf dem Kontinentalhang zu verfolgen. Aufgrund der höheren Profildichte im NW des Arbeitsgebietes konnte bei der hier durchgeführten Kartierung zusätzlich der Sediment-Echotyp **P** abgegrenzt werden (Abb. 11).

Die Station PS1790 liegt im Bereich des Sediment-Echotyps **W** (Abb. 11). Deutliche Subreflektoren der Sedimentechographie korrelieren mit höheren Sandgehalten im Sedimentkern. Die Korngrößenanalyse an PS1790 zeigt recht konstante mittlere Korngrößen, Schiefe- und Kurtosiswerte in der Siltfraktion bei gleichzeitig stark wechselnden Kies-, Sand-, Silt- und Tonanteilen (Kap. 6.4.). Damit ist angedeutet, daß kaum Strömung auf die Sedimentation eingewirkt haben kann. Es ist eher wahrscheinlich, daß es sich bei den Sedimenten des Echotyps **W** um **Rutschmassen** handelt. Auch CHOUGH (1978) und CHOUGH et al. (1985) deuten Sedimente, die im Echogramm ein deutliches Bodenecho mit einer akustisch transparenten Zwischenlage und darunter liegenden Subreflektoren (Typ IVB, siehe Tab. 2), als 'debris flow'-Sedimente in Eintiefungen des Kontinentalhanges. EMBLEY (1980) interpretiert entsprechende Reflexionsmuster als Massenbewegung ('mass flow'), die genetisch zwischen einer Rutschung und einem turbiditischen Sedimenttransport stehen.

Nach STOW (1985) sind Rutschungen ab etwa 0,5° Hangneigung möglich. Aufgrund der lateralen Ausdehnung der einzelnen Sedimentkörper (Kap. 3.1.) und aufgrund der Reliefneigung der Hangterrasse von etwa 0,8° nach NE wird ein Transport in nordöstlicher Richtung angenommen. Als Liefergebiet kommt vor allem der obere Kontinentalhang des Crary-



**Abb. 10:** Karte der akustischen Eindringtiefe der Schallwellen von PARASOUND ins Sediment (Frequenz 4 kHz, Pulslänge 1 ms, für eine Schallgeschwindigkeit von 1500 m/s im Sediment) mit Lage des PARASOUND- (1) und 3,5 kHz-Profiles (2) in Abb. 9, den PARASOUND-Profilen über den nördlichen Sedimentrücken (3-9) in Abb. 12, den PARASOUND-Profilen über den mittleren (10-15) und südlichen Sedimentrücken (16-21) in Abb. 13 und den reflexionsseismischen Profilen (22-26) in Abb. 14 & 15. Gebiete mit tiefer akustischer Eindringung sind generell gekennzeichnet durch hohe Sedimentationsraten, während in Gebieten mit geringer akustischer Eindringung grobkörniges Sediment vorhanden ist bzw. Erosion stattfindet.



**Abb. 11:** Karte der Sediment-Echotypen des Kontinentalrandes nordwestlich der Lyddan-Insel auf der Ostseite des Cary-Fächers basierend auf PARASOUND- und 3,5 kHz-Aufzeichnungen (schwarze Kreise = Probenstationen auf die in Kap. 3 Bezug genommen wird). Die einzelnen Echotypen sind in Tab. 2 erläutert und in Abb. 7, 8 & 9 dargestellt.

Fächers im SW in Frage. Er ist mit  $4-2^\circ$  deutlich flacher als der südöstliche obere Kontinentalhang ( $\leq 12^\circ$ ) und geht mehr oder minder fließend in die Hangterrasse über. Flachkeilförmig ausgebildete Sedimente des Echotyps **W** sind in südwestlicher Richtung bis in relativ geringe Wassertiefen von etwa 1300 m verfolgbare. Auf dem südwestlichen oberen Kontinentalhang ist somit eine Sedimentakkumulation angedeutet, die auf dem südöstlichen oberen Kontinentalhang (Sediment-Echotyp **PsI**) nicht stattgefunden hat. Akkumulierendes Sedimentmaterial würde im SE aufgrund der starken Reliefneigung als Turbidit den tieferen Teilen des Kontinentalhanges zugeführt werden. Die Akkumulation im SW hingegen bewirkt aufgrund der geringen Reliefneigung eine langsame Rutschbewegung der Sedimente nach NE.

Die auf dem südwestlich gelegenen Filchner-Schelf abgelagerten Sedimente stammen überwiegend aus dem Transanarktischen Gebirge, wie die rezenten Eisflußlinien östlich der Berkner-Insel belegen (DREWRY 1983). Durch wiederholte Vorstöße des Inlandeises wurden die Schelfsedimente erodiert (ELVERHØI & MAISEY 1983, Kap. 2.2.). Dadurch entstand der Crary-Trog ('Filchner-Rinne', Abb. 1 & 2). Die erodierten Sedimente wurden über den Crary-Fächer dem Kontinentalhang zugeführt. Seit dem Oligozän hat sich auf diese Weise die Schelfkante des Filchner-Schelfs um rund 110 km nach N verlagert (KUYVAAS & KRISTOFFERSEN 1991). Die Sedimentzufuhr des Crary-Fächers auf den Kontinentalhang des Arbeitsgebietes ist auch im Spätquartär sehr hoch, wie der weitverbreitete Sediment-Echotyp **W** anzeigt.

Der Sediment-Echotyp **W/L** tritt regional untergeordnet auf und ist an das Vorkommen von **L** zwischen dem mittleren und nördlichen plateauartigen Rücken gebunden. Der Sediment-Echotyp **L** im liegenden Teil von **W/L** könnte auf eine ehemalige Verbindung der beiden Rücken hindeuten, die anschließend von Sedimenten des Echotyps **W** gefüllt wurde.

Die Sediment-Echotypen **D** und **D/L** sind auf den Fuß des steilen oberen Kontinentalhanges und auf die südöstlichen Teile der Hangterrasse beschränkt. **D/L** kennzeichnet Gebiete, in denen der Sediment-Echotyp **L** im Liegenden von **D** nachgewiesen werden konnte. In dem durch hyperbolische Echos gekennzeichneten, rauhen Relief sind kleinere Erosionsrinnen in Vertiefungen und viellagige Reflektoren in Erhebungen erkennbar. Ablagerungen die durch gravitative Transportprozesse gesteuert werden, können nach DAMUTH & HAYES (1977) hyperbolische Echos erzeugen. Gravitative Transportprozesse sind am Kontinentalhang des südöstlichen und östlichen Weddellmeeres weit verbreitet (WRIGHT et al. 1979, 1983, WRIGHT & ANDERSON 1982). Sie könnten Sedimente vom äußeren Kontinentalschelf und vom steilen oberen Kontinentalhang auf die Terrasse des Kontinentalhanges transportiert und so ein sehr rauhes Erosionsrelief erzeugt haben. Kleinere Vorkommen des Sediment-Echotyps **L**, die auf eine Strömungsablagerung hinweisen, sind in Erhebungen erkennbar. Es ist daher wahrscheinlich, daß die durch gravitative Prozesse abgelagerten Sedimente weiter durch Strömung aufgearbeitet werden.

Beim Sediment-Echotyp **D** ist die Aufarbeitung durch gravitative Prozesse und Strömung vermutlich so weit fortgeschritten, daß wegen der vielen Diffraktionshyperbeln, die das Relief erzeugt, kein anderer Sediment-Echotyp zu erkennen ist. Es ist davon auszugehen, daß Erosion in diesen Gebieten auch stärker kompaktierte Sedimente freigelegt und/oder ein grobkörniges Reliktsediment zurückgelassen hat. Beide Prozesse erzeugen ein schallharten Oberflächenreflektor, der die geringe akustische Eindringung des Signals bewirkt.

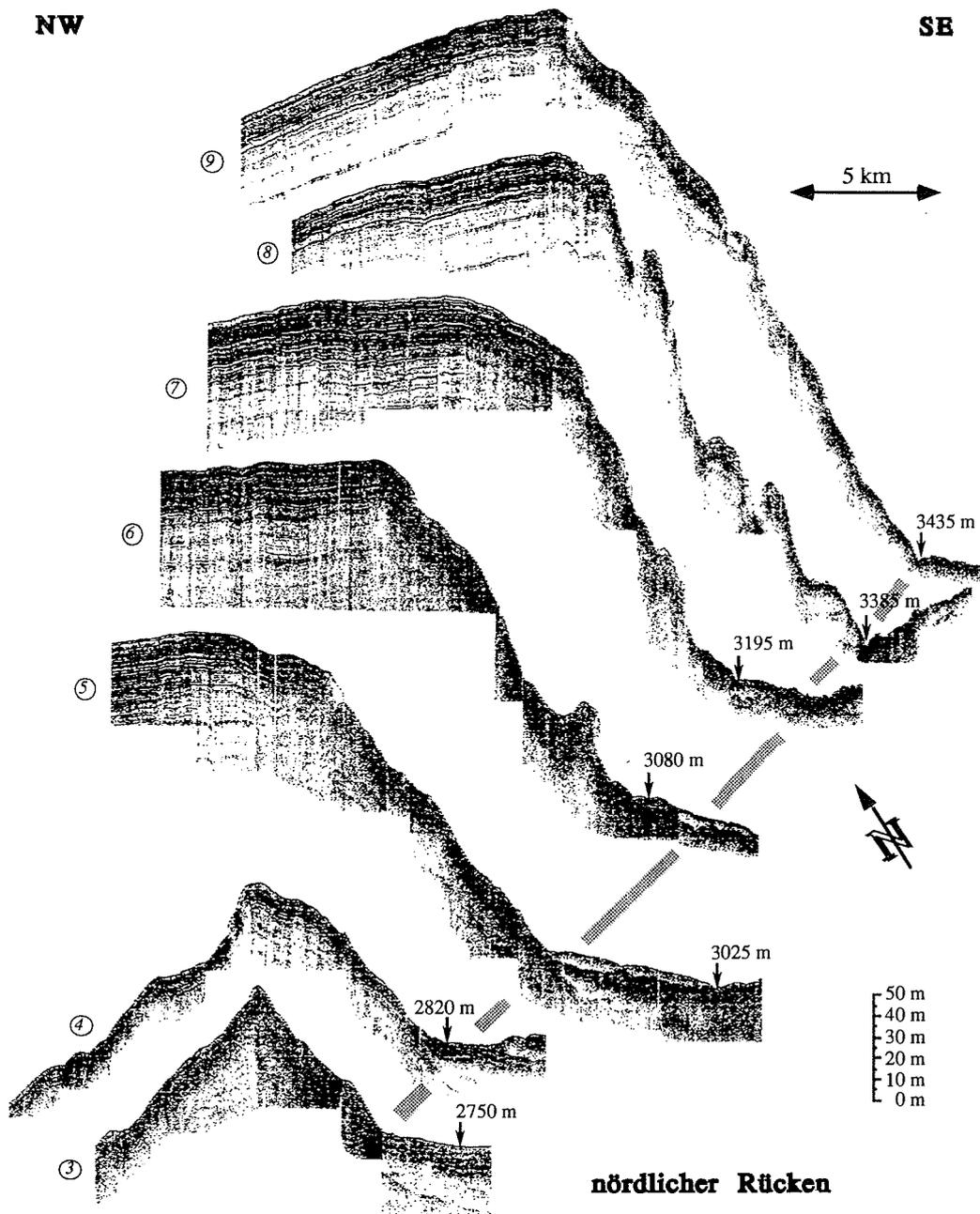
### 3.5. Rinnen- und Rückensysteme

Den SW-NE verlaufenden Rücken sind im SE parallel verlaufend schallharte Böden des Sediment-Echotyps **P** vorgelagert (Abb. 12 und 13). Morphologisch bildet dieser Sediment-Echotyp **Rinnen**. Mehrere solcher Rinnen vereinigen sich im NE des Arbeitsgebietes zu einer Großrinne (Kap. 2.4., Abb. 5 & 6). Die südöstliche, schelfnahe Rinne ist mit bis zu 300 m am tiefsten in den Kontinentalhang eingefurcht. **P** ist hier durchgehend vorhanden. An einigen Stellen der Rinnen sind kleine Diffraktionshyperbeln mit relativ regelmäßiger Amplitude (~ 10 m) und Wellenlänge (~ 200-400 m) zu erkennen (Typ IIIC nach DAMUTH 1980). In den beiden Rinnen, die dem nördlichen und mittleren Rücken vorgelagert sind, ist, westlich von etwa 26°30' W, **P** nur stellenweise innerhalb des Sediment-Echotyps **W** zu erkennen. Der schallharte Oberflächenreflektor, die geringe akustische Eindringtiefe und keine tiefer liegenden Reflektoren deuten nach DAMUTH (1975) und MILLIMAN (1988) auf grobkörnige und/oder stärker kompaktierte Sedimente hin.

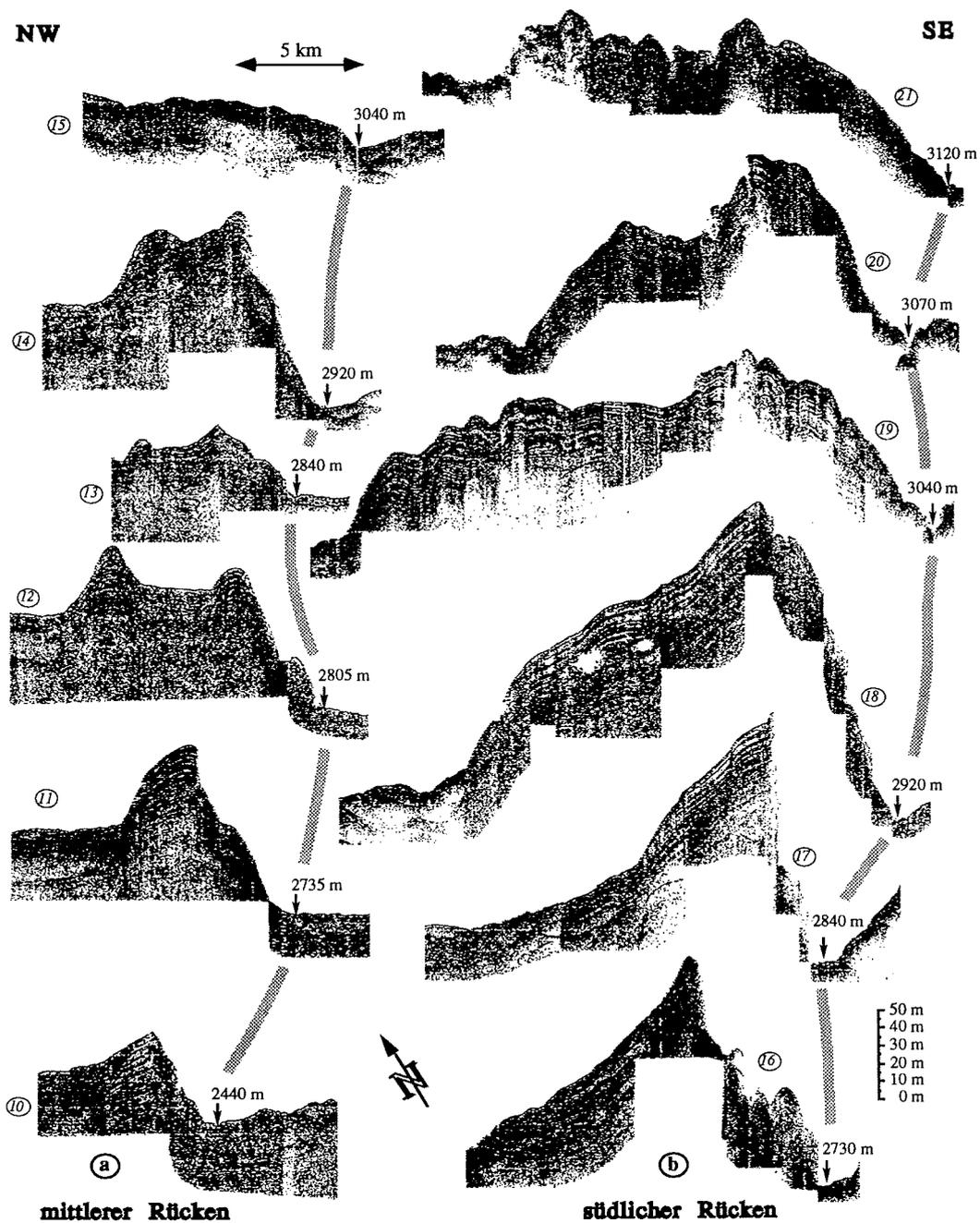
Auf der Station PS1794 wurde während ANT-VIII/5 versucht, die Sedimente der Rinnen im NE des Arbeitsgebietes (Abb. 11) zu beproben. Das 3 m lange Schwerelot (SL) erbrachte leider keinen Kerngewinn, mit dem Großkastengreifer (GKG) hingegen konnten 29 cm Sediment gewonnen werden (WEBER 1991a). Korngrößenanalysen an der GKG-Station zeigen, im Unterschied zu allen weiteren untersuchten Stationen, relativ grobkörnige Sedimente (Mittel- bis Feinsande, Kap. 10.2., Tab. 13, Teil 1) unterhalb von 15 cm bis zur Basis des GKG an. Zum Hangenden hin sind wiederum, wie auf dem Kontinentalhang des Arbeitsgebietes typisch, siltig-tonige Sedimente vorhanden.

In der nordöstlichen Verlängerung der Großrinne wurde während ANT-VIII/5 eine Strommesserverankerung (AWI213) ausgebracht (mdl. Mtlg. G. KUHN & E. FAHRBACH, AWI, Kap. 5.2.2.). Sie zeigt eine nach NE gerichtete kontinuierliche Bodenströmung von 4-7 cm/s an. Es wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, daß die Strommesserdaten der Verankerung AWI213 repräsentativ für das Strömungsbild in den untersuchten Rinnen sind. Die Fließrichtung zeigt nach NE und somit entgegen des im Uhrzeigersinn fließenden Weddell-Wirbels, der laut CARMACK & FOSTER (1977), DEACON (1979) und GORDON et al. (1981) alle Wassermassen umfaßt (siehe auch Kap. 2.3.).

Die sehr gut sortierten, relativ grobkörnigen Sedimente der Station PS1794-2 in 22-29 cm Kerntiefe (Sortierung bis 0,29  $\phi^\circ$ , Kap. 10.2., Tab. 13, Teil 1) deuten auf eine noch deutlich



**Abb. 12:** Folge von sieben NW-SE gerichteten PARASOUND-Profilen über die Südostflanke des nördlichen plateauartigen Sedimentrückens mit den jeweils im SE vorgelagerten Rinnen. Die Blickrichtung erfolgt aus SW. Die Entfernung von Profil 3-9 beträgt rund 60 km. Die Lage der einzelnen Profile ist aus Abb. 10 ersichtlich.



**Abb. 13:** Folge von jeweils sechs NW-SE gerichteten PARASOUND-Profilen über den mittleren (a) und südlichen Sedimentrücken (b) mit den jeweils im SE vorgelagerten Rinnen. Die Blickrichtung erfolgt aus SW. Die Entfernung der Profile 10-15 und 16-21 beträgt jeweils rund 55 km. Die Lage der Profile 10-21 ist aus Abb. 10 ersichtlich.

höhere Strömungsaktivität in jüngster geologischer Vergangenheit hin (WEBER 1991a). Die Bereiche innerhalb der Rinnen, die durch kleine Diffraktionshyperbeln gekennzeichnet sind, werden, in Analogie zu Sedimentechographie-Untersuchungen während ANT VIII/5 im Wegener Canyon (nordwestlich Kapp Norvegia, Abb. 2), als Hauptströmungsgebiet innerhalb der Rinne angesehen. Es sind kleinräumige Erscheinungen, deren Kartierung über größere Entfernungen nicht gelingt. Nach DAMUTH & HAYES (1977) handelt es sich dabei um Sedimentations- und Ablagerungsbereiche innerhalb einer Rinne (Typ IIIC), wobei primär grobkörniges Sediment abgelagert und Feinkörniges erodiert bzw. in Suspension gehalten wird.

Bei der Drainage kann es sich zum einen um kontinuierliches Abströmen von kälteren und dichteren Bodenwassermassen handeln, die als **Konturströme** in den Rinnen kanalisiert werden (KUHN 1989, WEBER 1991a, 1991b). Diese Wassermasse kann durch thermohaline Konvektion unter den Schelfeisen oder durch verstärkte Meereisbildung entstehen (Kap. 7.6.). Zum anderen können jedoch auch **turbiditische Ströme** zum Sedimenttransport in den Rinnen beitragen. Eine detaillierte Diskussion der beteiligten Transport- und Sedimentationsprozesse erfolgt unter Einbeziehung der Sedimentdaten in Kap. 7.6.

Der Sediment-Echotyp L kennzeichnet die SW-NE-verlaufenden **Sedimentrücken** (Abb. 12 & 13). Im nördlichen plateauartigen Rücken sind die parallelen Subreflektoren bis weit nach N verfolgbar, wo sie z. T. bei leicht welliger Topographie auftreten. Der kontinuierliche Verlauf der Reflektoren läßt darauf schließen, daß weder Erosion noch gravitative Transportprozesse am Aufbau des Sediment-Echotyps L beteiligt sind. Im südöstlichen Teil der Terrasse des Kontinentalhangs, die eine sehr rauhe Topographie besitzt, sind kleinere, isolierte Vorkommen des Sediment-Echotyps L in Erhebungen erkennbar.

Die allgemein hohen akustischen Eindringtiefen legen nach MILLIMAN (1988) den Schluß nahe, daß es sich um wenig kompaktierte, feinkörnige und mit hoher Sedimentationsrate abgelagerte Sedimente handelt. Untersuchungen an den Stationen PS1599 und PS1789 (Abb. 11) belegen, daß die Sedimente des Echotyps L feinflaminiert sind (Kap. 7.2.2.) und ein siltig-toniges Korngrößenspektrum besitzen (Kap. 6.4.1.). Die Sedimentationsraten in den Sedimenten der Rücken war im letzten glazialen Maximum außergewöhnlich hoch für den Kontinentalhang des Weddellmeeres. Sie lagen im Mittel bei 250 cm/1.000 Jahre (Kap. 7.4.).

Die akustischen Eindringtiefen auf den Sedimentrücken sind deutlich asymmetrisch verteilt. Das Maximum liegt jeweils auf der der Rinne zugewandten Seite (Abb. 10). Ausgehend vom Top des nördlichen plateauartigen Sedimentrückens, also unmittelbar nordwestlich der südlich vorgelagerten Großrinne (Abb. 5 & 6), wurde eine Kartierung der Tiefenlage einzelner Reflektoren in nordwestlicher Richtung vorgenommen. Die Tiefenlage der tiefsten im Echogramm verzeichneteten Reflektoren reduziert sich auf einer Länge von etwa 35 km um 70-80 %, d. h. die Schichtenfolge umfaßt 35 km nördlich des Tops nur noch 1/4-1/5 ihrer ursprünglichen Mächtigkeit. Die akustische Eindringtiefe nimmt in gleicher Richtung um etwa

60-70% ab. Für den Sediment-Echotyp **L** wird folglich davon ausgegangen, daß akustische Eindringtiefe und Sedimentationsrate direkt miteinander in Beziehung stehen.

Die in den Rinnen nach NE kanalisierten Ströme werden, beeinflusst durch die **Coriolis-Kraft**, nach links, d. h. nach W abgelenkt. Das in den oberen Teilen der Strömung in Suspension gehaltene Feinmaterial kann bei entsprechend großem Volumen der Strömung über den Top der nordwestlichen Rinnenflanke auf die Sedimentrücken gelangen und dort sedimentieren. Dadurch wird ein natürlicher '**Levee**' auf der Nordwestflanke der Rinnen in Form der Sedimentrücken aufgebaut (KUHN 1988, WEBER 1991a, KUHN & WEBER eingereicht). Der proximale Sedimenteintrag aus der vorgelagerten Rinne heraus wäre dabei deutlich höher als der distale, was durch die asymmetrische Verteilung der akustischen Eindringtiefen angezeigt wird (WEBER 1991b). Weiter im Westen bei 74° S, 35° W und bei 72° S, 32° W ziehen vergleichbare Rinnen- und Rückensysteme den Kontinentalhang hinunter (FÜTTERER & MELLES 1990, KUHN 1990, MELLES 1991, MELLES & KUHN eingereicht). Sie sind auch in der Tiefsee im zentralen bis nordwestlichen Weddellmeer zu beobachten (WEBER 1992). Eine detaillierte Diskussion der Levee-Bildungen erfolgt unter Berücksichtigung der Sedimentdaten in Kap. 7.6.

Zwischen den **P**-Reflektoren der Rinne und den **L**-Reflektoren der Rücken tritt der Sediment-Echotyp **L<sub>dj</sub>** an der steilen Südostflanke der Sedimentrücken auf. Der intern treppenartige Versatz der Reflektoren in Richtung der Reliefneigung deutet auf postsedimentäre Abscherungen und Gleitungen hin (SATTERFIELD & BEHRENS 1990). Die z. T. drastische Reduktion der akustischen Eindringtiefe, sowie das stellenweise Auftreten kleinerer Diffraktionshyperbeln, zeigen den Massenverlust an den Rinnenflanken an (Abb. 12 & 13). Die gravitativ nach SE transportierten Sedimente werden wahrscheinlich unmittelbar am Fuß der Rinnenflanke abgelagert, wie das an einigen Stellen zu verzeichnende Auftreten des Sediment-Echotyps **W** anzeigt. Diese Interpretation gilt vorrangig für die Großrinne im NE. Im Zentralbereich des Arbeitsgebietes ist **W** jedoch kennzeichnend für eine langsame Rutschbewegung der Sedimente nach NE Kap. 3.4.). Der am Fuß der jeweiligen nordwestlichen Rinnenflanke auftretende Sediment-Echotyp **W** enthält hier folglich Sedimente, die sowohl von den Rinnenflanken nach SE als auch von Gebieten weiter südwestlich nach NE bewegt wurden.

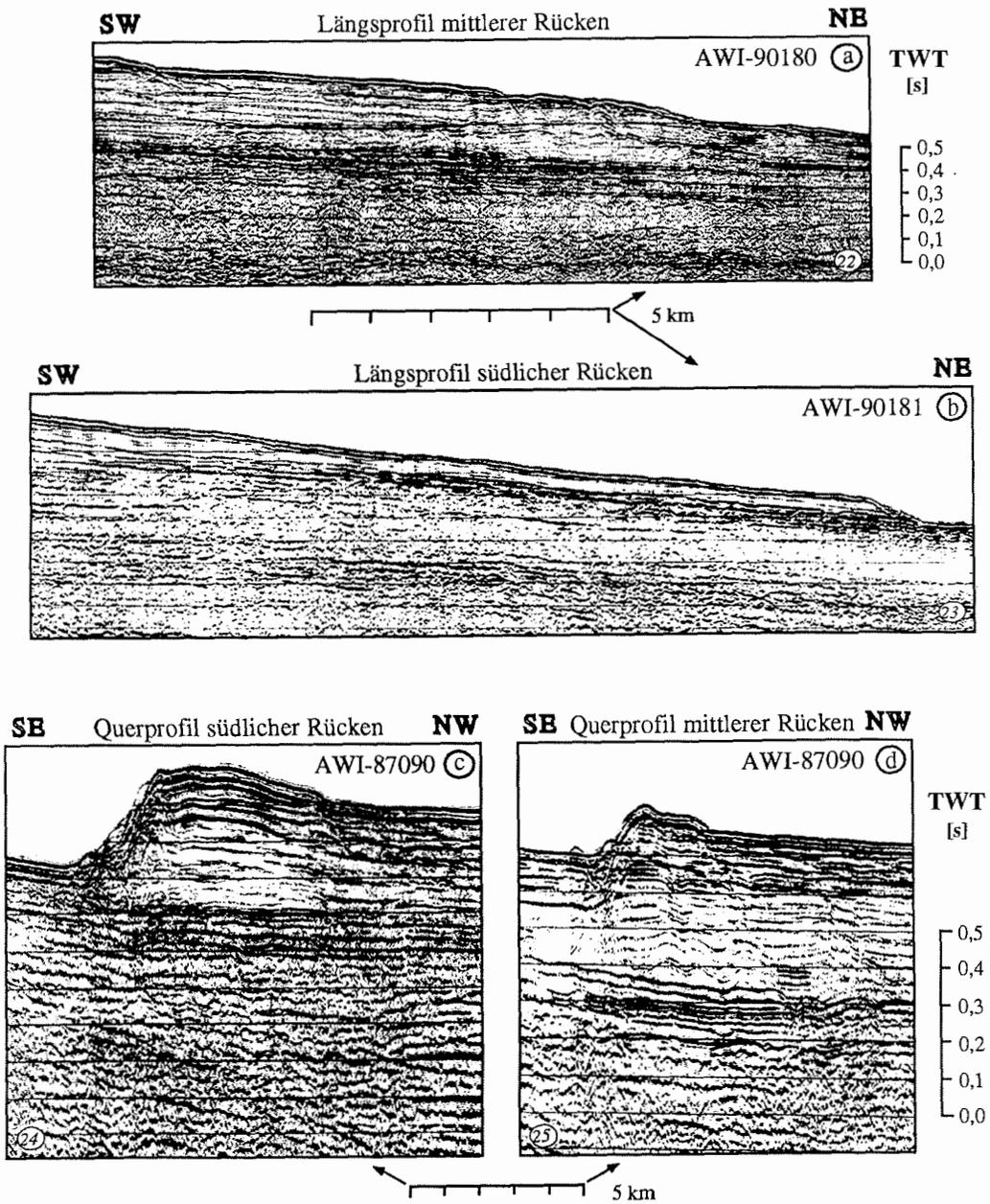
### 3.6. Seismische Untersuchungen

Im Arbeitsgebiet wurden während der POLARSTERN-Expeditionen ANT-V/4 1986/87 (MILLER & HENRIET 1990) und ANT-VIII/5 1989/90 (MILLER et al. 1991) reflexionsseismische Untersuchungen durchgeführt. Danach fällt die Basis der sedimentären Sequenzen auf der Ostseite des Crary-Fächers zusammen mit dem Reflektor w4, der in der ODP Bohrung 693 auf der Ostflanke des Wegener Canyons einen Hiatus zwischen Alb und Oligozän markiert (MILLER et al. 1990). Die Entwicklung des Crary-Fächers setzte wahrscheinlich schon ab dem mittleren Oligozän ein, wobei der Reflektor w4 in die Einheiten wo4a und wo4b aufgespalten wird (DE BATIST 1992, MOONS et al. im Druck).

Anhand der seismischen Profildaten von ANT-V/4 wurden die Rücken ursprünglich als einzelne, isolierte 'Olistolithe' (Reste einer Olistostrombewegung, ausgehend vom Fuß des Oberen Kontinentalhangs im SE) interpretiert (HENRIET 1989, MILLER et al. 1990). Seismische Profildaten auf ANT VIII/5 entlang des mittleren und südlichen Rückens zeigten jedoch, daß es sich um zusammenhängende Strukturen handelt (Abb. 14a&b), die bis zu 100 km lang sind. Erst durch die Miteinbeziehung dieser Daten wurden die Sedimentrücken als Levee-Bildungen angesehen (MOONS et al. im Druck). In den seismischen Profilen senkrecht zur Längserstreckung (Abb. 14c&d) erreichen die Sedimentrücken eine Zweiwegelaufzeit von bis zu 0,6 s, was bei einer Laufgeschwindigkeit von 2000 m/s (HENRIET 1989) einer Mächtigkeit von bis zu 600 m entspräche.

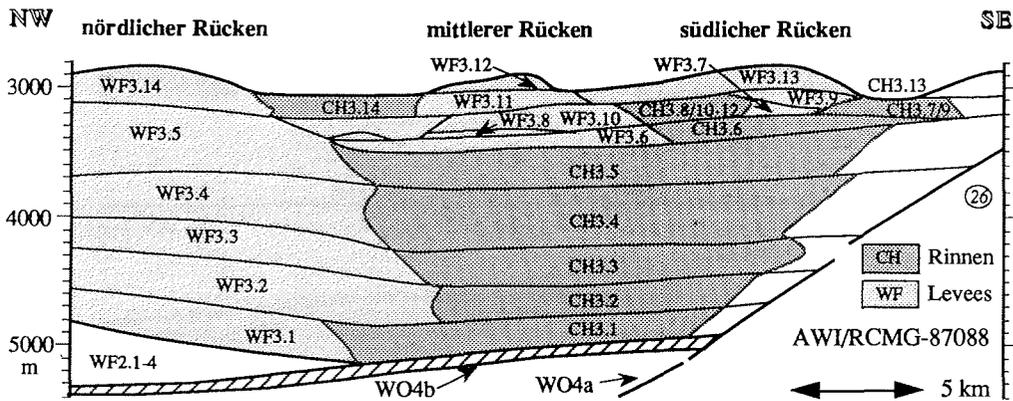
Der Crary-Fächer ist nach KUYAAS & KRISTOFFERSEN (1991) gekennzeichnet durch drei wichtige **Rinnen-Levee-Systeme**, die sich, verursacht durch zunehmende Hebung der Ostantarktis, von W (alt) nach E (jung) entwickelt haben. Über dem östlichen (jüngsten) System haben sich nach MOONS et al. (im Druck) wiederum drei getrennte Rinnen-Levee-Systeme etwa ab dem oberen Pliozän entwickelt (**Weddell Fan und Channel 13.6-14**). Diese stellen die im Arbeitsgebiet unterschiedenen südlichen, mittleren und nördlichen Rinnen- und Rückensysteme dar (Abb. 15).

Die Aktivität des Crary-Fächers, und damit auch der Rinnen-Levee-Systeme, wird nach MOONS et al. (im Druck) durch eustatische Meeresspiegelschwankungen gesteuert. Danach korrelieren Hochstände mit einer relativ inaktiven Phase, während Niedrigstände ein aktives Fächer-Wachstum nach sich ziehen – eine Vermutung, die auch durch Beobachtungen an anderen Fächer-Systemen gestützt wird (u. a. WEIMER 1990). Da die Meeresspiegelschwankungen der jüngeren geologischen Vergangenheit mit Glazial-Interglazialwechsel einhergehen (HAQ et al. 1987), bedeutet dies für die Rinnen-Levee-Systeme des Arbeitsgebietes hohe Sedimentationsraten auf den Sedimentrücken während eines Glazials und entsprechend niedrigere während eines Interglazials. Diese Interpretation deckt sich mit den Sedimentationsraten, die an den Stationen der Sedimentrücken (PS1599 und PS1789) berechnet wurden (Kap. 7.4.). Danach sind die glazialen Sedimentationsraten um den Faktor 20-30 höher als die interglazialen.



**Abb. 14:** Reflexionsseismische Profile im Arbeitsgebiet entlang des mittleren (a) und südlichen Sedimentrückens (b) und quer zum mittleren (c) und südlichen Sedimentrückens (d). Die Profile stammen von den POLARSTERN-Fahrtabschnitten ANT-VIII/5 (a & b) und ANT-V/4 (c & d). Sie wurden von M. DE BATIST (RCMG, Ghent) und W. JOKAT (AWI) zur Verfügung gestellt. Deren Lage im Arbeitsgebiet ist aus Abb. 10 ersichtlich (Profile 22-25).

Nach DE BATIST (1992) und MOONS et al. (im Druck) pendelte der Sedimenttransport in den Rinnen, einhergehend mit der Ablagerung auf dem jeweiligen nordwestlichen Levee, während der Rinnenphasen CH3.6-CH3.13 zwischen dem südlichen und mittleren Rinnen- und Rückensystem. In der jüngsten Phase (CH3.14) hingegen findet Sedimenttransport und Ablagerung lediglich im nördlichen Rinnen- und Rückensystem statt (siehe auch Abb. 15).



**Abb. 15:** Schematisches Schaubild des dritten Rinnen-Levee-Systems auf der östlichen Seite des Crary-Fächers anhand des seismischen Profils AWI/RCMG-87088, umgezeichnet nach MOONS et al. (im Druck) mit Lage des südlichen, mittleren und nördlichen Sedimentrückens. Die Lage des Profils (26) ist aus Abb. 10 ersichtlich.

Anhand der durchgeführten bathymetrischen, sedimentechographischen und sedimentologischen Untersuchungen deutet sich eine zeitliche Verlagerung der Rinnen- und Rückensysteme von NW nach SE an. Die im NE des Arbeitsbietes zu einer großen Rinnen- und Rückenstruktur vereinigten Systeme treten westlich von etwa  $26^{\circ}30'$  W noch getrennt auf (Abb. 11). Hier zeigen die bathymetrischen Daten die größten Höhendifferenzen zwischen vorgelagerter Rinne und nordwestlich gelegenen Sedimentrückens im südlichen System, im nördlichen hingegen die geringsten Differenzen. Weiterhin ist die Rinne des südlichen Systems die engste und die am tiefsten in den Kontinentalhang eingeschnittene (Abb. 5 & 6). Die durchgehende Kartierung des Sediment-Echotyps **P** als Anzeiger für Rinnentransport- und Sedimentation (Kap. 3.5.) gelang nur im südlichen System, während im mittleren und nördlichen **P** nur stellenweise innerhalb des Sediment-Echotyps **W**, der Rutschmassen charakterisiert, auftritt. Die Sedimentationsraten sind auf dem südlichen Rücken höher als auf dem mittleren (Kap. 7.4.). Durch die bathymetrischen, sedimentechographischen und sedimentologischen Befunde wird demnach angezeigt, daß das südliche Rinnen- und Rücken-System das rezent aktivste ist. Folglich wird hier der überwiegende Teil des nach NE gerichteten Stroms kanalisiert. Die Interpretation einer zeitlichen Verlagerung der Rinnen- und Rückensysteme von NW nach SE auf der Ostseite des Crary-Troges steht den Interpretationen von MELLES (1991) und KUHN (1990) für den Zentralteil des Crary-Troges gegenüber, die eine E-W-Wanderung im Laufe der Zeit vermuten.

### 3.7. Korrelation von PARASOUND-Reflektoren und Sedimentkernen

Die auf ANT-VIII/5 durchgeführten Sedimentechographie-Untersuchungen wurden im sog. '100 m-Empfangsfenster' durchgeführt. Die auf einem DESO 25 ausgedruckten Analogaufzeichnungen wurden benutzt um die im Echogramm verzeichneten Reflektoren mit an Sedimentkernen gemessenen Parametern zu vergleichen. Eine Darstellung erfolgt gemeinsam mit den Sedimentparametern in den Kernlog-Diagrammen (Abb. 41-43).

Die Station PS1790 liegt im Bereich des Sediment-Echotyps **W**. Die keilförmigen Subreflektoren mit transparenten Zwischenlagen im Echogramm weisen auf starke Unterschiede in der akustischen Impedanz hin, die im Sedimentkern durch große Schwankungen in den Feuchtraumdichten, Porositäten und Wassergehalten gekennzeichnet ist. Diese wiederum sind primär Korngrößenabhängig. Im Echogramm sind Reflektoren dort zu erkennen, wo die Feuchtraumdichten des Sedimentkerns hoch und die Porositäten bzw. Wassergehalte niedrig sind. Die granulometrischen Ergebnisse kennzeichnen diese kurzen Segmente durch verstärkte Sand- und Kieseinschaltungen, die zu einer höheren Dämpfung des Signals im Echogramm führen dürften. Die transparenten Zwischenlagen im Echogramm hingegen sind typisch für längere Kernbereiche, in denen die Feuchtraumdichten niedriger und die Porositäten bzw. Wassergehalte höher sind und gleichzeitig geringeren Schwankungen unterliegen. In diesen Bereichen ist ein primär siltig-toniges Korngrößenspektrum vorhanden. Relativ hohe und gleichmäßig verteilte Wassergehalte in Sedimenten führen zu geringen Unterschieden in der akustischen Impedanz (HEEZEN et al. 1966) und tragen somit zu der geringen Reflektivität dieser Kernsegmente bei.

Die Sedimentkerne auf den Rücken (PS1599 und PS1789) sind feinlaminiert und besitzen ein siltig-toniges Korngrößenspektrum. Sie zeichnen sich im Echogramm durch eine hohe akustische Eindringung mit einer Vielzahl von parallelen bis subparallelen Reflektoren des Sediment-Echotyps **L** aus. Wie an der Station PS1790, so sind auch hier Reflektoren dort ausgebildet, wo die Feuchtraumdichten erhöht und die Wassergehalte bzw. Porositäten erniedrigt sind. Höhere Feuchtraumdichten sind in den grobsiltigen Laminae zu erkennen, während die stärker tonigen Laminae geringere Feuchtraumdichten zeigen. Die Vielzahl der Reflektoren im Echogramm könnte somit z. T. durch die Lamination der Sedimente bedingt sein. Sehr grobsiltige Einschaltungen mit entsprechend erhöhten Feuchtraumdichten werden hier jedoch vorwiegend von turbiditischen Lagen geliefert, so daß der überwiegende Teil der Reflektoren im Echogramm auch darauf zurückgeführt werden könnte. Mächtigere Kies- und Sandeinschaltungen fehlen in den Sedimentkernen von den Rücken weitgehend. Die Dämpfung der akustischen Signale dürfte folglich geringer sein als bei PS1790, wodurch die deutlich höhere akustische Eindringtiefe erklärt werden könnte.

#### 4. UNTERSUCHUNGEN AN SEDIMENTOBERFLÄCHEN

Zur Erfassung des rezenten Sedimentationsmilieus wurden Untersuchungen an insgesamt 22 Oberflächenproben des Kontinentalschelfs und Kontinentalhanges durchgeführt. Eine detaillierte Beschreibung der im Einzelnen durchgeführten Analysen ist im Anhang (Kap. 10.1.) zu finden. Die Daten der Sedimentoberflächen sind im Datenanhang (Kap. 10.2.) zusammengefaßt.

- Neben der Beschreibung der Sedimentoberflächen wurden die Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalte bestimmt;
- Anhand einer detaillierten Korngrößenanalyse wurden einerseits die Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse, andererseits die statistischen Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957) bzw. FOLK (1962) sowohl für die Gesamtfraktion als auch für verschiedene Teilfraktionen des Korngrößenspektrums berechnet;
- Die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden an der planktischen Foraminifere der Art *Neoglobobulina pachyderma* sinistral bestimmt;
- Bei der Mineralanalyse der Tonfraktion wurden zunächst die prozentualen Anteile der Illite, Smekтите, Chlorite und Kaolinite an der Summe der vier Mineralgruppen bestimmt. Diese vier Mineralgruppen, sowie Amphibole, Quarz und Feldspäte wurden mit einem Molybdänsulfid-Standard (MoS<sub>2</sub>) gemessen. Eine semiquantitative Abschätzung erfolgte über den Standard. Weiterhin wurde das Quarz/Feldspat-Verhältnis ermittelt;
- Die Komponentenanalyse wurde in der Sandfraktion 125-250 µm durchgeführt. Dabei wurden jeweils 500 Körner unter dem Binokular ausgezählt. Im Einzelnen wurden terrigene Komponenten (Quarz, Glimmer, Glaukonit, Mafite, sonstige Minerale und Gesteinsfragmente) und biogene Komponenten (planktische, benthische kalkige und agglutinierende Foraminiferen, Radiolarien, Schwammnadeln und sonstige Biogene) unterschieden. Die Abschätzung der Diatomeengehalte erfolgte anhand von Smear Slides.

Alle durch die Untersuchungen gewonnenen Sedimentparameter wurden im Arbeitsgebiet kartiert. Eine Auswahl aussagekräftiger Parameter ist in Abb. 19-32 am Ende dieses Kapitels dargestellt. Zur besseren Extrapolation der kartierten Verteilungsmuster in die Kartenrandbereiche wurden vier benachbarte Oberflächenproben in die Analyse einbezogen (Abb. 18). Bei der Beschreibung der statistischen Korngrößenparameter werden die in der Siltfraktion ermittelten Werte dargestellt, da sie bei der Kartierung die am besten interpretierbaren Ergebnisse lieferten (Kap. 4.3.).

##### 4.1. Beschreibung der Sedimentoberfläche

Die Oberflächensedimente bestehen überwiegend aus terrigenen Komponenten. Lediglich auf dem Schelf können höhere Gehalte an biogenem Opal und Karbonat auftreten. Das die Sedimentoberfläche besiedelnde Benthos besteht, wie die Oberflächen der Großkastengreifer (Kap. 10.1.4.) zeigen, überwiegend aus agglutinierenden Foraminiferen, Bryozoen und Schwämmen. Wurmbauten sind weit verbreitet, untergeordnet treten auch kleinere Gastropoden, Brachiopoden, Crinoiden und Polychäten auf.

Die Farben der Sedimentoberfläche sind im Arbeitsgebiet recht einheitlich graugrün, oliv bis graubraun (2.5Y5/2 bis 5Y5/3 nach MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1954). Die obersten 3-5 cm zeigen jeweils geringe Konsistenz. Silt und Ton sind die dominierenden Korngrößenfraktionen. Hohe Sandgehalte sind an einigen Schelfstationen zu finden. Der Kiesgehalt als Maß für den Eintrag groben eistransportierten Materials (IRD > 2 mm) schwankt sehr stark.

#### 4.2. Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalt

Die Karbonatgehalte der Oberflächensedimente liegen im Arbeitsgebiet i. d. R. unter 1 %. Lediglich zwei Schelfproben (PS1597 und PS1604) erreichen mit 14 % bzw. 18 % hohe Werte. Trotz der allgemein geringen Gehalte, lassen sich klar erkennbare Verteilungsmuster kartieren (Abb. 19). Die Karbonatgehalte zeigen ein zentrales Minimum von < 0,16 % in SW-NE Erstreckung (Abb. 19). Sowohl nach NW als auch vor allem nach SE in Richtung Kontinentalschelf nehmen die Werte wieder zu.

Die Corg-Gehalte sind sämtlich < 1 %. Die Schwefelgehalte liegen zwischen 0,04 % und 0,2 %. Beide Parameter zeigen im Arbeitsgebiet kein klares Verteilungsmuster.

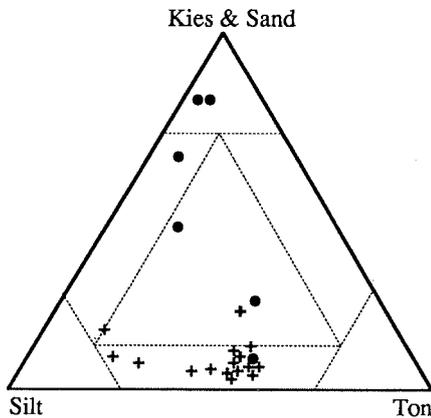
#### 4.3. Korngrößenverteilung

Die Darstellung der Kies/Sand-Silt-Ton-Verhältnisse erfolgt in einem ternären Diagramm, wobei die meist sehr geringen Kies- und Sandgehalte zusammengefaßt werden. Die statistischen Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957) der Gesamtfraktion sind in der vorliegenden Arbeit ein wichtiges Hilfsmittel bei der Klassifikation und Charakterisierung von Sedimentfaziestypen (Kap. 7.2.). In den Kap. 4.3.2. und 6.4.2. sollen mit Hilfe der Folk'schen Parameter primär Aussagen über den Einfluß von Strömung auf die Korngrößenverteilung der Oberflächensedimente und Sedimentkerne gewonnen werden. Die Ergebnisse werden in diesen Kapiteln aus folgenden Gründen nur für die Verteilung innerhalb der Siltfraktion dargestellt:

- vor allem Mittel- und Grobsilt sind sehr sensitiv für Strömungen auf dem Schelf und Kontinentalhang;
- die Korngrößenverteilung in der Siltfraktion wurde mit einer einheitlichen hochauflösenden Methodik bestimmt (Kap. 10.1.9.);
- Strömungen sind kaum in der Lage gröberes IRD-Material zu selektieren, eine erhöhte Eisbergaktivität verfälscht folglich die statistischen Korngrößenparameter der Gesamtkorngrößenverteilung stärker als diejenige innerhalb der Siltfraktion;
- da die Minerale der Tonfraktion zur Aggregatbildung neigen, wurde auf eine Analyse der Korngrößenverteilung innerhalb der Tonfraktion verzichtet, zumal diese einen sehr hohen Zeitaufwand erfordert hätte. Bei der Berechnung der statistischen Korngrößenparameter der Gesamtverteilung fließt somit durch die Mittelung der Werte eine künstlich erzwungene Verteilung innerhalb der Tonfraktion als Fehlerquelle ein.

#### 4.3.1. Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse

Die Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse der Oberflächensedimente liegen auf der Terrasse des Kontinentalhanges nach der Unterteilung von SHEPARD (1954) im Bereich des 'mud'; sie sind also überwiegend von Silt und Ton dominiert. Lediglich auf dem oberen Kontinentalhang und vor allem auf dem Kontinentalschelf treten Oberflächensedimente auf, die im Bereich des 'sandy silt' bzw. 'sand' liegen ( schwarze Kreise in Abb. 16).



**Abb. 16:** Kies/Sand-Silt-Ton-Verhältnisse der Oberflächensedimente im Dreiecksdiagramm (die schwarze Kreise sind die Schelfstationen).

Mit 0-20 % schwanken die Kiesgehalte der Oberflächensedimente recht stark ohne ein klares Verteilungsmuster erkennen zu lassen. Die Werte liegen auf dem Kontinentalhang meist unter 1 %, lediglich auf dem nördlichen plateauartigen Rücken (PS1792 & PS1793) werden mit 3,4 % bzw. 15,7 % außergewöhnlich hohe Werte erreicht. Auf dem Kontinentalschelf ist eine Tendenz zu höheren Gehalten in Richtung der Schelfkante zu erkennen (PS1797 und PS1601 mit 14,3 % bzw. 20,3 %).

Die Sandgehalte der Oberflächensedimente schwanken zwischen 0 % und 77 %. Auf der Terrasse des Kontinentalhanges ist ein SW-NE verlaufendes Minimum von < 5 % zu erkennen

(Abb. 20). Nach NW und SE steigen die Gehalte wieder an. Ein deutliches Maximum zeigt sich im östlichen Teil des Kontinentalschelfes.

Die Siltgehalte der Oberflächensedimente schwanken zwischen 14 % und 71 %, wobei auf dem Kontinentalschelf die geringsten Gehalte zu verzeichnen sind (Abb. 21). Auf dem Kontinentalhang sind Gehalte > 50 % bei geringen Wassertiefen im SW zu erkennen (Maximum von 71 % bei PS1796). Nach N und NE nehmen die Siltgehalte mehr oder minder kontinuierlich ab.

Die Tongehalte der Oberflächensedimente schwanken zwischen 3 % und 55 %. Zwei deutliche Minima liegen im Bereich des östlichen Kontinentalschelfes und im SW des Arbeitsgebietes (Abb. 22). Ein zungenförmiges Maximum zieht vom südlichen Kontinentalschelf bis zur Hangterrasse. Ein weiteres Maximum begleitet die Südflanke des plateauartigen Rückens im N des Arbeitsgebietes.

#### 4.3.2. Statistische Korngrößenparameter in der Siltfraktion

Die mittlere Korngröße (Mean) innerhalb der Siltfraktion schwankt bei den Oberflächensedimenten zwischen  $5,2 \phi^\circ$  und  $7,0 \phi^\circ$  (Mittel- bis Grobsilt). Die Kartierung zeigt eine kontinuierliche Abnahme der mittleren Korngröße vom südlichen Schelf zur nördlichen Tiefsee (Abb. 23).

Mit Werten zwischen  $1,0 \phi^\circ$  und  $1,9 \phi^\circ$  liegt die Sortierung der Oberflächensedimente innerhalb der Siltfraktion nach FOLK & WARD (1957) im Feld 'middle sorted'. Gute Sortierungswerte finden sich im Arbeitsgebiet vor allem im westlichen Teil (Abb. 24). Nach E hin werden die Werte kontinuierlich schlechter.

Die Schiefe innerhalb der Siltfraktion als Maß der Symmetrie im Vergleich zur Gauß'schen Normalverteilung ( $=0$ ) variiert bei den Oberflächensedimenten des Arbeitsgebietes zwischen  $-0,17$  und  $0,69$ . Negative Werte, d. h. eine bessere Sortierung des Feinkornanteils, treten vor allem bei größeren Wassertiefen im N auf (Abb. 25). Nach S hin wird die Schiefe positiv. Maxima mit deutlich feinkornbetonter Schiefe werden bei geringeren Wassertiefen des Kontinentalhanges im SW und auf dem östlichen Schelfareal erreicht.

Die Kurtosis innerhalb der Siltfraktion als Maß der Wölbung (Excess) im Vergleich zur Gauß'schen Normalverteilung ( $=1$ ) schwankt bei den Oberflächensedimenten zwischen  $0,77$  und  $1,28$ ; sie liegt folglich im Bereich 'mesocurtic'. Sie ist weniger aussagekräftig als die anderen statistischen Korngrößenparameter. Innerhalb des Arbeitsgebietes konnten keine klar differenzierbaren Verteilungsmuster kartiert werden.

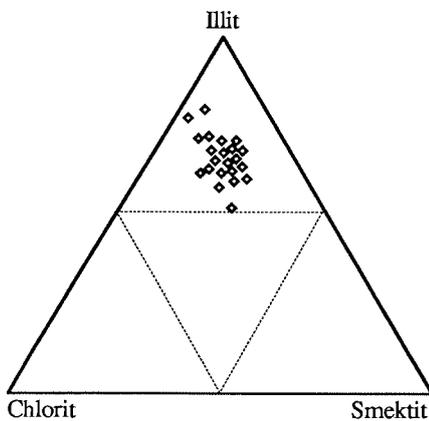
#### 4.4. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral schwanken in den Oberflächensedimenten gering zwischen  $3,59 \text{‰}$  und  $3,77 \text{‰}$  bezogen auf den VPDB-Standard. Sie sind im Vergleich zu den Sedimentkernen relativ leicht. Im Arbeitsgebiet ist eine deutliche Tendenz zu schwereren Werten vom Kontinentalschelf über den Kontinentalhang zur Tiefsee, also von S nach N hin festzustellen (Abb. 26). Ähnliche Verteilungen wurden auch von MELLES (1991) nördlich der Filchner-Rinne kartiert.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral variieren in den Oberflächensedimenten zwischen  $0,54 \text{‰}$  und  $0,91 \text{‰}$ . Sie sind damit insgesamt relativ schwer ohne ein klares Verteilungsmuster im Arbeitsgebiet zu zeigen.

#### 4.5. Mineralverteilung in der Tonfraktion

Der überwiegende Anteil der Tonminerale in den Oberflächensedimenten besteht aus Illiten (50-80 %), Smektiten (5-25 %) und Chloriten (10-25 %) (Abb. 17). Kandite treten nur untergeordnet auf (< 3 %). Die prozentualen Anteile von Kandit und Smektit korrelieren gut mit deren Verhältnis zum MoS<sub>2</sub>-Standard ( $r = 0,85$  bzw.  $r = 0,86$ ), diejenigen von Chlorit und Illit weniger deutlich ( $r = 0,52$  bzw.  $0,62$ ).



**Abb. 17:** Illit-, Chlorit- und Smektitvergesellschaftung der untersuchten Oberflächenproben im Dreiecksdiagramm.

Das Smektit/MoS<sub>2</sub>-Verhältnis der Oberflächensedimente zeigt ein ausgeprägtes SW-NE gerichtetes Maximum ( $>1$ ) im zentralen bis nördlichen Teil der Terrasse auf dem Kontinentalhang (Abb. 27). Vor allem nach S in Richtung Kontinentalschelf nehmen die Werte bis auf 0,17 bei PS1601 ab. Der Chlorit verhält sich entgegengesetzt, er besitzt sein Minimum auf der Hangterrasse (< 16 %). In Richtung Kontinentalschelf steigen die Werte bis auf > 20 % an. Der Kandit besitzt ein weniger klar erkennbares Verteilungsmuster. Hohe Werte sind hier in SW-NE-Erstreckung auf der Hangterrasse und auf dem südlichen und südwestlichen Kontinentalschelf (bis zu 3 %) zu erkennen.

Das Illit/MoS<sub>2</sub>-Verhältnis der Oberflächensedimente zeigt Maxima mit Werten  $> 0,9$  im NE des

Arbeitsgebietes und auf dem südöstlichen Kontinentalschelf. Das Minimum liegt im SW und W mit Werten  $< 0,6$ . Im Verteilungsmuster sind sowohl Tendenzen in SW-NE-Richtung als auch in NE-SW-Richtung erkennbar (Abb. 28).

Deutliche W-E-Tendenzen sind im Amphibol/MoS<sub>2</sub>-Verhältnis der Oberflächensedimente dokumentiert. Ausgehend vom östlichen Kontinentalschelf und oberen Kontinentalhang nehmen die Werte nach W und NW kontinuierlich ab (Abb. 29). Eine ähnliche Entwicklung zeigen auch die Feldspat/MoS<sub>2</sub>-Verhältnisse.

Das Quarz/Feldspat-Verhältnis ist mit 0,56 bei PS1627 am höchsten. Nach NE nehmen die Werte bis auf 0,16 bei PS1794 ab (Abb. 30). Auch die Quarz/MoS<sub>2</sub>-Verhältnisse sind auf dem südlichen Kontinentalschelf deutlich höher (Maximum von 0,57 bei PS1601) als in größeren Wassertiefen im N und NE (Minimum von 0,07 bei PS1792). Es sind einzelne zungenförmige Ausbuchtungen höherer Werte vom Kontinentalschelf auf den Kontinentalhang zu erkennen. Eine ähnliche Tendenz mit relativ hohen Werten im SW bei geringen Wassertiefen und relativ niedrigen Werten im NE bei größeren Wassertiefen, wird auch von MELLES (1991) westlich des Arbeitsgebietes beschrieben.

#### 4.6. Komponentenverteilung

Von den im Arbeitsgebiet in der Sandfraktion 125-250 µm unterschiedenen terrigenen Komponenten der Oberflächensedimente zeigen 'Gesteinsfragmente' und 'sonstige Minerale' eine mehr oder minder deutlich ausgeprägte SW-NE-Erstreckung mit einem minimalen Vorkommen auf dem oberen Kontinentalhang (Abb. 31). Die höchsten Konzentrationen sind jeweils auf dem Schelf zu finden. 'Mafite' besitzen ihr Minimum im SW. Auf dem östlichen Schelf sowie in großen Wassertiefen sind die Werte höher. Bei ebenfalls deutlicher NW-SE-Zonierung zeigt der Quarz auch im östlichen Bereich des Kontinentalhanges höhere Werte. Bei Glaukonit und Glimmer ist ein Minimum auf der Terrasse des Kontinentalhanges zu verzeichnen; ansonsten sind jedoch keine klaren Zonierungen erkennbar.

Bei den biogenen Komponenten der Oberflächensedimente treten häufig große lokale Unterschiede auf, die Verteilungsmuster sind nur bedingt kartierbar. So zeigen die Diatomeen, agglutinierende und kalkig benthischen Foraminiferen keine deutlichen Zonierungen. Bei den Radiolarien sind hohe Werte auf dem Kontinentalhang im SW erkennbar. Die Schwammnadeln zeigen eine kontinuierliche Abnahme nach N. Die planktischen Foraminiferen treten im S mit Ausnahme der Stationen PS1597 und PS1604 nur in geringen Gehalten auf. Nach N nehmen die Werte zu (Abb. 32).

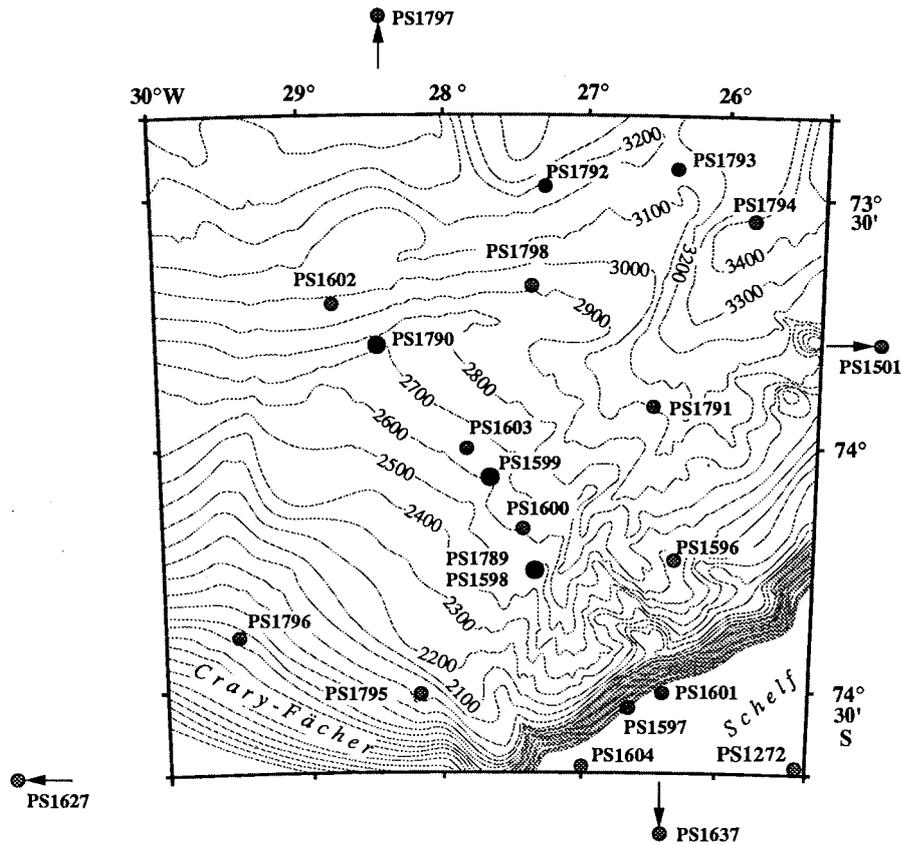


Abb. 18: Übersicht der bearbeiteten Oberflächenproben (die bearbeiteten Sedimentkerne sind in schwarz dargestellt)

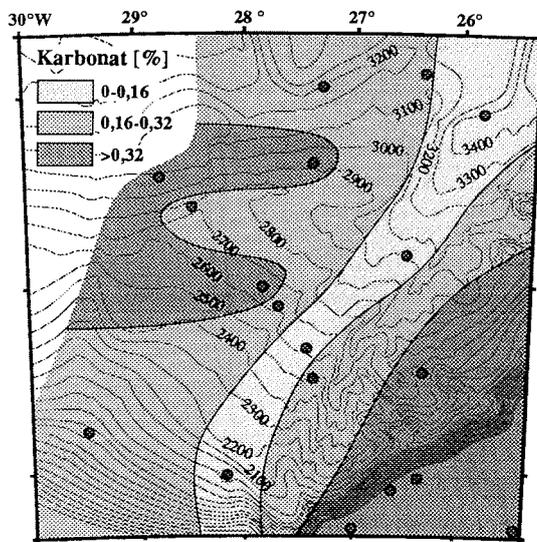


Abb. 19: Karbonatgehalte der Oberflächen-sedimente

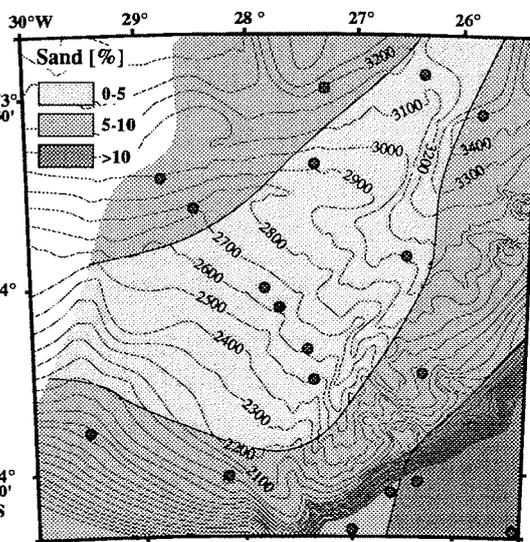


Abb. 20: Sandgehalte der Oberflächensedimente

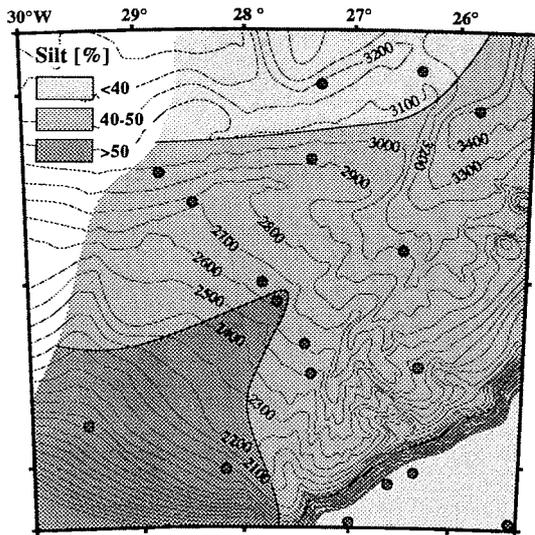


Abb. 21: Siltgehalte der Oberflächensedimente

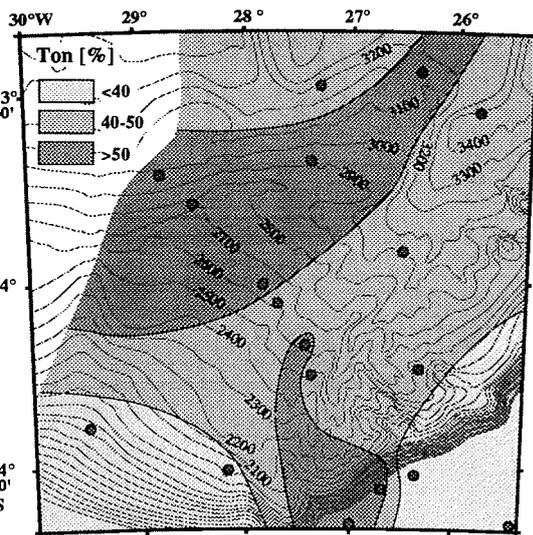


Abb. 22: Tongehalte der Oberflächensedimente

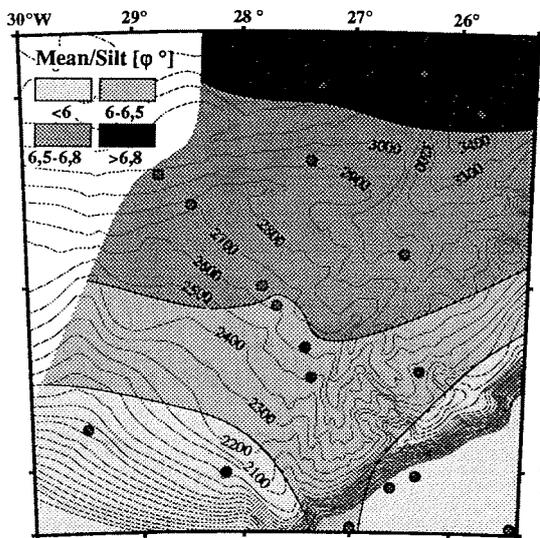


Abb. 23: Mittlere Korngröße (Mean) in der Siltfraktion (63-2 μm) der Oberflächensedimente

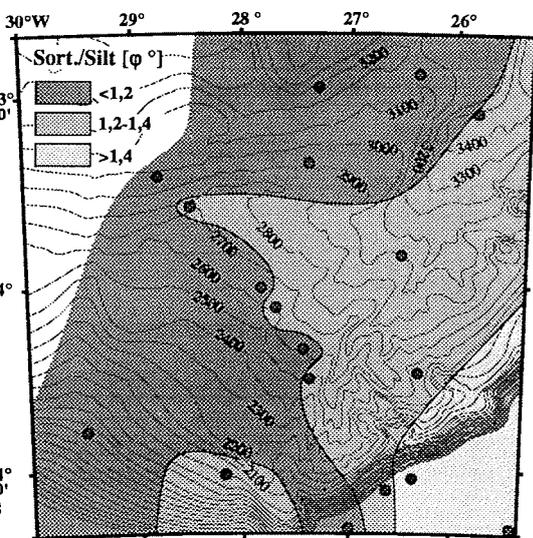


Abb. 24: Sortierung in der Siltfraktion (63-2 μm) der Oberflächensedimente

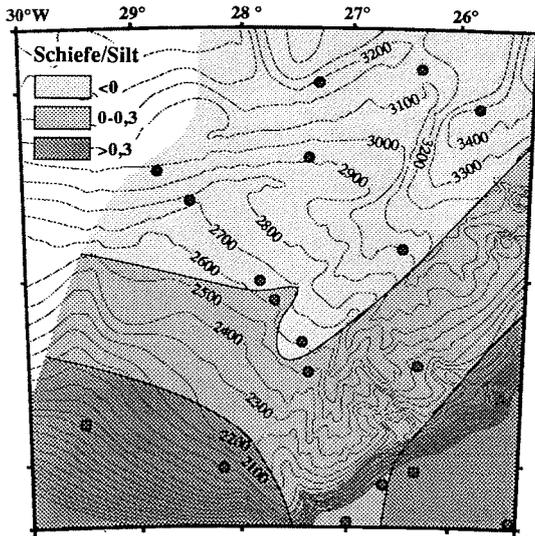


Abb. 25: Schiefe in der Siltfraktion (63-2  $\mu\text{m}$ ) der Oberflächensedimente

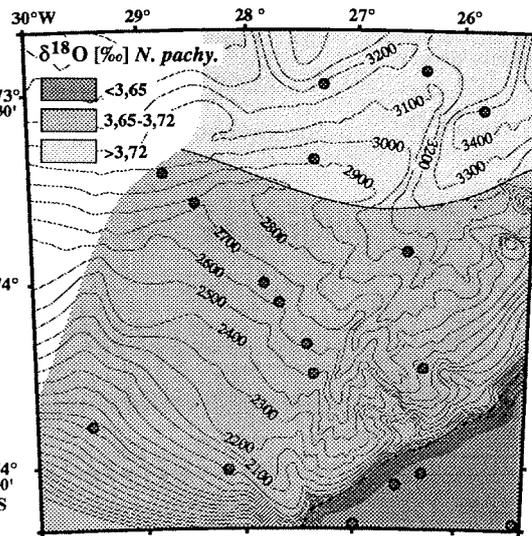


Abb. 26:  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral der Oberflächensedimente

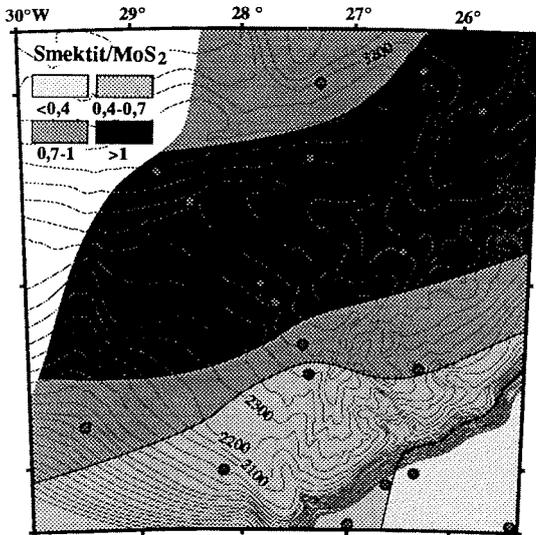


Abb. 27: Smektit-Verteilung der Oberflächensedimente in der Tonfraktion (<2  $\mu\text{m}$ ) im Verhältnis zu Molybdänsulfid-Standard

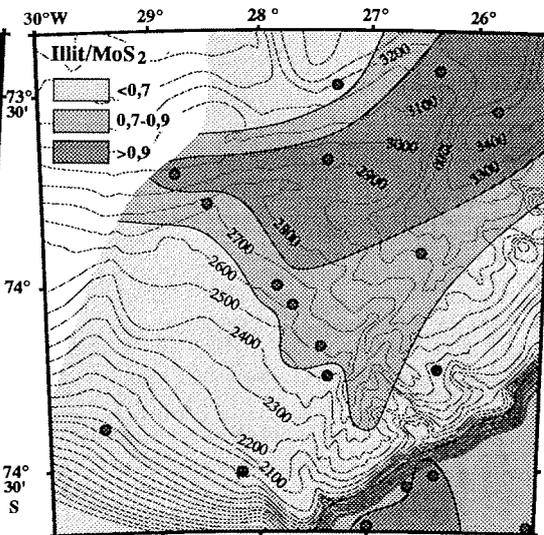


Abb. 28: Illit-Verteilung der Oberflächensedimente in der Tonfraktion (<2  $\mu\text{m}$ ) im Verhältnis zu Molybdänsulfid-Standard

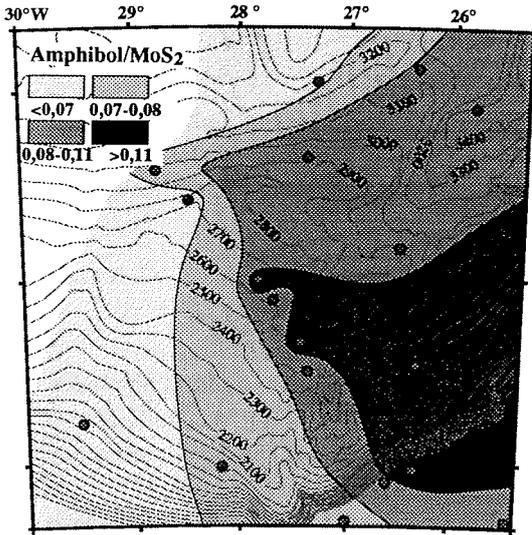


Abb. 29: Amphibol-Verteilung der Oberflächensedimente in der Tonfraktion (<2 µm) im Verhältnis zu Molybdänsulfid-Standard

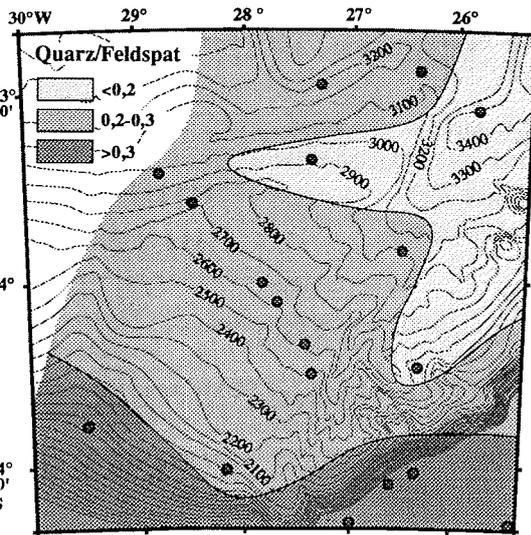


Abb. 30: Verteilung der Quarz/Feldspat-Verhältnisse der Oberflächensedimente in der Tonfraktion (<2 µm)

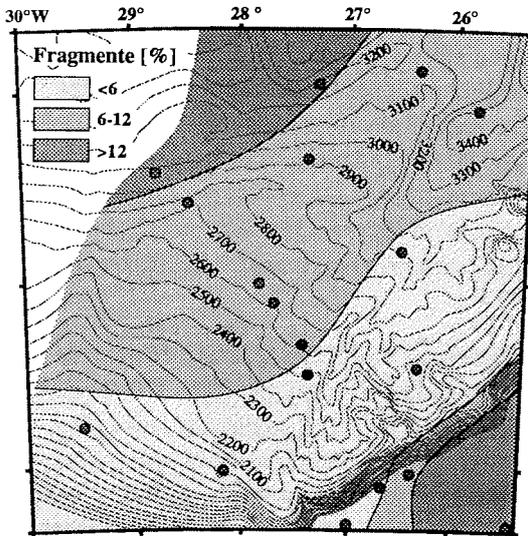


Abb. 31: Verteilung der Gesteinsfragmente der Oberflächensedimente bezogen auf die Sandfraktion 125-250 µm

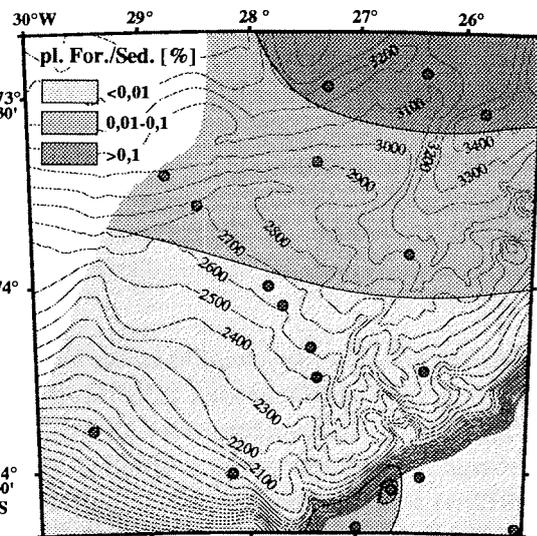


Abb. 32: Verteilung der planktischen Foraminiferen der Oberflächensedimente bezogen auf das Gesamtsediment

## 5. DISKUSSION UND INTERPRETATION DER REZENTEN SEDIMENTATION

Die Genese der untersuchten Oberflächensedimente spiegelt überwiegend hydrographische und glaziologische Einflüsse auf die Sedimentation wider. Beide Formen des Sedimenteintrages stehen in enger Beziehung zueinander und beeinflussen die Sedimentparameter wechselseitig.

### 5.1. Sedimentation durch Eisberge

Der zirkumantarktische Strom führt Eisberge von E her ins Weddellmeer. Bedingt durch den Weddellwirbel und die vorherrschenden Ostwinde driften die Eisberge im Weddellmeer im Uhrzeigersinn, d. h. im Arbeitsgebiet von NE nach SW. Die Eisberge des Ostantarktischen Schildes führen meist nur geringe Mengen detritischen Materials (DENTON et al. 1971) und dürften aufgrund der großen Entfernung zu den Kalbungsgebieten nur eine untergeordnete Rolle bei der Sedimentation des eistransportierten Materials (IRD = Ice Rafted Debris) spielen.

Unmittelbar östlich bzw. nordöstlich des Arbeitsgebietes liegen die relativ breiten Schelfeise des südöstlichen Weddellmeeres. Kalbungsereignisse am Riiser-Larsen-Schelfeis mit dem Veststraumen-Eisstrom und vor allem am Brunt-Schelfeis mit dem östlich gelegenen Stancomb-Wills-Eisstrom kommen als IRD-Liefergebiete eher in Frage, wie die rezenten Eisflußlinien belegen (MARSH 1985, Abb. 2). Die Komponentenanalyse der Grobfracht zeigt nur untergeordnet gut gerundete Quarze. Deren hoher Rundungsgrad ist wahrscheinlich ererbt und weist auf einen sedimentären Ursprung hin. Die überwiegend auftretenden kristallinen Gesteinskomponenten deuten jedoch auf ein Liefergebiet magmatischen bis metamorphen Ursprungs hin. Entsprechende Gesteine sind im präkambrischen Grundgebirge östlich der Caird- bzw. südlich der Kronprinzessin-Martha-Küste in den Nunatakkr und Gebirgsmassiven von Vestfjella, Mannefallknausane und Heimefrontfjella zu finden (OSKIERSKI 1988, Abb. 2).

Noch vor Erreichen der Grundlinie, der Linie, die einen auf dem Untergrund aufliegenden Eisschild vom schwimmenden Schelfeis trennt, sedimentiert ein Till (ANDERSON et al. 1980a). Durch Abschmelzprozesse an der Unterseite der Schelfeise, sowie der kalbenden Eisberge, wird bereits auf den Schelfarealen ein Großteil der Sedimentfracht abgelagert (ORHEIM & ELVERHØI 1981). Mit steigender Entfernung vom Kontinent nimmt der Einfluß an IRD ab, ein Trend, der in der Korngrößenverteilung der untersuchten Oberflächensedimenten dokumentiert ist (Abb. 20, 23 & 25). Ein primäres Eisfrachtsediment zeigt ein breites Korngrößenspektrum mit sehr schlechter Sortierung (ANDERSON et al. 1980a). Es konnte in den untersuchten Oberflächenproben nicht beobachtet werden. Vielmehr scheint es nach der Ablagerung zur Modifikation der primären Korngrößenverteilung durch Meeresströmungen zu kommen.

## 5.2. Sedimentation durch Meeresströmungen

Den Einfluß von Strömung auf die primär durch Eisberge gelieferten Sedimente zeigt sich in allen Korngrößenparametern. Die Schelfsedimente weisen die höchsten Kies- und Sandgehalte auf (Abb. 16). Sie kommen somit einem primären Eisfrachtsediment am nächsten. Die granulometrischen Daten belegen weiterhin den wachsenden Einfluß von strömungstransportiertem Feinmaterial auf die Sedimente mit zunehmender Wassertiefe und Entfernung vom Kontinent. Die mittlere Korngröße (Mean) nimmt sowohl in der Silt- (Abb. 23) als auch in der Gesamtfraktion mit steigender Wassertiefe kontinuierlich ab. Die Schiefe verlagert sich mit steigender Entfernung vom Kontinent von grobkornbetont zu leicht feinkornbetont (Abb. 25).

### 5.2.1. Antarktischer Küstenstrom

Der Antarktische Küstenstrom stellt mit dem Winter-Wasser (WW) und dem Östlichen Schelfwasser (ESW) eine für die Transportselektierung wichtige Komponente dar. Aufgrund der generellen Abnahme der Stromgeschwindigkeit des ESW zwischen Kapp Norvegia und dem östlichen Teil der Filchner-Rinne (Kap. 2.3) kann auch für das Arbeitsgebiet eine Abnahme von NE nach SW angenommen werden. Der Antarktische Küstenstrom teilt sich bei etwa 27° W in zwei separate Ströme auf (Kap. 2.3). Der Hauptteil fließt nach S, während ein geringer Teil weiter entlang den Konturen der Schelfkante nach W fließt. Das Aufspalten und die damit verbundene nachlassende Strömungsenergie könnten in der verstärkten Tonakkumulation im S des Arbeitsgebietes bei 27° W angedeutet sein (Abb. 22).

Östlich von etwa 27° W sind die höchsten Sandgehalte der Oberflächensedimente dokumentiert (Abb. 20). Sie kennzeichnen in Verbindung mit den relativ niedrigen Tongehalten (Abb. 22) den Einfluß des ESW, der zu einer Abreicherung der Feinfraktion und somit zur Bildung eines 'residual glacial-marine sediment' (ANDERSON et al. 1980b) führt. Diese Sedimente zeigen die schlechtesten Sortierungswerte (Abb. 24) und eine grobkornbetonte Schiefe (Abb. 25). Auch die Amphibole als typisch metamorphe Minerale, die durch Eisberge mit dem Antarktischen Küstenstrom und somit mit dem ESW geliefert werden, zeigen ihre höchsten Gehalte im SE des Arbeitsgebietes, östlich von 27° W (Abb. 29).

Nach (OSKIERSKI 1988) können sie auf ein Liefergebiet um Kapp Norvegia hindeuten. Die Nähe des Arbeitsgebietes zum Riiser-Larsen- und zum Brunt-Schelfeis lassen jedoch auch diese Areale mit Vestraumen- und Stancom-Wills-Eisstrom als Liefergebiet der Amphibole in Frage kommen. Westlich des Arbeitsgebietes ist diese Tendenz nicht mehr zu erkennen (MELLES 1991), da hier das ESW deutlich an Einfluß verliert (s. o.). Die dort dominante Wassermasse ist das sehr kalte Eisschelfwasser (ISW, siehe Kap. 2.3.) Es strömt von S nach N und läßt größere Gehalte an Amphibol, der hier ebenfalls von E her eingetragen wird, erst in größeren Wassertiefen im N zu.

Das relativ kalte und salzarme, zudem durch Schmelzwassereinträge beeinflusste ESW stellt vor allem auf den Schelfarealen ein Reservoir an isotopisch leichtem Sauerstoff bereit. Dies ist in den niedrigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen der Oberflächensedimente des Kontinentalschelfs dokumentiert (Abb. 26). Mit zunehmender Entfernung vom Schelf verringert sich der Einfluß des ESW, die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte werden nach N immer schwerer.

Nördlich der Filchner-Depression beschreibt MELLES (1991) eine Zone hoher Karbonatse-dimentation in 600-1200 m Wassertiefe. Die Frage, ob auch im Arbeitsgebiet eine durchgehende karbonatreiche Zone an der Schelfkante existiert, kann nicht mit genügender Sicherheit geklärt werden, da das Probenetz in diesem Bereich nicht dicht genug ist. Vergleichbar hohe Karbonatgehalte > 15 % finden sich im Arbeitsgebiet an zwei Schelfstationen in etwa 450 m Wassertiefe (PS1597 und PS1604), an denen auch die höchsten Gehalte an planktischen und kalkig benthischen Foraminiferen dokumentiert sind. Die Karbonatgehalte der übrigen Stationen sind meist deutlich < 1 % (Abb. 19).

#### 5.2.2. SW-NE-gerichtete Strömung

Eine Vielzahl der an den Sedimentoberflächen untersuchten Parameter zeigt eine SW-NE-Erstreckung vom südwestlich gelegenen Kontinentalschelf über die kontinentale Hangterrasse zur nordöstlichen Tiefsee. Diese Tendenz ist u. a. durch Minima der Karbonat- und Sandgehalte (Abb. 19 und 20), mittlere Gehalte an Ton und Gesteinsfragmenten (Abb. 22 und 31) und Maxima der Smektit- (Abb. 27) bzw. Kanditgehalte gekennzeichnet. Der für Strömungsgeschwindigkeiten von wenigen cm/s sehr sensible Silt zeigt sein Maximum von > 50 % im SW des Arbeitsgebietes mit einer zungenförmigen Ausbuchtung auf die nordöstlich vorgelagerte Terrasse des Kontinentalhanges (Abb. 21). Auch die Radiolariengehalte (Kap. 4.6.), die nördlich der Filchner-Rinne E-W zoniert sind (MELLES 1991) und die Wege des ISW nachvollziehen, zeigen auf dem Kontinentalhang im SW des Arbeitsgebietes die höchsten Werte.

Die oben geschilderten Verteilungsmuster legen den Schluß nahe, daß ein Sedimenttransport aus südwestlicher Richtung erfolgt. Diese Vermutung wird auch durch großmaßstäbliche Kartierungen einzelner Tonmineralverteilungen in den Oberflächensedimenten des gesamten Weddellmeer unterstützt (mdl. Mtlg. R. PETSCHICK), wonach ein Liefergebiet im Bereich der Luipold-Küste, auf der östlichen Seite des Crary-Trogs (Filchner-Rinne) angezeigt wird. Dort tritt seismischen Untersuchungen (ELVERHØI & MAISEY 1983) zufolge kristallines Grundgebirge zutage (Abb. 2). Es müssen jedoch auch sedimentäre Gesteine, wie sie für die Filchner-Rinne typisch sind, beteiligt sein, wie die erhöhten Kanditgehalte (Kap. 4.5.) belegen. Petrographische Analysen an glazialmarinen Geröllen (OSKIERSKI 1988) zeigen im Gebiet nördlich der Luipold-Küste ausgewogene Anteile von Vulkaniten, Plutoniten, Metamorphiten und Sedimentgesteinen (Gesteinsprovinzen III und IV).

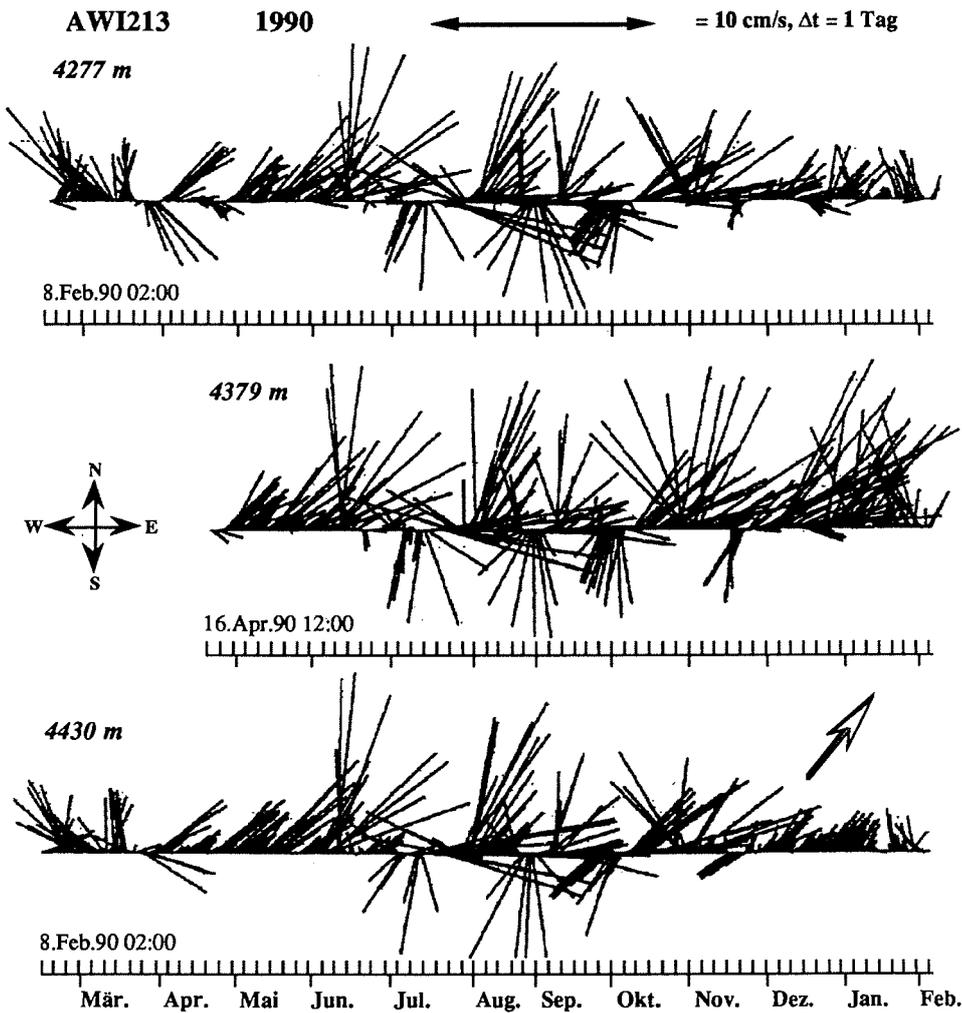
Die Richtung des aus SW kommenden bodennahen Stroms würde entgegen des im Uhrzeigersinn fließenden Weddell-Wirbels zeigen, der laut CARMACK & FOSTER (1977), DEACON

(1979) und GORDON et al. (1981) alle Wassermassen umfaßt (siehe auch Kap. 2.3.). Der bodennahe Strom müßte folglich die Wassermassen des Weddellwirbels unterschichten, was vermutlich nur durch einen thermohalinen Bodenstrom möglich ist. Nach bisherigen ozeanographischen Untersuchungen sind jedoch weder die beteiligten Wassermassen noch der genaue Entstehungsort dieser Strömung bekannt:

- Der östliche Kern des ISW scheint als Wassermasse für die Sedimentanlieferung aus südlicher bis südwestlicher Richtung nicht in Frage zu kommen (Kap. 2.3.), da er in den beiden hydrographischen Schnitten in Abb. 3 nicht mehr zu erkennen ist.
- Eine dem ISW vergleichbare kalte Wassermasse nördlich der Halley-Bucht ist in einem SE-NW gerichteten hydrographischen Schnitt bei etwa 30° W und 75° S nicht mehr erkennbar. Sie scheidet somit auch für eine Sedimentanlieferung aus südlicher Richtung aus (FAHRBACH et al. im Druck).
- Die Intrusion des Modifizierten Warmes Tiefenwasser (MWDW) auf die Schelfareale und die anschließende Mischung mit ESW kann, aufgrund der geringen Salinitäten des ESW, keine Wassermasse erzeugen die dicht genug wäre, über den Kontinentalhang abzufließen (Kap. 2.3., Abb. 3).
- Besonders hohe Meereisbildung im Winter und somit eine deutliche Salzanreicherung im Schelfwasser wäre eine weitere Möglichkeiten, eine thermohaline Konvektion in Gang zu setzen. Die an den Oberflächensedimenten gewonnenen Daten stellen Mittelwerte über mehrere Jahrzehnte bis Jahrhunderte dar. Der Einfluß der durch Mischung von MWDW mit ESW bzw. Winterwasser (WW) entstehenden Wassermasse könnte sich folglich im längerfristigen Mittel auf die Sedimentation des Kontinentalhanges auswirken.

Der über die Schelfkante des Arbeitsgebietes abfließende Strom würde vermutlich auf der Terrasse des Kontinentalhanges durch die SW-NE-verlaufenden morphologischen Rücken mit den südlich vorgelagerten Rinnensystemen kanalisiert und weiter nach NE bewegt werden (Kap. 3.5.). Die Rinnen der Terrasse des Kontinentalhanges vereinigen sich im NE des Arbeitsgebietes zu einer Großrinne von mehr als 10 km Breite (Kap. 2.4., Abb. 5 & 6). Um die Strömungsrichtung in dieser Rinne zu klären wurde in ihrer nordöstlichen Verlängerung während der POLARSTERN-Expedition ANT-VIII/5 (1990/91) eine **Strommesser-Verankerung (AWI213)** bei 71°05' S und 20°46' W ausgebracht (mdl. Mtlg. G. KUHN & E. FAHRBACH, AWI). Erste Ergebnisse der während ANT-IX/3 (1991) geborgenen Verankerung zeigen für die drei bodennahen Strommesser deutlich Anteile einer ganzjährig nach N bzw. NE gerichteten Strömung (Abb. 33).

Der bodennahe Strommesser in 4430 m Wassertiefe befand sich 10 m über dem Meeresgrund (Abb. 33). Er zeigt am deutlichsten eine nordöstliche Strömungsrichtung mit in etwa gleichbleibender, relativ geringer Strömungsintensität (2-4 cm/s). In den beiden darüberliegenden Strommessern sind auch nordwestliche sowie vor allem südliche Strömungsrichtungen bei allgemein höherer Intensität (bis 7 cm/s) und stärkerer Fluktuation verzeichnet. Der oberste Strommesser ist rund 160 m über dem Meeresgrund und damit bereits über dem Niveau des die Rinne im N begleitenden Rückens. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß die Strömung nicht nur auf den Bereich der Rinne beschränkt ist.



**Abb. 33:** Strömungsrichtung und -intensität an der Verankerung AWI213 im Jahr 1990 (unveröff. Daten, G. ROHARDT, AWI). Die bei  $71^{\circ}05' S$  und  $20^{\circ}46' W$  ausgebrachte Verankerung zeigt bei allen drei Strommessern eine ganzjährige, vorwiegend nach NE gerichtete Strömung (Pfeil) mit Stromgeschwindigkeiten von 2-7 cm/s an.

Die Verankerung AWI213 wurde während ANT-IX/3 (1991) in der gleichen Rinne weiter südöstlich, im nordöstlichen Teil des Arbeitsgebietes bei  $73^{\circ}37' S$  und  $26^{\circ}07' W$  ausgebracht und während ANT-X/2 (1992) wieder geborgen. Die noch anstehende Auswertung der Strommesserdaten wird weitere Informationen über das bodennahe Strömungsbild am Kontinentalhang liefern. Die Tendenz einer bodennah nach N bzw. NE gerichteten Strömung, die in der Verankerung AWI213 angezeigt wird, ist nicht nur lokal, sondern großräumig vorhanden (AUGSTEIN et al. 1991).

Neben glaziologischen und hydrographischen Sedimentationsmechanismen können auch gravitative Massenumlagerungen einen Einfluß auf die Sedimentation ausüben. Rutschungen und Gleitungen könnten ihren Ursprung im sehr steilen Relief des oberen Kontinentalhanges haben. Sedimentbeladene Trübestrome würden, ähnlich wie thermohaline Ströme, auf der Hangterrasse nach NE kanalisiert werden.

Die Ausbildung der Sedimentoberflächen spricht jedoch eher gegen die Beteiligung von Massenumlagerung. Neben dem überwiegend lebenden Makrobenthos zeigen fast alle Sedimentoberflächen des Kontinentalhanges eine 3 - 5 cm mächtige, sehr wenig konsistente Schicht. In dem meist bioturbaten Gefüge sind häufig Wurmbauten zu beobachten, die das Sediment bis in 20 cm Tiefe senkrecht durchstoßen. Weiterhin zeigen die Daten der Verankerung AWI213, daß eine nach N bzw. NE gerichtete Strömung mehr oder minder kontinuierlich über das ganze Jahr vorhanden ist. Dies spricht zwar nicht gegen die Beteiligung kurzfristiger turbiditischer Ströme, das Gesamtströmungsbild wird jedoch vorwiegend von einem Konturstrom geprägt.

### 5.2.3. Wassermassen des Weddellwirbels

Neben den bisher erwähnten Wassermassen zeigt sich auch der Einfluß des Warmen Tiefenwassers (WDW) und des Antarktischen Bodenwassers (AABW) auf die rezente Sedimentation. Beide Wassermassen sind an die Zirkulation des Weddellwirbels gebunden und erreichen das Arbeitsgebiet aus nordöstlicher Richtung. In Tiefenlagen von 400 m bis max. 1800 m (WDW) und unterhalb etwa 1500 m (AABW) strömen sie mit weniger als 6 cm/s nach SW (Abb. 3).

In größeren Wassertiefen des unteren Kontinentalhanges sind die höchsten Illit- bzw. Feldspatgehalte (Abb. 28 & 30), sowie die geringsten Quarzgehalte der Oberflächensedimente dokumentiert. Ähnliche Mineralverteilungen in der Tonfraktion werden von GROBE (1986) für Sedimente des Kontinentalhanges vor Kapp Norvegia beschrieben. Weiterhin nimmt die Menge des Feinkornanteils mit steigender Wassertiefe zu (Abb. 23). Beides, Mineralverteilung in der Tonfraktion und Menge des Feinkornanteils, deuten darauf hin, daß ein Großteil der Tonfraktion des unteren Kontinentalhanges durch WDW bzw. AABW vom östlichen Weddellmeer geliefert wird.

## 6. UNTERSUCHUNGEN AN SEDIMENTKERNEN

Die Untersuchungen an Sedimentkernen sollen Erkenntnisse über Art, Ausmaß und Veränderungen der bodennahen Wasserströmungen auf dem Kontinentalhang des Arbeitsgebietes in der jüngeren geologischen Vergangenheit liefern, mit Hilfe derer das spätquartäre Sedimentationsmilieu beschrieben werden kann.

Während der POLARSTERN-Expedition ANT-VIII/5 wurden die Schwerelotkerne (SL) und Großkastengreifer (GKG) von neun Stationen an den 1 m Schnittstellen untersucht (WEBER 1991a). Durch den so gewonnenen ersten Einblick in die Sedimente des Arbeitsgebietes wurden die GKG und SL von zwei Stationen (PS1789 und PS1790) dieses Fahrtabschnittes und von einer des Fahrtabschnittes ANT-VI/3 (PS1599) für eine detaillierte Laboranalyse ausgewählt. Alle drei Stationen sind auf der Terrasse des Kontinentalhanges in Wassertiefen zwischen 2400 m und 2600 m. Die Lage der einzelnen Sedimentkerne ist aus der Stationskarte (Abb. 18) und aus Tab. 6 ersichtlich. PS1789 (14,35 m Kernlänge) liegt auf dem südlichen, PS1599 (11,32 m Kernlänge) auf dem mittleren Sedimentrücken des Kontinentalhanges. Am nördlichen Ende der Terrasse befindet sich PS1790 (4,97 m Kernlänge). Desweiteren wurden zwei GKG der Stationen PS1603 (0,49 m Kernlänge, etwa 8 km nordwestlich der Station PS1599) und PS1794 (0,29 m Kernlänge, in der Großrinne im NE des Arbeitsgebietes) untersucht.

Die Untersuchungsmethoden der Sedimentkerne entsprechen denjenigen der Sedimentoberflächen (Kap. 3). Es wurden jedoch noch folgende zusätzliche, meist nur auf Kernmaterial anwendbare Analysen durchgeführt.

- Die sedimentphysikalischen Eigenschaften, H<sub>2</sub>O-Gehalt, Porosität, Feuchtraumdichte und Korndichte wurden an allen Proben bestimmt;
- Radiographien aller Sedimentkerne dienten zur detaillierten Studie der Sedimentstrukturen;
- <sup>14</sup>C-Datierungen wurden an jeweils drei Proben der Schwerelotkerne zur exakten Alters-einstufen der Sedimente durchgeführt;
- Die magnetische Suszeptibilität wurde an den Archivhälften der Kernsegmente der Stationen PS1789 und PS1790 gemessen;
- Paläomagnetische Messungen wurden an PS1789 durchgeführt.

Eine genaue Erläuterung der zusätzlich durchgeführten Analysen ist im Anhang (Kap. 10.1.) zu finden. Die allgemeine Beschreibung der einzelnen Sedimentparameter erfolgt vom Liegenden zum Hangenden. Die Aussagen konzentrieren sich im wesentlichen auf die Stationen PS1599, PS1789 und PS1790, da nur hier GKG und SL gemeinsam bearbeitet wurden. Die wichtigsten Ergebnisse sind für jeden der drei Sedimentkerne zusammenhängend am Ende dieses Kapitels graphisch in Kernlog-Diagrammen (Abb. 41-43) dargestellt. Da sich mehr oder minder alle Ergebnisse auf diese Darstellungen beziehen, wird bei der Beschreibung der einzelnen Parameter i. d. R. nicht gesondert auf sie verwiesen. Die Daten der Sedimentkerne sind im Datenanhang (Kap. 10.2.) aufgelistet.

GKG und SL der Stationen PS1599 und PS1789 wurden lithofaziell parallelisiert und zu einer einheitlichen Sedimentfolge zusammengefaßt. Bei PS1790 konnte dies nicht durchgeführt werden, da weder lithologische Kriterien noch die analysierten Sedimentparameter eine Korrelation zuließen. Für PS1790 wurden GKG und SL daher getrennt dargestellt. Eine mögliche Ursache für die nicht durchführbare Parallelisierung könnte in sehr kleinräumigen Fazieswechseln liegen, die in diesem Bereich durch den Sediment-Echotyp W angedeutet werden (Kap. 3.4.). GKG und SL können folglich durch ein geringes Verdriften des Schiffes zwischen den Probennahmen in unterschiedlichen Sedimentfaziesbereichen liegen.

### 6.1. Lithologie, Struktur und Sedimentfarbe

Terrigene Komponenten bestimmen die Zusammensetzung der Sedimentkerne auf der Terrasse des Kontinentalhanges. Diese Aussage gilt auch für alle während ANT-VIII/5 gewonnen, lediglich an der Schnittstellen untersuchten Sedimentkerne. Mikrofossilien sind nur in geringem Maß vertreten, Makrofossilien fehlen gänzlich.

Die beiden Sedimentkerne auf den Sedimentrücken besitzen ein siltig-toniges Korngrößenspektrum, wobei die Lithologie an der Station PS1789 auf dem südlichen schelfnahen Rücken die größte Homogenität aufweist. Der Sedimentkern vom nördlichen Teil der Hangterrasse (PS1790) wird von stärkeren Sand- und Kieseinschaltungen geprägt.

Die Sedimentstrukturen zeigen an, daß **Lamination** die dominante Schichtungsart in den Sedimenten der Rücken ist. Die feinschichtige Wechsellagerung zwischen Silt- und Tonlagen ist meist bis in den Submillimeterbereich verfolgbar. In den Laminiten treten aber auch mächtigere Siltlaminae (2-5 mm) und Siltlagen auf, die meist schräggeschichtet und bis zu 1,5 cm mächtig sind. Die Art der Lamination stellt eines der wichtigen Kriterien zur Klassifizierung von Sedimentfaziestypen im Arbeitsgebiet dar, auf die in Kap. 7.2. näher eingegangen wird. Mit Hilfe der Radiographien wurden alle Siltlaminae > 2 mm Mächtigkeit, sowie eventuell auftretende Schrägschichtung innerhalb von Siltlagen, zentimeterweise festgehalten. Eine Darstellung erfolgt in den Kernlog-Diagrammen (Abb. 41-43). Die Siltlaminae sind fast ausschließlich auf die laminierten Kernsegmente beschränkt, in denen die Korngrößenverteilung von Silt und Ton dominiert wird und der IRD-Anteil gering ist.

Mit dem Ziel, Aussagen über eventuell vorhandene Schüttungszyklen treffen zu können, wurde deren interne Abfolge mit dem Auftreten feinlaminiertes Horizonte verglichen. Eine Diskussion der Ergebnisse erfolgt in Kap. 7.2.2. Eine klar erkennbare Wechsellagerung oder hierarchische Abfolge schräggeschichteter Siltlagen mit Siltlaminae > 2 mm und feinlaminierten Horizonten im Submillimeterbereich konnte in keinem der untersuchten Sedimentkerne festgestellt werden. Siltlaminae > 2 mm, sowie Schrägschichtung innerhalb mächtigerer Siltlagen, treten in den Sedimenten der Rücken, mit Ausnahme der obersten 1,5-1,8 m, die nicht bis wenig laminiert sind, fast durchgehend auf. Bei PS1599 sind mehrere Maxima erkennbar. Bei PS1789 fehlen die Laminae in den basalen Kernsegmenten weitgehend

(14,3-12,6 m Sedimenttiefe). PS1790 weist nur wenige Siltlaminae auf, die auf den Bereich von 4,8-3,2 m Sedimenttiefe, in dem auch der IRD-Gehalt gering ist, beschränkt sind.

Die liegenden Bereiche der bearbeiteten Sedimentkerne weisen überwiegend olivgraue bis olivbraune Farben auf (2,5Y4/2 bis 2,5Y5/2 nach MUNSSELL SOIL COLOR CHARTS 1954); untergeordnet sind auch graubraune bis dunkelgraue Farbtöne vertreten (5Y5/2 und 2,5Y5/2 bis 2,5Y4/0). In den oberen 25-50 cm erfolgt ein recht scharfer Wechsel zu helleren Farben. Die hangenden Kernbereiche zeigen mit graubraunen bis rötlich graubraunen Farben (5Y4/2 bis 5Y6/3) oxidierende Bedingungen an.

Im Bereich zwischen 15 cm und 30 cm Sedimenttiefe sind häufig Aggregatbildungen zu erkennen. Sie reichen von rötlichen (10Y4/4) und graubräunlichen (5Y5/3), stark verfestigten Tonklümpchen in siltig-toniger Marix bis zur Verfestigung ganzer Horizonte, die mehrere cm mächtig sein können und graubraune Farben (5Y5/2) besitzen. Die Verfestigung ist in nahezu allen GKG des Kontinentalhanges, die während ANT-VIII/5 gewonnen wurden (Kap. 10.1.4.), zu erkennen. Sie ist in unterschiedlichen Sedimenttiefen angezeigt und scheint das Sediment diachron zu durchlaufen; ein Zeichen für eine fröhdiagenetische Entstehung der Aggregatbildung.

## 6.2. Sedimentphysikalische Eigenschaften

Die Wassergehalte der untersuchten Sedimente schwanken zwischen 20 % und 50 %. In den obersten 3-5 cm erreichen sie aufgrund der sehr geringen Konsistenz der Sedimente Werte von bis zu 58 %.

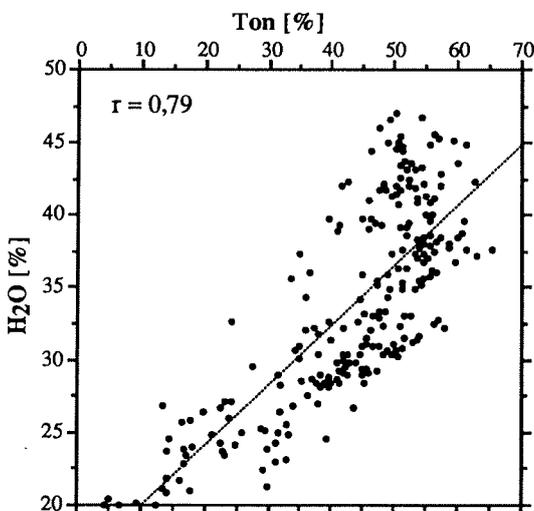


Abb. 34: Korrelation zwischen den Wasser- und Tongehalten aller Sedimentkern-Proben.

Sie sind hauptsächlich abhängig von der Korngrößenverteilung, der Sedimentzusammensetzung, dem Kompaktionsgrad und der Sedimentationsrate. Die Wassergehalte zeigen eine gute Korrelation ( $r = 0,79$ ) zu den Tongehalten (Abb. 34).

Die Sedimentkerne der Rücken besitzen eine recht homogene Korngrößenverteilung und Komponentenzusammensetzung. Die Wassergehalte steigen recht gleichmäßig zum Hangenden hin an. Lediglich im Kern PS1599 ist oberhalb von 9 m ein Versatz der Wassergehaltskurve zu erkennen, der auf eine Schichtlücke hinweisen könnte. Im Kern PS1790 schwanken die Wassergehalte in Abhängigkeit vom Tongehalt wesentlich stärker.

Die Korndichten schwanken aufgrund der recht einheitlichen kompositionellen Sedimentzusammensetzung nur gering zwischen  $2,69 \text{ g/cm}^3$  und  $2,78 \text{ g/cm}^3$ . In feinkörnigen Lagen ist ein schwacher Trend zu höheren Werten angedeutet, während sandige und kiesige Lagen häufig geringere Werte zeigen. Mit  $2,74 \text{ g/cm}^3$  sind die Korndichten der Kerne auf den Rücken etwas höher als die der Station PS1790 (Mittelwert  $2,72 \text{ g/cm}^3$ ).

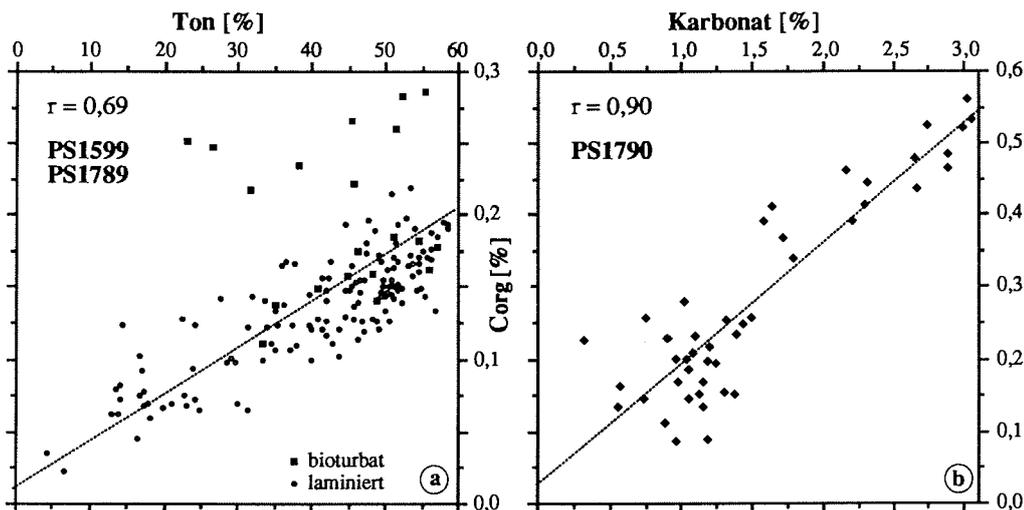
Die Porositäten aller Sedimentkerne variieren zwischen 40 % und 75 %. Sie korrelieren erwartungsgemäß sehr gut mit dem Wassergehalt ( $r = 0,99$ ). Auch die Korrelation zu den Tongehalten ist gut ( $r = 0,79$ ). In den Sedimenten der Rücken zeigen sie entsprechend geringere Schwankungen und gleichmäßiger zum Hangenden hin ansteigende Werte als an der Station PS1790.

Entsprechend verhalten sich die Feuchtraumdichten. Sie schwanken zwischen  $2,1 \text{ g/cm}^3$  und  $1,5 \text{ g/cm}^3$  im Kernverlauf. Da die Korndichten nur sehr geringe Variationen zeigen, sind die Feuchtraumdichten primär vom Wassergehalt abhängig. Die Korrelation zu den Wassergehalten ( $r = -0,99$ ) und zu den Porositäten ( $r = -0,97$ ) ist sehr gut, die zu den Tongehalten ( $r = -0,80$ ) gut.

### 6.3. Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalte

Die untersuchten Sedimentkerne enthalten zwischen 0,1 % und 3,1 % Karbonat. Auffallend ist die generelle Abnahme der Werte in den obersten 1-1,5 m, die auf Karbonatlösung hindeutet. In diesen Kernabschnitten sind auch wenig bis keine biogenen karbonatischen Komponenten in der Grobfraction vorhanden. Diese Tendenz ist auch in den beiden GKG der Stationen PS1603 und PS1794 erkennbar. Die Sedimentkerne der Rücken zeigen recht gleichmäßige Kurvenverläufe mit insgesamt niedrigen Gehalten, während PS1790 deutliche Schwankungen aufweist. Erhöhte Karbonatgehalte gehen hier einher mit einem erhöhten Sandgehalt und einem erhöhten Eintrag biogener karbonatischer Organismen.

Die Corg-Gehalte schwanken zwischen 0 % und 0,7 %. Sie sind damit insgesamt gering, wobei in den obersten 1-1,5 m ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen ist. In Bereichen stärkerer Bioturbation sind die Werte allgemeinen höher. Bei den Sedimentkernen der Rücken sind, mit Ausnahme der obersten 1,5 m, Korrelationen zu den Tongehalten ( $r = 0,69$ ) erkennbar (Abb. 35a). Vor allem die laminierten Horizonte zeigen dies ( $r = 0,88$ ), während die Werte der bioturbaten Horizonte häufig deutlich oberhalb der Regressionsgeraden liegen. Das SL der Station PS1790 weist gute Korrelationen der Corg-Gehalte mit den Karbonatgehalten ( $r = 0,90$ ) auf (Abb. 35b).



**Abb.35:** Korrelationsdiagramme der Corg-Gehalte mit den Tongehalten an den Stationen PS1599 und PS1789 ab 1,5 m Sedimenttiefe (a) und den Karbonatgehalten des SL der Station PS1790 (b).

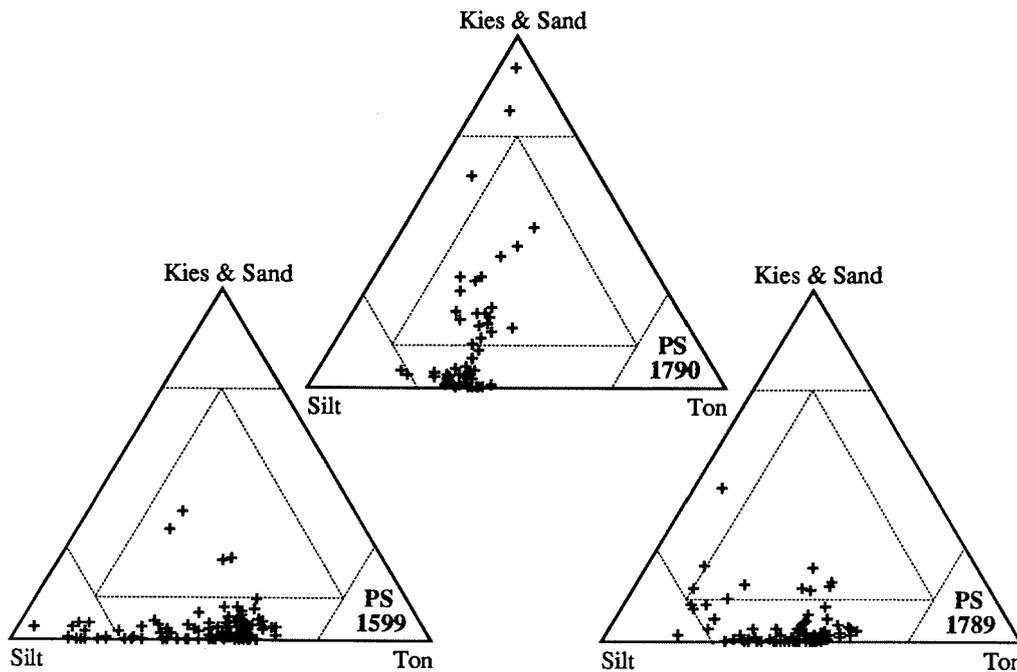
Mit Werten von 0,01-0,21 % sind die Schwefelgehalte sehr gering. In den obersten 10-20 cm ist bei allen Sedimentkernen ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen. PS1599 zeigt mit 0,1 % die höchsten Mittelwerte. Signifikante Korrelationen zu anderen Sedimentparametern konnten nicht festgestellt werden.

#### 6.4. Korngrößenverteilung

Wie schon bei den Sedimentoberflächen, erfolgt auch hier die Darstellung der Kies/Sand-Silt-Ton-Verhältnisse (Kap. 6.4.1.) in einem ternären Diagramm. Die statistischen Korngrößenparameter werden bezogen auf die Verteilung innerhalb der Siltfraktion erläutert (Kap. 6.4.2.) und dargestellt (Abb. 41-43). Eine Interpretation und Diskussion der Korngrößenverteilung erfolgt in den Kap. 7.2. & 7.6.

##### 6.4.1. Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse

Die Sedimentkerne der Rücken liegen nach SHEPARD (1954) im Bereich des 'mud'. Silt und Ton bestimmen die Verteilung zu über 90 % (Abb. 36). Durch die Feinlamination der Sedimente bis in den Submillimeterbereich fluktuieren die Silt- und Tongehalte im Kernverlauf sehr stark, je nachdem ob primär helle siltige oder dunkle tonige Lagen beprobt wurden. PS1789 zeigt eine recht homogene Silt- und Tonverteilung, während die Siltgehalte bei PS1599 insgesamt zum Hangenden hin abnehmen und die Tongehalte entsprechend zunehmen.



**Abb. 36:** Kies/Sand-Silt-Ton-Verhältnisse der Sedimentkernproben im Dreiecksdiagramm. PS1599 und PS1789 zeigen ähnliche Verhältnisse, während bei PS1790 deutliche höhere Kies- und Sandgehalte zu erkennen sind.

PS1790 weist die höchsten Kies- und Sandgehalte auf (Abb. 36). Von der Kernbasis bis 4 m und von 3,20 m bis 2,10 m treten zwei 'fining upward'-Zyklen mit Sandgehalten von 40-20 % auf. Auch die Kiesgehalte sind in diesen Kernabschnitten mit 7-3 % deutlich erhöht. Mit dem stärkeren Eintrag an gröberklastischem Sediment korrelieren auch die Gehalte an planktischen und benthischen Foraminiferen, sowie die Karbonat- und Corg-Gehalte.

#### 6.4.2. Statistische Korngrößenparameter in der Siltfraktion

Die mittlere Korngröße (Mean/Silt) liegt bei den Sedimentkernen der Rücken mit 5-7  $\varphi^\circ$  im Grob- bis Mittelsilt. In den Laminiten liegen die Werte etwas höher als in schräggeschichteten Siltlagen. Die bioturbaten Sedimentabschnitte zeigen die höchsten Werte. Bei PS1790 pendelt die mittlere Korngröße trotz stärkerer Schwankungen des Silteintrages sehr gleichmäßig um 7  $\varphi^\circ$ .

Die Sortierung der Sedimente der Rücken ist in der Siltfraktion mittel bis schlecht (0,8-1,7  $\varphi^\circ$ ), wobei die besten Werte bei höheren Siltgehalten ermittelt wurden. Die Sortierungswerte von PS1790 zeigen ähnliche Schwankungsbreiten, jedoch keine Abhängigkeit vom Siltgehalt. Vielmehr verschiebt ein erhöhter Sand- und Kieseintrag auch die Sortierung

innerhalb des Silts zu schlechteren Werten (dieser Trend ist bei der Berechnung der Gesamtkorngrößenverteilung noch wesentlich stärker ausgeprägt).

Die in der Siltfraktion ermittelte Schiefe schwankt zwischen -0,2 und +0,5. Die Sedimente der Rücken zeigen insgesamt schwach positive Werte, wobei eine stärker positive Schiefe innerhalb von Siltlaminae und schräggeschichteten Sedimenten dokumentiert ist. Diese besitzen ein gut sortiertes Maximum im Grobsilt und einem relativ hohen, schlecht sortierten Feinkornanteil. PS1790 zeigt mit überwiegend schwach negativen Werten eine leicht Feinkorn betonte Schiefe.

Die Kurtosis schwankt bei den Sedimenten der Rücken zwischen 0,7 und 1,5. Die feinkörnigen Horizonte zeigen durchweg Werte zwischen 0,8 und 0,9 (platycurtic), die Siltlaminae hingegen erreichen Werte von bis zu 1,5 (leptocurtic). Die Hochgipfeligkeit der Verteilung in den siltigen Horizonten geht einher mit einer deutlich positiven Schiefe und einer relativ guten Sortierung. PS1790 zeigt allgemein nur geringe Schwankungen der Kurtosis, die mit Werten um 0,9 insgesamt flachgipfelig ist.

#### 6.4.3. Eisfrachtverteilung

Als Maß für den Eintrag eistransportierten Materials wurde die Kiesfraktion (> 2 mm) gewählt. Die Auszählung der Kieskörner in cm-Schritten anhand der Radiographien erlaubt eine detaillierte Auflösung der IRD-(Ice Rafted Debris) Verteilung im Sediment (GROBE 1986). Diese korreliert mit den in der Korngrößenanalyse in Gew. % ermittelten Kiesgehalten.

Die Sedimente der Rücken besitzen eine mehr oder minder gleichmäßige IRD-Verteilung über den gesamten Kernverlauf mit leichter Tendenz zu höheren Gehalten in den liegenden Kernabschnitten. Nahe der Sedimentoberfläche, in 40-20 cm Sedimenttiefe, ist jeweils ein erhöhter Eintrag festzustellen. PS1790 hingegen zeigt eine deutliche Zyklizität. Höhere IRD-Gehalte korrelieren hier mit erhöhten Kies-, Sand-, C<sub>org</sub>- und Karbonatgehalten.

#### 6.5. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Die Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen-Verhältnisse ist ein wichtiges Hilfsmittel zur stratigraphischen Einordnung und Korrelation mariner Sedimente (EMILIANI 1955, SHACKLETON & OPDYKE 1973). Das im Laufe des Quartärs schwankende Volumen der kontinentalen Eismassen ist, neben der Temperatur, ein wichtiger Steuerfaktor für die Isotopenzusammensetzung der Ozeane, die in den Hartteilen mariner karbonatischer Organismen gespeichert ist (SHACKLETON 1977). Durch eine stärkere Fixierung des leichten <sup>16</sup>O im kontinentalen Eis ist im Glazial das schwere <sup>18</sup>O im Meerwasser relativ angereichert (= globaler Eiseffekt). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse hingegen sind in Interglazialen, also zu Zeiten erhöhten Meeresspiegelstandes im Meerwasser erhöht. BROECKER (1982)

führt dies darauf zurück, daß verstärkt an  $^{13}\text{C}$  angereichertes organisches Material in den Schelfsedimenten abgelagert wird. SHACKLETON (1977) verweist auf die durch Isotopenfraktionierung im Zuge der Photosynthese niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der terrestrischen Biomasse. Eine erhöhte Akkumulation von Kohlenstoff in der Biosphäre führt so zu erhöhten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Ozean. Eine biologische Isotopen-Fraktionierung kann durch kalkbildende Organismen entstehen, die, je nach Organismengruppe, bestimmte Isotope bevorzugt fraktionieren (WEFER 1985).

Die Messungen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden an der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral durchgeführt. Sie ist die einzige Foraminiferenart die bei allen Kernen mehr oder minder über den gesamten Kernverlauf vorhanden ist. An wenigen Einzelproben waren Messungen mit der benthischen Foraminifere *Epistominella exigua* möglich. Plankton- und Benthoswerte sind jedoch nicht direkt miteinander vergleichbar (DUPLESSY et al. 1970). Eine größenabhängige biologische Fraktionierung, verursacht durch Absinken der Foraminiferen in der Wassersäule mit zunehmendem Alter, wird von DUPLESSY et al. (1981) beschrieben. Sie kann für die Interpretation der hier durchgeführten Isotopenuntersuchungen vernachlässigt werden, da die Foraminiferen nach Möglichkeit in einem eng umrissenen Korngrößenspektrum ausgelesen wurden (Kap. 10.1.10).

Die Sedimentkerne der Rücken zeigen von der Kernbasis bis in etwa 1,5 m Sedimenttiefe relativ schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um 5 ‰ mit geringen Schwankungsbreiten (0,5-0,7 ‰). Oberhalb von etwa 1,5 m Sedimenttiefe gehen die Karbonatgehalte stark zurück (Kap. 6.3.). Im Sediment sind keine Foraminiferen mehr vorhanden. Lediglich an der Sedimentoberfläche konnte je eine Isotopenmessung durchgeführt werden. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind hier mit 3,65-3,72 ‰ deutlich leichter. Der Kern PS1790 zeigt eine ähnliche Entwicklung, wobei das Fehlen von Foraminiferen auf die GKG-Proben von 3-46 cm beschränkt ist (Abb. 41-43).

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse schwanken bei allen Sedimentkernen relativ gering zwischen -0,6 ‰ und 0 ‰. Lediglich an den Sedimentoberflächen sind deutlich schwerere Werte bis 0,86 ‰ erkennbar. Von wenigen Ausnahmen abgesehen sind die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenkurven negativ miteinander korreliert.

Aufgrund der Armut an biogenen Karbonaten in hohen Breiten sind durchgehende Isotopenmessungen bisher nur an wenigen Sedimentkernen möglich gewesen (LABEYRIE & DUPLESSY 1985, MACKENSEN et al. 1989, GROBE et al. 1990, BARD et al. 1990a, MELLES 1991, GROBE & MACKENSEN eingereicht). Vor allem die Einbindung in die globale Isotopenstratigraphie (EMILIANI 1955, SHACKLETON 1977, IMBRIE et al. 1984, PRELL et al. 1986, MARTINSON et al. 1987) ist nur bedingt durchführbar. Auch die im Untersuchungsgebiet gemessenen  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse sind nur teilweise mit der globalen Isotopenstratigraphie vergleichbar:

- An der **Isotopenstadiengrenze 2/1** nehmen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufgrund des globalen Eiseffektes um 1,4-1,6 ‰ zu, die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hingegen nehmen um 0,7-1,0 ‰ ab (DUPLESSY et al. 1980, SHACKLETON et al. 1983, LABEYRIE & DUPLESSY 1985, LABEYRIE et al. 1986, 1987). Vergleichbare Unterschiede sind in den Sedimentkernen lediglich zwischen der Sedimentoberfläche und den tieferliegenden Horizonten (ab etwa 1,5 m) dokumentiert. Die exakte Grenze kann mit Hilfe der Isotopenstratigraphie nicht gezogen werden, da in diesem Kernabschnitt keine Foraminiferen vorhanden sind (s. o.).
- Die im Jahresverlauf vor allem vor den Schelfeisen stark schwankende Meereisproduktion (Kap. 2.3.) könnte auch im Glazial zu saisonalen Salinitätsschwankungen im Östlichen Schelfwasser (ESW) geführt haben (siehe auch Kap. 7.6.). Erhöhte Salinitäten würden zu schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen und somit zu einer Modifikation des Isotopensignals führen (DUPLESSY et al. 1981).
- Ein erhöhter Eintrag von Schmelzwasser führt zu leichteren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (EMILIANI et al. 1975). Das Arbeitsgebiet liegt im direkten Einflußbereich glaziologischer Prozesse. Lokales Abtauen an der Unterseite der südlich gelegenen Schelfeise, sowie das Abtauen von Meereis, haben somit unmittelbare Auswirkungen auf die Isotopenzusammensetzung des Meerwassers. Für die bearbeiteten Sedimente des Kontinentalhanges liegt der Schluß nahe, daß einzelne, im Kernverlauf isoliert auftretende, leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse, bei gleichzeitig genügender Anzahl vorhandener Foraminiferen, einen Schmelzwassereinfluß widerspiegeln.

## 6.6. $^{14}\text{C}$ -Datierungen

Die an marinen Organismen des Antarktischen Ozeans gemessenen  $^{14}\text{C}$ -Alter sind i. d. R. höher als in niederen Breiten (BARD 1988). Eine mögliche Erklärung hierfür könnte in dem  $^{14}\text{C}$ -Defizit des Oberflächenwassers im Vergleich zur Atmosphäre liegen. BROECKER (1963) führt dies auf einen Austausch mit älterem,  $^{14}\text{C}$ -ärmeren Tiefenwasser zurück, während OMOTO (1983) die mögliche Verdünnung durch älteres Süßwasser, daß durch Abschmelzvorgänge unter den Schelfeisen entsteht, betont. Eine zusätzliche Ursache könnte in der Meereisbedeckung liegen, die den  $\text{CO}_2$ -Austausch mit der Atmosphäre weitgehend verhindert (WEISS et al. 1979). Dieser 'Reservoir-Effekt' führt zu  $^{14}\text{C}$ -Rezentaltern von 800-2000 Jahren. Für die hier durchgeführten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wurde dieser Effekt mit einer Korrektur nach MELLES (1991) berücksichtigt, der rund 100 km westlich des Arbeitsgebietes ein  $^{14}\text{C}$ -Rezentalter an Bryozoen von 1.250 Jahren bestimmt hat (Tab. 3).

Die analysierten Proben lagen sämtlich in einem relativ eng umgrenzten Altersbereich von 17.000-22.000 Jahren v. h. Für diesen Zeitraum des letzten glazialen Maximums gehen BARD et al. (1990b) davon aus, daß ein anderes  $^{14}\text{C}/\text{C}$ -Verhältnis sowohl in der Atmosphäre als auch im Ozean geherrscht hat. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter wären folglich zu jung, weswegen eine von den oben genannten Autoren vorgeschlagene Korrektur von +3500 Jahren vorgenommen wurde (Tab. 3).

**Tab. 3:** Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von jeweils 3 Sedimentproben der Schwerelote an den Stationen PS1599, PS1789 und PS1790. Zur Messung wurden nach Möglichkeit 50 mg der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* in der Sandfraktion 125-500  $\mu\text{m}$  ausgelesen. Die Analysen wurden an der ETH Zürich von G. BONANI durchgeführt. Der 'Reservoir-Effekt' wurde nach MELLES (1991) korrigiert. Die Korrektur für die äquivalenten U-Th-Alter wurden nach BARD et al. (1990b) durchgeführt.

Stations-Nr.	Sedimenttiefe	Einwaage	$^{14}\text{C}$ -Alter [Jahre]	$^{14}\text{C}$ -Alter korr. [Jahre] nach MELLES (1991)	U-Th-Alter [Jahre] nach BARD et al. (1990b)
1. PS1599	378 cm	50 mg	19.210 $\pm$ 210	17960 $\pm$ 210	21460 $\pm$ 210
2. PS1599	564 cm	50 mg	20.700 $\pm$ 160	19450 $\pm$ 160	22950 $\pm$ 160
3. PS1599	928 cm	28 mg	22.150 $\pm$ 230	20900 $\pm$ 230	24400 $\pm$ 230
4. PS1789	199 cm	11 mg	17.300 $\pm$ 140	16050 $\pm$ 140	19550 $\pm$ 140
5. PS1789	895 cm	33 mg	20.370 $\pm$ 160	19120 $\pm$ 160	22620 $\pm$ 160
6. PS1789	1211 cm	50 mg	19.990 $\pm$ 250	18740 $\pm$ 250	22240 $\pm$ 250
7. PS1790	104 cm	45 mg	18.470 $\pm$ 220	17220 $\pm$ 220	20720 $\pm$ 220
8. PS1790	234 cm	30 mg	19.660 $\pm$ 150	18410 $\pm$ 150	21910 $\pm$ 150
9. PS1790	360 cm	55 mg	21.760 $\pm$ 280	20510 $\pm$ 280	24010 $\pm$ 280

Für die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wurden ausschließlich Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* verwendet. Es wurden überwiegend stärker bioturbate Horizonte datiert, da lediglich hier genügend Kalkschaler vorhanden waren. Durch die Karbonatlösung in den obersten Kernsegmenten (Kap. 6.3. & 6.5.) konnten diese vermutlich holozänen Sedimentabschnitte nicht näher datiert werden.

An der Station PS1789 zeigt die Probe in 895 cm Sedimenttiefe ein geringfügig höheres Alter als diejenige in 1211 cm. Dies könnte zum einen daran liegen, daß älteres, resuspendiertes karbonatisches Plankton in 895 cm Sedimenttiefe eingetragen wurde. Zum anderen bereitete diese Probe Probleme bei der Messung (mdl. Mtlg. G. BONANI), so daß das ermittelte Alter eher fragwürdig erscheint.

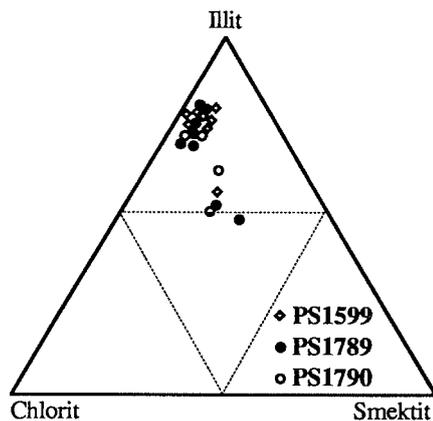
### 6.7. Mineralverteilung in der Tonfraktion

Anhand von Einzelanalysen sollte ein Überblick über die Tonmineralvergesellschaftungen der Sedimentkerne gewonnen werden. Die an den Proben bestimmten Parameter, sowie deren Mittelwerte und Schwankungsbreiten sind in Tab. 4 dargestellt.

Die Tonminerale der Sedimentkerne bestehen vorwiegend aus Illiten (50-80 %), gefolgt von Chloriten (15-30 %) und Smektiten (5-30 %). Die Kaolinite spielen, wie auch in den Oberflächenproben, mit 1-3 % nur eine untergeordnete Rolle. Zwischen den einzelnen Kernen der Terrasse auf dem Kontinentallhang sind keine signifikanten Unterschiede zu erkennen (Abb. 37). Lediglich die Illit-Gehalte sind in den Sedimenten der Rücken leicht erhöht. Die Proben liegen überwiegend in einem eng umgrenzten, sehr Illit-reichen Feld.

**Tab. 4:** Schwankungsbreiten und Mittelwerte der an den Sedimentkernen der Stationen PS1599, PS1789 und PS1790 bestimmten tonmineralogischen Parameter. Die Minima und Maxima beziehen sich auf Einzelproben, die Mittelwerte sind Durchschnittswerte aller Proben einer Station.

Proben/Station	8/ PS1599			4/ PS1790			8/PS1789		
	Min.	Max.	Mittel.	Min.	Max.	Mittel.	Min.	Max.	Mittel.
% Illite	56	80	74	50	73	64	48	80	69
% Smektit	4	21	8	5	21	12	4	29	10
% Chlorite	14	22	17	19	26	22	15	25	20
% Kandite	1	2	1	1	3	2	1	3	2
Illit/MoS <sub>2</sub>	0,7	1,7	1,1	0,3	0,7	0,5	0,5	1,0	0,8
Smektit/MoS <sub>2</sub>	0,2	1,0	0,4	0,1	0,8	0,4	0,2	1,4	0,5
Chlorit/MoS <sub>2</sub>	0,4	0,6	0,5	0,2	0,4	0,4	0,3	0,6	0,5
Kandit/MoS <sub>2</sub>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
Amphibol/MoS <sub>2</sub>	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Quarz/MoS <sub>2</sub>	0,2	0,4	0,3	0,1	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2
Feldspat/MoS <sub>2</sub>	0,7	1,0	0,8	0,3	0,5	0,4	0,3	1,0	0,6
Quarz/Feldspat	0,3	0,4	0,4	0,2	0,6	0,4	0,2	0,4	0,3



**Abb. 37:** Illit-, Chlorit- und Smektitvergesellschaftung der untersuchten Sedimentkernproben im Dreiecksdiagramm.

Höhere Gehalte von Smektiten und Chloriten sind lediglich in tonreichen, bioturbat verwühlten Horizonten verzeichnet.

Gegenüber den Oberflächensedimenten ist die Mehrzahl der Sedimentkernproben noch stärker von Illiten dominiert. Die Chlorit- und Smektitgehalte unterliegen größeren Schwankungen. Während sie in wenigen Fällen erhöht sind, zeigen sie überwiegend geringere Werte im Vergleich zu den Oberflächensedimenten.

Die Kandite, sowie die Quarz/Feldspat-Verhältnisse zeigt keine prägnanten Unterschiede. Die Amphibol/MoS<sub>2</sub>-Verhältnisse sind in den Sedimentkernen leicht erniedrigt. Die Quarz/MoS<sub>2</sub>- und Feldspat/MoS<sub>2</sub>-Verhältnisse hingegen sind i. d. R. deutlich niedriger.

## 6.8. Komponentenverteilung

An jeder Sedimentkernprobe wurde eine quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion in der Fraktion 125-250 µm durchgeführt. An Einzelproben erfolgte eine Auswertung der gesamten Grobfraktion (Kap. 10.1.10.). Ein Vergleich beider Methoden zeigt, daß terrigenen Komponenten überwiegend in allen Grobfraktionen vorhanden sind. Die Angabe der

prozentualen Gehalte erfolgt deshalb bezogen auf die Fraktion 125-250 µm. Die biogenen Komponenten konzentrieren sich auf diese Sandfraktion. Ihre Gehalte können, wenn auch nicht als quantitativ, so zumindest als repräsentativ für die Grobfraktion angesehen werden. Die prozentualen Anteile werden deswegen bezogen auf das Gesamtsediment angegeben. Terrigene Komponenten bestimmen generell die Sedimentzusammensetzung. Sie dominieren die Sandfraktion meist > 90 %. Lediglich in einzelnen Lagen sowie in stärker bioturbaten Bereichen treten höhere Biogenkarbonat- bzw. Biogenopal-Gehalte auf (s. u.).

### 6.8.1. Terrigene Komponenten

Die Sedimente der Rücken zeigen allgemein stark schwankende Gehalte der einzelnen terrigenen Komponenten, während PS1790 recht gleichmäßige Kurvenverläufe aufweist.

Zur Komponente Quarz zählen einerseits die überwiegend auftretenden, hellen, klaren und milchigtrüben Quarze sowie die z. T. unter dem Binokular davon schwer unterscheidbaren, untergeordnet auftretenden, milchigtrüben Feldspäte. Mit durchschnittlich 60 % ist der Quarz das am häufigsten auftretende terrigene Mineral mit den größten Schwankungsbreiten (5-79%). Er überwiegt in allen Sedimentkernen, ohne eine klare Beziehung zu anderen Komponenten zu zeigen. Niedrigere Gehalte sind häufig dort zu erkennen, wo biogene Komponenten, hauptsächlich planktische Foraminiferen, stark angereichert sind. Häufig sind zwei verschiedene Quarzgenerationen zu erkennen. Neben meist eckigen, wenig gerundeten kommen auch solche vor, die einen sehr hohen Rundungsgrad besitzen.

Die Gehalte an Glimmer variieren bei den Sedimenten der Rücken von 0-14 %. PS1790 hingegen weist gleichmäßig geringe Gehalte von 0-2 % auf. Eine ähnliche Entwicklung zeigen die Gesteinsfragmente (Komponenten die aus mehreren Mineralen bestehen). Mit 3-34 % schwanken sie in den Rückensedimenten deutlich stärker als in PS1790 (9-19 %). Eine deutliche Korrelation beider Parameter zu den IRD-Gehalten (GROBE 1986) konnte nicht festgestellt werden. Vor allem PS1790 zeigt eine vollkommen unabhängige Entwicklung.

Das autigene Mineral Glaukonit kommt mit 0-4 % in allen Sedimentkernen vor. Häufigkeitsmaxima sind meist an das Vorkommen von benthischen Foraminiferen gebunden. Die sehr komplexe Genese des Glaukonits wird in der Literatur kontrovers diskutiert (HENDRICKS & ROSS 1941, GRIM 1968, McRAE 1972, VELDE 1985). Als eisenreiche Varietät des Illits baut er Fe<sup>2+</sup> und Fe<sup>3+</sup> in sein Gitter ein. Neben niedrigen Sedimentationsraten und einem ausreichenden Angebot an Fe, Na und K sind folglich sowohl oxidierende als auch reduzierende Bedingungen gefordert. Für die untersuchten Sedimente stellt das AABW (Kap. 2.3.) das oxidierende Milieu dar. Ein reduzierendes Mikromilieu kann u. a. durch verwesende Foraminiferen erzeugt werden, in deren Schalen sich Glaukonit gebildet hat und als Steinkern überliefert wurde. Das Vorkommen von autigenem Glaukonit bei den niedrigen Wassertemperaturen und großen Wassertiefen der untersuchten Sedimente steht im Widerspruch zu früheren Erkenntnissen (siehe auch GROBE 1986).

Die 'Mafite' (alle dunklen Minerale, vor allem Amphibole) sowie die 'sonstigen Minerale' kommen mit 1-12 % zu etwa gleichen Anteilen in allen Sedimentkernen vor. Beide Komponenten zeigen teilweise parallele Entwicklungen im Kernverlauf, jedoch keine eindeutige Beziehung zu anderen Sedimentparametern. Eine relative Anreicherung der beiden Komponenten ist z. T. dort zu beobachten, wo der Quarzgehalt im Sediment stark zurückgeht.

### 6.8.2. Biogene Komponenten

Die planktischen Foraminiferen werden hauptsächlich durch die Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral repräsentiert. Die Anteile an der Sandfraktion 125-250 µm sind meist < 3 % (maximal 10-15 %). Die Umrechnung der Werte auf das Gesamtsediment zeigt, daß die Gehalte äußerst gering sind (i. d. R. < 0,04 %). Lediglich einige Horizonte, in denen planktische Foraminiferen stark angereichert sind, liegen mit ≤ 0,45 % deutlich höher. Die mittleren Gehalte der Rückensedimente sind deutlich kleiner als die von PS1790. In den oberflächennahen Kernabschnitten der Rückensedimente sind jeweils wenige bis keine Foraminiferen vorhanden (bei PS1599 oberhalb 2,14 m, bei PS1789 oberhalb 1,39 m). Der Kerntop des SL an der Station PS1790 enthält mit 0,45 % die höchste Konzentration an planktischen Foraminiferen, während der GKG wiederum wenige bis keine enthält. Die geringen Gehalte nahe der Sedimentoberfläche gehen mit erniedrigten Karbonatgehalten einher.

Das Vorkommen von kalkigen benthischen Foraminiferen ist generell eng an das der planktischen gebunden, lediglich die Maxima fallen nicht immer zusammen. Die Gehalte sind allgemein geringer. In einem im Vergleich zu den planktischen Foraminiferen breiteren Artenspektrum sind vor allem *Epistominella exigua* und *Cassidulina bitor* hervorzuheben. Das Fehlen der kalkigen benthischen Foraminiferen nahe der Sedimentoberfläche ist bei PS1789 und PS1790, nicht jedoch bei PS1599 zu erkennen.

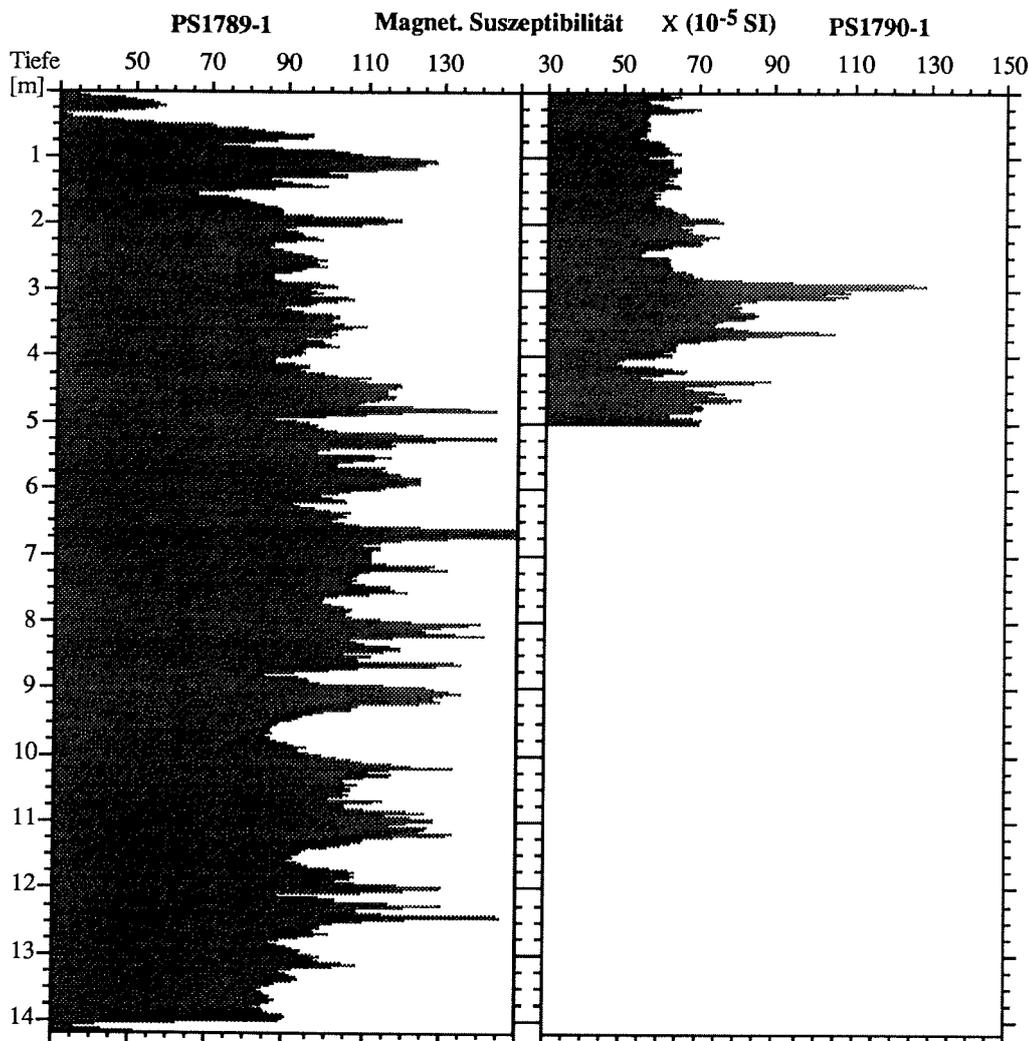
Agglutinierende benthische Foraminiferen spielen im Kernverlauf keine Rolle. Sie kommen in allen Sedimentkernen mit einem deutlichen Maximum nur nahe der Sedimentoberfläche vor (0-20 cm), wo sie bis zu 12 % in der Fraktion 125-250 µm ausmachen können.

Die Gehalte an Radiolarien sind, wenn auch etwas höher als die der Foraminiferen, ebenfalls sehr gering. Sie variieren von 0-0,24 % bezogen auf das Gesamtsediment. Während sie in den liegenden Kernbereichen selten bis nicht vorhanden sind, zeigen sie, ähnlich wie auch die Schwammnadeln, deutlich ansteigende Werte nahe der Sedimentoberfläche (bei PS1599 oberhalb von 48 cm, bei PS1789 oberhalb von 114 cm und bei PS1790 ab dem GKG).

Auch die anhand von Smear Slides abgeschätzten Gehalte an Diatomeen fügen sich gut in das Verteilungsmuster der anderen kieseligen Mikroorganismen ein. Mit geringen Anteilen von < 0,5 % sind sie bei allen Sedimentkernen nahezu über den gesamten Kernverlauf vorhanden. Erst ab den oben genannten Sedimenttiefen steigen die Werte auf bis zu 3 % an.

## 6.9. Magnetische Suszeptibilität

Die Messung der magnetischen Suszeptibilität ( $\chi$ ) wurde an den Stationen PS1789 und PS1790 von S. GERLAND (AWI) durchgeführt (Abb. 38). Die ermittelten Werte spiegeln den Gehalt an magnetischen Trägermineralen, insbesondere den Magnetitgehalt wider (THOMPSON & OLDFIELD 1986). Sie sind allgemein niedrig und schwanken relativ gering zwischen 50 und  $130 \cdot 10^{-5}$  SI.



**Abb. 38:** Magnetische Suszeptibilitäten ( $\chi$ ) der Stationen PS1789 und PS1790 gemessen an den Archivhälften der SL-Kerne (Daten zur Verfügung gestellt von S. GERLAND, AWI). Die Werte sind in 2 cm-Schritten in  $10^{-5}$ SI-Einheiten angegeben. Bei PS1789 sind höhere Werte innerhalb der Siltlaminae verzeichnet. Die höchsten Werte zeigt PS1790 in einem 5 cm mächtigen Kieshorizont in 3 m Sedimenttiefe erreicht.

Die höchsten Werte werden bei PS1790 in einem 5 cm mächtigen Kieshorizont unmittelbar oberhalb von 3 m Sedimenttiefe erreicht. Hohe Gehalte sind weiterhin in einem tonig-bioturbaten Kernbereich von 3,62-3,66 m erkennbar. Der Kurvenverlauf zeigt bei PS1790 keine signifikanten Korrelationen zu anderen Sedimentparametern.

Bei PS1789 sind mittlere Schwankungen von  $80-130 \cdot 10^{-5}$  SI vor allem in den laminierten Kernabschnitten verzeichnet. Diese Schwankungen zeigen schwache Korrelationen zu den Siltgehalten der Sedimentproben. Die an den Radiographien ausgezählten Siltlaminae/cm Sedimenttiefe belegen diesen Trend noch deutlicher. Kernsegmente die gehäuft Siltlaminae aufweisen haben höhere magnetische Suszeptibilitäten.

Aufgrund der Empfindlichkeit des Sensors BARTINGTON.S.2.C (NOVACZYK 1991) ist eine detaillierte Auflösung der Werte in den geringmächtigen Silt- und Tonlagen innerhalb der Laminite jedoch nicht möglich. Die Korrelation zu den Siltgehalten wird stellenweise durch den Eintrag magnetischer Minerale innerhalb des zentimeterweise ausgezählten IRD (Kap. 6.4.3.) überlagert.

## 6.10. Paläomagnetik

Polaritätswechsel des Erdmagnetfeldes können durch paläomagnetische Messungen als Datierungsmethode für marine Sedimente benutzt werden. Die gegenwärtige Polarität wird als normal bezeichnet und umfaßt den Zeitraum der letzten  $730 \cdot 10^3$  Jahre. Sie wird als Brunhes Epoche ('Chron') bezeichnet (BERGGREN et al. 1980). Innerhalb dieser Epoche gab es jedoch kurzzeitige Polaritätswechsel ('Events'), die einen Zeitraum von  $10^3$  bis  $10^5$  Jahren umfassen können. Neben dieser vollständigen Umkehr des Erdmagnetfeldes sind jedoch auch, häufig nur regional zu beobachtende, sehr kurzfristige Verzerrungen der Dipolkonfiguration bekannt, die man als Exkursionen bezeichnet (VEROSUB 1982). Sie umfassen einen Zeitraum von  $10^2$  bis  $10^3$  Jahren und sind aufgrund der kurzen Dauer häufig nicht in marinen Sedimenten nachweisbar. Eine Übersicht über Events und Exkursionen der der letzten  $300 \cdot 10^3$  Jahre ist bei VEROSUB & BANERJEE (1977) zu finden.

Anhand der in dieser Arbeit durchgeführten Sedimentechographie-Untersuchungen (Kap. 3.5.) deutete sich an, daß die Sedimente der Rücken mit hoher Sedimentationsrate abgelagert wurden. Durch die Bestimmung der Verteilung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope (Kap. 6.5.) ist diese  $>9 / 10^3$  Jahre und anhand der Auszählung einzelner Laminae-Abfolgen (Kap. 7.2.2.)  $44-50 \text{ cm} / 10^3$  Jahre. Das Ziel der paläomagnetischen Untersuchungen war folglich, kurzzeitige Polaritätswechsel in den Sedimenten nachzuweisen um so zusätzliche, hochauflösende stratigraphische Informationen zu erhalten. Von besonderem Interesse ist hierbei das **Laschamp**-Event, das einen Zeitraum von  $47-33 \cdot 10^3$  Jahre v. h. umfaßt (GILLOT et al. 1979). In Sedimenten des nordwestlichen Weddellmeeres konnte es bisher von GRÜNIG (1991) und PUDSEY et al. (1988) an mehreren Sedimentkernen nachgewiesen werden. Das **Mono-Lake**-Event ( $28-25 \cdot 10^3$  Jahre v. h., DENHAM 1974) wurde bisher in antarktischen Sedimenten nicht nachgewiesen. Das

Auftreten noch jüngerer paläomagnetische Ereignisse ist z. T. sehr umstritten (VEROSUB & BANERJEE 1977). Bei deutlich geringeren Sedimentationsraten könnte auch das als global angesehene Blake-Event (123-115\*10<sup>3</sup> Jahre v. h. nach Nowaczyk 1991) erreicht werden.

Für die Untersuchungen wurde die Station PS1789 ausgewählt (Abb. 39), da sie einerseits die größte lithologische Homogenität aller Sedimentkerne zeigt und andererseits mit 14,35 m die längste Sedimentabfolge darstellt. Weiterhin läßt die fast durchgehende Lamination auf relativ konstante Sedimentationsraten schließen.

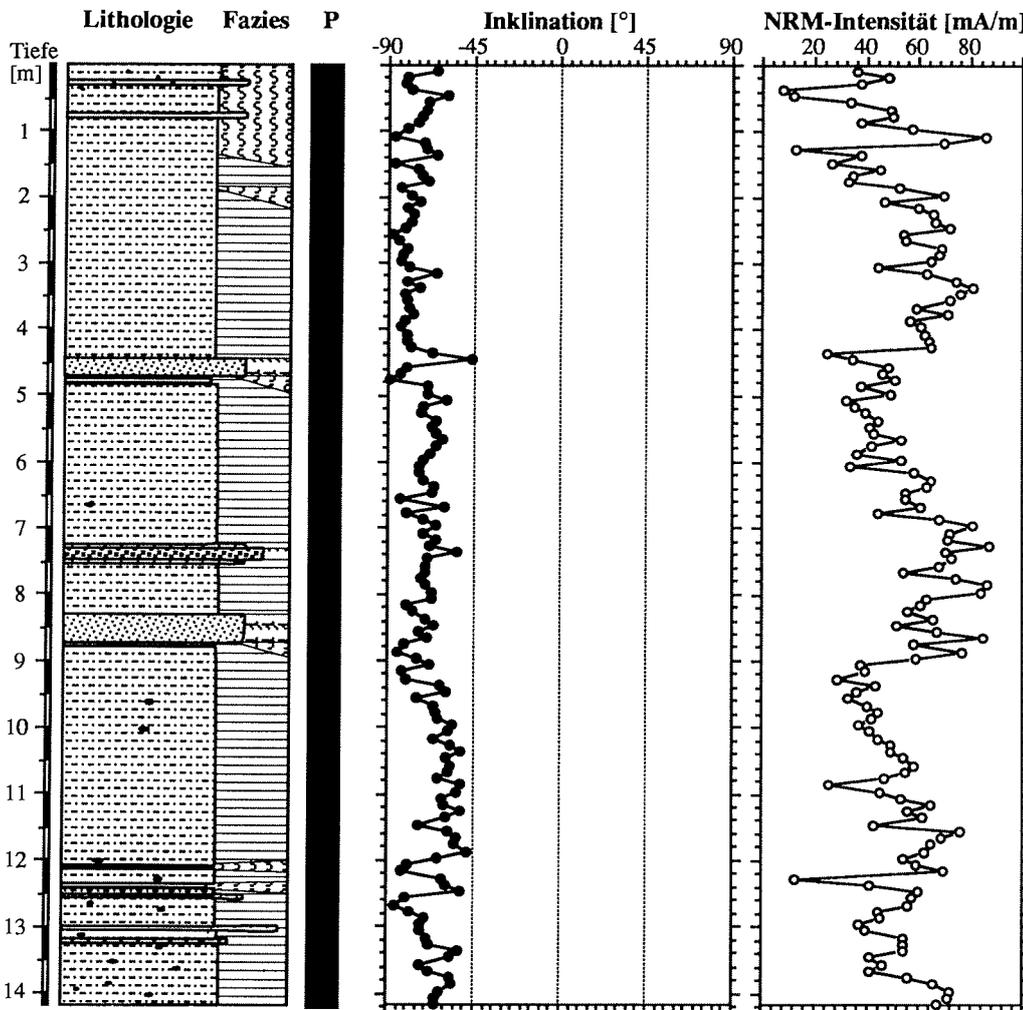


Abb. 39: Paläomagnetische Messungen an dem SL der Station PS1789. Dargestellt sind Lithologie, Fazies, Polarität (P), Inklinationwinkel und Intensität der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM). Die Inklinationwinkel zeigen keine Feldumkehr an. Der Probenabstand beträgt 10 cm. Die Legende zur Lithologie und Fazies entspricht der Abb. 40.

Entscheidend für eine mögliche Fixierung kurzzeitiger Polaritätswechsel ist die Beprobungsdichte (JOHNSON & MCGEE 1983). Mit einem Beprobungsabstand von 10 cm wurde erhofft eine genügend hohe zeitliche Auflösung ( $<10^3$  Jahre) zu erreichen. Die Messungen wurden am Fachbereich 5 der Universität Bremen von V. SPIEB durchgeführt.

Die paläomagnetischen Messungen zeigen keine inversen Richtungen und somit keine Feldumkehr des Paläomagnetfeldes an der Station PS1789 (Abb. 39). Ähnliche Resultate wurden an einem rund 300 km westlich gelegenen Sedimentkern erzielt (MELLES 1991). Dieser 9 m lange, fast durchgehend laminierte Kern (PS1498) stammt ebenfalls von einem Sedimentrücken auf dem Kontinentalhang.

Dieser Befund kann einerseits darauf hindeuten, daß weder das Mono-Lake, noch das Laschamp-Event in den Sedimentabfolgen des südlichen und südöstlichen Weddellmeeres dokumentiert sind. Andererseits scheint es jedoch eher ein Beleg dafür sein, daß die Basis der Station PS1789 jünger als 25 bzw.  $33 \cdot 10^3$  Jahre ist, was mit den vermuteten Sedimentationsraten anhand der Laminae-Auszählung, sowie vor allem mit den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, übereinstimmen würde.

Die gemessenen Inklinationen variieren von  $60\text{--}90^\circ$ . Kurzzeitige Schwankungen ( $10^2\text{--}10^3$  Jahre) werden u. a. von SMITH & CREER (1986) und SPRAWL & BANERJEE (1989) auf die Säkularvariationen des Erdmagnetfeldes zurückgeführt. Die im Mittel um etwa  $20^\circ$  flacheren Inklinationen könnten jedoch auch bei der Sedimentation entstanden sein (vgl. MELLES 1991).

Die Intensitäten der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM) schwanken von 10-90 mA/m. Sie zeigen positive Korrelationen zu den magnetischen Suszeptibilitäten, da beide Meßgrößen vom Gehalt magnetischer Partikel beeinflusst werden.

Abb. 40: Legende zu den Kernlog-Diagrammen (Abb. 41-43) sowie zu den Abb. 39 & 46.

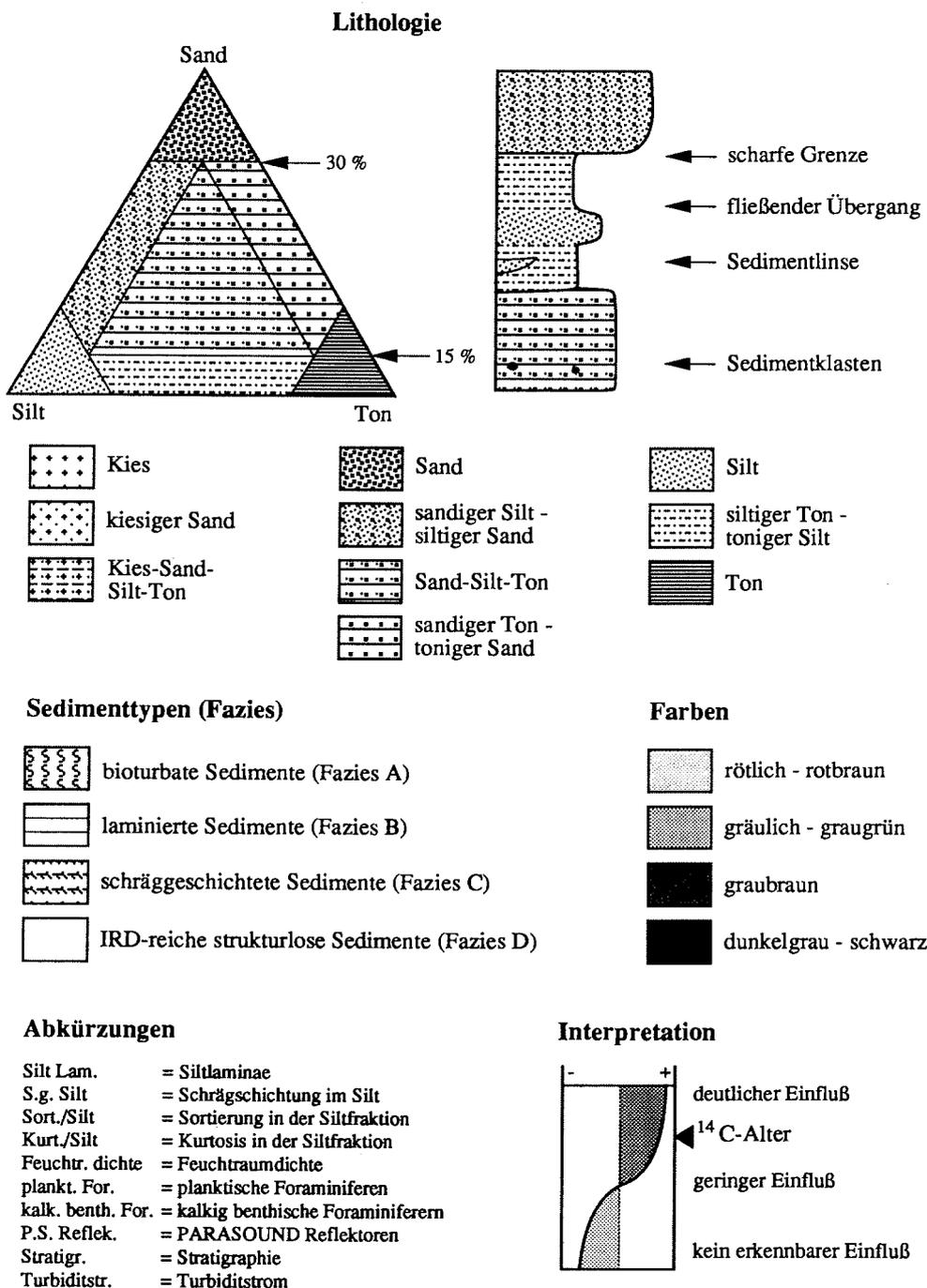
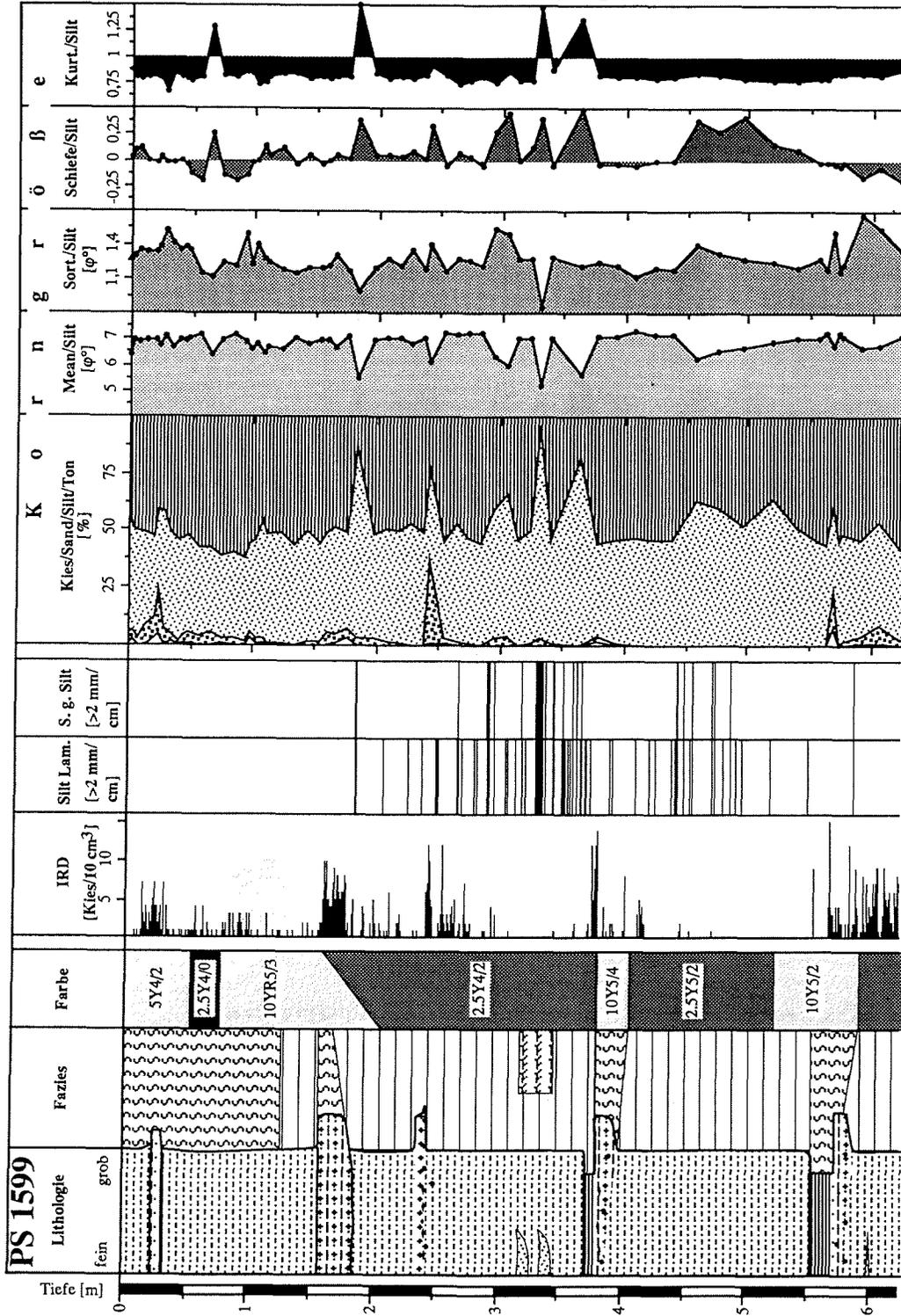
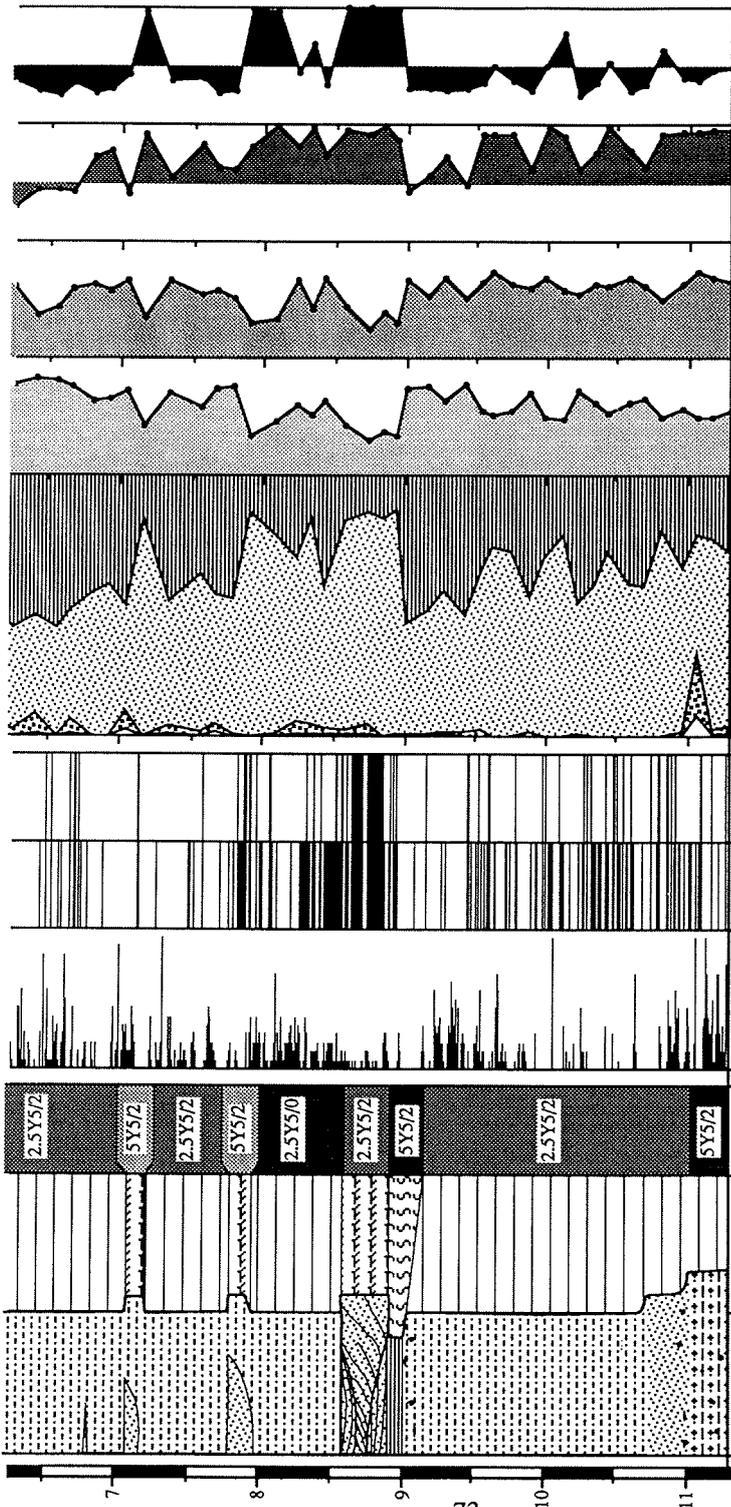


Abb. 41: Kernlog-Diagramm an der Station PS1599 (Teil 1); Legende siehe Abb. 40





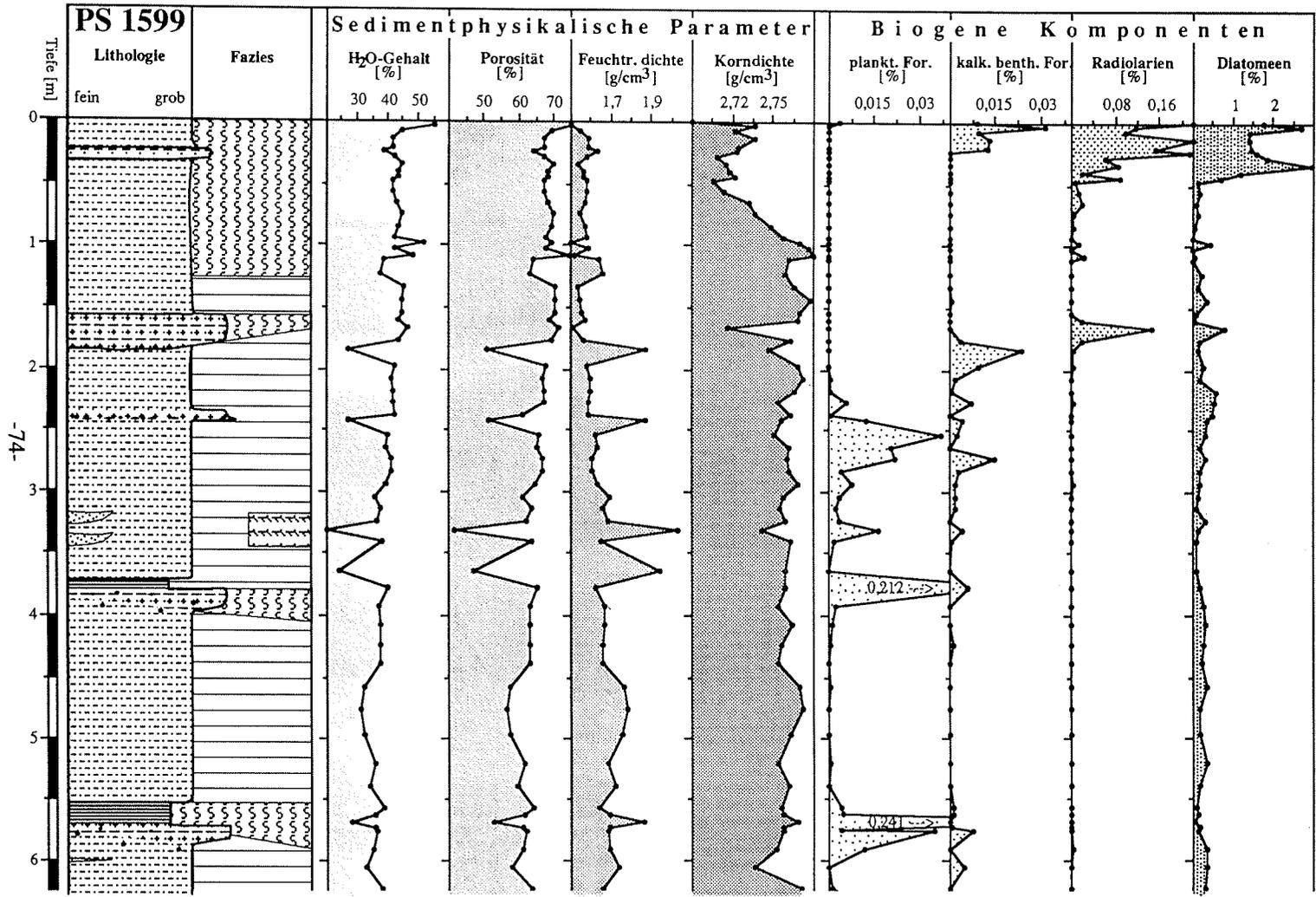


Abb. 41: Kernlog-Diagramm an der Station PS1599 (Teil 2); Legende siehe Abb. 40

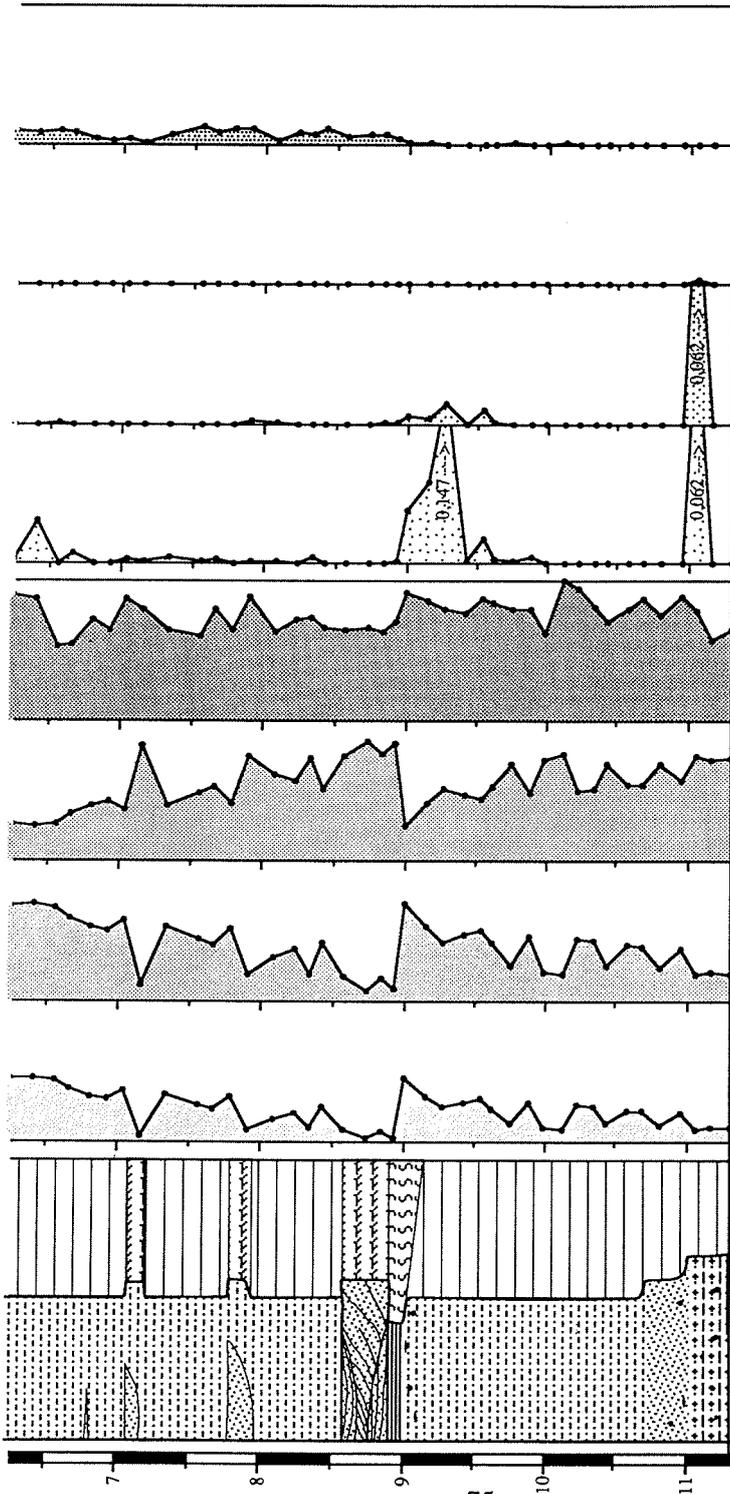
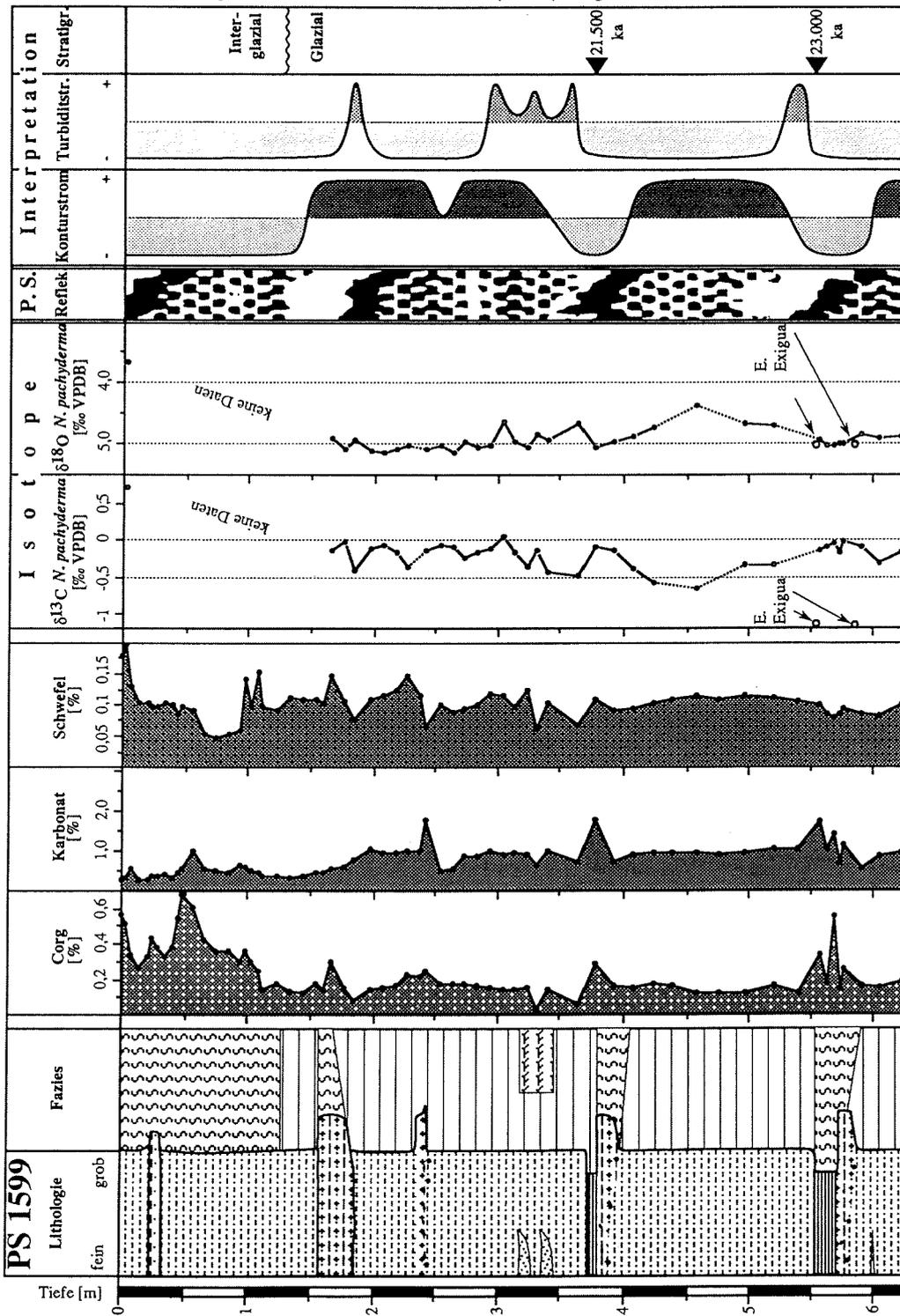


Abb. 41: Kernlog-Diagramm an der Station PS1599 (Teil 3); Legende siehe Abb. 40



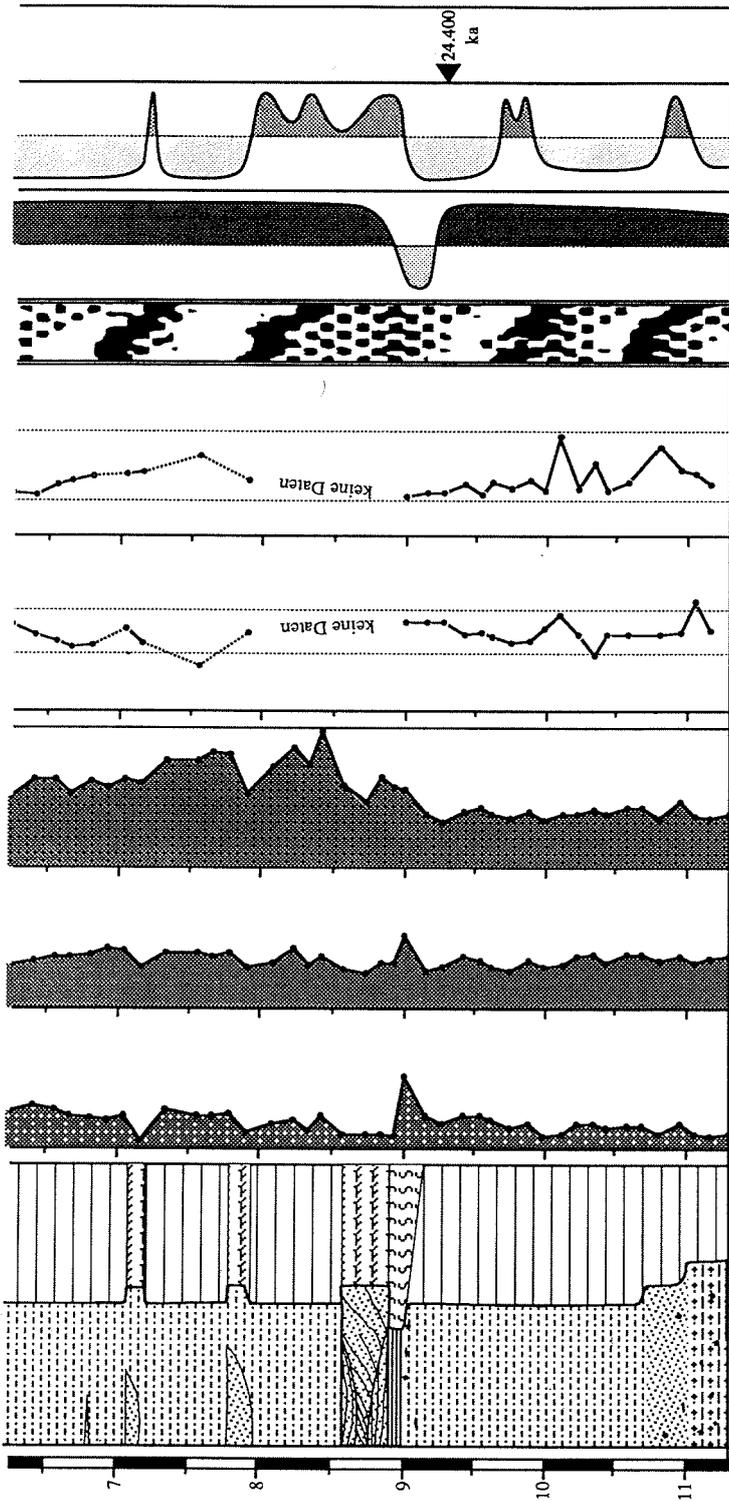
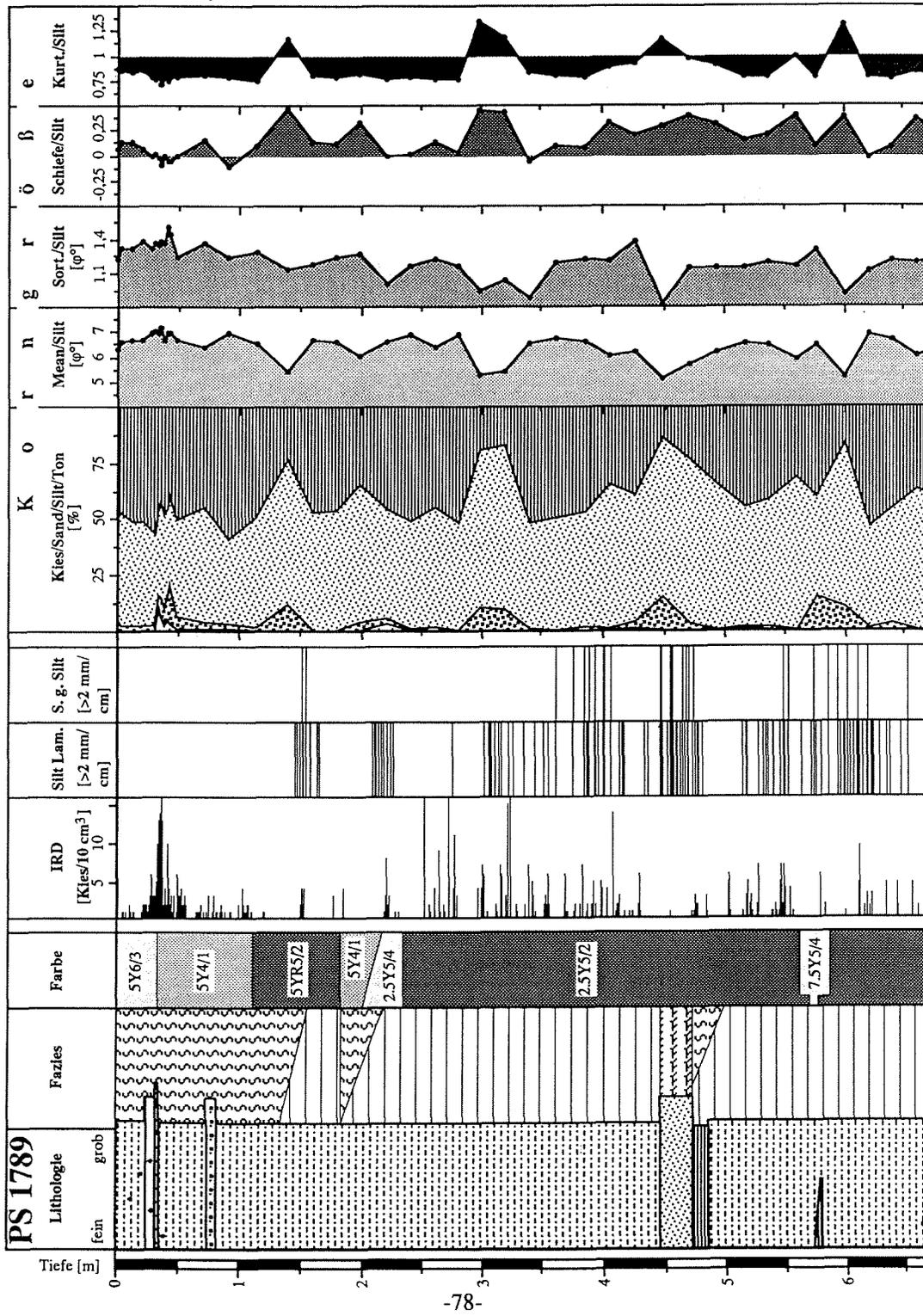


Abb. 42: Kernlog-Diagramm an der Station PS1789 (Teil 1); Legende siehe Abb. 40



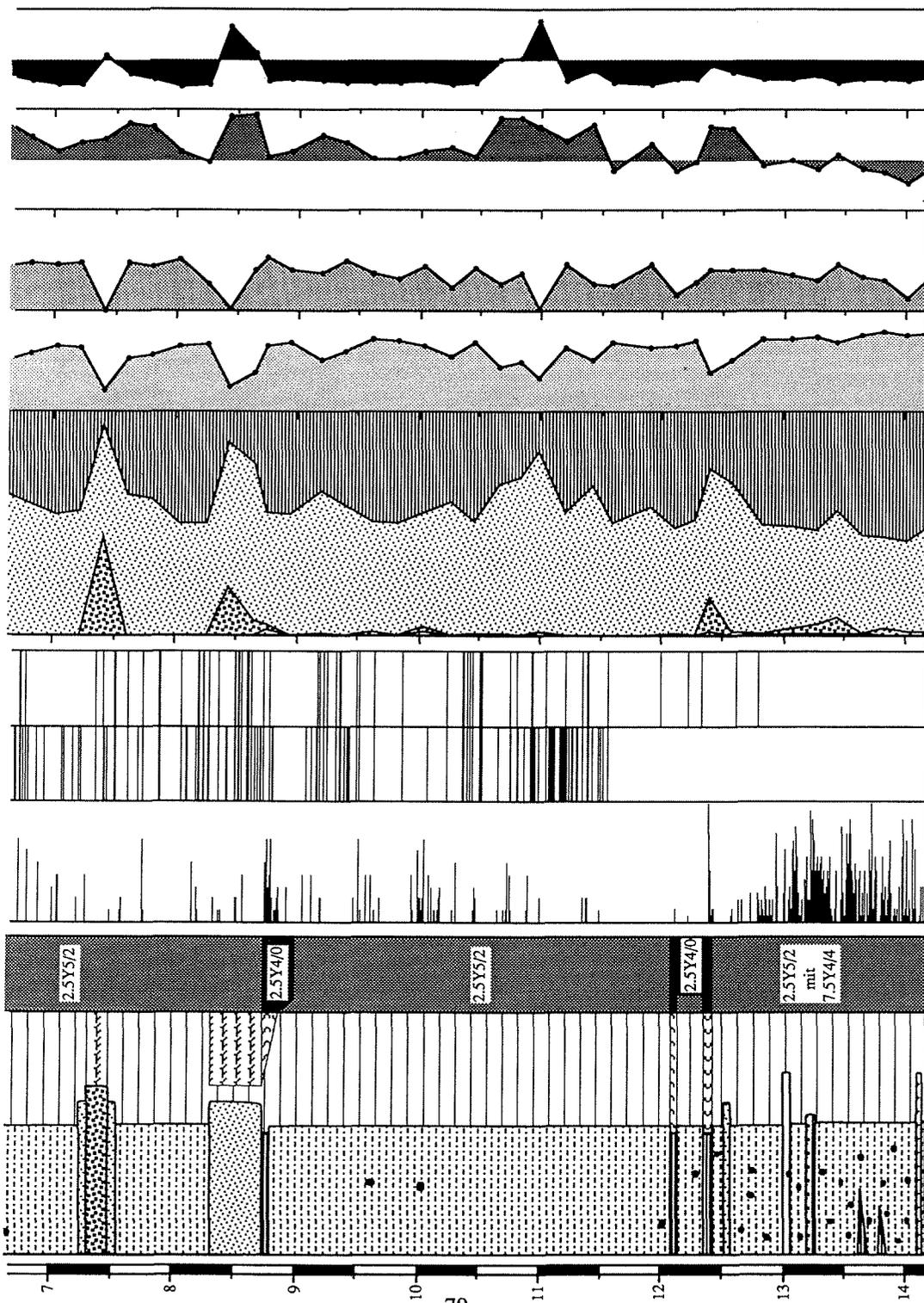
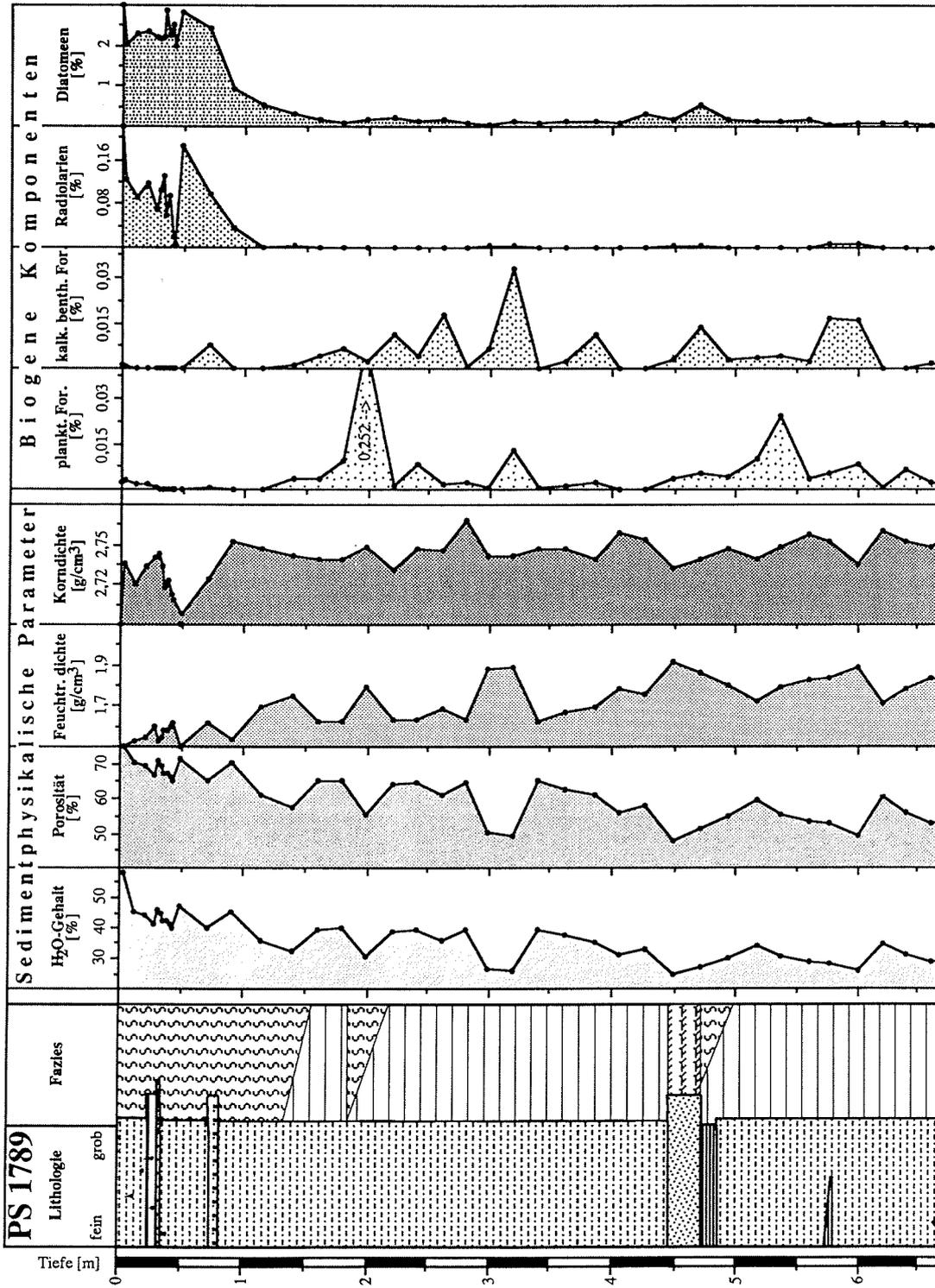


Abb. 42: Kernlog-Diagramm an der Station PS1789 (Teil 2); Legende siehe Abb. 40



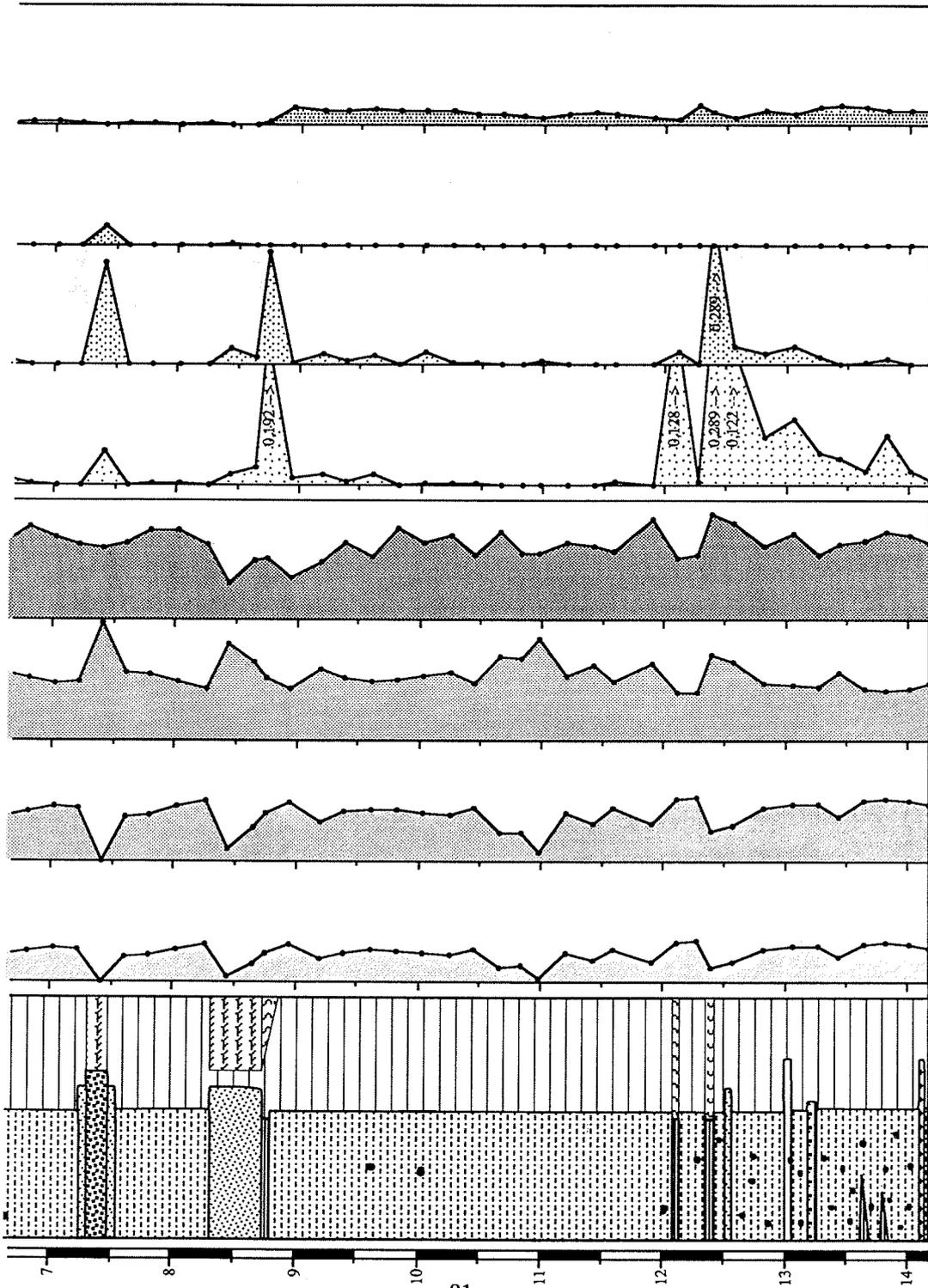
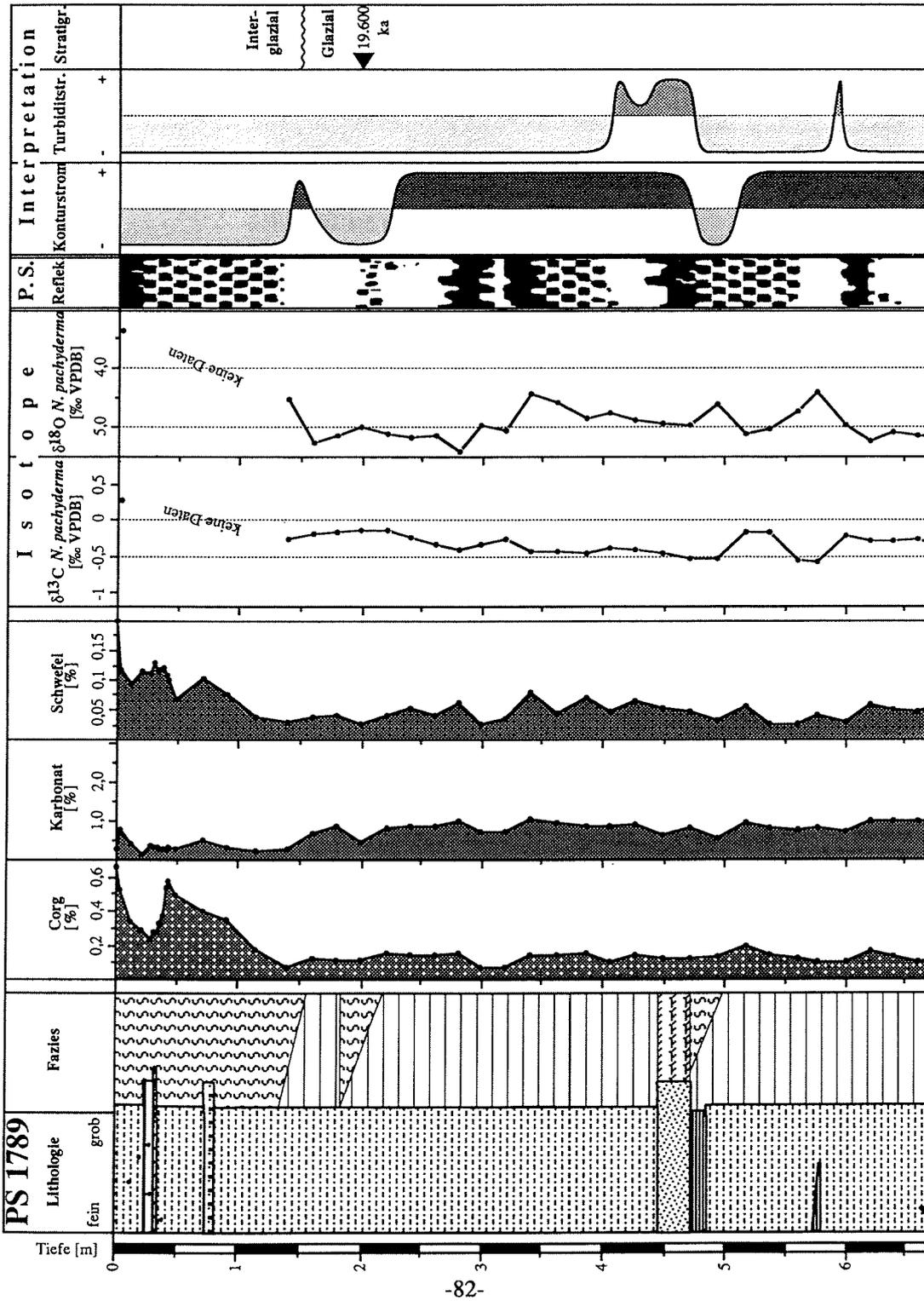


Abb. 42: Kernlog-Diagramm an der Station PS1789 (Teil 3); Legende siehe Abb. 40



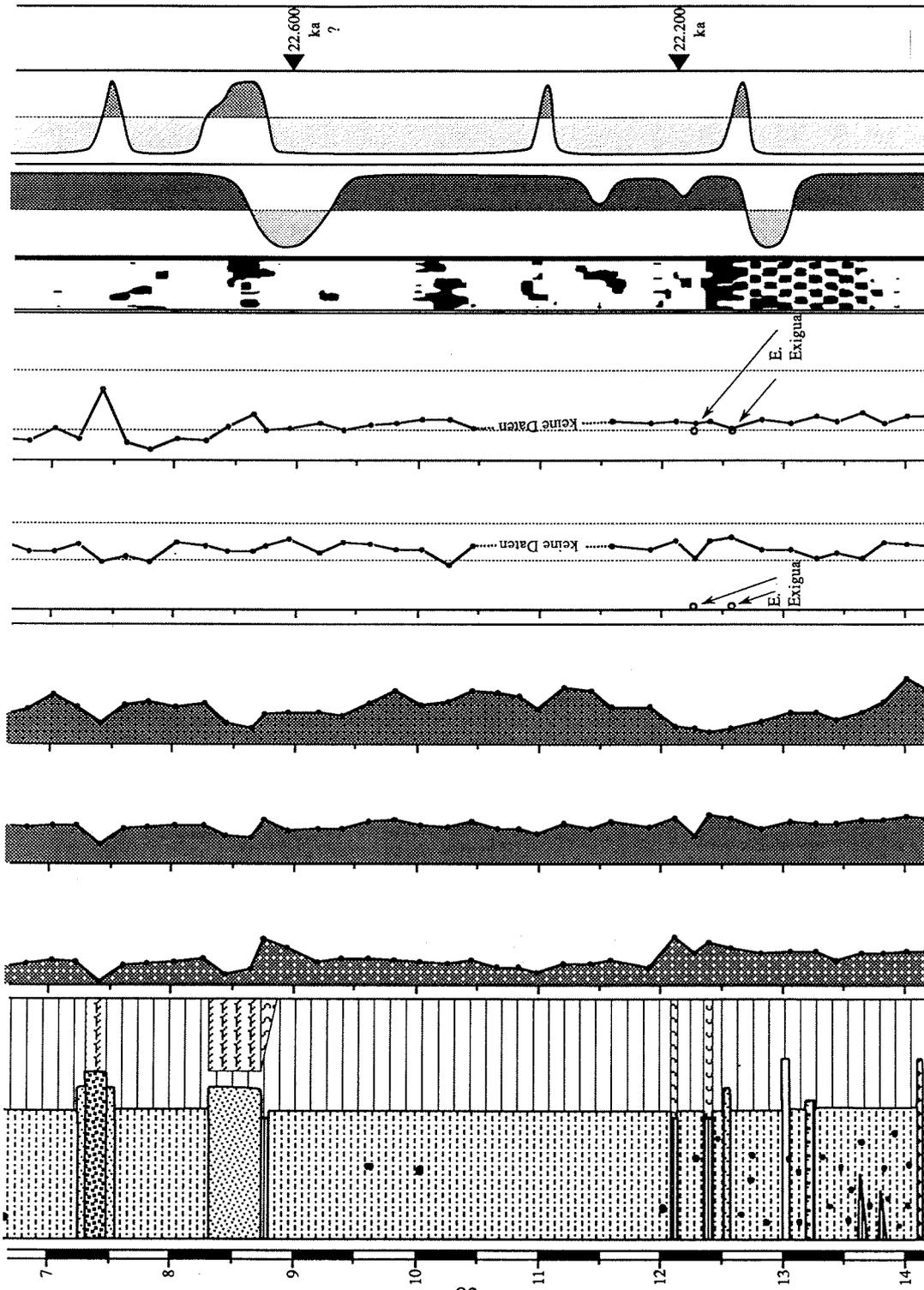
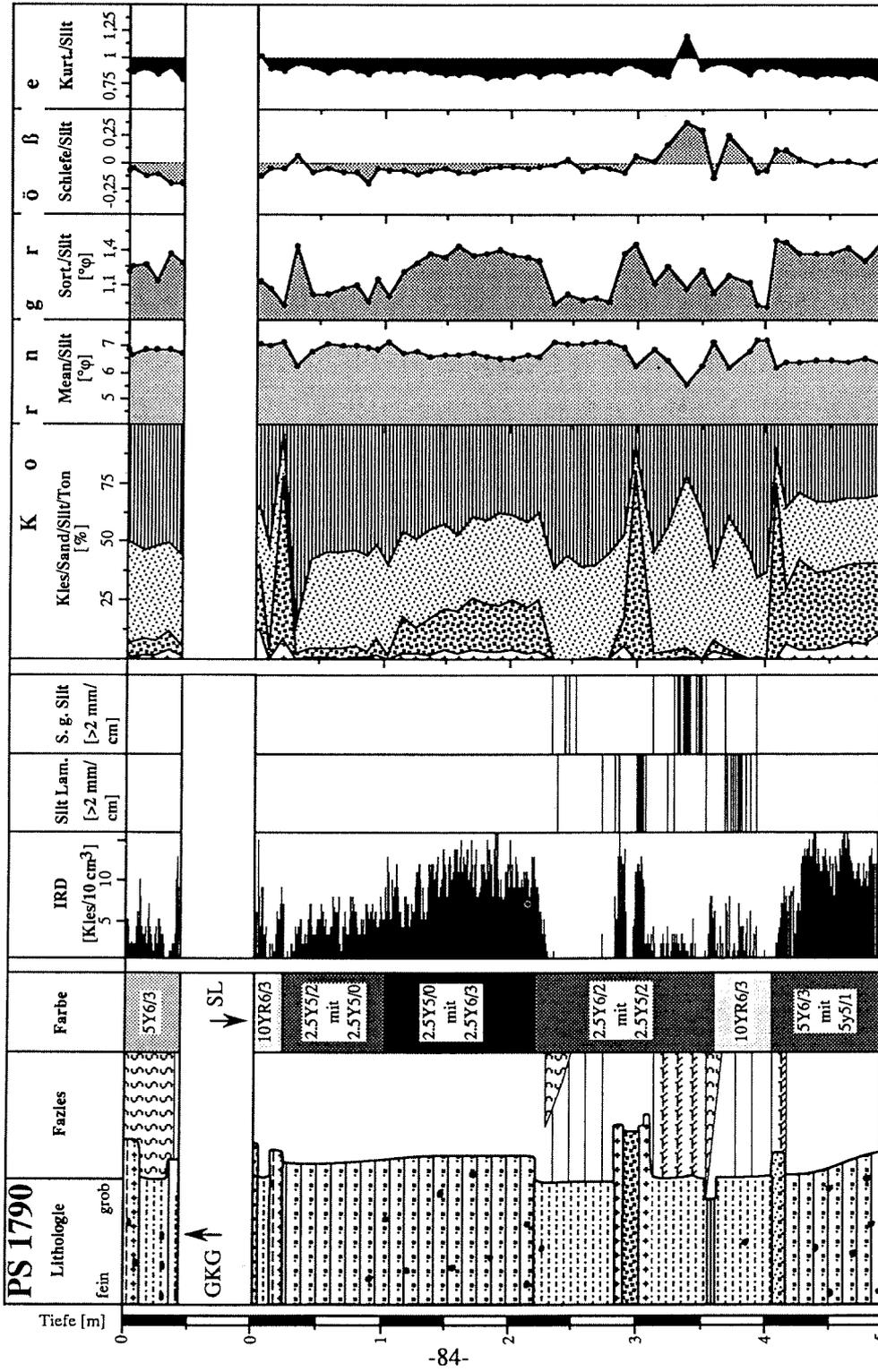


Abb. 43: Kernlog-Diagramm an der Station PS1790 (Teil 1); Legende siehe Abb. 40



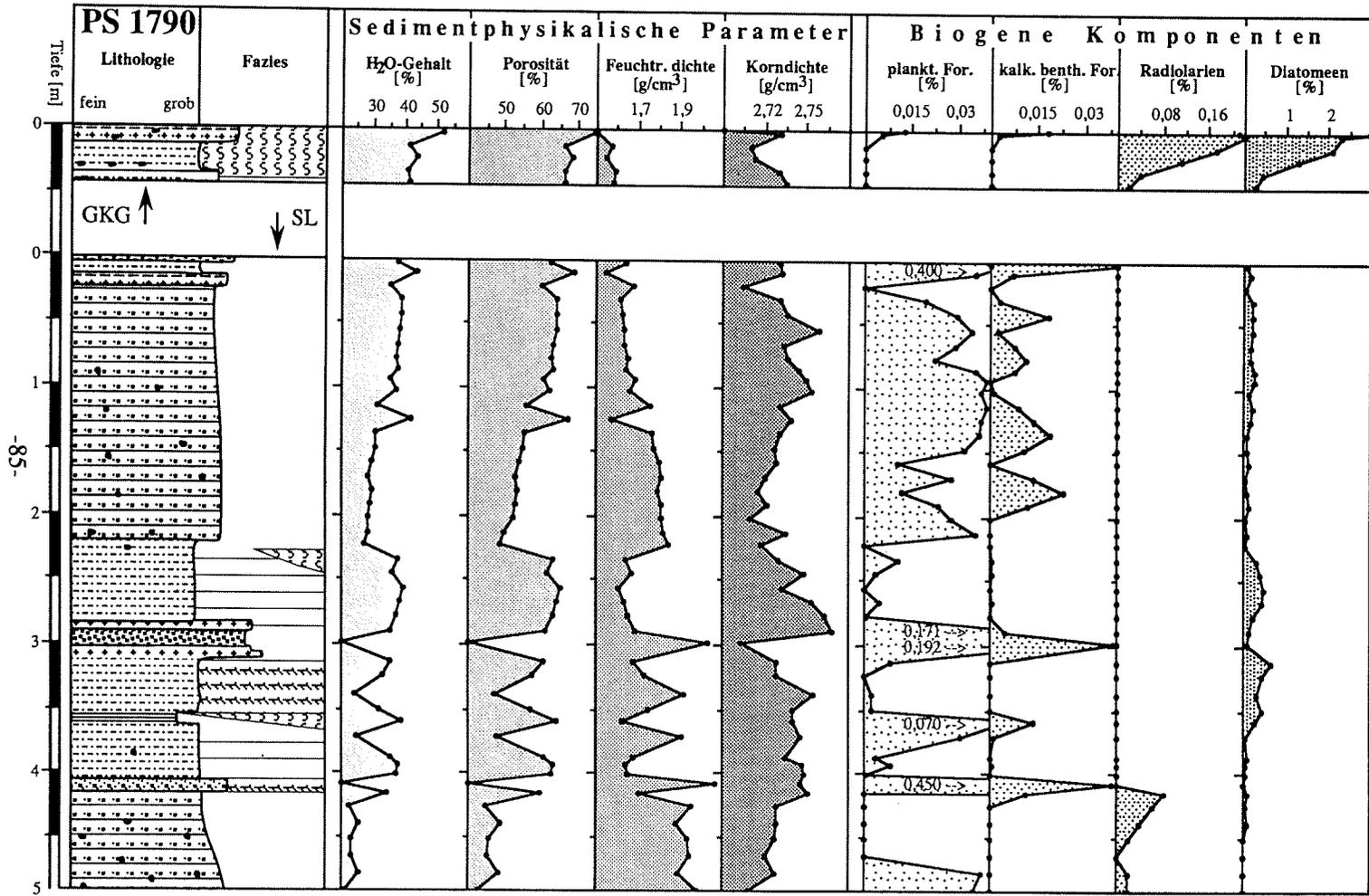
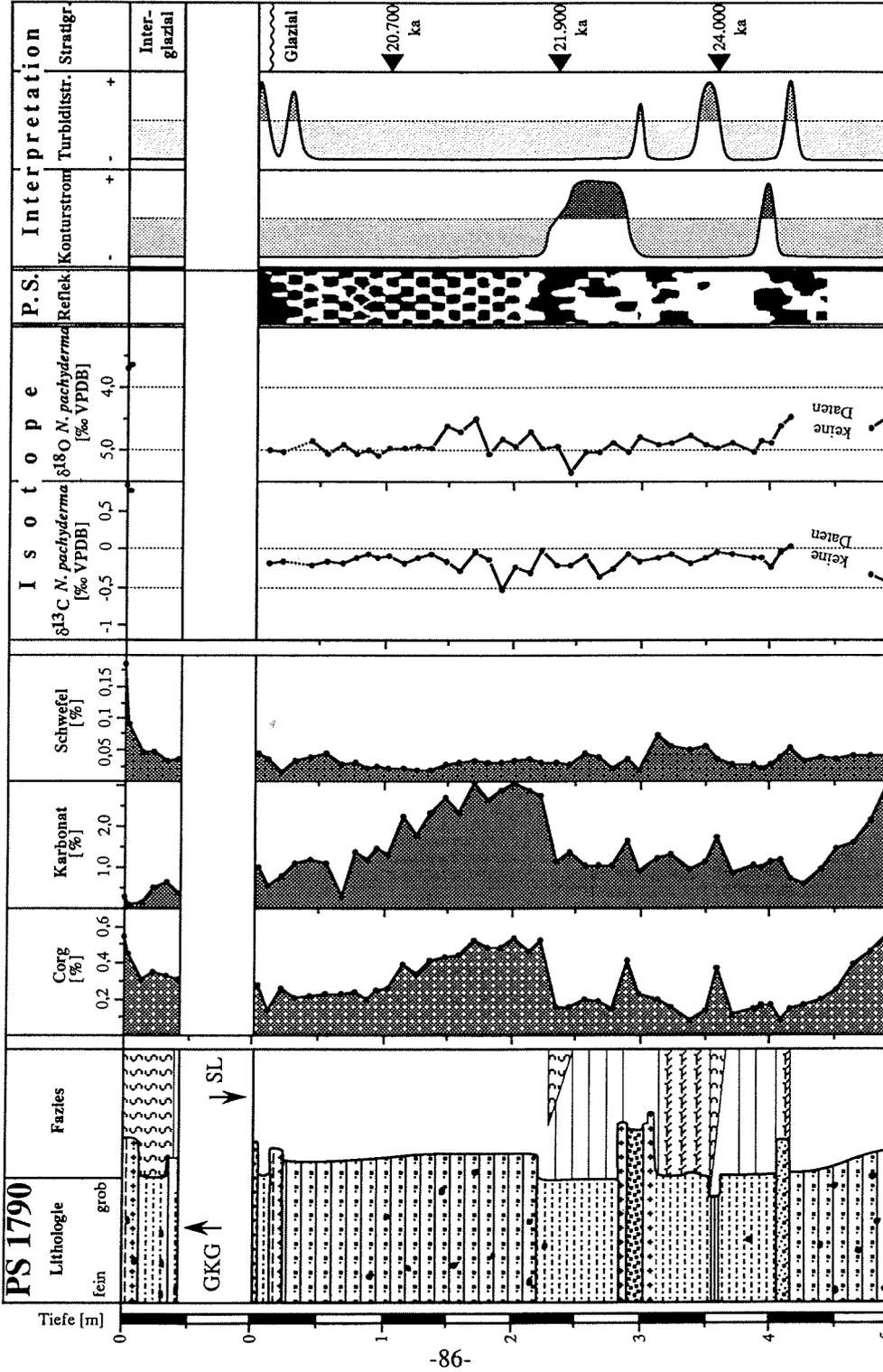


Abb. 43: Kernlog-Diagramm an der Station PS1790 (Teil 2); Legende siehe Abb. 40

Abb. 43: Kernlog-Diagramm an der Station PS1790 (Teil 3); Legende siehe Abb. 40



## 7. DISKUSSION UND INTERPRETATION DER SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTATION

Bereits die Sedimentechographie-Untersuchungen (Kap. 3) weisen darauf hin, daß die wesentlichen Sedimentationsprozesse innerhalb der Rinnen- und Rückensysteme durch Konturite und Turbidite charakterisiert sind, während in den übrigen Teilen der Terrasse des Kontinentalhanges Rutschungen verbreitet sind. Zunächst werden daher die Prozesse diskutiert, die zur Bildung von Konturiten und Turbiditen führen können. Dabei soll sowohl auf Gemeinsamkeiten, als auch auf mögliche Unterscheidungskriterien eingegangen werden. Anschließend wird anhand einer Klassifikation von vier verschiedenen Sedimentfaziestypen eine Zuordnung zu den auf der Terrasse wirksamen Sedimentationsmechanismen vorgenommen sowie die vertikale Abfolge der einzelnen Sedimentfaziestypen in den Sedimenten der Rücken erläutert. Anhand von Sedimentationsraten, die auf <sup>14</sup>C-Datierungen (Kap. 6.6.) beruhen, können die Sedimentkerne, unter Miteinbeziehung der Sedimentfaziestypen anschließend korreliert werden. Mit den so gewonnenen Erkenntnissen werden abschließend die Prozesse diskutiert, die zur Levee-Bildung auf den Sedimentrücken geführt haben könnten.

### 7.1. Konturite und Turbidite

Trübeströme, sowie Gleitungen, Rutschungen und Schlammströme, gehören zu Massenumlagerungs- bzw. Resedimentationsprozessen die durch die Gravitation angetrieben werden (BOUMA 1972). Im marinen Milieu befördern diese Prozesse Sedimentmaterial mehr oder minder senkrecht zum Kontinentalhang vom Flachwasser in die Tiefseebecken. Sie treten vor allem in submarinen Canyons auf (BOUMA 1972, EGLOFF & JOHNSON 1975, STOW 1985). Turbiditischer Sedimenttransport galt lange Zeit als der dominante Prozeß bei Sedimentumlagerungen.

Faziesmodelle für **Turbidite** wurden zuerst von BOUMA (1962) aufgestellt. Seine Standardsequenz beschreibt anhand 5 struktureller Einheiten (a-e) einen Wechsel von proximaler (hochenergetischer) zu distaler (niedrigenergetischer) Sedimentation vom Liegenden zum Hangenden. Im oberen Fließregime treten basal massiv ausgebildete kiesige Sande mit gradierter Schichtung (a) auf, die zu hochenergetisch parallel geschichteten Sanden und Silten (b) überleiten. Im unteren Fließregime sind schräggeschichtete Sande-Silte (c), parallel laminierte Silte und Tone (d) und strukturlose pelagische Sedimente (e) vorhanden. Das proximale Ende eines Turbidites kann sein distales bei erneut einsetzender Schüttung überrollen. Im Sediment sind folglich, je nach Nähe zum Liefergebiet oder je nach überliefertem Energieniveau, bei stationärer Schüttung, meist nur Teilabfolgen der Standardsequenz überliefert. Das von BOUMA (1962) entwickelte Schema wurde in der Folgezeit von verschiedenen Autoren modifiziert bzw. weiterentwickelt (u. a. KUENEN 1964, VAN DER LINGEN 1969, PIPER 1978, STOW & SHANMUGAN 1980).

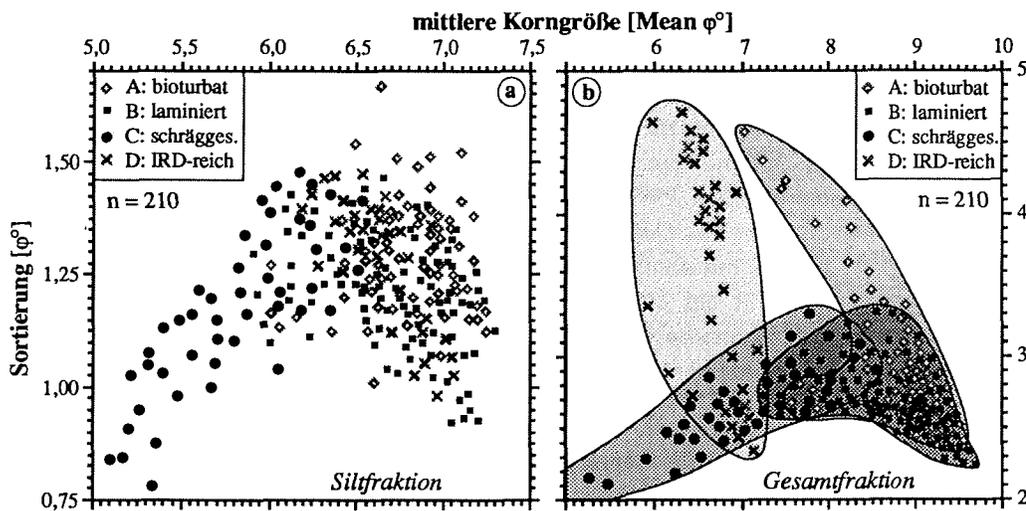
Konturströme sind thermohaline Bodenwasserströme die mehr oder minder parallel zu den bathymetrischen Konturen der Kontinentalränder verlaufen. Deren mögliche Bedeutung für Sedimenttransport und -umlagerung wurde zunächst von HEEZEN et al. (1966) erkannt. Er führte den Begriff 'Konturrit' ein, der ein durch Konturströme abgelagertes Sediment bezeichnet. Daß dieser Prozeß eine bedeutsame Alternative zu turbiditischem Sedimenttransport darstellt, wurde in der Folgezeit durch eine Vielzahl von Untersuchungen bestätigt (u. a. HOLLISTER & HEEZEN 1972, STOW & LOVELL 1979). Ablagerungen von Konturströmen zeigen i. d. R. Feinschichtung. Diese von LOMBARD (1969) als 'Laminite' bezeichneten Sedimente besitzen eine Wechsellagerung von wenige cm-mm mächtigen Silt- und Tonlagen. In der Antarktis werden laminierte Konturite von PIPER & BRISCO (1975) am Kontinentalanstieg nordwestlich von Wilkes Land beschrieben (DSDP Leg 28, Bohrung 268). Am häufigsten werden wechselne Stromgeschwindigkeiten zur Entstehung von Lamination herangezogen (u. a. SMITH et al. 1990). STOW & BOWEN (1978) stellen jedoch ein Modell vor, bei dem eine Ablagerungssortierung, verursacht durch stärkere Scherungsprozesse an der Grenzfläche Wasser/Sediment bei konstanter Strömungsgeschwindigkeit, zur Lamination führen kann. Sedimente mit Feinschichtung sind im Arbeitsgebiet typisch für die Sedimentrücken. Die Lamination geht hier sogar bis in den Submillimeterbereich.

Konturite und Turbidite können eine ähnliche bis nahezu identische Sedimentfazies erzeugen. Diese Tatsache kann vor allem in feinklastischen marinen Sedimenten zu großen Problemen bei der Identifikation der beteiligten Sedimentationsprozesse führen (BOUMA 1972, BOUMA & HOLLISTER 1973). Merkmale wie Korngrößenverteilung, Schrägschichtung, Schichtkontakt und -mächtigkeit, vertikale Schichtenabfolge, kompositionelle Eigenschaften und Faunengehalt dienen meist nur in der Gesamtbeurteilung zur genaueren Unterscheidung (HOLLISTER & HEEZEN 1972, STOW & SHANMUGAN 1980). Sedimentmaterial, das durch gravitative Sedimentationsprozesse vom äußeren Kontinentalschelf auf den Kontinentalhang transportiert wird, kann dort durch Konturströme aufgearbeitet werden (EMBLEY & LANGSETH 1977). Folglich ist im Sediment häufig eine Wechsellagerung von Konturiten und Turbiditen erkennbar (STOW & LOVELL 1979, STOW & SHANMUGAN 1980). In beiden Fällen erfolgt die Sedimentation aus einer Suspensionswolke ('nepheloid layer') heraus, die erstmals von EWING & THORNDIKE (1965) beschrieben wurde.

Zwei der drei bearbeiteten Sedimentkerne liegen auf Sedimentrücken der Terrasse des Kontinentalhanges (PS1599 & PS1789). Diesen Rücken sind jeweils im S Rinnen vorgelegt. Nach STOW & LOVELL (1979) können vor allem Sedimentrücken durch Konturite mit eingeschalteten Turbiditen aufgebaut werden. Welchen Beitrag Konturströme einerseits und turbiditische Ströme andererseits zum Aufbau der Sedimentrücken des Arbeitsgebietes geleistet haben könnten, soll durch die Charakterisierung von Sedimentfaziestypen (Kap. 7.2.) und deren vertikaler Abfolge (Kap. 7.3.) anhand der beiden oben erwähnten Stationen erläutert werden. Zur Charakterisierung von Rutschsedimenten wird die Station PS1790 herangezogen.

## 7.2. Sedimentfaziestypen

Die angewandte Klassifikation zur Unterscheidung von Sedimentfaziestypen beruht im wesentlichen auf der Analyse von Sedimentstrukturen (Bioturbation, Schrägschichtung, Lamination), weiterhin auf den statistischen Korngrößenparametern, dem Gehalt der Kiesfraktion als Maß für den Eintrag eistransportierten Materials, den Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnissen, der Sedimentfarbe und dem Gehalt an Mikrofossilien. Die Untersuchungen an drei Sedimentkernen des Kontinentalhanges lassen im wesentlichen vier verschiedene Sedimentfaziestypen erkennen. Es handelt sich dabei um bioturbate (A), laminierte (B), schräge-schichte (C) und IRD-reiche, strukturlose Sedimente (D). Das Vorkommen der verschiedenen Faziestypen ist aus den Kernlog-Diagrammen in den Abb. 41-43 ersichtlich (zur Legende siehe Abb. 40).



**Abb. 44:** Streudiagramm der Sortierung ( $\varphi^\circ$ ) gegen die mittlere Korngröße (Mean in  $\varphi^\circ$ ) in der Siltfraktion (a) und in der gesamten Korngrößenfraktion (b) der einzelnen Sedimentfaziestypen. Vor allem anhand der statistischen Korngrößenparameter in der Gesamtfraktion lassen sich vier Sedimentfaziestypen unterscheiden.

Eine Unterscheidung der einzelnen Sedimentfaziestypen läßt sich anhand der granulometrischen Daten zeigen (Abb. 44). Das Streudiagramm der Sortierung gegen die mittlere Korngröße läßt eine Unterteilung in verschiedene Felder mit jeweils charakteristischen Verläufen und Überschneidungen vor allem anhand der Korngrößenverteilung in der Gesamtfraktion (Abb. 44b), weniger hingegen in der Siltfraktion, (Abb. 44a) zu. Nähere Erläuterungen zur Korngrößenverteilung innerhalb der einzelnen Sedimentfaziestypen erfolgen in den folgenden Kap. 7.2.1.-7.2.4.

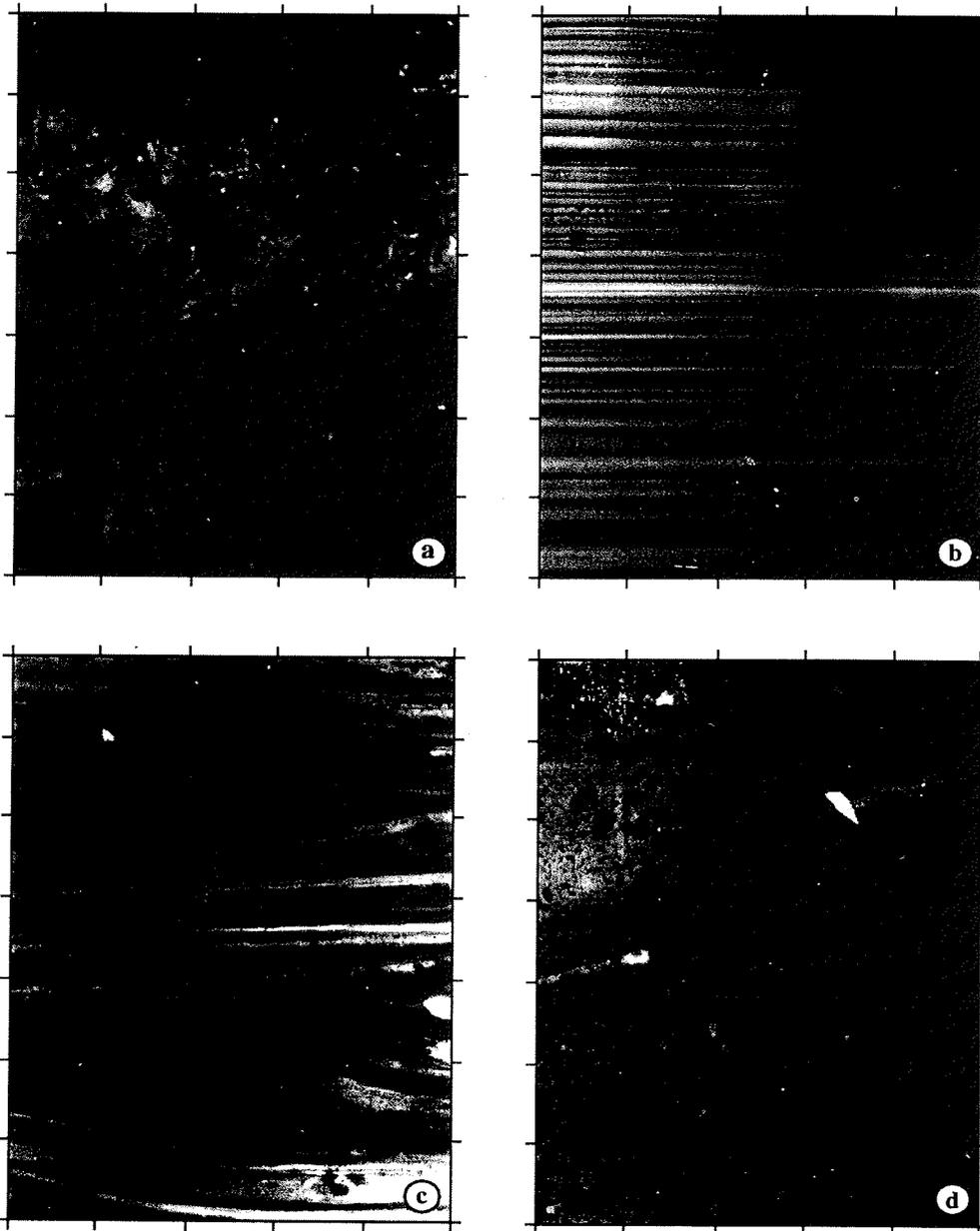
### 7.2.1. Fazies A: Bioturbate Sedimente

Die Sedimente des Faziestypes A sind stark bioturbat verwühlt (Abb. 45a). Sie zeigen hauptsächlich die Ichnotypen Chondrites und Planolithes. Schichtungsanzeiger sind i. d. R. nicht erkennbar. Die IRD-Gehalte variieren sehr stark. Überwiegend sind einzelne, in siltig-toniger Matrix liegende Klasten zu erkennen. Stellenweise ist die bioturbate Sedimentfazies IRD-frei. In einigen Fällen sind jedoch Kieslagen mit korngestütztem Gefüge eingeschaltet. Die  $C_{org}$ - und Mikrofossilgehalte sind höher als bei den anderen Faziestypen (siehe auch Abb. 35). In den liegenden Kernabschnitten sind bei überwiegend dunkelgrauen Sedimentfarben (2.5Y5/2 bis 2.5Y4/0) erhöhte Gehalte an biogenem Karbonat verzeichnet, während die oberflächennahen Abschnitte höhere Gehalte an biogenem Opal aufweisen. Hier sind hellere, graubraune bis rotbraune Sedimentfarben vorherrschend (5Y4/2 und 5Y6/3).

Die granulometrischen Daten weisen große Schwankungsbreiten auf. Die Tonanteile sind relativ hoch, sie liegen meist über 50 %, gefolgt vom Silt mit wechselnden Anteilen von 30 % bis 50 %. Kies und Sand treten nur untergeordnet auf; sie können in einigen Fällen jedoch bis zu 15 % erreichen. Die statistischen Korngrößenparameter der Siltfraktion zeigen starke Variationen der mittleren Korngröße, sowie der Schiefe- und Kurtosiswerte. Charakteristisch sind die mit 1,3  $\phi$  im Mittel relativ schlechten Sortierungswerte (Abb. 44a). Die Korngrößenverteilung der Gesamtfraktion (Abb. 44b) zeigt bei Sortierungswerten von  $\sim 3 \phi$  ein relativ breites, mit dem Vorkommen der laminierten Sedimentfazies weitgehend übereinstimmendes Feld bei einer mittleren Korngröße von 7,5-9  $\phi$ . Aufgrund der stellenweise deutlich höheren Kies- und Sandgehalte sind jedoch auch schlechtere Sortierungen bei gleichzeitig größerer mittlerer Korngröße im Feld der bioturbaten Sedimentfazies zu erkennen.

Die oberflächennahen Kernabschnitte werden bei allen drei Sedimentkernen durch die Fazies A dominiert. Die Verteilung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope (Kap. 6.5.) zeigt hier, soweit meßbar, das Isotopenstadium 1; im Liegenden hingegen das Isotopenstadium 2 mit laminierten Sedimenten (Fazies B). Sedimente der Fazies A repräsentieren in den hangenden Kernabschnitten folglich holozäne Ablagerungen. Diese Vermutung wird auch durch die  $^{14}C$ -Datierungen (Kap. 6.6.) nahegelegt. Ein erhöhter  $C_{org}$ -Fluß (s. o.) könnte hier zur Anhebung der Karbonatkompensationstiefe (CCD) geführt haben (BERGER 1968), was die geringen Gehalte an Biogenkarbonat im Isotopenstadium 1 erklären würde.

Der im Vergleich zu anderen Sedimentfaziestypen hohe Tonanteil in Verbindung mit kaum ausgebildeten Schichtungsanzeigern und schlechten Sortierungswerten kennzeichnet den geringen Strömungseinfluß auf Sedimente der Fazies A, der zur Akkumulation der Suspensionsfracht aus der Wassersäule und somit zur Anreicherung des Feinmaterials führt (siehe auch Abb. 46). Weiterhin zeigen die erhöhten Gehalte an planktischen Organismen den überwiegenden Einfluß hemipelagischer Sedimentation an.



**Abb. 45:** Positive von Radiographien der vier Sedimentfaziestypen (Maßstab in cm).

- |   |            |        |                |
|---|------------|--------|----------------|
| <b>a:</b> bioturbate Sedimente              | (Fazies A) | PS1789 | (0,66-0,73 m); |
| <b>b:</b> laminierte Sedimente              | (Fazies B) | PS1789 | (7,71-7,78 m); |
| <b>c:</b> schräggeschichtete Sedimente      | (Fazies C) | PS1599 | (8,54-8,61 m); |
| <b>d:</b> IRD-reiche strukturlose Sedimente | (Fazies D) | PS1790 | (1,60-1,67 m). |

### 7.2.2. Fazies B: Laminierte Sedimente (Konturite)

Das wesentliche Merkmal der Faziestypes B ist eine deutlich ausgeprägte Lamination (Abb. 45b). Diese Feinschichtung, eine Wechsellagerung aus fast reinen Silt- und tonreichen Lagen, zeigt große Ähnlichkeit zur Warvenschichtung. Das Erscheinungsbild ist in den untersuchten Sedimentabfolgen jedoch nicht immer einheitlich:

- Am häufigsten sind Laminae anzutreffen, deren Mächtigkeit im Submillimeterbereich liegt. Silt- und Tonlagen besitzen einen konkordanten, meist scharfen Kontakt zueinander. Die Siltlaminae zeigen keine erkennbare Gradierung.
- Die Siltlaminae können jedoch auch Mächtigkeiten  $> 2$  mm erreichen. Der Kontakt zu den liegenden Tonlaminae ist dann eher leicht wellig, wobei 'fining up'-Zyklen innerhalb des Siltes überwiegen.

Die Sedimente des Faziestypes B sind nahezu frei von Bioturbationsspuren. Die IRD-Gehalte sind gering. Lediglich in manchen Horizonten sind, an der Basis von Siltlagen, kleinere IRD-Klasten lagig angereichert. Die Corg- und Mikrofossilgehalte sind niedrig. Die Sedimentfarben zeigen überwiegend olivgraue bis olivbraune Farbtöne (2,5Y4/2 bis 2,5Y5/2).

Die Kies- und Sandgehalte sind gering (meist  $< 3$  %). Silt und Ton sind die dominierenden Korngrößen mit stark schwankenden Anteilen. Die granulometrischen Daten der Siltfraktion zeigen charakteristische Schwankungen im Kernverlauf (Abb. 41-42). Sie spiegeln lediglich Mittelwerte wider, da bei der Beprobung der Sedimente (Kap. 10.1.5.) mehrere Silt- und Tonlaminae gleichzeitig erfaßt werden (siehe auch Abb. 46). Bei einer mittleren Korngröße von  $5,9-7,3 \varphi^\circ$  liegen die Sortierungswerte zwischen  $0,9 \varphi^\circ$  und  $1,4 \varphi^\circ$  (Abb. 44a). Die Schiefe schwankt zwischen  $-0,2$  und  $0,5$ , sie ist häufig leicht positiv. Die Kurtosis ist durchweg leicht flachgipfelig ( $0,8-0,9$ ).

Die Fazies B kommt an der Station PS1790 am nordwestlichen Ende der kontinentalen Hangterrasse lediglich in einem kurzen Segment zwischen 285-240 cm vor. Die Sedimente der Rücken hingegen sind zu über 80 % durch sie charakterisiert. Die Ausbildung der Fazies ist bei den 35 km voneinander entfernten Rücken sehr ähnlich. So sind u. a. die mittleren Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse und die statistischen Korngrößenparameter weitgehend identisch.

Die Stationen PS1791 in der nordöstlichen Verlängerung des südlichen Sedimentrückens sowie die Stationen des nördlichen plateauartigen Rückens (PS1792, PS1793 und PS1798) wurden an den 1 m-Schnittstellen untersucht (Kap. 10.1.4.). Auch diese Sedimente zeigen ein siltig-toniges Korngrößenspektrum und sind überwiegend laminiert. Sowohl die Komponentenverteilung als auch die Sedimentfarben stimmen weitgehend mit den detailliert untersuchten Stationen PS1599 und PS1789 überein. Diese Tatsache legt die Annahme nahe, daß sämtliche Sedimentrückens des Arbeitsgebietes durch den gleichen Sedimentationsprozeß entstanden sind.

Eine klar identifizierbare Hierarchie von Großzyklen mit relativ mächtigen Siltlaminae und dazwischengeschalteten feinlamierten Horizonten konnte nicht festgestellt werden (Kap. 6.1., Abb. 41-43). Auch ein Wechsel von eher proximaler zu eher distaler Schüttung, wie sie bei Turbiditen durch Korngrößenverteilung und Schichtungsmerkmale angezeigt wird, fehlt. Lamierte Sedimente ohne erkennbare hierarchische Abfolge sind nach HOLLISTER & HEEZEN (1972) typisch für Konturite. In einigen Kernabschnitten treten mächtigere Laminae gehäuft auf. Sie deuten damit auf ein zeitweise höherenergetisches Strömungsmilieu hin, in dem lediglich Mittel- bis Grobsilt aus der Wassersäule sedimentieren kann, während bei nachlassender Strömungsenergie der vorher in Suspension gehaltene Ton abgelagert wird. Leichte Erosionsdiskordanzen deuten darauf hin, daß z. T. Material wieder resuspendiert und weitertransportiert wird. Auch die feinlamierten Horizonte zeigen den Energiewechsel an, nur daß er hier geringere Schwankungsbreiten besitzt und wahrscheinlich nicht imstande ist, bereits sedimentiertes Material zu erodieren. Siltig-tonige Konturströme besitzen Strömungsgeschwindigkeiten von 2-20 cm (HEEZEN & HOLLISTER 1964, HEEZEN et al. 1966). Sie sind folglich durchaus in der Lage Mittel- bis Grobsilt als Schwebfracht zu transportieren. Jüngere Untersuchungen (HOLLISTER & NOWELL 1991) zeigen, daß diese Ströme stark pulsieren können.

**Tab. 5:** Auszählung von Siltlaminae in den feinstlamierten Horizonten des Faziestyp B an den beiden Stationen der Sedimentrücken (PS1599 und PS1789). Die Ableitung der sehr hohen minimalen Sedimentationsraten (44 bzw. 50 cm/1.000 Jahre) ergibt sich aus der mittleren Höhe der Laminae.

PS1599					PS1789						
Sedimenttiefe [cm] von	Mäch- tigkeit bis [mm]	Anzahl	Mittlere Höhe [mm]	Sed. rate [cm/ka]	Sedimenttiefe [cm] von	Mäch- tigkeit bis [mm]	Anzahl	Mittlere Höhe [mm]	Sed. rate [cm/ka]		
190,9	192,0	11	23	0,48	47,8	271,0	273,0	20	54	0,37	37,0
219,9	224,0	41	60	0,68	68,3	323,2	326,0	28	60	0,47	46,7
221,5	222,9	14	32	0,44	43,8	388,3	391,0	27	52	0,52	51,9
285,5	287,0	15	23	0,65	65,2	422,4	425,0	26	50	0,52	52,0
338,7	340,5	18	43	0,42	41,9	441,0	444,0	30	46	0,65	65,2
487,7	488,5	8	24	0,33	33,3	623,6	627,0	34	48	0,71	70,8
460,5	462,4	19	30	0,63	63,3	646,5	649,5	30	46	0,65	65,2
513,0	513,6	6	17	0,35	35,3	673,6	677,6	40	55	0,73	72,7
540,0	541,0	10	30	0,33	33,3	723,5	728,0	45	100	0,45	45,0
551,5	552,6	11	30	0,37	36,7	768,5	774,0	55	114	0,48	48,2
686,0	690,5	45	106	0,42	42,5	826,0	829,0	30	118	0,25	25,4
682,5	684,7	22	78	0,28	28,2	871,0	872,0	10	40	0,25	25,0
987,5	989,0	15	36	0,42	41,7	970,8	972,7	19	43	0,44	44,2
1017,5	1018,7	12	25	0,48	48,0	1029,0	1031,2	22	56	0,39	39,3
1081,0	1082,4	14	38	0,37	36,8	1072,6	1075,0	24	38	0,63	63,2
Sedimentationsraten [cm/1.000 Jahre]		Min.=			<b>0,28</b>					<b>0,25</b>	
		Max.=			<b>0,68</b>					<b>0,73</b>	
		Mittel=			<b>44,4</b>					<b>50,1</b>	

Die Ähnlichkeit zur Warvenschichtung (DUPHORN et al. 1978) legt den Schluß nahe, daß die Lamination der Fazies B einen Jahreszyklus widerspiegelt. Die Siltlagen könnten dabei

während erhöhter Strömungsaktivität im Winter abgelagert werden, während bei nachlassendem Strom eine sommerliche Tonlage sedimentiert. Ausgehend von dieser Annahme können durch Auszählung der Siltlaminae in den feinlaminierten Horizonten Sedimentationsraten abgeschätzt werden (Tab. 5). Unter dem Binokular wurden jeweils nur sehr feinlaminierte Horizonte ausgezählt, da lediglich hier eine exakte Trennung der einzelnen Ton- und Siltlagen möglich war. Bei mächtigeren Laminae sind die Korngrößenunterschiede meist geringer, so daß eine Trennung visuell kaum durchführbar erscheint. Die resultierenden Sedimentationsraten sind folglich als Minimalwerte anzusehen. Für die Sedimente der Rücken liegen sie bei 44 cm/1.000 Jahre (ka) für PS1599 bzw. 50 cm/ka für PS1789. Die an den Laminae ausgezählten Sedimentationsraten stehen somit nicht im Widerspruch zu den Ergebnissen der Isotopenuntersuchungen. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Profile beider Sedimentkerne zeigen an, daß das Isotopenstadium 5.5 nicht erreicht wird und somit minimale Sedimentationsraten von 9 cm/ka bei PS1599 bzw. 12 cm/ka bei PS1789 vorhanden sein müssen. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen weisen auf noch wesentlich höhere Sedimentationsraten von bis zu 370 cm/ka hin. Diese hohen Werte können einerseits in den mächtigeren Laminae erreicht werden. Andererseits sind jedoch auch Turbidite am Aufbau der Sedimentrücken beteiligt, wie im Folgenden gezeigt wird. Diese liefern als kurzzeitige Ereignisse sehr viel Sediment.

### 7.2.3. Fazies C: Schräggeschichtete Sedimente (distale Turbidite)

Ähnlich den laminierten Sedimenten zeigen auch die schräggeschichteten Sedimente des Faziestypes C weitgehend keine Bioturbation. IRD tritt sowohl lagig an der Basis schräggeschichteter Sedimenteinheiten, als auch statistisch im Sediment verteilt auf (Abb. 45c). Die  $\text{C}_{\text{org}}$ - und Mikrofossilgehalte sind niedrig. Olivgraue bis olivbraune Sedimentfarben (2,5Y4/2 bis 2,5Y5/2) herrschen vor.

Vor allem die granulometrischen Daten kennzeichnen diese Fazies. Die Sandgehalte können bis zu 10 % erreichen. Mit bis zu 90 % ist der Silt die eindeutig dominierende Korngrößenfraktion. Im Vergleich zu den anderen Sedimentfaziestypen sind hier die besten Sortierungswerte und die größte mittlere Korngröße zu erkennen (Abb. 44 & 46). Die Schiefe ist in der Siltfraktion deutlich positiv ( $\leq 0,5$ ), die Kurtosis hochgipfelig ( $\leq 1,5$ ).

Die Schrägschichtungskörper zeigen ein vielfältiges Erscheinungsbild (Abb. 45c & 46). Sie können lagig ausgebildet sein mit einer Mächtigkeit von wenigen mm bis zu 1,5 cm. Der basale Kontakt kann in diesen Fällen sowohl konkordant als auch leicht wellig sein. Weiterhin sind Parallelschichtung sowie laminierte Schrägschichtung, z. T. mit Erhaltung der luvseitigen Lamellen, häufig anzutreffen. Einzelne Lagen zeigen deutliche Gradierung. Es sind auch flache Schrägschichtungslinsen erkennbar. Diese greifen meist diskordant in die liegende Schichtenfolge ein und besitzen eine scharf ausgeprägte Erosionsbasis. Sie sind planar schräggeschichtet, z. T. zeigen sie interne Kleinrippelschichtung. Geringmächtige, tonreiche Lagen sind auch in die Fazies C eingeschaltet, spielen jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Die Fazies C tritt bei PS1790 lediglich zwischen 310 cm und 355 cm auf. In den Sedimenten der Rücken (PS1599 und PS1789) ist sie jedoch häufiger ausgebildet. Die überwiegend wenigen cm mächtigen Lagen sind hier meist in die Fazies B (Konturite) eingeschaltet. Es existieren z. T. fließende Übergänge zwischen der Fazies C und B. Ein verstärktes Auftreten schräggeschichteter Sedimente ist in beiden Sedimentkernen in fast identischen Sedimenttiefen verzeichnet (zwischen etwa 8,4-8,9 m). Die Abfolgen zeigen insgesamt einen 'fining up'-Zyklus, wie sie für eine Sedimentation bei nachlassender Strömungsenergie typisch ist.

Die Korngrößenverteilung und die Art der Schrägschichtungsstrukturen, sowie deren Entwicklung innerhalb der Fazies C vom Liegenden zum Hangenden fügen sich gut in das Schüttungsbild turbiditischer Sedimente. Nach der Nomenklatur von BOUMA (1962) sind hauptsächlich die Teilabfolgen c, d und e überliefert, nach derjenigen von STOW & SHANMUGAN (1980) die Teilabfolgen T0-T4. Die Abfolgen werden bei nachlassender Strömungsenergie im unteren Fließregime abgelagert. Die geringe Mächtigkeit, die Schichtungsmerkmale und die relativ feine Korngröße legen den Schluß nahe, daß es sich um distale Turbidite handelt, in denen die Teilabfolgen a und b des oberen Fließregimes nicht mehr zur Ablagerung kommen.

#### **7.2.4. Fazies D: IRD-reiche strukturlose Sedimente (Rutschsedimente)**

Die Fazies D ist weitgehend frei von Bioturbationsspuren. Primäre Sedimentstrukturen sind in den seltensten Fällen zu erkennen (Abb. 45d). Chaotische Sedimentgefüge und Sedimentdeformationen sind im Vergleich zu den anderen Faziestypen häufiger verzeichnet. Die Gehalte an biogenem Karbonat sind im Mittel deutlich höher als bei den anderen Faziestypen. Im Sediment treten sehr unterschiedliche Farben auf. Es sind sowohl olivbraune ((2,5Y5/2) bis dunkelgraue (2,5Y5/0) als auch rötlich graubraune (5Y6/3) bis graugrüne (10YR6/3) Farbtöne vorhanden.

Kennzeichnend sind die im Mittel hohen IRD-Gehalte (bis zu 15 Kieskörner/10 cm<sup>3</sup>). Sie unterliegen im Sediment deutlichen Schwankungen. Diese sind positiv mit den Kies- und Sandgehalten sowie den Corg- und Karbonatgehalten korreliert (Kap. 6.3.). Die Korngröße des IRD liegt im Fein- bis Mittelkies. Meist sind einzelne, unregelmäßig angeordnete Klaster in siltig-toniger Matrix anzutreffen, z. T. ist eine Anreicherung in Nestern zu beobachten.

Der Faziestyp D zeigt vergleichbar hohe mittlere Kies- Sand- und Ton-, sowie geringe Siltgehalte. Die Sortierungswerte der Siltfraktion schwanken zwischen 1,0  $\phi^\circ$  und 1,5  $\phi^\circ$  (middle sorted), wobei ein erhöhter Sandgehalt die Sortierung zu schlechteren Werten hin verschiebt. Mittlere Korngröße, Schiefe und Kurtosis der Siltfraktion werden jedoch nur unwesentlich durch die wechselnden Kies-Sand-Silt-Tonanteile beeinflusst (Abb. 43). Die mittlere Korngröße pendelt nur sehr gering um 6,5  $\phi^\circ$ . Die Schiefe ist meist leicht negativ (-0,1). Die Kurtosis ist leicht flachgipfelig, sie liegt recht konstant bei etwa 0,85. Auch die Korngrößenverteilung der Gesamtfraktion zeigt ein charakteristisches Feld (Abb. 44b) von

nur gering schwankenden, relativ groben mittleren Korngrößen (5,8-7  $\varphi^\circ$ ) bei insgesamt sehr variablen Sortierungswerten (2,2-5,7  $\varphi^\circ$ ).

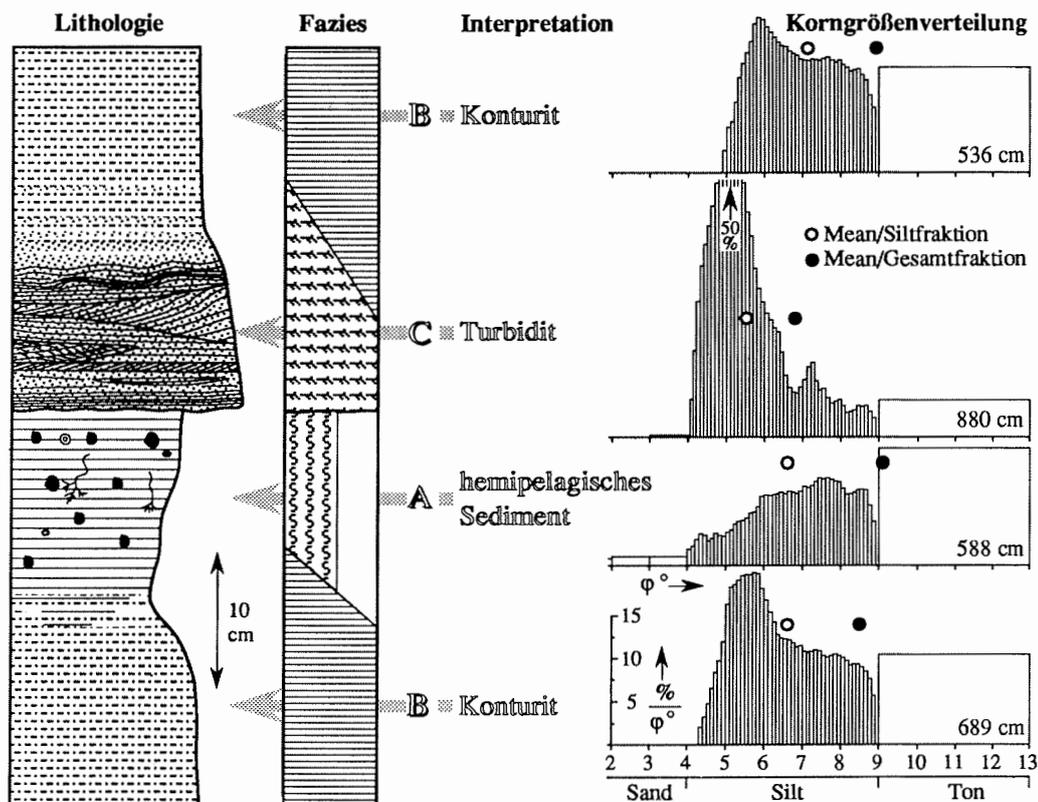
Sedimente der Fazies D kommen fast ausschließlich an der Station PS1790 vor, wo sie die Profilabfolge eindeutig dominieren. Die sich sehr gleichförmig verhaltenden mittleren Korngrößen, Schiefe- und Kurtosiswerte der für Strömung sensiblen Siltfraction bei gleichzeitig stark wechselnden Kies-Sand-Silt-Ton-Anteilen, zeigen an, daß kaum Strömung auf die Sedimentation eingewirkt haben kann. Nach den Sedimentechographie-Untersuchungen liegt PS1790 im Bereich des Sediment-Echotyps **W**. Dessen Sedimente werden als Rutschmassen (YOON et al. 1991) auf der flach nach NE geneigten Hangterrasse interpretiert (Kap. 3.4.). Anhand der Faziesanalyse zeigen sowohl das Sedimentgefüge, als auch vor allem die statistischen Korngrößenparameter eine Durchmischung (Homogenisierung) innerhalb von Schlammströmen an, die gravitativ transportiert und abgelagert werden. Als Liefergebiet kommt der Kontinentalschelf und obere Kontinentalhang im SW (Crary-Fächer) in Frage (siehe auch Kap. 3.4.).

### 7.3. Vertikale Faziesabfolge in den Sedimenten der Rücken

Die vertikale Faziesverteilung in den Sedimenten beider Rücken läßt eine charakteristische Abfolge erkennen (Abb. 46), die ihrerseits Rückschlüsse auf das Sedimentationsgeschehen zuläßt.

Ausgehend vom Liegenden zeigt die Wechsellagerung von Silt- und Tonlaminae (**Fazies B**) wahrscheinlich Sedimenttransport und -ablagerung eines bodennahen Konturstroms mit saisonal schwankender Strömungsintensität an. Der Einfluß dieses Stroms bzw. dessen Strömungsgeschwindigkeit scheint in dem darüber liegenden Profilabschnitt geringer zu werden. Siltlaminae werden seltener und der Tonanteil steigt. Schichtungsanzeiger sind kaum mehr erkennbar. Zur gleichen Zeit treten erste Bioturbationsspuren auf – ein Hinweis auf geringere Sedimentakkumulation in der hemipelagisch beeinflussten **Fazies A**. Die IRD-Gehalte im Sediment nehmen zu, ein Zeichen für die steigende Eisbergaktivität.

Das langsame Nachlassen der Strömungsenergie einhergehend mit dem allmählichen Umschwung der Sedimentfazies wird jäh durch hochenergetisch transportierte turbiditische Sedimente unterbrochen. Der basal wellige Kontakt der **Fazies C** zu den liegenden bioturbaten Sedimenten läßt auf Erosionsprozesse zu Beginn dieser Schüttung schließen. Die horizontal geschichteten Sedimente sind zum Hangenden hin stärker planar bis laminiert schräggeschichtet. Die Abfolge zeigt insgesamt einen 'fining up'-Zyklus. Ausbildung der Schichtung sowie Korngrößenverteilung fügen sich gut in die Bouma-Abfolgen ein, die ein Nachlassen der Stromkraft bzw. einen Wechsel von eher proximaler zu stärker distaler turbiditischer Schüttung, bei stationärem Liefergebiet, anzeigen.



**Abb. 46:** Idealierte vertikale Faziesabfolge in den Sedimenten der Rücken mit Lithologie und Fazies (links) entsprechend der Legende zu den Kernlog-Diagrammen (Abb. 40). Die rechts dargestellten Histogramme stammen aus unterschiedlichen Kerntiefen der Station PS1599 und zeigen typische Korngrößenverteilungen für die jeweilige Fazies mit mittleren Korngrößen in der Silt- und Gesamtfraktion (Kreise).

Zum Hangenden hin wird die Mächtigkeit einzelner Siltlagen geringer. Schrägschichtungskörper sind seltener ausgebildet. In zunehmendem Maße sind wieder feinelaminierte Sedimente in die Abfolge eingeschaltet, womit der nun wieder wachsende Einfluß des bodennah strömenden Konturstroms angezeigt wird. Schließlich sind fast nur noch Sedimente der Fazies B über mehrere Meter Mächtigkeit vorhanden, in die gelegentlich wenige cm mächtige Siltlagen der Fazies A eingeschaltet sind.

Siltig-tonige Konturite mit eingeschalteten turbiditischen und hemipelagischen Sedimenten treten nach STOW & LOVELL (1979) vor allem in Sedimentrücken des Kontinentalanstieges auf. Die Faziesabfolge von B über A nach C und wieder nach B ist in den Sedimenten der Rücken häufig ausgebildet. In der oben geschilderten idealisierten Form kommt sie bei PS1599 in 9,40-8,85 m, 6,15-5,45 m und 4,25-3,75 m, bei PS1789 in 13,00-12,50 m, 9,25-8,65 m und 5,25-4,65 m vor (siehe auch Kernlog-Diagramme, Abb. 41-43). Daneben gibt es jedoch auch kleinere Vorkommen in leicht abgewandelter Form.

#### 7.4. Sedimentationsraten

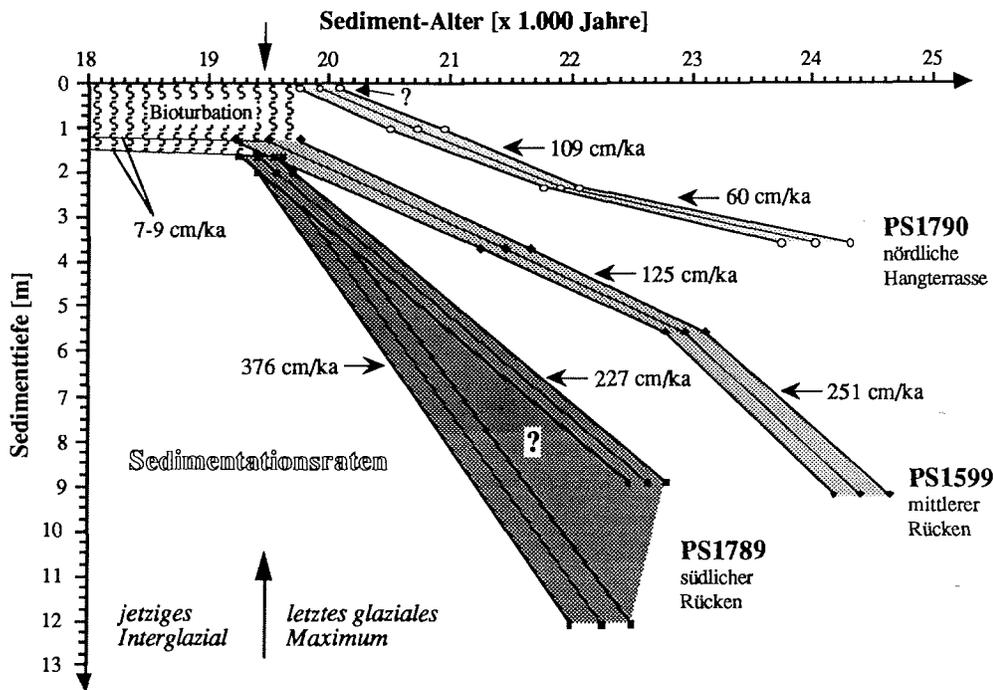
Die obersten, holozänen Kernsegmente der bearbeiteten Stationen werden jeweils von der bioturbaten Sedimentfazies dominiert (Kap. 7.2.1.). In diesen Abschnitten fehlt biogenes Karbonat weitgehend, so daß weder die Isotopenstratigraphie einen Anhaltspunkt über den Stadienwechsel 2/1 liefert (Kap. 6.5.), noch <sup>14</sup>C-Datierungen (Kap. 6.6.) durchgeführt werden konnten. Unmittelbar im Liegenden der bioturbaten Fazies schließen sich Laminite mit eingeschalteten Turbiditen (Fazies B & C) in den Sedimenten der Rücken bzw. IRD-reiche, strukturlose Sedimente der Fazies D in PS1790, an. Diese Kernabschnitte liegen nach den <sup>14</sup>C-Datierungen sämtlich im letzten glazialen Maximum (Kap. 6.6.).

Anhand der <sup>14</sup>C-Altersfixpunkte konnten Sedimentationsraten für das letzte glaziale Maximum berechnet werden (Abb. 47). Diese wurden mit einer Korrektur nach MELLES (1991) für den 'Reservoir-Effekt' sowie einer Korrektur nach BARD et al. (1990b) für die äquivalenten U-Th-Alter ermittelt (siehe auch Kap. 6.6.). Die an der Station PS1599 zwischen 378 cm und 564 cm, sowie die an der Station PS1790 zwischen 104 cm und 234 cm errechneten Werte, wurden zum Hangenden hin bis zum Einsetzen der bioturbaten Sedimente linear interpoliert. Bei PS1789 wurden getrennte Interpolationen für 199-895 cm und 199-1211 cm durchgeführt, da die in 895 cm und 1211 cm ermittelten Werte keine exakte Altersabfolge ergaben (Kap. 6.6.).

Die Basis der bioturbaten Sedimente in den obersten Kernabschnitten liegt nach den Berechnungen in einem eng umgrenzten Alterfeld von 19.500-20.000 Jahren (ka). Vor allem die Sedimente der Rücken (PS1599 und PS1789) zeigen fast identische Alter für das Einsetzen der bioturbaten Fazies. Bei PS1790 ist die Tiefenlage der oben genannten Basis fraglich, da zwischen SL und GKG eine Schichtlücke existieren könnte (Kap. 3.4. & 6). Als Grenze wurde hier die in 15 cm Tiefe des SL beginnende Bioturbation angenommen.

Die für das letzte glaziale Maximum in den Sedimenten der Rücken ermittelten Sedimentationsraten sind außergewöhnlich hoch für den Kontinentalhang des Weddellmeeres. Im südlichen Sedimentrücken (PS1789) liegen sie, nach Mittelung der in 199-895 cm (= 376 cm/ka) und 199-1210 cm (= 227 cm/ka) bestimmten Werte, bei etwa 300 cm/ka (Abb. 47). Im mittleren Sedimentrücken (PS1599) zeigen sie durchschnittliche Werte von 190 cm/ka, während sie am nördlichen Ende der Terrasse des Kontinentalhanges (PS1790) mit 80 cm/ka am niedrigsten sind (Abb. 47).

Die Zufuhr terrigenen Materials auf die Terrasse des Kontinentalhanges war somit im letzten glazialen Maximum im S (PS1789) deutlich höher als im N (PS1790), was allgemein für den oberen Kontinentalhang und Schelf als Liefergebiet spricht. Weiterhin wurde auf den Sedimentrücken deutlich mehr Sediment abgelagert als in den übrigen Teilen der Terrasse. Diese Interpretation stimmt mit der Verteilung der akustischen Eindringtiefen von PARASOUND



**Abb. 47:** Ableitung von Sedimentationsraten für das letzte glaziale Maximum in den bearbeiteten Sedimentkernen anhand von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen. Die Quadrate, Rauten und offenen Kreise geben Altersfixpunkte mit zugehörigen Schwankungsbreiten an. Die Sediment-Alter wurden nach MELLES (1991) und BARD et al. (1990b) korrigiert. Die ermittelten Sedimentationsraten zeigen mit bis zu 376 cm/ka extrem hohe Werte für den Kontinentalhang des südöstlichen Weddellmeeres. Sie sind im SE (PS1789) deutlich höher als im NW (PS1790).

überein. Sie kennzeichnen die Rücken (Sediment-Echotyp L) durch eine sehr tiefe akustische Eindringung. Die hohe Sedimentanlieferung dürfte wesentlich zum positiven Reliefaufbau der Rücken beigetragen haben.

Im jetzigen Interglazial sind die Sedimentationsraten vergleichbar gering. Für die hangenden bioturbaten Sedimente der Stationen PS1599 und PS1789 liegen sie in den verbleibenden 130 cm bzw. 160 cm bei linearer Interpolation bei 7-9 cm/ka (Abb. 47). An der Station PS1790 sind Angaben problematisch. Unter Berücksichtigung des GKG, der ebenfalls bioturbate Sedimente aufweist, lägen sie bei 3-4 cm/ka.

Die im jetzigen Interglazial allgemein um den Faktor 20-30 geringeren Sedimentationsraten in den untersuchten Sedimentkernen zeigen, daß rezent vergleichbar wenig Sediment auf die Terrasse des Kontinentalhanges geschüttet wird. Sie deuten ebenfalls darauf in, daß die Prozesse, die zum Aufbau der Rücken führen, auf Glazialzeiten konzentriert sind.

## 7.5. Korrelation der Sedimentkerne

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen liefern ein grundlegendes Gerüst zur Korrelation der einzelnen Sedimentkerne. Neben diesen Altersfixpunkten dienen lithofazielle Kriterien zur Parallelisierung der Sedimentabfolgen (Abb. 48).

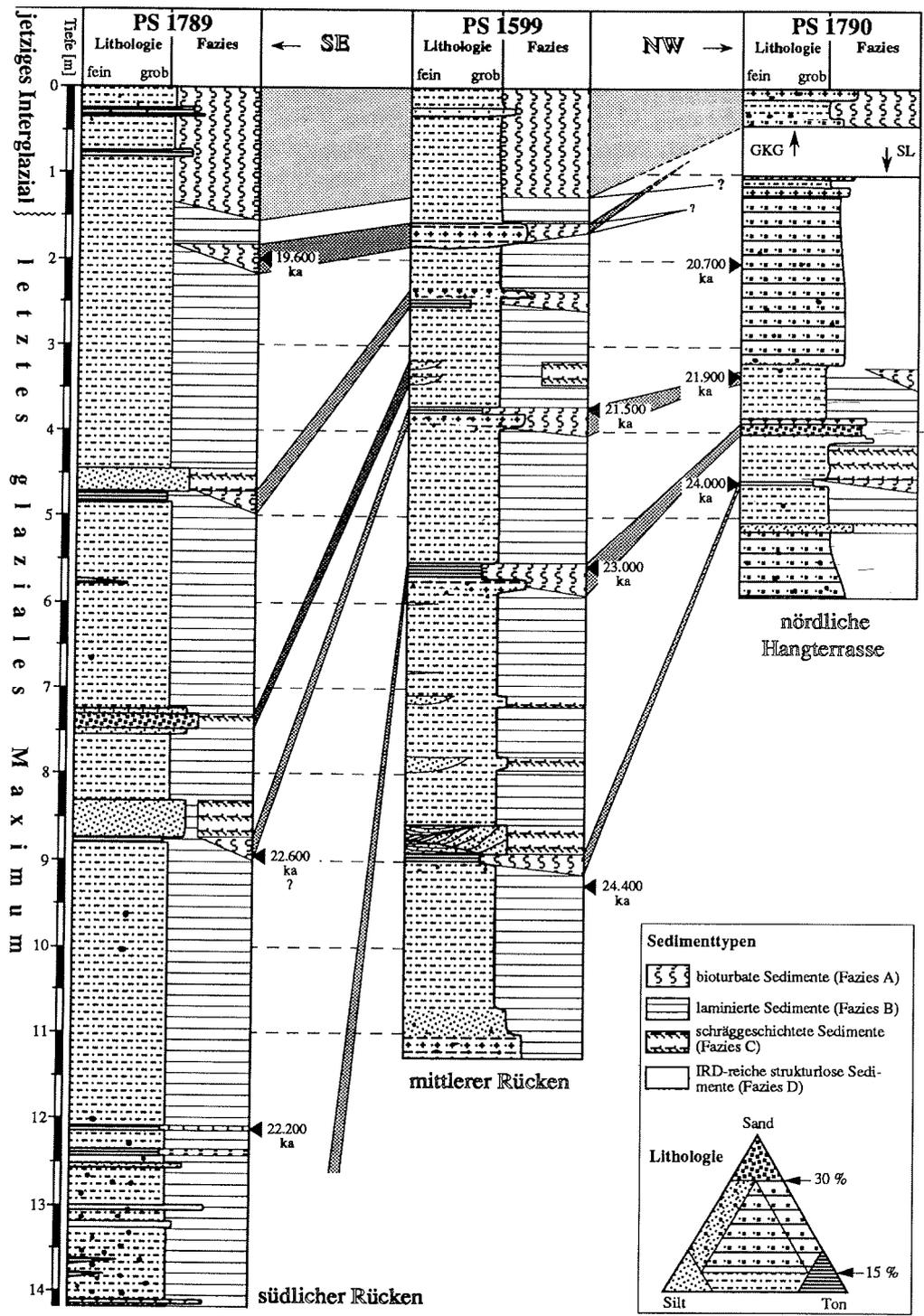
Eine erste lithofazielle Korrelation läßt sich an der Grenze der hangenden bioturbaten Sedimentfazies zum Liegenden hin vornehmen. Diese Fazies setzt in Sedimenttiefen oberhalb von 160 cm (PS1789), 130 cm (PS1599) und oberhalb von etwa 15 cm Tiefe im SL bzw. im GKG der Station PS1790, ein. Diese Grenze wird als Übergang vom letzten glazialen Maximums zur jetzigen Warmzeit angesehen (Kap. 7.4.).

Die auf den Sedimentrücken außergewöhnlich hohen Sedimentationsraten während des letzten glazialen Maximums wurden durch Laminite und Turbidite geliefert. Laminite und Turbidite sind, im Vergleich des südlichen (PS1789) mit dem mittleren Sedimentrücken (PS1599) in unterschiedlicher Anzahl und Mächtigkeit ausgebildet. Sie lassen sich folglich nicht miteinander korrelieren. Eine Korrelation der bioturbaten Sedimenthorizonte hingegen gelingt unter Miteinbeziehung der  $^{14}\text{C}$ -Altersfixpunkte. Da die Sedimentationsraten an der Station PS1789 insgesamt deutlich höher sind als diejenigen an der Station PS1599, kann jedoch nicht näher geklärt werden, welches der beiden an der Station PS1789 in 895 cm oder in 1211 cm ermittelten  $^{14}\text{C}$ -Alter realistischer erscheint.

Lithologie und Fazies in den Sedimenten der Station PS1790, am nördlichen Ende der Terrasse des Kontinentalhanges, unterscheiden sich deutlich von denjenigen in den Sedimenten der Rücken. Bei PS1790 sind im letzten glazialen Maximum überwiegend IRD-reiche, strukturlose Sedimente zu erkennen. Aufgrund der  $^{14}\text{C}$ -Altersfixpunkte sowie dem Vorkommen der bioturbaten Sedimentfazies konnte jedoch eine Korrelation der Rücken-sedimente zu PS1790 im Liegenden der Glazial/Interglazial-Grenze vorgenommen werden (Abb. 48).

Die bioturbate Sedimentfazies wurde im Interglazial mit vergleichbar geringen Sedimentationsraten abgelagert (Kap. 7.4.). Auch für das letzte glaziale Maximum wird vermutet, daß die bioturbaten Horizonte jeweils längere Ablagerungszeiträume darstellen, was an einem Beispiel erläutert werden soll. In Abb. 48 wurde die bioturbate Sedimentfazies in 873 cm an der Station PS1789 mit derjenigen in 376-405 cm an der Station PS1599 und derjenigen in 354-370 cm an der Station PS1790 korreliert. In diesen bioturbaten Horizonten wurden jeweils  $^{14}\text{C}$ -Datierungen durchgeführt.

**Abb. 48:** (nächste Seite): Korrelation der bearbeiteten Sedimentkerne anhand von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (schwarze Dreiecke) sowie lithofazieller Kriterien. Die Korrelation zeigt eine deutlich höhere Sedimentakkumulation im SE der Terrasse des Kontinentalhanges (PS1789) als am nord-westlichen Ende (PS1790).



Ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von 20,4 ka an der Station PS1789 lieferte die Basis des bioturbaten Horizonts. Die Datierung an der Station PS1599 stammt vom Top des Horizonts mit einem  $^{14}\text{C}$ -Alter von 19.2 ka. An der Station PS1790 wurden im mittleren bis oberen Abschnitt des Horizontes 19.6 ka ermittelt. Wenn auch die  $^{14}\text{C}$ -Datierung in 895 cm an der Station PS1789 mit Vorsicht zu sehen ist, kann trotzdem davon ausgegangen werden, daß die 15-30 cm mächtigen, bioturbaten Horizonte des letzten glazialen Maximums einen, im Vergleich zu den Laminiten und Turbiditen, deutlich längeren, mehrere Jahrhunderte umfassenden, Ablagerungszeitraum umfassen. Dies würde weiterhin bedeuten, daß die mächtigen Laminite mit eingeschalteten Turbiditen in den Sedimenten der Rücken während des letzten glazialen Maximums mit noch wesentlich höherer Sedimentationsrate abgelagert wurden als die gemittelten Berechnungen in Kap. 7.4. anzeigen.

## 7.6. Levee-Bildungen

Bodenwasserströme sind geostrophische Ströme. Sie werden, beeinflusst durch die Coriolis-Kraft, auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt. Aus südlicher Richtung kommende Ströme sind hier folglich überwiegend an der Westseite von Ozeanbecken zu finden (HOLLISTER & EWING 1972). Die Ablenkung durch die Erdrotation ist in höheren Breiten größer als in niedrigen. **Geostrophische Ströme** zeigen auf Kontinentalhängen häufig **'Levee'-Bildungen** an deren Westseiten. Diese den Uferwallbildungen fluviatiler Systeme vergleichbaren Ablagerungen werden ebenfalls auf den Einfluß der Coriolis-Kraft zurückgeführt (HEEZEN et al. 1966, STOW 1985). Die abgelagerten Sedimente sind meist feinkörnig und deutlich laminiert.

Levee-Bildungen können sowohl durch Konturströme als auch durch turbiditische Ströme erzeugt werden. Durch kanalisiertes Fließen kann Sediment im Zentrum des Stroms erodiert werden, während im Randbereich Sedimentation stattfindet. Dadurch wird ein positives Relief auf den Rinnenflanken aufgebaut. Bei erhöhter Stromaktivität bzw. bei einem größeren Volumen übergreifen die oberen Teile des Stroms die Rinnenflanken (HESSE et al. 1987), wodurch ein Levee-('overbank') Sediment abgelagert wird. Levee-Bildungen finden sich folglich häufig auf beiden Seiten einer Rinne, vor allem dann, wenn sie stärker mäandriert. Aufgrund der Coriolis-Kraft ist jedoch der Sedimenteintrag in der Nordhemisphäre auf der rechten, in der Südhemisphäre auf der linken Seite deutlich höher, die zugehörige Rinnenflanke liegt dementsprechend auf einem höheren topographischen Niveau (HESSE 1989).

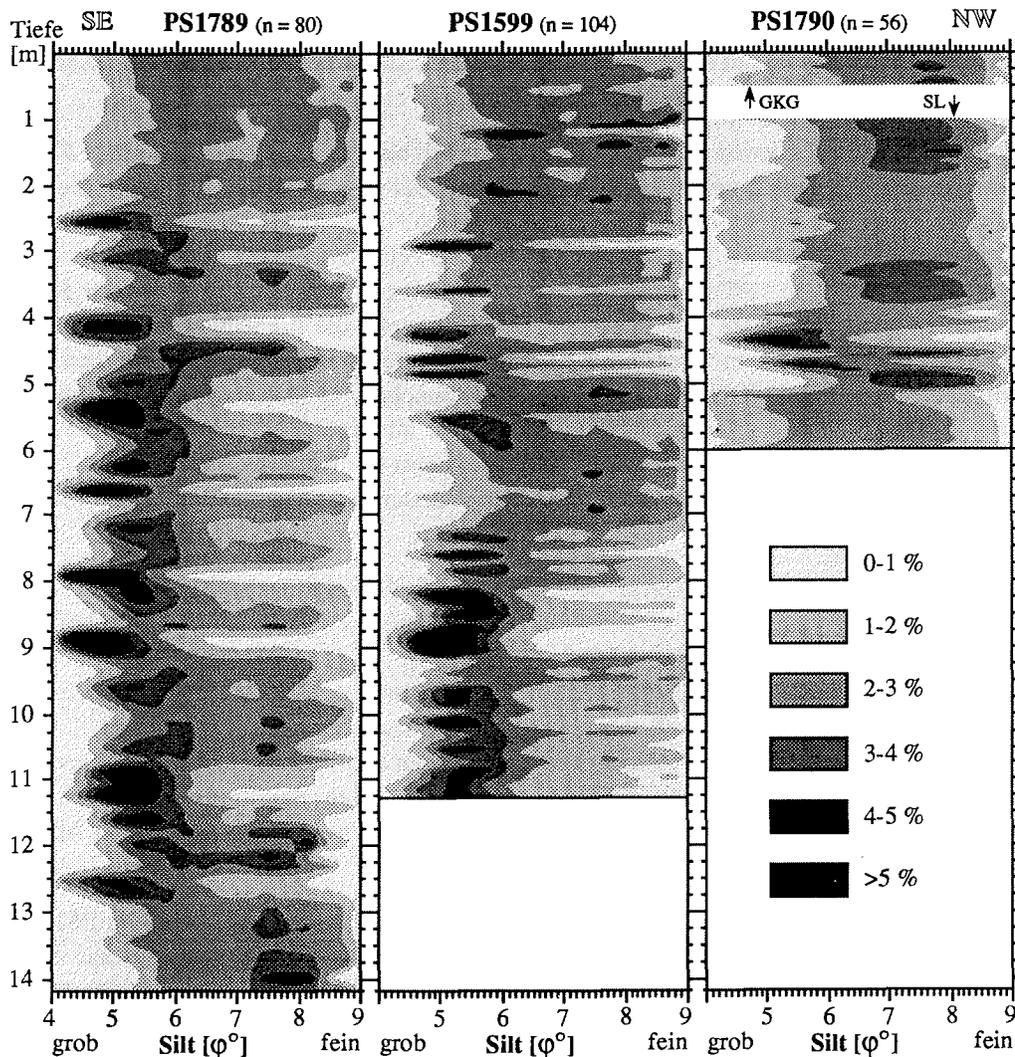
TUCHOLKE et al. (1976) beschreiben Levees für den Kontinentalanstieg des Bellingshausen-Beckens (DSDP Leg 35, Bohrung 324), die durch Konturströme entstanden sein könnten. Die natürlichen Levees auf den Rinnenflanken des Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel in der Labrador-See werden von HESSE et al. (1990) als feinkörnige turbiditische Ablagerungen ('spill-over' Sedimente) gedeutet. Levee-Bildungen zeigen sich rezent meist als morphologische Stufen, die eine vorgelagerte Rinne begleiten. Hochauflösende

Sedimentechographie-Aufzeichnungen kennzeichnen diese Gebiete durch eine tiefe akustische Eindringung mit einer Vielzahl paralleler bis subparalleler Reflektoren (DAMUTH 1975, CHOUGH et al. 1985, PRATSON & LAINE 1989).

Eine Vielzahl von Kriterien spricht dafür, daß die Sedimentrücken des Antarktischen Kontinentalrandes ebenfalls Levee-Bildungen darstellen. Der in Kap. 5.2.2. vermutete geostrophische Strom, der sich im Arbeitsgebiet von SW nach NE bewegt, wird durch die Coriolis-Kraft nach links, d. h. nach W abgelenkt. Die SW-NE verlaufenden Sedimentrücken sind die Nordwestflanken von südlich vorgelagerten Abflußrinnen (Kap. 3.5.), in denen der Strom kanalisiert wird. Sie bilden eine morphologische Stufe, die die Rinnenböden bis zu 300 m überragt. Mit bis zu 80 m werden auf den Sedimentrücken die tiefsten akustischen Eindringungen von PARASOUND im Arbeitsgebiet erreicht (Kap. 3.4.). Die Sedimentrücken sind gekennzeichnet durch den Sediment-Echotyp L mit einer Vielzahl von parallelen bis subparallelen Reflektoren. Die typische Sedimentfazies der Rücken (Kap. 7.2.2. – 7.2.3.) sind laminierte Sedimente (Konturite) mit eingeschalteten, schräggeschichteten Sedimenten (Turbiditen).

Levee-Bildungen der sog. 'spill-over'-Sedimente, die durch turbiditischen Sedimenttransport entstehen, zeigen häufig Erosionserscheinungen und vereinzelt grobkörnige Lagen auf dem Top der Rinnenflanken (CHOUGH 1978, HESSE et al. 1987). Auch PRATSON & LAINE (1989) beschreiben Levee-Bildungen mit grobkörnigen, rhythmisch geschichteten turbiditischen Ablagerungen, jedoch auch feinkörnige laminierte Levee-Bildungen, die von Ihnen als Konturit interpretiert werden. Die feinkörnigen Laminite sowie der kontinuierliche Verlauf der Reflektoren des Sediment-Echotyps L in den Sedimentrücken des Arbeitsgebiets geben einen weiteren Hinweis darauf, daß primär Konturströme am Aufbau der Levees beteiligt sind (siehe auch Kap. 7.3.).

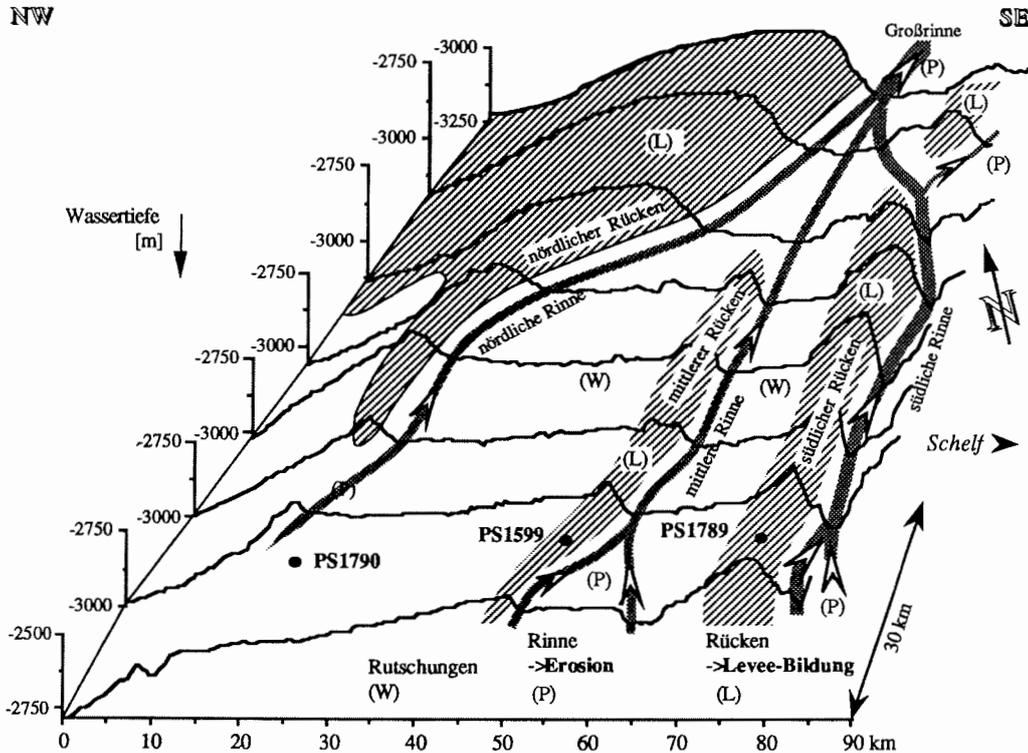
Die Levee-Bildung äußert sich in den Sedimentkernen der Rücken (PS1599 und PS1789) durch eine charakteristische Korngrößenverteilung in der Siltfraktion (Abb. 49), die durch einen Eintrag von gut sortiertem Grobsilt gekennzeichnet ist. Die maximal auftretende Korngröße liegt in den schräggeschichteten Sedimenten bei 4,3–5,5  $\varphi^\circ$ , in den Laminiten bei 4,5–6,1  $\varphi^\circ$ . Schräggeschichtete Sedimente erreichen bis zu 8 Gew.%/0,1  $\varphi^\circ$  in der Siltfraktion, laminierte Sedimente hingegen nur bis zu 5 Gew.%/0,1  $\varphi^\circ$ . Trotz dieser Unterschiede gibt es in Einzelfällen deutliche Überschneidungen, vor allem dort, wo innerhalb der Laminite vermehrt grobsiltige Laminae beprobt wurden. Dies zeigt sich auch in der Korngrößenverteilung der Gesamtfraktion (Abb. 44). Laminite und schräggeschichtete Sedimente liegen bei einer mittleren Korngröße von 7-8  $\varphi^\circ$  und bei Sortierungswerten von 2,5-3,3  $\varphi^\circ$  in einem gemeinsamen Feld.



**Abb. 49:** Konturdiagramm der Korngrößenverteilung in der Siltfraktion der untersuchten Sedimentkerne ( $n =$  Probenanzahl). Die Gew.% der 50 Siltfraktionen jeder Probe, dargestellt in  $0,1 \varphi^\circ$  auf der Abzisse, sind von Probe zu Probe durch Isolinen verbunden. Der vertikale Abstand der Proben auf der Ordinate ist in diesem Diagrammtyp äquidistant. Da die Proben im Sediment jedoch in unterschiedlichen Abständen entnommen wurden, entsprechen die angegebenen Tiefen nicht genau der Sedimenttiefe. Turbidite und Konturite zeigen in den Sedimenten der Rücken (PS1789 und PS1599) charakteristische Grobsiltgehalte von bis zu  $8 \varphi^\circ/0,1 \varphi^\circ$ , während PS1790 lediglich Maxima von  $4 \varphi^\circ/0,1 \varphi^\circ$  aufweist. Von SE (PS1789) nach NW (PS1790) ist insgesamt eine Abnahme der maximal auftretenden Korngröße innerhalb der Siltfraktion zu erkennen.

Die maximal in der Siltfraktion auftretende Korngröße ist auf dem südlichen Sedimentrücken (PS1789) im Mittel um etwa  $0,5 \varphi^\circ$  gröber (Abb. 49) als auf dem mittleren Sedimentrücken

(PS1599). Weiterhin besitzt der südliche Sedimentrücken die größere Mächtigkeit (Kap. 2.4.) und zeigt eine tiefere akustische Eindringung (Kap. 3.5.). Auch die Sedimentationsraten sind auf dem südlichen Rücken höher als auf dem mittleren (Kap. 7.4.). Diese Befunde deuten auf einen vergleichsweise stärkeren bodennahen Strom in der dem südlichen Sedimentrücken vorgelagerten Rinne hin (siehe auch Kap. 3.6.).



**Abb. 50:** Folge von acht NW-SE gerichteten bathymetrischen Schnitten auf der Terrasse des Kontinentalhangs mit Lage der Sedimentrücken (Sediment-Echotyp L, schraffiert), Kernstationen und Richtungen der Wege der vermuteten Bodenströmungen (Pfeile) in den Rinnen (Sediment-Echotyp P). Die Blickrichtung erfolgt aus SW.

Der bodennah in den Rinnen nach NE kanalisierte Strom zeigt entgegen des sich im Uhrzeigersinn bewegendem Weddell-Wirbels, der nach CARMACK & FOSTER (1977), DEACON (1979) und GORDON et al. (1981) alle Wassermassen umfaßt (Kap. 2.3.). Aufgrund der Coriolis-Kraft dürfte der Strömungskern im nordwestlichen Teil der jeweiligen Rinne, direkt an die Rinnenflanke angelehnt, liegen. Die Wege der vermuteten Bodenströmung können mit Hilfe der bathymetrischen und sedimentechographischen Daten rekonstruiert werden (Abb. 50). Die asymmetrischen Rinnenquerschnitte zeigen, daß die Rinnen unmittelbar vor der nordwestlichen Rinnenflanke am tiefsten in den Kontinentalhang eingeschnitten sind (Kap. 2.4., Abb. 12-13). Weiterhin ist der Sediment-Echotyp P vor allem im nordwestlichen Teil der jeweiligen Rinne erkennbar (Kap. 3.5.).

Aufgrund der Ablenkung des Stroms nach W durch die Coriolis-Kraft ist eine Auskolkung der jeweiligen nordwestlichen Rinnenflanke im Laufe der Zeit zu erwarten. Ohne weitere, die Strömung beeinflussende Mechanismen, ist so eine lateral nach W fortschreitende Erosion der nordwestlichen Rinnenflanke einhergehend mit einem Fortbau des Levees nach W wahrscheinlich. Diese Überlegungen führten KUHN (1988) und MELLES (1991) dazu, eine E-W-Wanderung der beiden Rinnen-Levee-Systeme im Zentralteil des Crary-Fächers im Laufe der Zeit zu vermuten. Die hier durchgeführten Untersuchungen deuten jedoch eine W-E-Wanderung der drei Rinnen-Levee-Systeme im Osteil der Crary-Fächers im Laufe der Zeit an (Kap. 3.6). Eine mögliche Ursache für eine zeitliche W-E-Entwicklung könnte nach KUVASS & KRISTOFFERSEN (1991) in einer stärkeren Hebung der Ostantarktis liegen. Die Änderung in den Liefergebietsbedingungen dürfte eine ungleich größere Kraft als die Coriolis-Kraft darstellen, so daß dieser Mechanismus die intern nach W gerichtete Wanderung überlagert und eine eher sprunghafte Verlagerung der Rinnen-Levee-Systeme nach E verursacht. Folglich wird in der südlichen Rinne des Arbeitsgebietes der überwiegende Teil des nach NE gerichteten rezenten Stroms kanalisiert (Abb. 50, siehe auch Kap. 3.6.).

In den Abflußrinnen werden primär grobkörnige Sedimente abgelagert, während feinkörnige ausgewaschen bzw. in Suspension gehalten werden (Kap. 3.5.). Die Mächtigkeit dieser Suspensionswolke und das Volumen der in den Rinnen abfließenden Wassermasse sind nun entscheidend für die Sedimentation auf den Sedimentrücken. Ist das Volumen der Strömung groß genug, so überragt ihr oberes Ende die jeweilige nordwestliche Rinnenflanke. Das im oberen Teil der Suspensionwolke mitgeführte Feinmaterial kann folglich, beeinflusst durch die Coriolis-Kraft, stärker nach W abgelenkt werden und somit über die nordwestliche Rinnenflanke gelangen. Eine weitere Möglichkeit, Feinmaterial aus dem oberen Teil der Suspensionswolke nach W zu transportieren, besteht darin, daß die in diesem Bereich geringer werdenden Anteile der nach NE gerichteten Strömung in den zunehmenden Einfluß des nach W bzw. SW gerichteten Weddellwirbels geraten. Diese Vermutung läßt sich ansatzweise anhand der Daten der Strommesserverankerung AWI213 (Abb. 33) erkennen, die für die beiden oberen Strommesser vermehrt südliche und südwestliche Strömungsrichtungen andeutet. Durch beide Prozesse würde feinkörniges Sedimentmaterial auf die Sedimentrücken gelangen. Da die Feinfracht hier lediglich im Einflußbereich des sich träge bewegenden Weddellwirbels liegt, ist ein Ausregnen aus der Suspensionswolke, und damit die Bildung eines Levees, wahrscheinlich. Dieser Sedimentationsprozess würde zu einer Modifikation der 'typischen' Levee-Bildung führen, da der Einfluß der Coriolis-Kraft geringer wäre. Sowohl bei typischer, wie auch bei atypischer Levee-Bildung wäre der proximale Sedimenteintrag auf den Sedimentrücken deutlich höher als der distale, was durch die asymmetrische Verteilung der akustischen Eindringtiefen angezeigt wird (WEBER 1991b, Kap. 3.5.).

Die Lamination in den Sedimenten der Rücken, die als Anzeiger für die Aktivität von Konturströmen in den vorgelagerten Rinnen interpretiert wird, ist auf Glazialzeiten beschränkt,

wie die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der Sedimente (Kap. 6.6.) zeigt. Die Lamination zeigt weiterhin an, daß die Konturströme jahreszeitlichen Intensitätsschwankungen unterliegen (Kap. 7.2.2.).

Zumindest für das letzte glaziale Maximum ist davon auszugehen, daß weite Bereiche des antarktischen Inlandeises bis zur Schelfkante vorgerückt waren und auf dieser auflagen (u. a. ELVERHØI 1981, STUIVER et al. 1981, DOMACK 1982, MELLES 1991). Eine thermohaline Konvektion, induziert durch die Zirkulation und damit verbundene Abkühlung von Schelfwasser unter den aufschwimmenden Schelfeisarealen und anschließender Mischung mit WDW bzw. MWDW (Kap. 2.3) ist folglich unwahrscheinlich.

Eine mögliche Ursache für die wechselnde Strömungsintensität könnte in einer saisonal schwankenden Meereisproduktion im Glazial liegen. Katabatische Winde und/oder verstärkte Tidenströme führen rezent zur Ausbildung von Küstenpolynien mit offenen Wasserflächen im Sommer (GILL 1973, GAMMELSRØD & SLOTSVIK 1981), die im Winter zu besonders hoher Meereisproduktion vor den Schelfeisen führen (FOSTER 1972, FOLDVIK 1986). Im glazialen Sommer könnte es zur Ausbildung einer Küstenpolynya über dem oberen Kontinentalhang gekommen sein, da das Inlandeis bis zur Schelfkante vorgerückt war. Eine solche Küstenpolynya wird von MELLES (1991) anhand von Rekonstruktionen der Meereisbedeckung nördlich der Filchner-Rinne im Bereich des Crary-Fächers vermutet. Die verstärkte Meereisbildung im glazialen Winter wiederum könnte eine stärkere thermohaline Konvektion antreiben und somit eine salzreiche, dichte Wassermasse bereitstellen, die auf dem Kontinentalhang kanalisiert wird und nach NE in die Tiefsee abfließt (Abb. 50). Die Tonlaminae in den Sedimenten der Rücken würden folglich das sommerliche Niedrigenergieniveau, die Siltlaminae das winterliche Hochenergieniveau des Konturstroms darstellen.

Die oben geschilderten Ausführungen sprechen für eine erhöhte Produktion einer bodennah über den Kontinentalhang in die Tiefsee abfließenden salzreichen Wassermasse im letzten Glazial. Ob diese Wassermasse einen wichtigen Beitrag zur Bildung von AABW geleistet hat, kann an dieser Stelle jedoch nicht hinreichend geklärt werden. GRÜNIG (1991) und BREHME (1991) führten sedimentologische Untersuchungen an Sedimenten südlich des Orkney-Plateaus im rezenten Ausflußbereich des AABW nach N durch. Sie kamen zu dem Schluß, daß der Ausstrom von AABW im Glazial geringer gewesen ist als im Interglazial. Isotopen-Untersuchungen weiter nördlich in der Vema-Rinne (CURRY & LOHMANN 1982) deuten jedoch darauf hin, daß im Glazial lediglich eine reduzierte Produktion des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW), nicht jedoch des AABW stattgefunden hat. Diese Interpretation steht im Einklang mit einer Reihe weiterer Isotopen-Untersuchungen in mittleren und niedrigen Breiten (u. a. BOYLE & KEIGWIN 1982, DUPLESSY et al. 1988), die den Schluß nahelegen, daß AABW auch im Glazial die Tiefseebecken der Weltozean gespeist hat. Der im Arbeitsgebiet postulierte Bodenwasserstrom fließt nach NE entgegen der für alle Wassermassen des Weddellwirdels beschriebenen rezenten Zirkulation im Uhrzeigersinn, wodurch Aussagen über die eventuelle Beteiligung an einer Bodenwasserbildung zusätzlich erschwert werden.

## **8. SEDIMENTATIONSENTWICKLUNG AUF DEM KONTINENTALHANG**

Anhand der bathymetrischen, seismischen und ozeanographischen Daten, sowie der sedimentechographischen und sedimentologischen Untersuchungen lassen sich die Sedimentationsverhältnisse auf der Terrasse des Kontinentalhanges östlich des Crary-Fächers im südöstlichen Weddellmeer beschreiben. Insbesondere die in den Rinnen- und Rückensystemen wirksamen Prozesse können für den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus modellhaft aufgezeigt werden.

### **8.1. Känozoische Sedimentation**

Mit der Ausbildung des Crary-Fächers im mittleren Oligozän begann der Filchner-Schelf nach N zu progradieren. (KUYAAS & KRISTOFFERSEN 1991). Die Ostseite des Fächers ist gekennzeichnet durch ein Rinnen-Levee-System, das sich im oberen Pliozän in die drei getrennte Rinnen- und Rückensysteme des Arbeitsgebietes aufgespalten hat (MOONS et al. im Druck). Dabei ist eine zeitliche Entwicklung des Sedimenttransportes in den Rinnen und der Ablagerung auf den Rücken von NW nach SE angedeutet. Die Sedimente der Rücken besitzen eine Mächtigkeit von bis zu 600 m. Sie überragen das Niveau der vorgelagerten Rinnen um bis zu 300 m.

### **8.2. Sedimentation im Spätpleistozän**

Während des letzten glazialen Maximums rückte das Inlandeis bis zur Schelfkante vor (ELVERHOI 1981) und lag auf dem Meeresboden auf. Dem Kontinentalhang wurden Sedimente überwiegend durch gravitative Prozesse zugeführt. Die Sediment-Echogramme zeigen weitverbreitete Rutschungen (Sediment-Echotyp W) auf der Terrasse des Kontinentalhanges auf der Ostseite des Crary-Fächers. Diese Rutschmassen stammen vom südwestlichen Teil des Arbeitsgebietes und wurden entsprechend der Reliefneigung nach NE transportiert. Aufgrund der dichten Meereisbedeckung drang wenig Licht in die Wassersäule ein. Die biogene Produktion auf dem Kontinentalhang war folglich stark eingeschränkt. Die Sedimente sind weitgehend frei von Bioturbationsspuren und zeigen nur geringe Mikrofossilgehalte.

Unmittelbar vor dem Inlandeis existierte sehr wahrscheinlich eine Küstenpolynya (MELLES 1991). Unterstützt durch katabatische Winde entstand im Bereich der Polynya durch verstärkte Meereisbildung vermutlich eine salzreiche Wassermasse, die eine thermohaline Konvektion steuerte. Die auf dem Kontinentalhang absinkende Wassermasse wurde in den SW-NE verlaufenden Rinnen nach NE kanalisiert. Sie arbeitete die durch gravitative Transportprozesse gelieferten Sedimente auf. Die Ausbildung dieses Konturstroms bestimmte die

Transport- und Sedimentationsprozesse, die in den Abflußrinnen und auf den Sedimentrücken wirksam waren. Während in den Rinnen Transport vorherrschte (Sediment-Echotyp P), sedimentierte auf den Rücken feinkörniges Material als Levee-Bildung (Sediment-Echotyp L). Weiterhin ist davon auszugehen, daß der Konturstrom im jahreszeitlichen Wechsel pulsierte.

Neben diesen, durch den Konturstrom gesteuerten Prozessen, sind im letzten Glazial jedoch auch gravitative Prozesse in den Rinnen- und Rückensystemen zu erkennen. Von der jeweiligen nordwestlichen Rinnenflanke bewegten sich Sedimente durch postsedimentäre Abscherungen und Gleitungen in Richtung Rinne (Sediment-Echotyp Ldi). Turbiditströme, die schräggeschichtete Sedimente auf den Levees ablagerten, unterbrachen den Konturstrom in unregelmäßigen zeitlichen Abständen. Sie wurden, vergleichbar dem Konturstrom, ebenfalls in den Rinnen kanalisiert und lieferten kurzfristig sehr viel grobsiltiges Material als 'spill over'-Sediment auf die Sedimentrücken. Zeitweise waren Konturstrom und Turbiditströme gemeinsam aktiv. Die Levee-Bildung auf den Sedimentrücken wurde jedoch eindeutig durch den Konturstrom gesteuert. Die Sedimentationsraten waren auf den Rücken außergewöhnlich hoch. Sie lagen im letzten glazialen Maximum im Mittel bei etwa 250 cm/1.000 Jahre.

### 8.2.1. Glazialer Winter

Durch eine verstärkte Meereisbildung im glazialen Winter war die Transportkraft des Konturstroms wahrscheinlich deutlich höher als im glazialen Sommer. In der bodennahen Suspensionswolke konnte die Siltfraktion in Schwebelage gehalten werden. In den Rinnen herrschte Sedimentation von Mittel- bis Grobsanden vor, feinkörnige Partikel wurden nicht sedimentiert bzw. erodiert. Der Strömungsschwerpunkt lag im nordwestlichen Teil der Rinnen, unmittelbar an die Rinnenflanke angelehnt (Abb. 51).

Das Volumen der Strömung in den Rinnen dürfte im glazialen Winter groß genug gewesen sein, die nordwestliche Rinnenflanke zu überragen. Die Coriolis-Kraft, die eine Ablenkung der Strömung nach links, d. h. nach W verursacht, konnte so Silt im oberen Teil der Strömung auf die Sedimentrücken transportieren. Die Strömungsgeschwindigkeit war in diesem Randbereich deutlich geringer. Der Silt sedimentierte folglich als Winterlage auf den Sedimentrücken. Bei dieser Levee-Bildung wurde proximal relativ viel und distal, d. h. in westlicher bis nordwestlicher Richtung, relativ wenig Sediment abgelagert, was durch die asymmetrische Verteilung der akustischen Eindringtiefen von PARASOUND angezeigt wird.

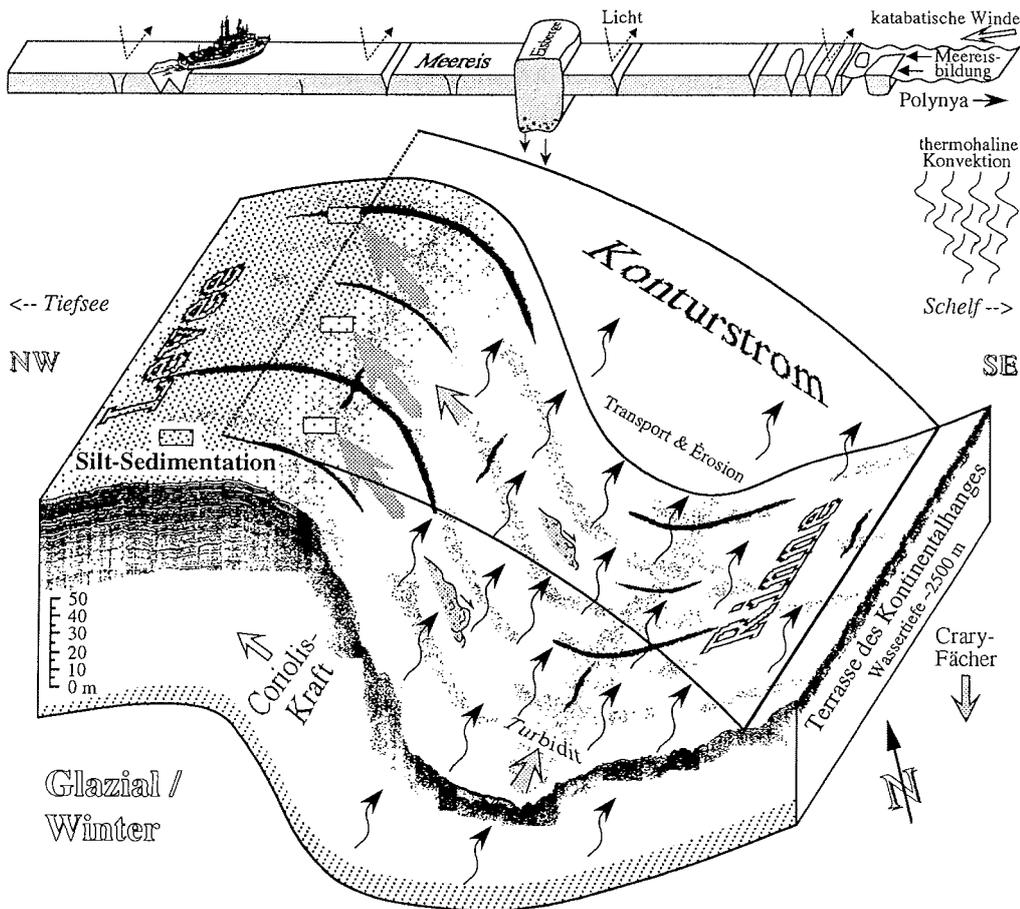
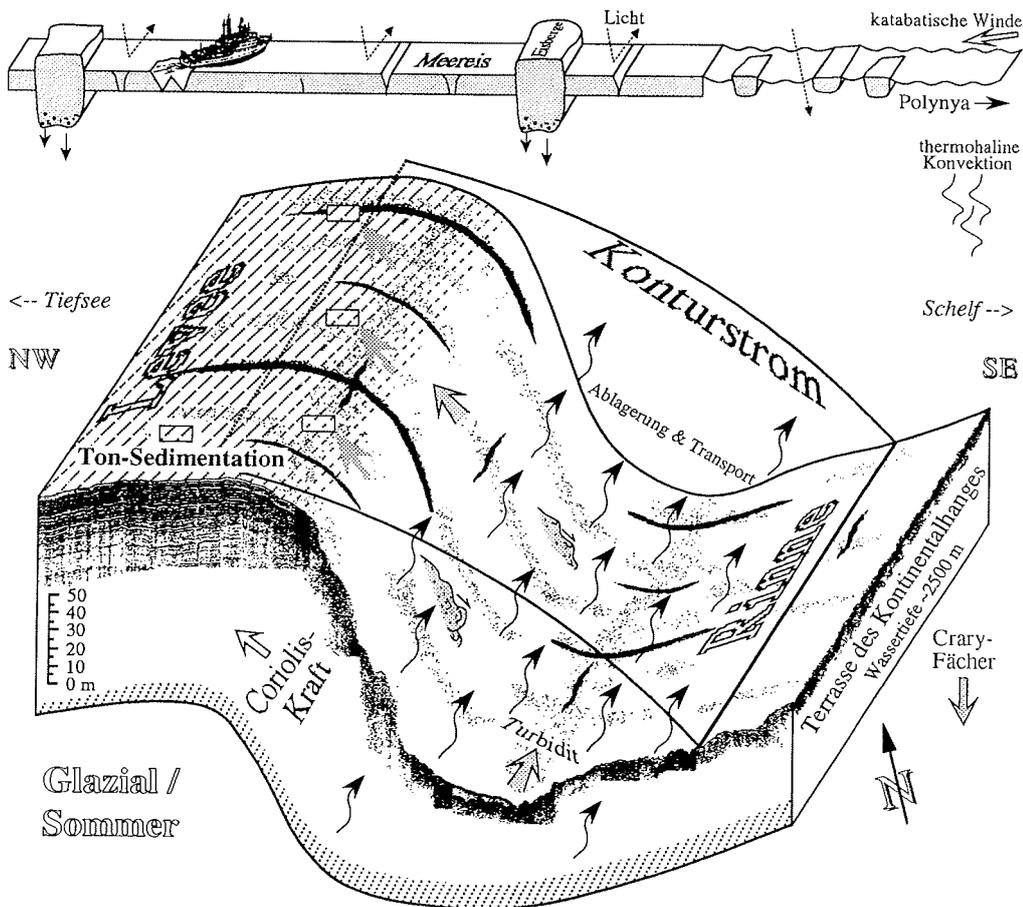


Abb. 51: Schematisches Blockbild der Sedimentationsverhältnisse in den Rinnen- und Rückensystemen des südöstlichen Weddellmeeres im glazialen Winter.

### 8.2.2. Glazialer Sommer

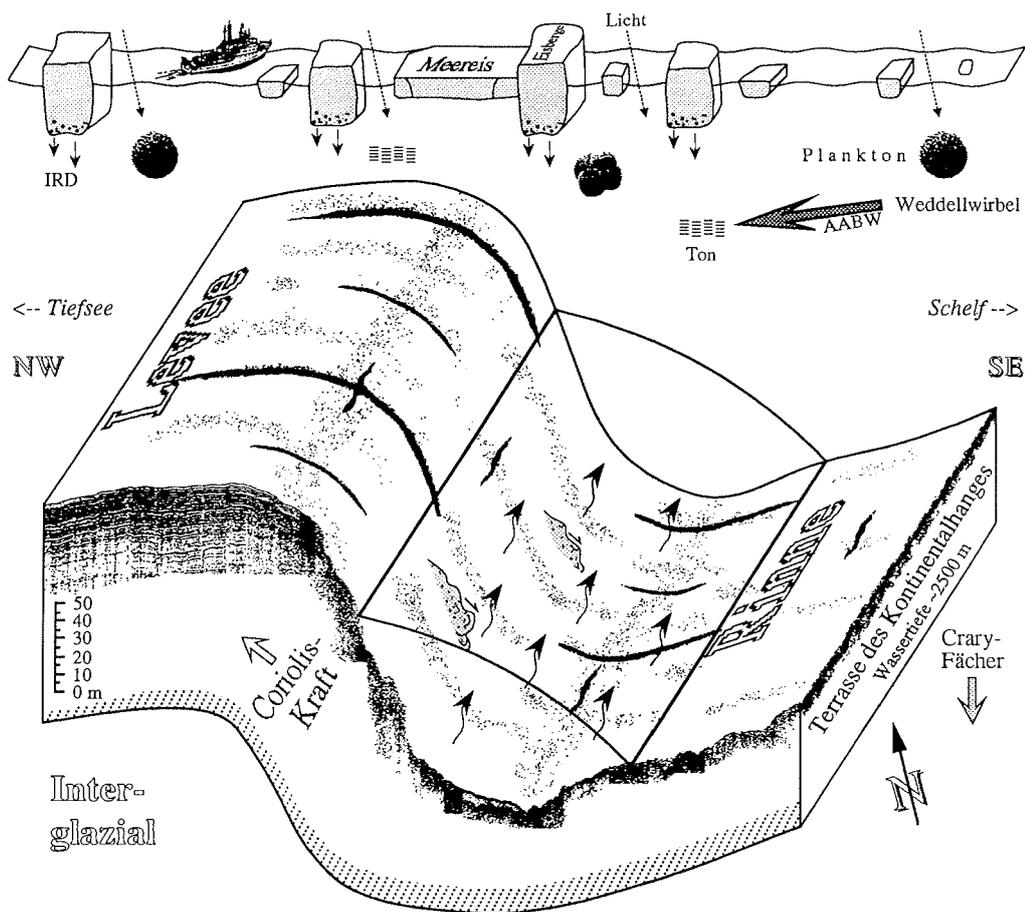
Die Meereisbildung war im glazialen Sommer vermutlich weniger stark als im glazialen Winter (Abb. 52). Das Ausmaß der thermohalinen Konvektion war folglich auch geringer, was ein geringeres Strömungsvolumen sowie eine geringere Strömungsgeschwindigkeit in den Abflurrinnen zur Folge hatte. Die geringere Transportkraft konnte lediglich die Tonfraktion in Suspension halten. In den Rinnen fand kaum Erosion, lediglich Transport und Ablagerung statt. Dem winterlichen Mechanismus vergleichbar, gelangte im Sommer aus den oberen Teilen der Suspensionswolke toniges Sedimentmaterial durch die Ablenkung der Coriolis-Kraft auf die Sedimentrücken und sedimentierte dort als sommerliche Tonlage. Die Meereisdecke dürfte im glazialen Winter etwas stärker aufgerissen gewesen sein. Es drang jedoch immer noch zu wenig Licht in die Wassersäule ein um eine verstärkte biologische Produktion entstehen zu lassen, wie die geringeren Biogehalte der Sedimente zeigen.



**Abb. 52:** Schematisches Blockbild der Sedimentationsverhältnisse in den Rinnen- und Rückensystemen des südöstlichen Weddellmeeres im glazialen Sommer.

### 8.3. Holozäne Sedimentation

Der Wechsel vom Glazial zum Interglazial vollzog sich allmählich, wie die immer seltener werdende Lamination in den Sedimenten der Rücken anzeigt. Der Konturstrom nahm langsam an Intensität ab, da durch den Rückzug des Inlandeises nach S keine Küstenpolynya mehr über dem oberen Kontinentalhang ausgebildet werden konnte. Verstärkte Meereisbildung im Winter ist nur noch im Bereich der südlich gelegenen Schelfareale zu vermuten. In den Rinnen wurde nun, vergleichbar der übrigen Terrasse des Kontinentalhangs, siltig-toniges Sediment abgelagert. Durch die Reduktion des Konturstroms haben die Wassermassen des Weddellwirbels verstärkten Einfluß auf die Sedimentation des Kontinentalhangs. Sie führen vermehrt Feinmaterial von NE her ins Arbeitsgebiet (Abb. 53). Die Sedimentationsraten gehen im Holozän um den Faktor 20-30 zurück. Sie liegen auf den Sedimentrücken im Mittel bei 10 cm/1.000 Jahre.



**Abb. 53:** Schematisches Blockbild der Sedimentationsverhältnisse in den Rinnen- und Rückensystemen des südöstlichen Weddellmeeres im Holozän.

Mit dem Aufreißen der vorher weitgehend geschlossenen Meereisdecke setzte die biogene Produktion ein. Im Sediment sind vermehrt Bioturbationsspuren erkennbar. Die Gehalte kieseliger Mikrofossilien steigen deutlich an. Durch eine mögliche Anhebung der CCD wurde jedoch die Erhaltung von Biogenkarbonat weitgehend verhindert. Weiterhin erhöht sich die Eisbergaktivität, wie durch das vermehrte Auftreten von IRD angezeigt wird. Turbidite sind im Holozän nicht mehr zu verzeichnen. Der Konturstrom bewegt sich rezent nur noch sehr langsam mit 4-7 cm/s nach NE.

## 9. LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERSON, J. B., CLARK, H. C. & WEAVER, F. M. (1977): Sediment and sediment processes on high latitude continental shelves. - Proc. Offshore Tech. Conf., 91-95.
- ANDERSON, J. B.; KURTZ, D. D. & WEAVER, F. M. (1979): Sedimentation on the Antarctic continental slope. - In: PIKLEY, O. & DOYLE, L. (eds): Geology of continental slopes, SEPM, Spec. Publ., 27: 265-283.
- ANDERSON, J. B.; KURTZ, D. D.; DOMACK, E. W. & BALSHAW, K. M. (1980a): Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. - J. Geol., 88: 399-414.
- ANDERSON, J. B.; DOMACK, E. W. & KURTZ, D. D. (1980b): Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters: implications to glacial erosion and transport. - J. Glaciol., 25(93): 387-396.
- ANDERSON, J. B., KURTZ, D. D., WEAVER, F. M. & WEAVER, M. (1982): Sedimentation on the West Antarctic continental margin. - In: CRADDOCK, C. (ed): Antarctic Geoscience, Univ. of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 1003-1012.
- ANDERSON, J. B.; BRAKE, C.; DOMACK, E. W.; MYERS, N. & SINGER, J. (1983a): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental shelf. - In: OLIVER, R. L.; JAMES, P. R. & JAGO, J. B. (eds): Antarctic Earth Science, Australian Acad. Sci., 387-389.
- ANDERSON, J. B.; BRAKE, C.; DOMACK, E.; MYERS, N. & WRIGHT, R. (1983b): Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information. - In: MOLNIA, B. F. (ed): Glacial-marine Sedimentation, Plenum Press, New York, 233-264.
- ANDERSON, J. B.; WRIGHT, R. & ANDREWS, B. (1986): Weddell Fan and associated abyssal plain, Antarctica: morphology, sediment processes, and factors influencing sediment supply. - Geo-Marine Letters, 6: 121-129.
- AUGSTEIN, E.; FAHRBACH, E. & OLBERS, D. (1991): Impact of shelf and sea ice on the water mass modification and the large oceanic circulation in the Weddell Sea. - Sci. Comm. on Antarctic Res. (SCAR) intern. Conf. on "Antarctic Science - Global Concerns", Bremen 23-27 Sept. 1991, Lecture Abstr., 37.
- BARD, E. (1988): Correlation of accelerator mass spectrometry  $^{14}\text{C}$  ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications. - Paleoceanography, 3(6): 635-645.
- BARD, E.; LABEYRIE, L. D.; PICHON, J. J.; ARNOLD, M.; DUPRAT, J.; MOYES, J. & DUPLESSY, J. C. (1990a): The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: a comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator  $^{14}\text{C}$  dating from deep sea sediments. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds): Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, Dordrecht (Kluwer Acad. Publ. Group), 405-415.
- BARD, E.; HAMELIN, B.; FAIRBANKS, R. G. & ZINDLER, A. (1990b): Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. - Nature, 345: 405-410.
- BARKER, P. F. & BURRELL, J. (1977): The opening of the Drake Passage. - Mar. Geol., 25: 15-34.
- BARKER, P. F. & BURRELL, J. (1982): The influence upon Southern Ocean circulation, sedimentation, and climate of the Drake Passage. - In: CRADDOCK, C. (ed): Antarctic Geoscience, Univ. of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 377-385.
- BARKER, P. F.; HILL, I. A.; WEAVER, S. D. & PANKHURST, R. J. (1982): The origin of the eastern South Scotia Ridge as an intraoceanic island arc. - In: CRADDOCK, C. (ed): Antarctic Geoscience, Univ. of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 203-211.
- BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al. (1988): Weddell Sea palaeoceanography: preliminary results of ODP Leg 113. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 67: 75-102.
- BERGER, W. H. (1968): Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. - Deep-Sea Res., 15: 31-43.

- BERGGREN, W. A.; BURCKLE, L. H.; CITA, M. B.; COOKE, H. B. S.; FUNELL, B. M.; GARTNER, S.; HAYS, D. J.; KENNETT, J. P.; OPDYKE, N. D.; PASTOURET, L.; SHACKLETON, N. J. & TAKAYANAGI, Y. (1980): Towards a Quaternary time scale. - *Quat. Res.*, **13**: 277-302.
- BISCAYE, P. E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. - *Am. Miner.*, **49**: 1281-1289.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**: 803-832.
- BLACKWELL, M. J. (1959): Recent scientific activities at Halley Bay. - *Nature*, **187**: 982-984.
- BOHRMANN, G.; SPIEB, V.; HINZE, H. & KUHN, G. (im Druck): Reflector "Pc" as a prominent feature in the Maud Rise sediment sequence (Eastern Weddell Sea): Occurrence, regional distribution and implications to silica diagenesis. - *Mar. Geol.*, (im Druck).
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation, Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA, A. H. (1972): Recent and ancient turbidites and contourites. - *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, **32**: 205-221.
- BOUMA, A. H. & HOLLISTER, C. D. (1973): Deep ocean basin sedimentation. - In: MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. H. (eds): Turbidites and deep water sedimentation, Soc. Econ. Palaeontol. Min., Tulsa, Okla., 79-118.
- BOYLE, E. A. & KEIGWIN, E. L. (1982): Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: geochemical evidence. - *Science*, **218**: 784-787.
- BREHME, I. (1991): Die Dokumentation der Bodenwasserströmung in den Sedimenten des nordwestlichen Weddellmeeres. - Diss. Univ. Bremen.
- BRENNECKE, W. (1918): Ozeanographische Ergebnisse der zweiten französischen, der schwedischen und der schottischen Südpolarexpedition. - *Ann. Hydrogr. Mar. Meteor.*, **46**: 173-183.
- BRENNECKE, W. (1921): Die ozeanographischen Arbeiten der deutschen antarktischen Expedition 1911-1912. - *Arch. deutsche Seewarte*, **39**(1): 216 p.
- BROECKER, W. S. (1963): Radiocarbon ages of Antarctic materials. - *Polar Record*, **11**: 472-473.
- BROECKER, W. S. (1982): Ocean chemistry during glacial time.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**: 1689-1705.
- CARMACK, E. C. (1977): Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. - In: ANGEL, M. V. (ed): A voyage of Discovery, *Deep-Sea Res.*, Suppl., **24**: 15-41.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1975a): On the flow of water out of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **22**: 711-724.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1975b): Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf. - *Deep-Sea Res.*, **22**: 77-90.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea. - In DUNBAR, M. J. (ed): *Proc. Polar Oceans Conf.*, Montreal, 1974, 151-165.
- 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 p.
- CHOUGH, S. K.; MOSHER, D. C. & SRIVASTAVA, S. P. (1985): Ocean Drilling Program (ODP) site survey (Hudson 84-030) in the Labrador Sea: 3.5 kHz profiles. - Current research, part B, *Geol. Survey Canada*, paper 85-1B, 33-41.
- CHRIS, T. & FRANKS, L. A. (1972): Glacial marine sedimentation in the Ross Sea. - In: ADIE, R. (ed.): Antarctic geology and geophysics. - *Comm. Ant. Res.*, Oslo, 747-762.
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer). - *Ber. Polarforsch.*, **71**: 158 p.

- CURRY, W. B. & LOHMANN, G. P. (1982): Carbon isotopic changes in benthic foraminifera from the western South Atlantic: reconstruction of glacial abyssal circulation patterns. - *Quat. Res.*, **18**: 218-235.
- DAMUTH, J. E. (1975): Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of the terrigenous sediment. - *Mar. Geol.*, **18**: 17-45.
- DAMUTH, J. E. (1978): Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to quaternary sedimentation. - *Mar. Geol.*, **28**: 1-36.
- DAMUTH, J. E. (1980): Use of high frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. - *Mar. Geol.*, **38**: 51-76.
- DAMUTH, J. E. & HAYES, D. E. (1977): Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. - *Mar. Geol.*, **24**: 73-95.
- DEACON, G. E. R. (1937): The hydrography of the Southern Ocean. - *Discovery Reports*, **15**: 124 p.
- DEACON, G. E. R. (1976): The cyclonic circulation in the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **23**: 125-126.
- DEACON, G. E. R. (1979): The Weddell Gyre. - *Deep-Sea Res.*, **26B**: 981-995.
- DE BATIST, M.; HENRIET, J. P.; MILLER, H.; MOONS, A.; DENNIELOU, B.; KAUL, N.; MAES, E.; JOKAT, W.; SCHULZE, B.; UENZELMANN-NEBEN, G.; VERSTEEG, W. & the GRAPE TEAM (Geophysical Research of the Antarctic Peninsula), (1992): High-resolution seismic investigation of the evolution (stratigraphy and structure) of the continental margins of the eastern Weddell Sea and of the Antarctic Peninsula. - Belgian scientific research programme on Antarctica, project ANTAR/II/09, marine geophysics, Brüssel, 48 pp.
- DENHAM, C. R. (1974): Counter-clockwise motion of paleomagnetic directions 24,000 years ago at Mono Lake, California. - *J. Geomag. Geoelectr.*, **26**: 487-498.
- 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*, Yale Univ. Press, 267-306.
- DIECKMANN, G.; ROHARDT, G.; HELLMER, H. & KIPFSTUHL, J. (1986): The occurrence of ice platelets at 250 m depth near the Filchner Ice Shelf and its significance for sea ice biology. - *Deep-Sea Res.*, **33(2)**: 141-148.
- DOMACK, E. W. (1982): Sedimentology of glacial and glacial marine deposits on the George V – Adélie continental shelf, East Antarctica. - *Boreas*, **11**: 79-97.
- DREWRY, D. J. (1983): The surface of the Antarctic ice sheet. - In: DREWRY, D. J. (ed): *Antarctica: glaciological and geophysical folio*, Scott Polar Res. Inst., Cambridge.
- DUPHORN, K.; KÖGLER, F.-C.; & STAY, B. (1978): Late glacial varved clays in the Bornholm basin and Hanö Bay. - *Boreas*, **8**: 137-140.
- DUPLESSY, J. C.; LALOU, C. & VINOT, A. C. (1970): Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and palaeotemperatures reassessed. - *Science*, **168**: 250-251.
- DUPLESSY, J.-C.; MOYES, J. & PUJOL, C. (1980): Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age. - *Nature*, **286**: 479-482.
- DUPLESSY, J. C.; DELIBRIAS, G.; TURON, J. L.; PUJOL, C. & DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the palaeoclimatic evolution of the European Continent. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **35**: 121-144.
- DUPLESSY, J. C.; SHACKLETON, N. J.; FAIRBANKS, R. G.; LABEYRIE, L.; OPPO, D. & KALLEL, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. - *Paleoceanography*, **3(3)**: 343-360.
- EGLOFF, J. & JOHNSON, G. L. (1975): Morphology and structure of the southern Labrador Sea. - *Can. J. Earth Sci.*, **12**: 2111-2133.
- EHRMANN, W. U & MACKENSEN, A. (im Druck): Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **93**: (im Druck).

- ELVERHØI, A. (1981): Evidence for the late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea. - *Nature*, **293**: 641-642.
- ELVERHØI, A. (1984): Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitzbergen and the Barents Sea: a review. - *Mar. Geol.*, **57**: 53-88.
- ELVERHØI, A. & ROALDSET, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica. - *Polar Res.*, **1**: 1-21.
- ELVERHØI, A. & MAISEY, G. (1983): Glacial erosion and morphology of the eastern and southeastern Weddell Sea Shelf. - In: Oliver, R. L.; JAMES, P. R. & JAGO, J. B. (eds): *Antarctic Earth Science. Proc. Fourth Int. Symp. Ant. Earth Science, Adelaide, Australia 1982*, Australian Academy of Science, Canberra 1983, 483-487.
- EMBLEY, R. W. (1980): The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. - *Mar. Geol.*, **38**: 23-50.
- EMBLEY, R. W. & LANGSETH, M. G. (1977): Sedimentation processes on the continental rise of northeastern South America. - *Mar. Geol.*, **25**: 279-297.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - *J. Geol.*, **63**: 538-578.
- EMILIANI, C.; GARTNER, S.; LIDZ, B.; ELDRIGDE, K.; ELVEY, D. K.; HUANG, T. C.; STIPP, J. J. & SVENSSON, M. F. (1975): Paleoclimatological analyses of Late Quaternary cores from the northeastern Gulf of Mexico. - *Science*, **189**: 1083-1087.
- EWING, M. & THORNDIKE, E. M. (1965): Suspended matters in deep-ocean water. - *Science*, **147**: 1291-1294.
- FAHRBACH, E.; ROHARDT, G. & KRAUSE, G. (im Druck): The Antarctic coastal current in the southeastern Weddell Sea. - *Polar Biology*, (im Druck).
- FOLDVIK, A. (1986): Oceanographic research during NARE-84/85. - *Filchner Ronne Ice Shelf Programme Rep.*, **3**: 107-109.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985a): Hydrographic observations from the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976/77. - *Polar Res.*, **3**: 177-193.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985b): Physical oceanography studies in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1978/79. - *Polar Res.*, **3**: 195-207.
- FOLDVIK, A.; GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985c): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. - In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Res. Ser.*, **43**: 5-20.
- FOLDVIK, A.; KVINGE, T. & TØRRESEN, T. (1985d): Bottom currents near the continental shelf break in the Weddell Sea. - In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Res. Ser.*, **43**: 21-34.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea ice and bottom water formation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 3-17.
- FOLK, R. L. (1962): Of skewness and sands. - *J. Sediment. Petrol.*, **32**(1): 145-146.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. - *J. Sediment. Petrol.*, **27**: 3-27.
- FOSSUM, B. A.; MAISEY, G. H. & THORSEN, 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. of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin*, 397-405.
- FOSTER, T. D. (1972): Haline convection in polynyas and leads. - *J. Phys. Ocean.*, **2**: 462-469.
- FOSTER, T. D. & CARMACK, E. C. (1976a): 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. (1976b): 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): *Proc. Polar Oceans Conf.*, Montreal, 1974, 167-176.
- FOSTER, T. D. & MIDDLETON, J. H. (1979): Variability in the bottom water of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **26A**: 743-762.
- FÜTTERER, D. K.; GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, **3**(5): 551-561.
- FÜTTERER, D. K. & MELLES, M. (1990): Sediment patterns in the southern Weddell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, Dordrecht (Kluwer Acad. Publ. Group), 381-401.
- GAMMELSRØD, T. & SLOTSVIK, N. (1981): Hydrographic and current measurements in the southern Weddell Sea 1979/80. - *Polarforschung*, **51**: 101-111.
- GEALY, E. L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. - In: WINTERER, E. L. et al. (eds): *Init. Repts. DSDP, 7*, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 1081-1104.
- GEBCO (1983): General bathymetric chart of the Oceans (GEBCO), 5-18, Pol. Ster. Proj. 1:6000 000, at 75° S Lat. - Can. Hydr. Service, Ottawa, Canada.
- GILL, A. E. (1973): Circulation and bottom water formation in the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **20**: 111-140.
- GILL, A. E. & BRYAN, K. (1971): Effects of geometry on the circulation of a three-dimensional southern-hemisphere ocean model. - *Deep-Sea Res.*, **18**: 685-721.
- GILL, A. E.; SMITH, J. M. & CLEAVER, R. P. (1979): The vortex created by mass transfer between layers of a rotating fluid. - *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **12**: 221-234.
- GILLOT, P. V.; LABEYRIE, J.; LAJ, C.; VALLADAS, G.; GUERIN, G.; POUPEAU, G. & DELIBRIAS, G. (1979): Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**: 444-450.
- GORDON, A. L. (1982): Weddell Deep Water variability. - *J. Mar. Res.*, Suppl., **40**: 199-217.
- GORDON, A. L. (1991): Two stable modes of Southern Ocean winter stratification. - In: CHU, P. C. & GASCARD, J. C. (eds): *Deep convection and Deep Water formation in the oceans*, Elsevier, Amsterdam, 17-35.
- GORDON, A. L.; MARTINSON, D. G. & TAYLOR, H. W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. - *Deep-Sea Res.*, **28**: 151-163.
- GOREE, W. S. & FULLER, M. (1976): Magnetometers using RF-driven squids and their applications in rock magnetism and paleomagnetism. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**: 591-608.
- GRANT, J. A. & SCHREIBER, R. (1990): Modern swaths sounding and sub-bottom profiling technology for research applications: the Atlas Hydrosweep and Parasound systems. - *Mar. Geophys. Res.*, **12**: 9-19.
- GRIM, R. E. (1968): *Clay mineralogy*. - 2nd ed., McGraw-Hill, New York, 383 p.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - *Ber. Polarforsch.*, **27**: 121 p.
- GROBE, H. (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. - *Polarforschung*, **57**(3): 123-126.
- GROBE, H.; MACKENSEN, A.; HUBBERTEN, H.- W.; SPIEB, V. & FÜTTERER, D. K. (1990): Stable isotope record and late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, Dordrecht (Kluwer Acad. Publ. Group), 539-572.

- GROBE, H. & MACKENSEN, A. (eingereicht): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. - In: WARNKE, D. (ed): Neogene Antarctic glacial evolution, AGU, Antarc. Res. Ser., (eingereicht).
- GRÜNIG, S. (1991): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). - Ber. Polarforsch., **75**: 196 p.
- GUTBERLET, H. & SCHENKE, H. W. (1989): New era in high precision bathymetric surveying in deep and shallow water. - Mar. Geodesy, **13**: 1-23.
- HAMBREY, M. J.; EHRMANN, W. U. & LARSEN, B. (im Druck): The Cenozoic record of the Prydz Bay continental shelf, East Antarctica. - In: BARRON, J. & LARSEN, B.: Proc. ODP, Sci. Results, **119** (im Druck).
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. - Science, **235**: 1156-1167.
- HAUGLAND, K. (1982): Seismic reconnaissance survey in the Weddell Sea. - In : CRADDOCK, C. (ed): Antarctic Geoscience, Univ. of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 405-413.
- HAUGLAND, K.; KRISTOFFERSEN, Y. & VELDE, A. (1985): Seismic investigations in the Weddell Sea Embayment. - In: HUSEBUY, E. S.; JOHNSON, G. L. & KRISTOFFERSEN, Y. (eds): Geophysics of the Polar Regions, Tectonophysics, **114**: 293-315.
- HEDGES, R. E. M. (1981): Radiocarbon dating with accelerator: review and preview. - Archaeometry, **23**: 3-18.
- HEEZEN, B. C. & HOLLISTER, C. D. (1964): Deep-sea current evidence from abyssal sediments. - Mar. Geol., **1**: 141-167.
- HEEZEN, B. C.; HOLLISTER, C. D. & RUDDIMAN, W. F. (1966): Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. - Science, **152**: 502-508.
- HELLMER, H. H. & OLBERS, D. J. (1989): A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf. - Antarct. Sci., **1**(4): 325-336.
- HENDRICKS, S. B. & ROSS, C. S. (1941): Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. - Am. Mineral., **26**: 683-708.
- HENRIET, J. P. (1989): Reflection seismic investigation in the Weddell Sea and along the Antarctic Peninsula. - In: CASCHETTO, S. (ed.): Belgian scientific research programme on Antarctica, **2**, Part B, Brüssel, 28-43.
- HESSE, R. (1989): "Drainage systems" associated with mid-ocean channels and submarine fans: alternative to submarine fan depositional systems. - Geology, **17**: 1148-1151.
- HESSE, R.; CHOUGH, S. K. & RAKOFSKY, A. (1987): The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea. V. Sedimentology of a giant deep-sea channel. - Can. J. Earth. Sci., **24**: 1595-1624.
- HESSE, R.; RAKOFSKY, A. & CHOUGH, S. K. (1990): The central Labrador Sea: facies and dispersal patterns of clastic sediments in a small ocean basin. - Mar. Petr. Geol., **7**: 13-28.
- HINZ, K. (1978): Geophysikalische Untersuchungen in antarktischen Gewässern mit "M. S. EXPLORA". - Meerestechnik, **9**(3): 83-87.
- HINZ, K. (1981): A hypothesis on terrestrial catastrophes. Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. Their origin and palaeoenvironmental significance. - Geol. Jb., **E22**: 3-28.
- 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. & KRISTOFFERSEN, Y. (1987): Antarctica, recent advances in the understanding of the continental shelf. - Geol. Jb., **E37**: 1-54.
- HOLLISTER, C. D. & Elder, R. B. (1969): Contour currents in the Weddell Sea. - Deep-Sea Res., **16**: 99-101.

- HOLLISTER, C. D. & EWING, J. I. (1972): Regional aspects of deep sea drilling in the western North Atlantic. - In: HOLLISTER, C. D. & EWING, J. I. (ed): Init. Repts. DSDP, 11, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 951-973.
- HOLLISTER, C. D. & HEEZEN, B. C. (1972): Geologic effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. - In: GORDON, A. L. (ed): Studies of physical oceanography, Gordon and Breach, London, 2: 37-66.
- HOLLISTER, C. D. & NOWELL, A. R. M. (1991): Prologue: Abyssal storms as a global geologic process. - *Mar. Geol.*, 99: 275-280.
- HUBBERTEN, H. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: experiences with an automatic commercial carbonate preparation device. - *Terra abstracts*, 1: 80-81.
- HUT, G. (1987): Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. - Consultants group meeting IAEA, Vienna, Sept. 1985, 42 p.
- IMBRIE, J.; HAYS, J. D.; MARTINSON, D. G.; MCINTYRE, A.; MIX, A. C.; MORLEY, J. J.; PISIAS, N. G.; PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. - In: BERGER, A.; IMBRIE, J.; HAYS, J. D.; KUGLA, G. & SATZMANN, B. (eds): *Milankovitch and Climate*, Reidel, Dordrecht, 269-305.
- JCPDS (1980): Mineral powder diffraction file data book. - Published by JCPDS International Centre for Diffraction Data, Swarthmore, Pennsylvania, USA, 1168 p.
- JOHNSON, G. L.; VANNEY, J. R.; ELVERHØI, A. & LABREQUE, J. L. (1981): Morphology of the Weddell Sea and southwest Indian Ocean. - *Dt. hydrogr. Z.*, 34: 263-273.
- JOHNSON, N. M. & MCGEE, V. E. (1983): Magnetic polarity stratigraphy: stochastic properties of data, sampling problems, and the evaluation of interpretations. - *J. Geophys. Res.*, 88B: 1213-1221.
- KAUL, N. (1991): Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 89: 120 p.
- KELLOGG, T. B. & KELLOGG, D. E. (1988): Antarctic cryogenic sediments: Biotic and inorganic facies of ice shelf and marine-based ice sheet environments. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 67: 51-74.
- KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E. et al. (1975): Init. Repts. DSDP, 29, US Govt. Printing Office, Washington, DC, 1197 pp.
- KENNETT, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. - *J. Geophys. Res.*, 82: 3843-3860.
- KOLLA, V.; MOORE, D. G. & CURRAY, J. R. (1976): Recent bottom-current activity in the deep western bay of Bengal. - *Mar. Geol.*, 21: 255-270.
- KRISTOFFERSEN, Y. & HAUGLAND, K. (1986): Geophysical evidence for the East Antarctic plate boundary in the Weddell Sea. - *Nature*, 322: 538-541.
- KRISTOFFERSEN, Y. & HINZ, K. (1991): Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area. - In: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A. & THOMSON, J. W. (eds): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 225-230.
- KUENEN, P. H. (1964): Deep-sea sands and ancient turbidites. - In: BOUMA, A. H. & BROUWER, A. (eds): *Turbidites - Developments in Sedimentology*, 3: 3-33.
- KUHN, G. (1988): Deutschland-Canyon. - In: FÜTTERER, D. K. (ed): *Die Expedition Antarktis-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988*. - *Ber. Polarforsch.*, 58: 118-120.
- KUHN, G. (1989): Erosional structures on the floor of the Weddell Sea: traces of bottom water flow. - *Terra abstracts*, 1: 21.
- KUHN, G. (1990): Sedimentologische Arbeiten im Weddellmeer. - In: MILLER, H. & OERTER, H. (eds): *Die Expedition Antarktis V mit FS "Polarstern" 1986/87*. - *Ber. Polarforsch.*, 57: 18-22.

- KUHN, G. (1991): Sediment drifts and erosional structures in the deep Weddell Sea, Antarctica: Indicators of strong bottom-current activity. - Sci. Comm. on Antarctic Res. (SCAR) intern. Conf. on "Antarctic Science - Global Concerns", Bremen 23-27 Sept. 1991, Sci. Poster Abstr., 77.
- KUHN, G. & WISSMANN, G. (1987): Continuous 3.5 kHz sub-bottom echo sounding. - In: FÜTTERER, D. K. (ed): Die Expedition Antarktis-IV mit FS "Polarstern" 1985/1986. - Ber. Polarforsch., 33: 77-79.
- KUHN, G. & WEBER, M. (eingereicht): Subbottom profiling with PARASOUND and 3.5 kHz on the southeastern Weddell Sea continental slope, Antarctica. - Mar. Geol.
- KURTZ, D. D. & ANDERSON, J. B. (1979): Recognition and sedimentologic description of recent debris flow deposits from the Ross and Weddell Seas, Antarctica. - J. Sediment. Petrol., 49(4): 1159-1170.
- KUVASS, B. & KRISTOFFERSEN, Y. (1991): The Crary Fan: A trough-mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica. - Mar. Geol., 97: 345-362.
- LABEYRIE, L. D. & DUPLESSY, J. C. (1985): Changes in the oceanic  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio during the last 140,000 years: high-latitude surface water records. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 50: 217-240.
- LABEYRIE, L. D.; PICHON, J. J.; LABRACHERIE, M.; IPPOLITO, P.; DUPRAT, J. & DUPLESSY, J. C. (1986): Melting history of Antarctica during the past 60,000 years. - Nature, 322: 701-706.
- LABEYRIE, L. D.; DUPLESSY, J. C. & BLANC, P. L. (1987): Variations in the mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. - Nature, 327: 477-482.
- LABREQUE, J. L. & BARKER, P. (1981): Age of the Weddell Basin. - Nature, 290: 489-492.
- LANGE, H. (1975): Herkunft und Verteilung von Oberflächensedimenten des westafrikanischen Schelfs und Kontinentalhanges. - Meteor-Forsch. Ergebn., R. C., 22: 61-84.
- LANGE, H. (1982): Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa. - Sedimentology, 29: 427-431.
- LAWVER, L., SCLATER, J. & CIESIELSKI, P. F. (1985): Reconstructions of the South Atlantic. - Tectonophysics, 114: 233-254.
- LIEN, R. (1981): Sed bed features in the Blaaenga Area; Weddell Sea; Antarctica. - Proc. 6th Int. Conf. on Port & Ocean Engen. under Arctic Cond., Quebec, Canada.
- LIEN, R.; SOLHEIM, A.; ELVERHØI, A. & ROKOENGEN, K. (1989): Iceberg scouring and sea bed morphology on the eastern Weddell Sea Shelf, Antarctica. - Polar Res., 7: 43-57.
- LOMBARD, A. (1969): Laminites: a structure of flysch-type sediments. - J. Sediment. Petrol., 33(1): 14-22.
- MACKENSEN, A.; GROBE, H.; HUBBERTEN, H.-W.; SPIEB, V. & FÜTTERER, D. K. (1989): Stable isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. - Mar. Geol., 87: 315-321.
- MARSH, P. D. (1985): Ice surface and bedrock topography in Coats Land and part of Dronning Maud Land, Antarctica, from satellite imagery. - Brit. Ant. Surv. Bull., 68: 19-36.
- MARTINSON, D. G.; PISIAS, N. G.; HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; MOORE jr., T. C. & SHACKLETON, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. - Quat. Res., 27: 1-29.
- McRAE, S. G. (1972): Glauconite. - Earth Sci. Rev., 8: 397-440.
- MELLES, M. (1987): Sedimentation in der Filchner-Depression, südöstlicher Weddellmeer-Schelf, Antarktis. - Unveröff. Dipl.-Arb., Georg-August-Univ. Göttingen, 180 p.
- MELLES, M. (1991): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - Ber. Polarforsch., 81: 190 p.
- MELLES, M. & KUHN, G. (eingereicht): Subbottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctica: evidence for large-scale erosional processes. - Deep-Sea Res., (eingereicht).

- MILLER, H. & HENRIET, J. P. (1990): Marine Geophysik. - In: MILLER, H. & OERTER, H. (eds): Die Expedition Antarktis V mit FS "Polarstern" 1986/87. - Ber. Polarforsch., 57: 36-37.
- MILLER, H.; HENRIET, J.-P.; KAUL, N. & MOONS, A. (1990): A fine scale seismic stratigraphy of the eastern margin of the Weddell Sea. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds): Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, Dordrecht (Kluwer Acad. Publ. Group), 131-162.
- MILLER, H.; DE BATIST, M.; HEESEMANN, B.; JOKAT, W.; KAUL, N.; LENSCH, N.; MAES, E.; UENZELMANN, G. & VERSTEEG, W. (1991): Reflexionsseismik. - In: MILLER, H. & OERTER, H. (eds): Die Expedition Antarktis-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90. - Ber. Polarforsch., 86: 20.
- MILLIMAN, J. D. (1988): Correlation of 3.5 kHz acoustic penetration and deposition/erosion in the Argentine Basin: a note. - Deep-Sea Res., 35(6): 919-927.
- MOONS, A.; DE BATIST, M.; HENRIET, J. P. & MILLER, H. (im Druck): Sequence stratigraphy of the Cray Fan, southeastern Weddell Sea. - Proc. "6th International Symposium on Antarctic Earth Sciences (ISAES)", Symposium, Tokio, Japan, Sept. 1991, (im Druck).
- MOSBY, H. (1934): The waters of the Atlantic Antarctic Ocean. - Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expeditions 1927-1928, 1(11): 131 p.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1954): Munsell Color Co., Inc., Baltimore, 23 p.
- NATIONAL GEOGRAPHIC SOCIETY (1987): Antarctica, Scale 1:9469000. - Nat. Geogr. Soc., Washington, D. C.
- NOWACZYK, N. R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - Ber. Polarforsch., 78: 187 p.
- OMOTO, K. (1983): The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica. - In: OLIVER, R. L.; JAMES, P. R. & JAGO, J. B. (eds): Antarctic earth science, Proc. 4th Int. Symp. on Antarctic Earth Science, Australian Academy of Science, Canberra, 450-452.
- ORHEIM, O. (1985): Report of the Norwegian Antarctic research expedition (NARE) 1984/85. - Norsk Polarinstitutt Rapportserie, 22: 89-99.
- ORHEIM, O. & ELVERHØI, A. (1981): Model for submarine glacial deposition. - Ann. Glac., 2: 123-128.
- OSKIERSKI, W. (1988): Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres. - Ber. Polarforsch., 47: 167 p.
- PIPER, D. J. W. (1978): Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. - In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (eds): Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 163-176.
- PIPER, D. J. W. & BRISCO, C. D. (1975): Deep water continental margin sedimentation. Deep Sea Drilling Projekt Leg 28. Antarctica. - In: HAYES, D. E.; FRAKES, L. A. et al.: Init. Repts. DSDP, 28, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 727-755.
- PRATSON, L. F. & LAINE, E. P. (1989): The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the quaternary along the mideast U. S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. - Mar. Geol., 89: 87-126.
- PRELL, W. L.; IMBRIE, J.; MARTINSON, D. G.; MORLEY, J. J.; PISIAS, N. G.; SHACKLETON, N. J. & STREETER, H. F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. - Paleoceanography, 1(2): 137-162.
- PUDSEY, C. J., BARKER, P. F. & HAMILTON, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments: a record of Antarctic Bottom Water flow. - Mar. Geol., 81: 289-314.
- REID, J. L.; NOWLIN, jr. W. D. & PATZERT, W. C. (1977): On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. - J. Phys. Oceanogr., 7: 62-91.
- ROBIN, G. DE Q. (1979): Formation, flow, and desintegration of ice shelves. - J. Glaciol., 24: 259-271.
- ROSTEK, F. (1991): Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantik und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen. - Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, 13: 209 p.

- ROSTEK, F., SPIEB, V. & BLEIL, U. (1991): Parasound echosounding: comparison of analogue and digital echosounder records and physical properties of sediments from the Equatorial South Atlantic. - *Mar. Geol.*, **99**: 1-18.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman; II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. - *Meteor-Forsch. Ergebn., R. C.*, **5**: 1-113.
- SATTERFIELD, W. M. & BEHRENS, E. W. (1990): A late Quaternary canyon/channel system, northwest Gulf of Mexico continental slope. - *Mar. Geol.*, **92**: 51-67.
- SCHENKE, H. W. & ULRICH, J. (1987): Mapping the seafloor. - *Appl. Geogr. and Develop.*, **30**: 110-126.
- SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985): Antarctic. - Naval Oceanography Command Detachment, Ashville, Navair 50-1c-540, 1:131 p.
- SHACKLETON, N. J. (1977): The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. - *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, **280**: 169-182.
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10,000 year and 100,000 year time scale. - *Quat. Res.*, **3**: 39-55.
- SHACKLETON, N. J.; IMBRIE, J. & HALL, M. A. (1983): Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**: 233-244.
- SHEPARD, F. P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. - *J. Sediment. Petrol.*, **34**: 151-158.
- SMITH, G. & CREER, K. M. (1986): Analysis of geomagnetic secular variations 10,000 to 30,000 years bp, Lac du Bochet, France. - *Phys. Earth Planet. Inter.*, **44**: 1-14.
- SMITH, N. D.; PHILLIPS, A. C. & POWELL, R. D. (1990): Tidal drawdown: a mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas. - *Geology*, **18**: 10-13.
- SPROWL, D. R. & BANERJEE, S. K. (1989): The Holocene paleosecular variation record from Elk Lake, Minnesota. - *J. Geophys. Res.*, **94B**: 9369-9388.
- STEIN, R. (1985): Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by SediGraph 5000D: comparison with coulter counter and Atterberg methods. - *J. Sediment. Petrol.*, **55**(4): 590-593.
- STOW, D. A. V. (1985): Deep-sea clastics: where are we and where are we going? - In: BRENCHLEY, P. J. & WILLIAMS, P. B. J. (eds): *Sedimentology: recent developments and applied aspects*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **18**: 67-93.
- STOW, D. A. V. & BOWEN, A. J. (1978): Origin of lamination in deep sea, fine grained sediments. - *Nature*, **274**: 324-328.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. - *Earth Sci. Rev.*, **14**: 251-291.
- STOW, D. A. V. & SHANMUGAN, G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. - *Sediment. Geol.*, **25**: 23-42.
- 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*, John Wiley and Sons, New York, 319-436.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): *Environmental Magnetism*. - Allen and Unwin, London.
- TUCHOLKE, B. E.; HOLLISTER, C. D.; WEAVER, F. M. & VENNUM, W. R. (1976): Continental rise and abyssal plain sedimentation in the southeast Pacific basin - Leg 35, Deep Sea Drilling Projekt. - In: HOLLISTER, C. D.; CRADDOCK, C. D. et al.: *Init. Repts. DSDP*, **35**, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 359-400.
- VAN DER LINGEN, G. J. (1969): The turbidite problem. - *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **12**(1): 7-50.
- VELDE, B. (1985): *Clay minerals, a physico-chemical explanation of their occurrence*. - Elsevier, Amsterdam, 427 p.

- VEROSUB, K. L. (1982): Geomagnetic excursions: a critical assessment of the evidence as recorded in sediment of the Brunhes Epoche. - *Phil. Trans. R. Soc., London, A* **306**: 161-168.
- VEROSUB, K. L. & BANERJEE, S. K. (1977): Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**: 145-155.
- WEBER, M. (1990): Sedimentechographie-Untersuchungen im südöstlichen Weddellmeer, Antarktis. - In: *Sediment 90*, 5. Sedimentologen-Treffen am 6.-7. Juni 1990 in Bonn, Posterband.
- WEBER, M. (1991a): Marin-geologische Arbeiten - Untersuchungen zur Interpretation glazial-mariner Sedimentationsprozesse im südöstlichen Weddellmeer. - In: MILLER, H. & OERTER, H. (eds): *Die Expedition Antarktis-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90*. - *Ber. Polarforsch.*, **86**: 15-18.
- WEBER, M. (1991b): Sedimentechographie-Kartierung im südöstlichen Weddellmeer, Antarktis. - In: *Sediment 91*, Kurzfassungen der Beiträge, *Senckenberg-am-Meer, Ber.* **91/2**, 121-122.
- WEBER, M. (1992): Marine geology - sediment distribution. - In: BATHMANN, U.; SCHULZ-BALDES, M.; FAHRBACH, E.; SMETACEK, V. & HUBBERTEN, H. - W. (eds): *Die Expedition ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes "POLARSTERN" 1990/91*. - *Ber. Polarforsch.*, **100**: 86-87.
- WEFER, G. (1985): Die Verteilung stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope im Kalschalen mariner Organismen. - *Geol. Jb.*, **A82**: 3-111.
- WEIMER, P. (1990): Sequence stratigraphy, facies geometries, and depositional history of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. - *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, **74**: 425-453.
- WEISS, R. F.; OESTERLUND, H. G. & CRAIG, H. (1979): Geochemical studies of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, **26(10A)**: 1093-1120.
- WEISSEL, J. K. & HAYES, D. E. (1972): Magnetic anomalies in the southeast Indian Ocean. - In HAYES, D. E.: *Antarctic Oceanology II: The Australian-New Zealand sector*, *Antarc. Res. Ser.*, **19**: 165-196.
- WRIGHT, R. & ANDERSON, J. B. (1982): The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: eastern Weddell Sea, Antarctica. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**: 951-963.
- WRIGHT, R.; ANDERSON, J. B. & KURTZ, D. D. (1979): Sediment mass transport on the Antarctic continental margin. - *Antarct. J. U. S.*, **14(5)**: 110-111.
- WRIGHT, R.; ANDERSON, J. B. & FISCO, P. P. (1983): Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial/glacial marine sediments around the continental margin of Antarctica. - In: MOLNIA, B. F. (ed): *Glacial-marine Sedimentation*, Plenum Press, New York, 265-300.
- YOON, S. H.; CHOUGH, S. K.; THIEDE, J. & WERNER, F. (1991): Late Pleistocene sedimentation on the Norwegian continental slope between 67° and 71° N. - *Mar. Geol.*, **99**: 187-207.
- ZWALLY, H. J.; COMISO, J. C.; PARKINSON, C. L.; CAMPBELL, W. J.; CARSEY, F. D. & CLOERSEN, P. (1985): Antarctic sea ice, 1973-1976: satellite passive-microwave observations. - *NASA Spec. Publ.*, **459**: 206 p.

## 10. ANHANG

Im Anhang werden sowohl der Umfang des bearbeiteten Probenmaterials, als auch die den Kap. 4 & 6 zugrunde liegenden Methoden erläutert (Kap. 10.1.). Eine Auflistung der Ergebnisse der einzelnen Analysen erfolgt anschließend in Tabellen (Kap. 10.2.).

### 10.1. Material und Arbeitsmethoden

Für die hier durchgeführte Arbeit stand Probenmaterial von insgesamt 32 Stationen des Forschungsschiffes POLARSTERN zur Verfügung. Die angewandten Methoden wurden zum überwiegenden Teil selbst durchgeführt (Sedimentechographie-Untersuchungen, z. T. die Wahl von Kernstationen, Beprobung der Sedimente, Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften, des Karbonat-,  $C_{org}$ - und Schwefelgehaltes, Analysen zur Korngrößen- und Komponentenverteilung, Untersuchungen an Radiographien und zur Mineralverteilung in der Tonfraktion). Weitere Untersuchungen wurden von Mitarbeitern des AWI (bathymetrische Vermessungen, Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität, Isotopenmessungen), am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen (Paläomagnetik,  $^{14}C$ -Probenaufbereitung) und an der ETH in Zürich ( $^{14}C$ -Bestimmungen) durchgeführt.

#### 10.1.1. Bathymetrie

Die bathymetrischen Daten aus dem Untersuchungsgebiet stammen von zwei unterschiedlichen Sonarsystemen. Erste bathymetrische Vorerkundungen mit SEABEAM erfolgten im Untersuchungsgebiet während ANT-IV/3 und ANT-V/4, auf ANT-VI/3 wurden mehrere Profile in NW-SE Richtung abgefahren (Abb. 4). Während ANT-VIII/5 wurden der überwiegende Anteil der bathymetrischen Daten gesammelt. Hier kam die Fächersonaranlage HYDROSWEEP zum Einsatz.

Der SEABEAM-Fächer besitzt einen Öffnungswinkel von  $42^\circ$  quer zum Schiff. Mit 16 einzelnen Beams wird ein Streifen abgetastet, der 70 % der Wassertiefe breit ist (SCHENKE & ULRICH 1987). Neue Wege in der bathymetrischen Vermessung bietet die Fächersonaranlage HYDROSWEEP (GUTBERLET & SCHENKE 1989). Ihr Sonarfächer tastet mit 59 einzelnen, sog. 'preformed beams' bei einem Öffnungswinkels von  $90^\circ$  einen Streifen auf dem Meeresboden ab, der 200 % der Wassertiefe breit ist.

Für den Kernbereich des Arbeitsgebietes wurden die auf ANT-VIII/5 abgefahrenen Profile so gelegt, daß die bathymetrische Gruppe im AWI ein flächendeckendes dreidimensionales Geländemodell erstellen konnte (Abb. 6). Für die Isoliniendarstellung des gesamten Untersuchungsgebietes in Abb. 5 wurden die Daten der randlich gelegenen Profile mit bathymetrischer Software interpoliert.

### 10.1.2. Sedimentechographie

Die Sedimentechographie-Daten dieser Arbeit stammen von zwei unterschiedlichen Systemen und Schallquellen. Ein 3,5 kHz-Sedimentecholot wurde auf den POLARSTERN-Expeditionen ANT-IV/3, ANT-V/4 und ANT-VI/3 eingesetzt und ein PARASOUND-Sedimentechographie-System auf ANT-VIII/5.

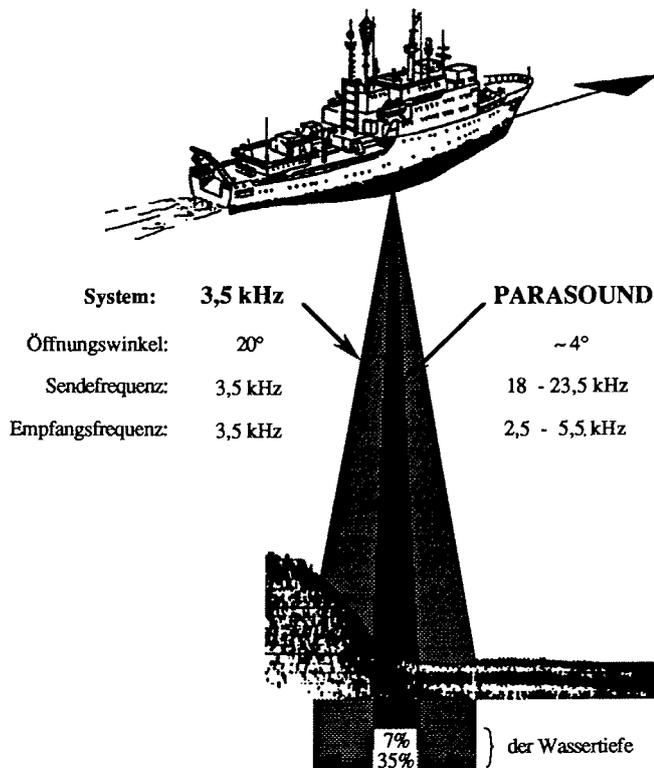
Die Planung der PARASOUND-Profile für ANT-VIII/5 wurde nach einer vorangegangenen Auswertung der bis dahin verfügbaren 3,5 kHz-Echogramme unter Berücksichtigung der bathymetrischen Vermessungen und der Kernlokationen so gestaltet, daß die Profile das Gebiet der Terrasse auf dem Kontinentalhang möglichst flächig abdeckten.

Die Kartierung der Schalleindringtiefe und der Sediment-Echotypen in den Kap. 3.3.-3.4. basiert auf einer Karte im Maßstab 1:300.000, in der die Kurslinien von POLARSTERN in 5 min.-Abständen geplottet wurden.

Das für die Untersuchungen eingesetzte 3,5 kHz-Sedimentecholot entspricht der Gerätekonfiguration von KUHN & WISSMANN (1987). Es sendet und empfängt bei einer konstanten Wiederholungsrate auf einer Frequenz von 3,5 kHz. Bedingt durch den großen Öffnungswinkel des Schallkegels von 20° (Abb. 54) sind Diffraktionserscheinungen häufig, die räumliche Auflösung ist gering.

Das PARASOUND Sedimentechographie-System (Krupp Atlas Elektronik, Bremen) bietet neue Möglichkeiten in der Sedimentechographie (GRANT & SCHREIBER 1990). Es arbeitet auf parametrischer Basis. Neben der Ausstrahlung einer fixen ersten Primärfrequenz von 18 kHz (NBS = narrow beam signal), wird eine zweite, in 0,5 kHz-Schritten wählbare Primärfrequenz zwischen 20,5 und 23,5 kHz ausgesendet. Die durch den parametrischen Effekt resultierende Sekundärfrequenz liegt folglich zwischen 2,5 und 5,5 kHz (Abb. 54). Durch die hohen Primärfrequenzen liegt der Öffnungswinkel des Schallkegels bei weniger als 4°. Die Ausnutzung parametrischer Effekte hat entscheidende Vorteile für das Auflösungsvermögen des Systems:

- Durch den relativ kleinen Öffnungswinkel des Schallkegels verringert sich der Durchmesser der abgetasteten Meeresbodenoberfläche auf 7 % der Wassertiefe gegenüber 35 % beim 3,5 kHz-Sedimentecholot (GRANT & SCHREIBER 1990, BOHRMANN et al. im Druck);
- Durch die deutlich kleinere Fläche wird die räumliche Auflösung sowohl vertikal als auch lateral erhöht bzw. Diffraktionserscheinungen im Echogramm stark reduziert;
- Aufgrund der hohen Primärfrequenzen kann eine vergleichbar kurze Pulslänge ausgesendet werden, was in Verbindung mit den niedrigen Sekundärfrequenzen zu einer hohen vertikalen Auflösung führt;
- Eine erhöhte horizontale Auflösung wird bei Wassertiefen > 1400 m durch den sog. 'Piloton-Modus' erreicht. In diesem Fall wird zunächst ein NBS-Signal auf 18 kHz zur Ermittlung der aktuellen Wassertiefe gesendet. Darauf hin werden so lange parametrische Signale mit jeweils 400 ms Unterbrechung gesendet bis das erste parametrische Signal wieder empfangen wird (ROSTEK et al. 1991);



**Abb. 54:** Schaubild der Sende- und Empfangseigenschaften der beiden Sedimentechographie-Systeme 3,5 kHz und PARASOUND modifiziert nach GRANT & SCHREIBER (1990).

- Durch die variable zweite Primärfrequenz und Pulslänge kann sich der Operator entweder für maximale Eindringung oder maximale vertikale Auflösung entscheiden;
- Das reflektierte Schallsignal kann digitalisiert und gespeichert werden. Ein exakter Vergleich mit an Sedimentkernen gemessenen sedimentphysikalischen Parametern wie P-Wellengeschwindigkeit, Wassergehalt, Porosität, Feuchtraumdichte, Korndichte etc. ist dadurch möglich (ROSTEK 1991).

### 10.1.3. Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität ( $\chi$ ) wurde an den geschlossenen Kernsegmenten der Stationen PS1603 und PS1793, sowie an den Archivhälften der Stationen PS1789 und PS1790, bestimmt. Die Messungen wurden von S. GERLAND (AWI) mit einer Suszeptibilitätssonde (BARTINGTON M.S.2.C) durchgeführt. Dabei werden die Kernsegmente auf einem Schlitten durch eine Meßspule geführt und die Veränderung des Widerstandes zentimeterweise registriert. Die Messung liefert einen Hinweis auf den Gehalt magnetischer Partikel im Sediment. Aufgrund der Sondencharakteristik des Sensors erfolgt die Darstellung der Meßwerte ohne weiteren Korrekturfaktor in  $10^{-5}$  SI-Einheiten. Nähere Informationen zur Meßmethodik sind bei NOWACZYK (1991) und CORDES (1990) zu finden.

#### 10.1.4. Probenstationen

Das in der Arbeit untersuchte Probenmaterial stammt von den POLARSTERN-Fahrtabschnitten ANT-III/3 1984/85 bis ANT-VIII/5 1989/90 (Tab. 6). Zur Beprobung der Sedimentoberfläche wurde der Mehrfachgreifer (MG), der Multicorer (MUC) und der Großkastengreifer (GKG) eingesetzt. Sedimentkerne wurden mit dem Schwerelot (SL) gewonnen.

**Tab. 6:** Liste der bearbeiteten Kernstationen (SL = Schwerelot, GKG = Großkastengreifer, MG = Mehrfachgreifer, MUC = Multicorer). Die Schwerelote von ANT-VIII/5 wurden z. T. vollständig (fett), z. T. nur an Bord bearbeitet. Bei den GKG-, MG- und MUC-Stationen wurde überwiegend nur die Oberfläche bearbeitet.

Station [PS]	Fahrtabschnitt	Gerät	Kerngewinn [cm]	geographische Breite	geographische Länge	Wassertiefe [m]	Proben $\Sigma=505$
1272-1	ANT-III/3	GKG	25	74° 40,30' S	25° 20,04' W	607	1
1501-1	ANT-V/4	GKG	35	73° 49,18' S	24° 11,73' W	1711	1
1596-1	ANT-VI/3	GKG	45	73° 13,99' S	26° 15,83' W	2467	1
1597-1	ANT-VI/3	MG	24	74° 31,42' S	26° 32,78' W	461	1
1598-2	ANT-VI/3	GKG	45	74° 14,38' S	27° 20,42' W	2443	10
1599-1	ANT-VI/3	GKG	49	74° 04,49' S	27° 41,44' W	2482	10
<b>1599-3</b>	ANT-VI/3	SL	1132	74° 03,99' S	27° 41,64' W	2487	94
1600-2	ANT-VI/3	GKG	45	74° 10,58' S	27° 26,88' W	2512	1
1601-1	ANT-VI/3	MG	5	74° 30,75' S	26° 20,67' W	512	1
1602-1	ANT-VI/3	GKG	50	73° 43,08' S	28° 42,07' W	2813	1
1603-2	ANT-VI/3	GKG	49	74° 00,15' S	27° 49,83' W	2555	10
1604-1	ANT-VI/3	MG	33	74° 39,19' S	26° 55,87' W	408	1
1627-1	ANT-VI/3	MG	13	74° 40,01' S	31° 01,93' W	514	1
1637-2	ANT-VI/3	MUC	10	74° 45,73' S	26° 26,32' W	444	1
<b>1789-1</b>	ANT-VIII/5	SL	1435	74° 14,47' S	27° 18,02' W	2411	230
<b>1790-1</b>	ANT-VIII/5	SL	497	73° 47,08' S	28° 29,85' W	2598	51
1790-2	ANT-VIII/5	GKG	46	73° 47,39' S	28° 30,35' W	2599	5
1791-1	ANT-VIII/5	GKG	46	73° 55,05' S	26° 30,56' W	2895	1
1791-2	ANT-VIII/5	SL	1289	73° 55,33' S	26° 32,23' W	2894	14
1792-1	ANT-VIII/5	SL	508	73° 28,04' S	27° 19,72' W	3139	7
1792-2	ANT-VIII/5	GKG	35	73° 28,02' S	27° 18,14' W	3137	1
1793-1	ANT-VIII/5	GKG	48	73° 25,07' S	26° 25,96' W	3060	1
1793-2	ANT-VIII/5	SL	1239	73° 25,33' S	26° 25,36' W	3045	14
1794-2	ANT-VIII/5	GKG	29	73° 32,20' S	25° 54,64' W	3381	5
1795-1	ANT-VIII/5	GKG	44	74° 30,21' S	28° 11,03' W	1895	1
1795-2	ANT-VIII/5	SL	899	74° 30,01' S	28° 11,31' W	1884	10
1796-1	ANT-VIII/5	SL	455	74° 24,70' S	29° 28,94' W	1389	6
1796-2	ANT-VIII/5	GKG	29	74° 21,98' S	29° 29,56' W	1410	1
1797-1	ANT-VIII/5	GKG	42	73° 02,32' S	28° 28,31' W	3619	1
1797-2	ANT-VIII/5	SL	797	73° 02,42' S	28° 18,16' W	3620	9
1798-1	ANT-VIII/5	SL	1173	73° 42,11' S	27° 22,92' W	2760	13
1798-2	ANT-VIII/5	GKG	42	73° 42,04' S	27° 21,40' W	2767	1

Erste ausgedehnte geologische Arbeiten fanden auf ANT-VI/3 statt (Tab. 6). Auf einem etwa 150 km langen, SE-NW gerichteten Profil wurden mit GKG, MG und SL an 9 Stationen Proben vom Schelf und vom Kontinentalhang gewonnen (KUHN 1988).

Während ANT-VIII/5 wurden Proben von 9 weiteren Stationen des Kontinentalhanges mit GKG und SL gewonnen (WEBER 1991a). An Bord wurde die Sedimentoberfläche besiedelnde Makrobenthos qualitativ erfaßt. Nach der Beprobung der Sedimentoberfläche und der Entnahme eines Archivrohrs wurde das GKG-Profil freigeschaufelt, dessen lithofaziellen Merkmale notiert und anschließend fotografiert. Die SL wurden an den 1 m-Schnittstellen und die GKG an der Basis und an der Sedimentoberfläche beprobt. Anhand von Smear Slides und einer gesiebten 5 ml-Probe wurde die Komponentenverteilung (Kap. 10.1.10.) in der Sandfraktion 125-250 µm an den so gewonnenen Proben ausgezählt.

Insgesamt standen 32 Stationen des Forschungsschiffes POLARSTERN für eine Bearbeitung zur Verfügung (Tab. 6). In den Labors des AWI wurden an 22 Stationen detaillierte Untersuchungen an Sedimentoberflächen durchgeführt. Weiterhin wurden drei SL mit den dazugehörigen GKG (PS1599, PS1789 bzw. PS1598 und PS1790) und zwei weitere GKG (PS1603-2 und PS1794-2) detailliert untersucht.

#### 10.1.5. Beprobung der Sedimente

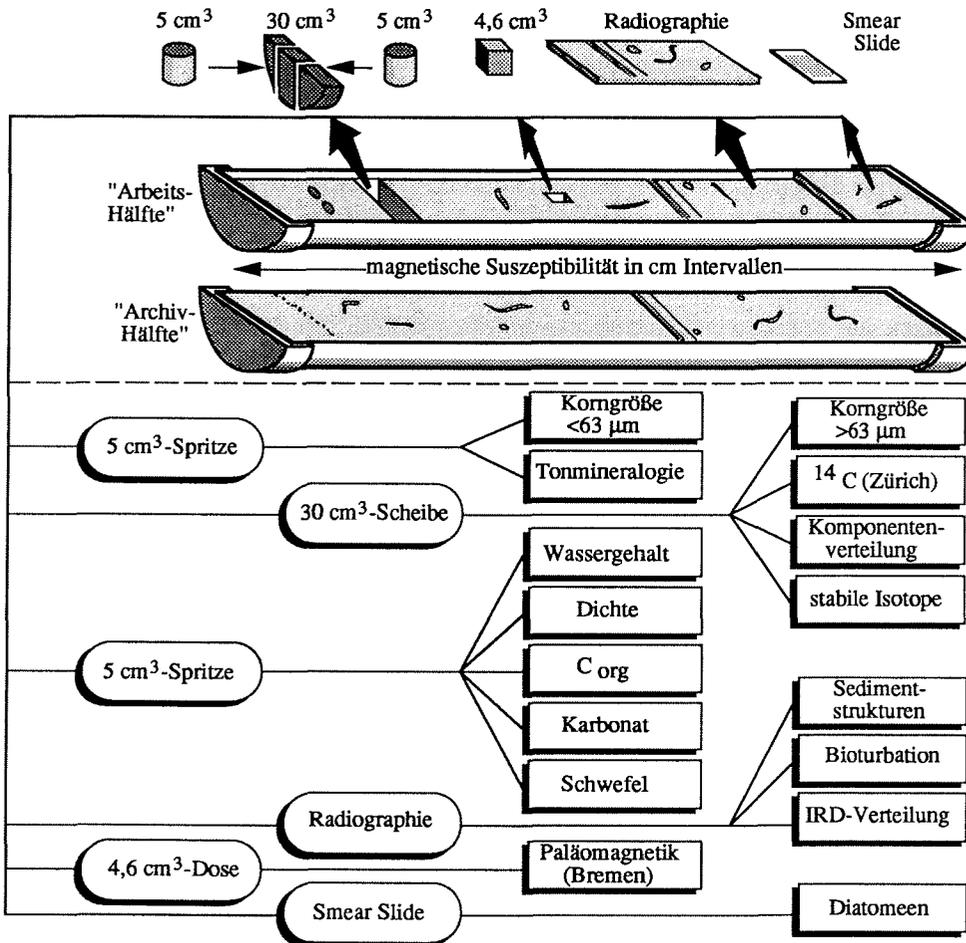
Die maximal 1 m langen Schwerelot-Kernsegmente wurden mit einer zweiblättrigen Vibrationssäge der Länge nach aufgetrennt und in Arbeits- und Archivhälfte aufgeteilt. Danach wurden beide Hälften zur Dokumentation fotografiert.

Bei der sich anschließenden lithologischen Beschreibung der Sedimentkerne wurden vor allem die Sedimentfarben (nach MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1954), der Gehalt an makroskopisch erkennbaren Fossilien, die Art und Ausbildung von Schichtgrenzen, Schichtungsanzeiger wie Gradierung, Schrägschichtung und Lamination, die Art und das Ausmaß der Bioturbation sowie eine grobe Korngrößenansprache auf einem Kernlog im Maßstab 1:5 festgehalten.

Aus der Arbeitshälfte der Sedimentkerne wurden neben der Anfertigung der Radiographien standardgemäß 4 Parallelproben aus jeder Probentiefe entnommen: zwei 5 cm<sup>3</sup>-Spritzen, eine 30 cm<sup>3</sup>-Scheibe und ein Smear Slide (Abb. 55). Die Breite eines Beprobungshorizontes lag bei 1,5 cm, der Abstand der einzelnen Horizonte, je nach lithologischer Variabilität, zwischen 5 cm und 25 cm. Vor allem die oberflächennahen Kernbereiche (i. d. Regel die GKG) wurden eng beprobt.

Mit Hilfe der gewonnenen Proben wurden für jeden Probenhorizont die Korngrößenverteilung < 63 µm, die Dichte, der Wassergehalt, die Gehalte an organischem Kohlenstoff (C<sub>org</sub>), Karbonat und Schwefel, die Korngrößenverteilung > 63 µm, die Komponentenver-

teilung der Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$  als auch die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopengehalte bestimmt. Weiterhin wurde aus jedem Probenhorizont ein Smear Slide angefertigt und ausgewertet.



**Abb. 55:** Flußdiagramm zur Probennahme an den Sedimentkernen und deren sedimentologischen Bearbeitung.

Neben den oben erwähnten Analysen wurden an bestimmten Proben bzw. Sedimentkernen noch zusätzliche Parameter bestimmt. Untersuchungen zur Tonmineralvergesellschaftung wurden an allen Oberflächenproben und an ausgewählten Proben der Stationen PS1599, PS1789 und PS1790 durchgeführt. Der Sedimentkern PS1789 wurde durchgehend in 10 cm Abständen für paläomagnetische Messungen beprobt (6,4 cm<sup>3</sup>-Dose). Für die <sup>14</sup>C-Datierungen wurden die Karbonatschalen aus jeweils drei Proben der Sedimentkerne PS1599, PS1789 und PS1790 ausgelesen (30 cm<sup>3</sup>-Scheibe).

### 10.1.6. Radiographien

Zur Anfertigung der Radiographie-Präparate wurden 28 cm lange Plexiglasdeckel in das 1 cm dicke Zwischenstück des aufgesägten Kernsegmentes eingedrückt. Die Präparate wurden anschließend in Folie luftdicht eingeschweißt und mit einem Röntgengerät (HP 43855 X-Ray System) je nach Sediment-Typ 7-11 min. bei einer Spannung von 35 kV und einer Stromstärke von 3 mA belichtet. Die Auswertung der Radiographie-Negative erfolgte anschließend auf einem Leuchttisch mit Millimeterpapier.

Zur Analyse des eistransportierten Materials (IRD = Ice Rafted Debris) wurden nach GROBE (1987) alle Körner >2 mm zentimeterweise an den Radiographien ausgezählt. Die Mittelwertbildung über ein 3 cm Intervall gibt den IRD-Parameter zur jeweiligen Probentiefe an. Weiterhin wurde das Auftreten einzelner Feinkieslagen, Siltlaminae >2 mm Mächtigkeit und Siltlagen mit Schrägschichtung in cm-Schritten notiert, um Aussagen über eventuell im Sediment dokumentierte Schüttungszyklen- bzw. Rhythmen machen zu können (Kap. 6.1.). In Ergänzung zur Kernbeschreibung wurden sowohl Art als auch Häufigkeit der vorkommenden bioturbaten Strukturen beschrieben.

### 10.1.7. Sedimentphysikalische Eigenschaften

Die 5 ml-Spritze wurde unmittelbar nach der Probenentnahme gewogen, tiefgefroren (24 Std. bei -25 °C) und anschließend gefriergetrocknet (48 Std.) und wieder gewogen. Das Gewicht des Wassers in der Probe ergab sich aus der Gewichts Differenz vor und nach der Trocknung (Abb. 56). Für die Darstellung der Ergebnisse in Kap. 6.2. sowie in den Kernlog-Diagrammen (Abb. 41-43) wurde der Wassergehalt in Gewichtsprozent vom Naßgewicht nach (1) berechnet.

$$W_{[\%]} = \frac{100}{\text{Naßgewicht [g]}} \times (\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}) \quad (1)$$

Die Volumenmessungen erfolgten nach der Wassergehaltsbestimmung (Abb. 56). Sie wurden zunächst an einem Pyknometer (BECKMANN Modell 930) durchgeführt. Dabei wird die vorher 15 min. in einer Kugelmühle gemörserte Probe gewogen und in den Meßzylinder des Pyknometers geführt. Durch manuelles Drehen zweier Handräder wird sowohl das Gasvolumen des Meß- als auch das eines Referenzzylinders durch Kolben komprimiert. Beim Anschlag des Referenzkolbens ist die Stellung des Meßkolbens auf einer in cm<sup>3</sup> skalierten Anzeige direkt ablesbar, da die Position des Meßkolbens bei gleichem Gasdruck proportional zum Probenvolumen ist. Nach anfänglichen Testmessungen mit Luft wurde Helium zum Spülen der Proben eingesetzt.

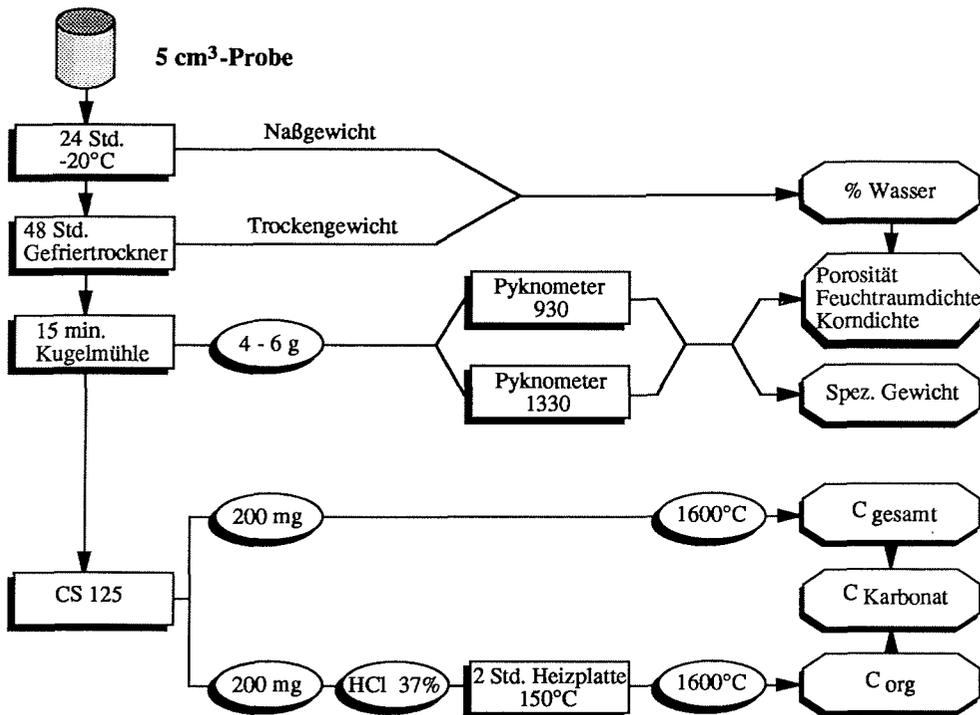


Abb. 56: Flußdiagramm zur Bestimmung von sedimentphysikalischen Eigenschaften Wassergehalt, Porosität, Feuchtraumdichte, Korndichte und Spezifisches Gewicht, sowie zur Bestimmung des Karbonat- und Corg-Gehaltes.

Da die Meßergebnisse eine schlechte Reproduzierbarkeit zeigten, wurden sämtliche Proben nochmals am Modell ACCUPYC 1330 (MICROMERITICS) analysiert. Bei diesem Pyknometer wird das Probenvolumen durch die Änderung des Gasdruckes von Helium bei Zuschaltung eines bekannten Referenzvolumens bestimmt. Die Analysebedingungen wurden so eingestellt, daß jede Probe 10 mal mit Helium gespült und jeweils 3 mal gemessen wurde. Die Volumenmessungen zeigten sehr gute Reproduzierbarkeiten (Standardabweichung  $\sigma = 0,0013$ ). Die Spezifische Gewicht ( $\text{g/cm}^3$ ) der Proben wurde bei beiden Pyknometern ohne Salzkorrektur nach Gleichung (2) berechnet.

$$\text{Spezifisches Gewicht } [\text{g/cm}^3] = \frac{\text{Trockengewicht } [\text{g}]}{\text{Volumen } [\text{cm}^3]} \quad (2)$$

Ein Vergleich der beiden Meßreihen der Spezifischen Gewichte (Abb. 57) zeigt die schlechte Korrelation der Werte ( $r = 0,43 - 0,28$ ). Die Werte des ACCUPYC 1330 erscheinen realistischer, da einerseits das Meßverfahren wesentlich genauer ist und andererseits aufgrund der Zusammensetzung des Kernmaterials relativ geringe Schwankungen der Spezifischen Gewichte zu erwarten sind.

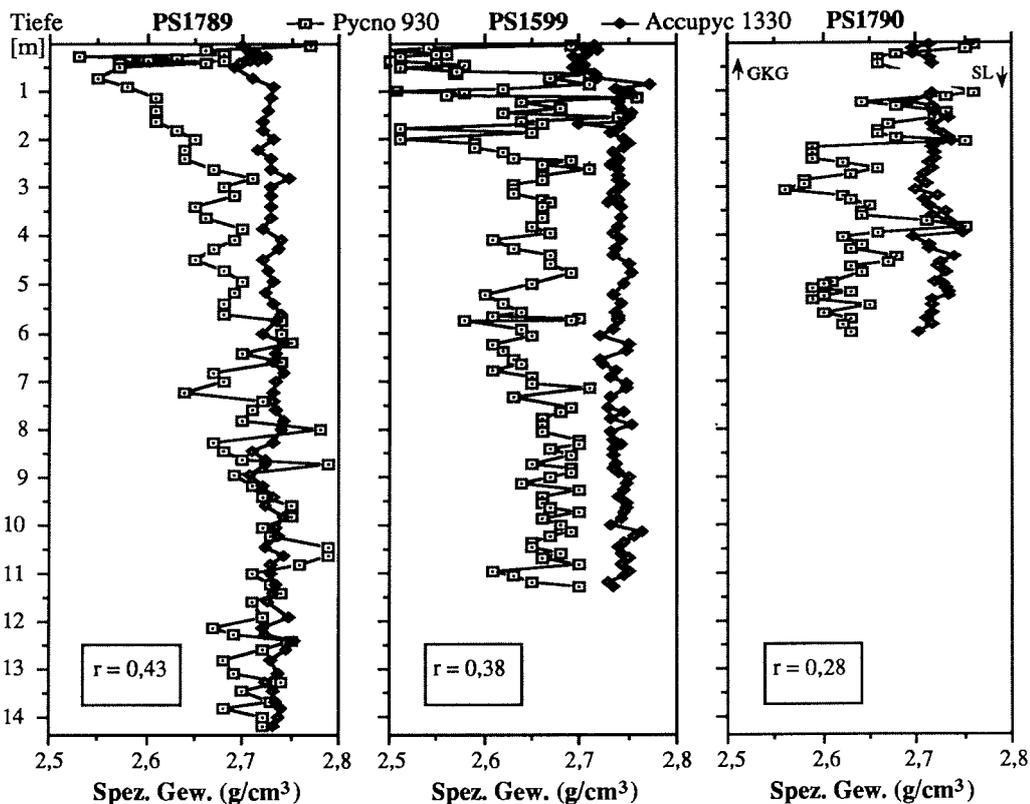


Abb. 57: Vergleich der Datenqualität der Pycnometer PYCNO930 und ACCUPYC1330 anhand der Stationen PS1789, PS1599 und PS1790. Die aus den Volumenmessungen errechneten Spezifischen Gewichte der Proben korrelieren sehr schlecht miteinander.

Die Datenqualität ist beim ACCUPYC1330 entscheidend von der eingefüllten Probenmenge abhängig (Abb. 58). Ist das Probenvolumen < 10 % des Expansionsvolumens der Meßzelle, sind die ermittelten Spezifischen Gewichte zu hoch, bzw. die Volumenwerte zu gering. Eine entsprechende Fehlermeldung wird bis zu diesem Schwellenwert am Gerät angezeigt. Nach Überschreiten des Wertes nehmen die Spezifischen Gewichte weiterhin ab, der Kurvenverlauf wird jedoch deutlich flacher. Bei den Analysen wurde daher darauf geachtet, stets vergleichbare Probenmengen (4-6 g) zu messen. Diese garantieren in Verbindung mit der recht einheitlichen Zusammensetzung der Sedimente sehr geringe Abweichungen der Meßergebnisse von 0,02-0,04 g/cm<sup>3</sup>.

Zur Berechnung der sedimentphysikalischen Parameter Porosität, Feuchtraumdichte und Korndichte in den Gleichungen (3) (4) und (5) ist, neben dem Volumen der Trockenprobe ( $V_{tr}$ ) und deren Masse ( $M_{tr}$ ), das Volumen der Porenlösung ( $V_{ws}$ ) wichtig. Der Wassergehalt (W) fließt in % des Trockengewichts in die Berechnung mit ein. Ausgehend von der Masse

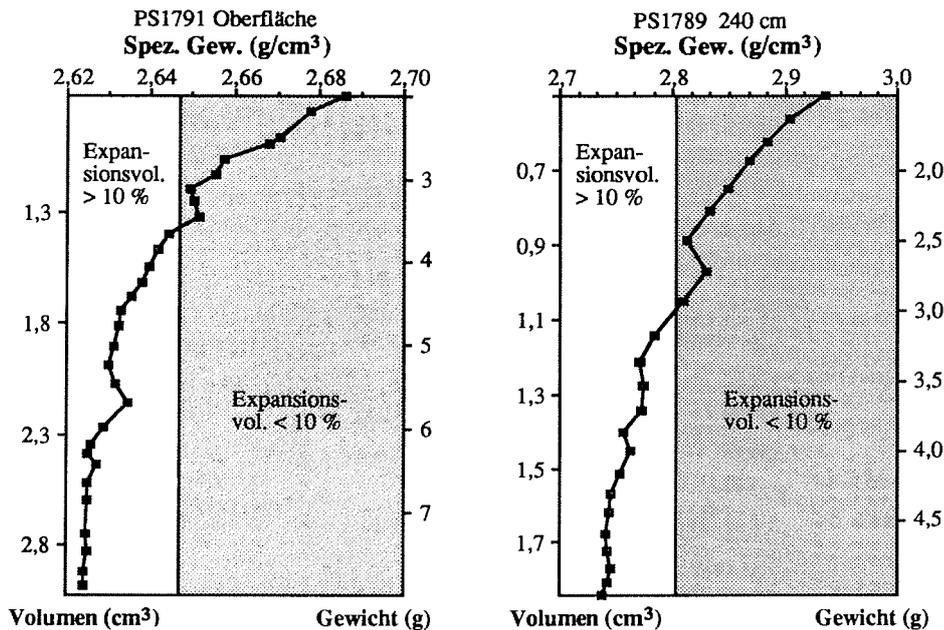


Abb. 58: Zwei Beispiele von Mehrfachmessungen des Volumens mit Accupyc 1330 an den jeweils gleichen Proben mit steigenden Einwaagen.

des evaporierten Wassers ( $M_w$ ) wurde das Volumen der Porenlösung ( $V_{ws}$ ) mit einer Korrektur für die Masse des darin enthaltenen Salzes ( $M_s$ ) und dessen Volumen ( $V_s$ ) nach GEALY (1971) berechnet (siehe auch MELLES 1991).

$$\text{Porosität } n [\%] = 100 * \frac{V_{ws}}{V_{tr} - V_s + V_{ws}} \quad ; \quad V_{ws} [\text{cm}^3] = \frac{M_s + M_w}{1,024} \quad (3)$$

$$\text{Feuchtraumdichte } \gamma [\text{g/cm}^3] = \frac{M_{tr} + M_w}{V_{tr} - V_s + V_{ws}} \quad ; \quad M_w [\text{g}] = \frac{W * M_{tr}}{100} \quad (4)$$

$$\text{Korndichte } D_g [\text{g/cm}^3] = \frac{M_{tr} - M_s}{V_{tr} - V_s} \quad ; \quad M_s [\text{g}] = \frac{M_w}{0,965} - M_w \quad (5)$$

### 10.1.8. Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalt

Nach den Wassergehalts- und Volumenbestimmungen wurden an der gemörsterten 5 cm<sup>3</sup>-Probe die Gehalte an karbonatisch und organisch gebundenem Kohlenstoff sowie die Schwefelgehalte mit einem CS 125 (Carbon Sulphur Determinator, LECO CORPORATION, Modell 788-400) gemessen (Abb. 56). In dem Hochfrequenz-Induktionsofen ( $T \sim 1600^\circ \text{C}$ ) werden 2 Teilproben zu je 200 mg Sedimentpulver in Keramiktiegeln verbrannt.

Der gesamte Kohlenstoff wird bei der Verbrennung zu CO<sub>2</sub>, der Schwefel zu SO<sub>2</sub> oxidiert. Der Gehalt beider Gase wird in Schwefeldioxid-, bzw. Kohlenstoffdioxid-Infrarot-Zellen gemessen.

Zur Messung des Gehaltes an organisch gebundenen Kohlenstoff (C<sub>org</sub>) mußte aus der zweiten Teilprobe das Karbonat entfernt werden. Dazu wurde die Probe mit 1 ml HCl (37 %ig) benetzt. Auf einer Heizplatte wurde das Karbonat anschließend bei 150°C etwa 2 Stunden abgeraucht und getrocknet.

Karbonat- und C<sub>org</sub>-Gehalt wurden nach den Gleichungen (6) und (7) berechnet.

$$\text{Karbonat}[\%] = C_{\text{karb}}[\%] * 8,33 \quad (6)$$

$$C_{\text{org}}[\%] = C_{\text{ges}}[\%] - C_{\text{karb}}[\%] \quad (7)$$

#### 10.1.9. Korngrößenverteilung

Die Korngrößenanalyse erfolgte an 2 Sedimentproben (ca. 30 cm<sup>3</sup> und 5 cm<sup>3</sup>). An der 5 cm<sup>3</sup>-Probe wurden die prozentualen Anteile von Sand, Silt und Ton bestimmt. Nach einer eintägigen Behandlung mit 3%iger H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> zur Dispergierung des Sediments, wurde die Sand- und Kiesfraktion naß abgesiebt, getrocknet und gewogen. Die Fraktion <63 µm wurde nach der Atterbergmethode weiterbearbeitet (Abb. 59).

Die Trennung der Silt- und Tonfraktion wurde nach dem Stoke'schen Gesetz in Atterbergzylindern durch zehn- bis zwölfmaliges Aufschütteln in einer 0,1 %igen Natriumpolyphosphat-Lösung vorgenommen. Die Tonfraktion wurde mit 50 %iger Magnesiumchlorid-Lösung ausgeflockt und anschließend, zur Entfernung der MgCl<sub>2</sub>-Lösung, zweimal zentrifugiert (Fa. HERAEUS SEPATECH, Cryofuge M 7000), getrocknet und gewogen.

Die Korngrößenanalyse in der Siltfraktion wurde mit zwei Geräten durchgeführt. Der SediGraph MICROMERITICS 5100 diente zur Untersuchung der Station PS1790 und aller Oberflächenproben, während der MICROMETITICS 5000ET für alle übrigen Stationen eingesetzt wurde (Methodik und Problematik der SediGraphen-Analyse bei STEIN 1985). Nach der Messung wurde die Probe getrocknet und gewogen. Aus dem Gewicht des Silts wurden die Gewichte der 50 Siltfraktionen (in 0,1 °-Schritten) berechnet. Der letzte am SediGraph gemessene Wert repräsentiert den in der Siltfraktion verbliebenen Tonanteil. Er betrug 2 – 5 % und wurde jeweils dem Tongehalt hinzugerechnet.

Die Verteilungsmuster der Histogramme beider SediGraphen (Abb. 60) zeigen gute synoptische Übereinstimmungen. Der Histogrammverlauf des SediGraphen 5100 ist jedoch wesentlich ruhiger, d. h. das Meßverfahren genauer. Die Unterrepräsentation des Grobsiltanteils beim Modell 5000ET (GROBE 1986) ist beim Modell 5100 weniger stark ausgeprägt, da die Messung schon bei 100 µm beginnt und die Leistung der Suspensionspumpe entsprechend

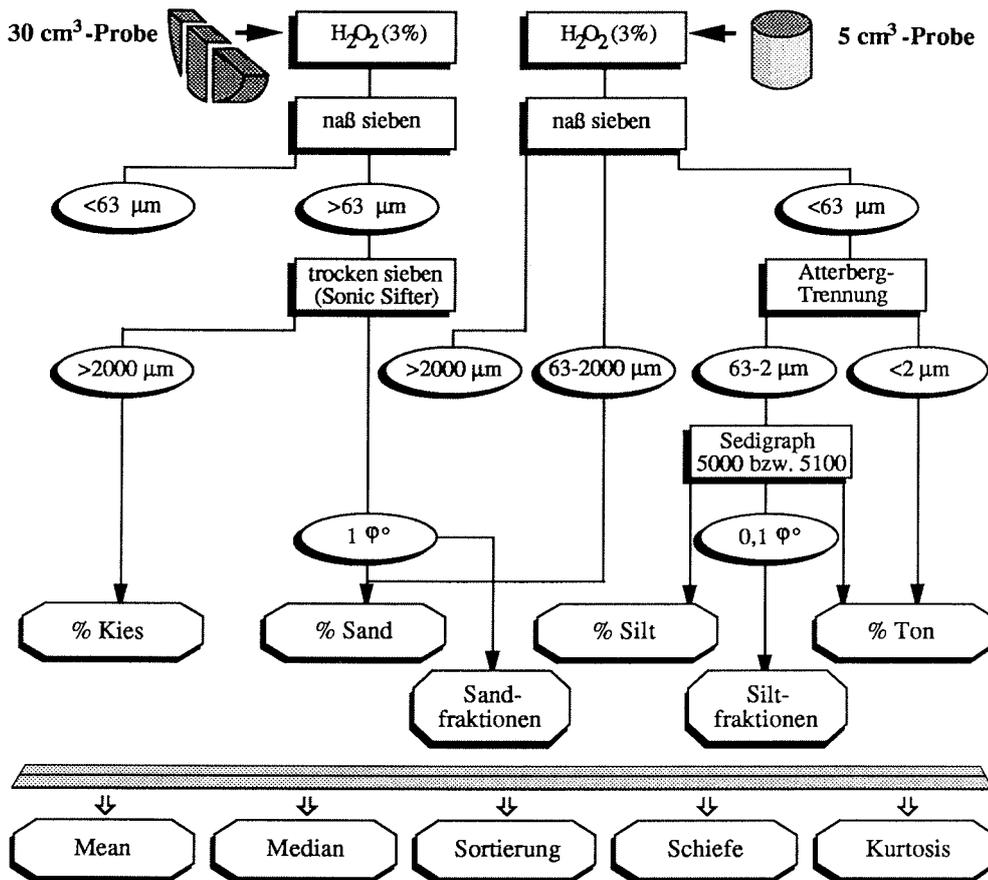
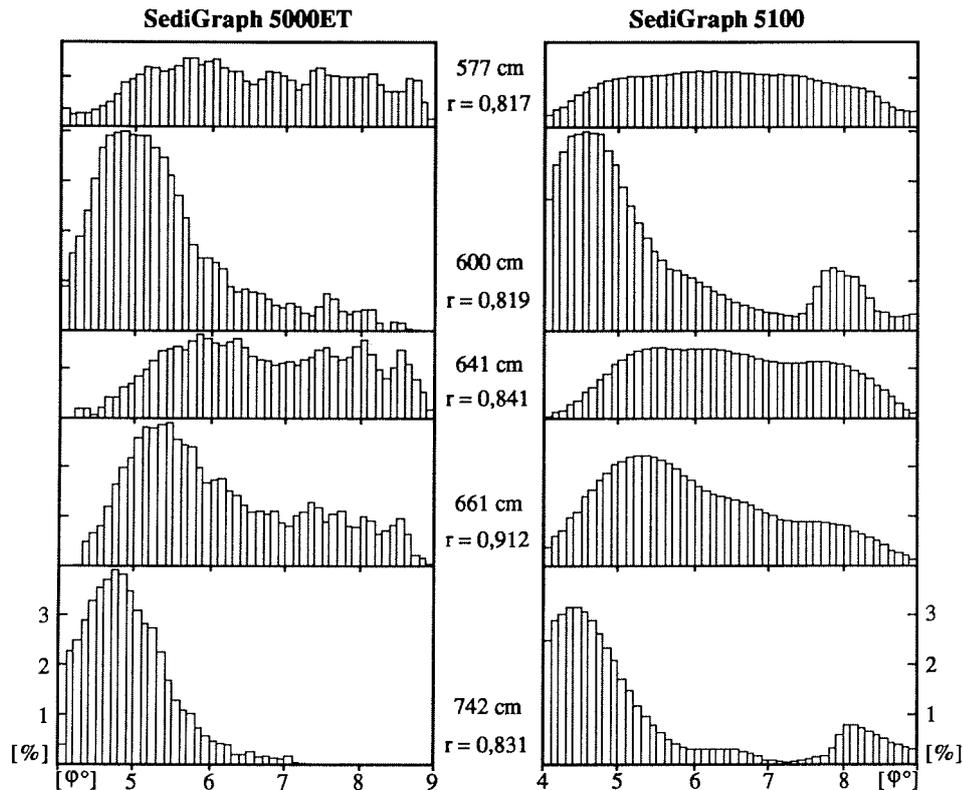


Abb. 59: Flußdiagramm zur Korngrößenanalyse und zur Bestimmung der statistischen Korngrößenparameter anhand von zwei Parallelproben (5 cm<sup>3</sup> und 30 cm<sup>3</sup>).

größer ist. Bei den Proben 600 cm und 742 cm zeigt der SediGraph 5100 eine Zweigipfeligkeit, die der SediGraph 5000ET nur ansatzweise (600 cm), bzw. nicht (742 cm) erkennen läßt. Die Korrelationskoeffizienten aller Parallelproben liegen im Mittel bei 0,83 und erscheinen damit ausreichend, um die für die Kerne der Rücken (PS1599 und PS1789) berechneten statistischen Korngrößenparameter mit denen von PS1790 und den Oberflächenproben zu vergleichen.

Die 30 cm<sup>3</sup>-Probe wurde mit einem 63 µm-Sieb naß gesiebt. Die Fraktion > 63 µm wurde getrocknet, gewogen und anschließend in einer Trockensiebmaschine (ATM SONIC SIFTER, Modell L3P) 10 min. gesiebt (Abb. 59). Dabei wurden 6 Siebe mit einem Maschenweiten-Abstand von jeweils 1 φ° von 2000 – 63 µm benutzt. Die Kiesfraktion (> 2000 µm) wurde wegen der äußerst geringen Gehalte (meist < 1 %) nicht weiter gesiebt.



**Abb. 60:** Vergleich der Korngrößenverteilung in der Siltfraktion mit den SediGraphen MICROMERITICS 5000ET und 5100 an ausgewählten Proben der Station PS1789.

Aus dem Sandgewicht der 30 cm<sup>3</sup>-Probe wurden die prozentualen Sandfraktionsgewichte berechnet. Aus dem Verhältnis von Silt und Ton zu Sand in der 5 cm<sup>3</sup>-Probe wurden Silt-, Siltfraktions- und Tongewichte, bezogen auf die 30 cm<sup>3</sup>-Probe, berechnet.

Mit den Prozentwerten für Kies, Sand, Silt, Ton und den Prozenten der Sand- und Siltfraktionen wurden nach der Methode von FOLK & WARD (1957) die Perzentilwerte bei 5 φ°, 16 φ°, 25 φ°, 50 φ°, 75 φ°, 84 φ° und 95 φ° der Summenkurve für eine Gesamtkorngrößenverteilung abgegriffen und die statistischen Korngrößenparameter Median, mittlere Korngröße (Mean), Sortierung, Schiefe und Kurtosis berechnet (Abb. 59).

Um andere sedimentologische Parameter wie IRD- und Biogengehalt besser von den Korngrößenparametern trennen zu können, wurden die Berechnungen auch für die auf 100 % normierte Sand/Silt/Ton-, die Sand/Silt-, sowie lediglich für die Siltverteilung angestellt. Vor allem die Korngrößenverteilung im Silt scheint zur Interpretation der Korngrößenparameter geeignet, da sie einerseits am ehesten den Strömungseinfluß auf die Sedimente zeigt und andererseits mit einer einheitlichen Methodik durchgeführt wurde (zu den Problemen beim Vergleich von Sieb- mit Sedimentationskorngrößen siehe FOLK 1962).

### 10.1.10. Komponentenanalyse

Die Untersuchungen zur Verteilung der Sedimentkomponenten erfolgte an Smear-Slides und in der Sandfraktion 125-250  $\mu\text{m}$  (Tab. 7). Smear Slides wurden für jeden Horizont angefertigt. Zum einen wurden so die in der Sandfraktion nicht vorkommenden Mikrofossilien qualitativ erfaßt. Zum anderen wurde das Vorkommen von Diatomeen semiquantitativ ausgewertet. Dazu wurde zunächst bei 800facher Vergrößerung das grobe Verteilungsmuster der Fossilien unter dem Mikroskop visuell beurteilt. Anschließend wurden 3 repräsentative Ausschnitte quantitativ nach der Anzahl der Diatomeen ausgezählt. Die Größe der Diatomeen wurde nach 3 Kriterien gegliedert (klein, mittel und groß) und anhand von Schätztafeln den Flächenprozent eines ausgezählten Fensters zugeordnet.

Tab. 7: Terrigene und biogene Komponenten, die unter dem Binokular in der Sandfraktion 125-250  $\mu\text{m}$  unterschieden wurden.

Terrigene Komponenten	Biogene Komponenten
- Quarz	- Planktische Foraminiferen
- Gesteinsfragmente	- Kalkige benthische Foraminiferen
- Glimmer	- Agglutinierende Foraminiferen
- Mafite	- Radiolarien
- Glaukonit	- Schwammnadeln
- Sonstige Minerale	- Sonstige Biogene

Die Größe der Diatomeen wurde nach 3 Kriterien gegliedert (klein, mittel und groß) und anhand von Schätztafeln den Flächenprozent eines ausgezählten Fensters zugeordnet. Zur Darstellung der Ergebnisse in den Kernlog-Diagrammen in den Abb. 41-43 wurden die gewonnenen Prozentwerte der 3 Fenster gemittelt.

Die Komponentenanalyse der Grobfraction wurde zunächst an allen 5 Subfraktionen des Sandes nach der Methode von SARNTHEIN (1971) durchgeführt. Da diese Methode einen

hohen Zeitaufwand erfordert und in den gröberen Fraktionen (ab etwa 500  $\mu\text{m}$ ) ein sehr eintöniges, meist von terrigenen Bestandteilen geprägtes Komponentenspektrum vorlag, wurde sich im Folgenden auf die Analyse der 125-250  $\mu\text{m}$ -Fraktion beschränkt, zumal hier alle wesentlichen, vor allem die biogenen Komponenten, vertreten sind. Bei der Untersuchung stand weniger die Quantifizierung der Verteilung des gesamten Gorbkornanteils als die tendentielle Entwicklung der Sedimentzusammensetzung im Kernverlauf im Vordergrund.

Die Untersuchung in der 125-250  $\mu\text{m}$ -Fraktion erfolgte unter dem Binokular im Auflicht. Es wurden jeweils so viele repräsentative Ausschnitte ausgezählt bis eine Mindestanzahl von 500 Körner, soweit möglich, überschritten wurde. Einige Proben mußten vorher, z. T. mehrfach mit dem Handriffelteiler gesplittet werden. Mehrfachauszählungen an jeweils der gleichen Probe zeigten eine sehr gute Reproduzierbarkeit der Werte (Abweichungen < 1 %). Die im Einzelnen unterschiedenen Komponenten sind in Tab. 7 dargestellt.

Die Aussagen über die Häufigkeitsverteilung der Komponenten sind mit Fehlern behaftet. Zum einen können z. B. terrigene Minerale in bestimmten Sedimenthorizonten durch die Anreicherung biogener Komponenten verdünnt werden. Zum anderen ist die Verteilung in der 125-250  $\mu\text{m}$ -Fraktion nicht immer repräsentativ für die gesamte Grobfraction. Bei der

Darstellung der Ergebnisse in den Kap. 4.6. und 6.8. wurden die terrigenen Komponenten bezogen auf die Sandfraktion 125-250  $\mu\text{m}$  berechnet, da sie auch in allen anderen Grobfraktionen vertreten sind. Die biogenen Komponenten hingegen wurden bezogen auf das Gesamtsediment berechnet, da ihr Maximum meist in der 125-250  $\mu\text{m}$ -Fraktion liegt.

#### 10.1.11. Isotopenmessungen und $^{14}\text{C}$ -Datierungen

Bei allen Proben wurden, soweit es möglich war, die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an planktischen Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral gemessen. Einzelmessungen wurden weiterhin an kalkigen benthischen Foraminiferen der Art *Epistominella exigua* vorgenommen. Zur Minimierung von Einflüssen, die durch eine Fraktionierung der Isotope beim Einbau in die Kalkschale im Zuge der ontogenetischen Entwicklung entstehen können, wurden jeweils etwa gleich große Exemplare in der Sandfraktion 125-250  $\mu\text{m}$  ausgelesen.

Anschließend wurden die Foraminiferen in die automatische Karbonataufbereitungsanlage (FINNIGAN MAT) eingefüllt, welche direkt mit dem Massenspektrometer (FINNIGAN MAT 251) verbunden ist. In dem Probenkarussell können 38 Proben zusammen mit 8 dazwischengeschalteten Standards gemessen werden. Für eine Messung sind mindestens 30  $\mu\text{g}$  Proben-substanz erforderlich. Nach Möglichkeit wurden jeweils ~50-60  $\mu\text{g}$  entsprechend 8 Exemplaren der Art *Neogloboquadrina pachyderma* bzw. 20-25 Exemplaren der Art *Epistominella exigua* in die gläsernen Reaktionsgefäße eingefüllt.

Bei der Messung werden die Proben mit 100 %iger Orthophosphorsäure zur Reaktion gebracht. Das Probegas wird anschließend über Kühlfallen geleitet und gereinigt. Die Isotopenzusammensetzung wird gegen eine Laborstandard (NBS-20, National Bureau of Standards, USA) gemessen, der auf die VPDB-Skala (Vienna Pee Dee Belemnite) umgerechnet wird (HUT 1987). Die Isotopenverhältnisse, dargestellt als  $\delta$ -Werte gegen VPDB, lassen sich nach Gleichung (8) berechnen.

$$\delta_{\text{Probe}} [\text{‰}] = 1000 * \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \quad ; R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \quad \text{bzw.} \quad \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \quad (8)$$

Die Standardabweichungen sind für die Messungen  $< 0,06 \text{ ‰}$  für  $\delta^{18}\text{O}$  und  $< 0,04 \text{ ‰}$  bei  $\delta^{13}\text{C}$  (HUBBERTEN & MEYER 1989).

In den untersuchten Sedimentproben sind meist nur sehr wenige Foraminiferen vorhanden. Man stößt bei der Bestimmung der Isotopenverhältnisse folglich häufig an die meßtechnische Grenze des FINNIGAN MAT 251 (etwa 3-5 Exemplare der Art *Neogloboquadrina pachyderma* in der Korngrößenfraktion 125-250  $\mu\text{m}$ ; dies entspricht ungefähr 2 Volt Spannung des zu messenden  $\text{CO}_2$ -Gases). Mehrfachmessungen zur Steigerung der Meßgenauigkeit waren so nur selten möglich.

Die Meßfehler liegen in diesem Grenzbereich bei etwa 0,2-0,3 ‰ (mdl. Mtlg. H. W. HUBBERTEN). In den untersuchten Sedimentkernen ist zu beobachten, daß die  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in diesen Fällen meist zu deutlich leichten Werten hin verschoben sind. Meßwerte mit einer Spannung < 1,5 Volt zeigten z. T. extreme Ausreißer und wurden bei der Auswertung nicht berücksichtigt.

Jeweils drei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wurden an den Stationen PS1599, PS1789 und PS1790 durchgeführt. Dazu wurden nach Möglichkeit ca. 2000 planktische Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral in der Korngrößenfraktion 125-500  $\mu\text{m}$  (~40-50 mg) ausgelesen. Die Probenaufbereitung erfolgte durch M. SEGL (Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen). Bei den Messungen, die von G. BONANI an der ETH in Zürich durchgeführt wurden, werden die  $^{14}\text{C}$ -Isotope direkt massenspektrometrisch gezählt und das Probenalter aus dem Verhältnis  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  (HWZ 5730 Jahre) bestimmt (HEDGES 1981).

### 10.1.12. Mineralverteilung in der Tonfraktion

Die Analyse der Tonmineralverteilung wurde mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie an Texturpräparaten aller Oberflächenproben sowie an ausgesuchten Proben der Stationen PS1599, PS1789 und PS1790 durchgeführt (Tab. 8).

Die getrocknete Tonfraktion wurde von Hand in einem Achatmörser gemahlen. 40 mg des Sedimentpulvers wurden mit 0,4 mg Molybdänsulfid-Standard ( $\text{MoS}_2$ ) und 3 ml demineralisiertem Wasser ca. 10 min. im Ultraschallbad dispergiert. Die Suspension wurde nach der Methode von LANGE (1975, 1982) über einem Membranfilter (Porengröße = 0,15  $\mu\text{m}$ ) sedimentiert, anschließend bei 60° C 10-12 min. getrocknet und mit doppelseitigem Klebeband auf Aluminiumträger aufgeklebt. Die Messungen erfolgten auf einem PHILIPS Röntgendiffraktometer PW 1700 mit einer  $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung (40 kV und 40 mA). Dabei wurden zwei Analysen von 2-40°  $2\theta$  gefahren, jeweils einmal lufttrocken und einmal glykoliert durch 24-stündiges Aufquellen der gesättigten Dampfphase von Äthylenglykol bei 60° C. In einer dritten Messung wurde der Winkelbereich von 28-31°  $2\theta$  zur genaueren Abschätzung der Kandit/Chlorit-Verhältnisse abgefahren.

Tab. 8: Untersuchte Minerale in der Tonfraktion mit Lage der ausgewerteten Reflexflächen (dargestellt in Winkel und Wellenlänge) und Miller'schen Indizes (hkl) nach JCPDS (1980).

Mineral- Reflexflächen	d-Wert [Å]	Winkel $2\theta^\circ$	(hkl)
Smektit (gequollen)	~17	~6	(001)
Illit	10	10,2	(001)
Amphibol	8,45	12,16	(110)
Chlorit & Kandit	7,1	14,48	(001)
$\text{MoS}_2$ -Standard	6,15	16,74	(002)
Quarz	4,25	24,32	(110)
Feldspäte	3,24	32,07	(110)
	3,19	32,54	
Chlorit & Kandit	3,54	29,29	(004)

Die Suspension wurde nach der Methode von LANGE (1975, 1982) über einem Membranfilter (Porengröße = 0,15  $\mu\text{m}$ ) sedimentiert, anschließend bei 60° C 10-12 min. getrocknet und mit doppelseitigem Klebeband auf Aluminiumträger aufgeklebt. Die Messungen erfolgten auf einem PHILIPS Röntgendiffraktometer PW 1700 mit einer  $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung (40 kV und 40 mA). Dabei wurden zwei Analysen von 2-40°  $2\theta$  gefahren, jeweils einmal lufttrocken und einmal glykoliert durch 24-stündiges Aufquellen der gesättigten

Dampfphase von Äthylenglykol bei 60° C. In einer dritten Messung wurde der Winkelbereich von 28-31°  $2\theta$  zur genaueren Abschätzung der Kandit/Chlorit-Verhältnisse abgefahren.

Die Bearbeitung der Diffraktogramme erfolgte auf einem Apple Macintosh mit einem Computerprogramm ('ApIXRD') von R. PETSCHICK (AWI). Nach einer einmaligen Glättung der Datenpunkte und einer Lagekorrektur aller Peaks am MoS<sub>2</sub>-Standard wurde der Rauschuntergrund graphisch abgetrennt. Danach wurden die Reflexflächen der in Tab. 8 aufgeführten Minerale planimetriert.

Bei der folgenden Auswertung nach der Methode von BISCAYE (1964, 1965) wurden die Flächenanteile von Smektit (\*1), Illit (\*4), Chlorit (\*2) und Kandit (\*2) in Relation zur Summe der Fläche dieser vier Minerale berechnet. Die korrigierten Flächen der vier Minerale wurden anschließend, wie auch die Flächen des Quarzes, der Amphibole und der Feldspäte in Relation zur Fläche des MoS<sub>2</sub>-Standards gesetzt. Weiterhin wurde das Quarz/Feldspat-Verhältnis berechnet.

### 10.1.13. Paläomagnetik

Die paläomagnetischen Untersuchungen wurden an der Station PS1789 durchgeführt. Dazu wurden mit Plastikdöschen (2\*2\*1,6 cm = 6,4 cm<sup>3</sup>) orientierte Proben aus der Arbeitshälfte der Kernsegmente im 10 cm Abstand entnommen (Kap. 10.1.5.).

Die Messungen wurden im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen von V. SPIEB durchgeführt. Dabei wurden Richtung und Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) mit einem triaxialen Kryogenmagnetometer (Modell GM 400, CRYGENIC CONSULTANTS, London) gemessen. Detaillierte Informationen zur Meßmethodik sind bei GOREE & FULLER (1976) und NOWACZYK (1991) zu finden.

## 10.2. Tabellen

In den folgenden Tabellen sind alle Daten aufgelistet, die bei der Analyse der Oberflächen-Sedimente und Sedimentkerne gewonnen wurden. Lediglich die zu jeder Probe in 50 Subfraktionen gemessene Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion wird aufgrund des immensen Datenumfangs nicht gesondert dargestellt. Diese Daten sind jedoch, wie auch alle anderen, in der Sediment-Datenbank des AWI (H. GROBE) gespeichert. Unter Sedimentparameter sind in den Tabellen folgende Daten zusammengefaßt:

- Korngrößendaten (IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt und Ton-Verhältnisse, sowie mittlere Korngröße (Mean), Sortierung, Schiefe und Kurtosis in der Siltfraktion);
- terrigene (Quarz, Glimmer, Glaukonit, Gesteinsfragmente, Mafite und sonstige Minerale) und biogene (planktische, kalkige benthische Foraminiferen, Radiolarien und Diatomeen) Komponenten;
- sedimentphysikalische Eigenschaften (H<sub>2</sub>O-Gehalt, Porosität, Feuchtraumdichte und Korndichte);
- die Gehalte an organischem Kohlenstoff, Karbonat und Schwefel;
- Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope.

### **Übersicht der Tabellen 9-20:**

- Tab. 9: Sedimentparameter der Oberflächensedimente  
(4 Teile)
- Tab. 10: Sedimentparameter an der Station PS1599  
(6 Teile)
- Tab. 11: Sedimentparameter an der Station PS1790  
(3 Teile)
- Tab. 12: Sedimentparameter an der Station PS1789  
(6Teile)
- Tab. 13: Sedimentparameter vom GKG der Station PS1794  
(3 Teile)
- Tab. 14: Sedimentparameter vom GKG der Station PS1603  
(3 Teile)
- Tab. 15: Suszeptibilitätsmessungen an der Station PS1790
- Tab. 16: Suszeptibilitätsmessungen an der Station PS1789  
(3 Teile)
- Tab. 17: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1599
- Tab. 18: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1790
- Tab. 19: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1789
- Tab. 20: Paläomagnetische Messungen an der Station PS1789

**Tab. 9: Sedimentparameter der Oberflächensedimente (Teil 1)**

Station PS-Nr.	Korngröße							
	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
1596-1	0,3	5,4	49,4	44,7	6,19	1,31	0,11	0,85
1597-1	0,8	8,1	38,0	53,0	5,99	1,26	0,30	0,91
1598-2	0,5	4,2	45,8	49,5	6,32	1,23	0,06	0,87
1599-1	0,8	4,6	54,1	40,4	6,41	1,27	0,03	0,86
1600-2	0,3	3,1	46,3	50,1	6,50	1,15	-0,07	0,84
1601-1	20,3	61,1	14,1	4,4	5,82	1,59	0,43	0,85
1602-1	0,2	5,5	40,4	53,6	6,64	1,05	-0,23	0,85
1603-2	1,4	3,9	40,0	54,5	6,78	1,11	-0,04	0,88
1604-1	3,2	8,7	36,6	51,5	6,57	1,03	0,18	0,77
1790-2	3,4	5,6	40,4	50,5	6,85	1,21	-0,08	0,87
1791-1	3,8	3,3	43,0	49,8	6,62	1,24	-0,03	0,85
1792-2	15,7	5,6	34,3	44,3	6,82	1,16	-0,09	0,86
1793-1	3,4	2,5	39,0	55,0	6,92	1,16	-0,09	0,90
1794-2	0,3	9,9	41,1	48,7	6,83	1,21	-0,07	1,11
1795-1	0,2	7,2	65,8	26,9	5,61	1,29	0,41	1,14
1796-2	0,1	9,2	71,1	19,6	5,22	1,06	0,45	1,28
1797-1	14,3	10,7	29,5	45,4	7,00	1,20	-0,18	0,92
1798-2	1,1	4,7	41,8	52,4	6,76	1,17	-0,09	0,87
1272-1	0,4	46,2	37,2	16,2	5,88	1,58	0,38	0,83
1501-1	0,0	16,6	68,9	14,5	5,63	1,59	0,63	1,16
1627-1	3,8	77,9	14,8	3,5	5,99	1,91	0,69	0,87
1637-2	0,0	65,5	27,5	6,9	5,99	1,78	0,55	0,87

**Fortsetzung Tab. 9: Sedimentparameter der Oberflächensedimente (Teil 2)**

Station PS-Nr.	terrigen Komponenten						biogene Komponenten		
	Quarz [%]	Glim- mer [%]	Glau- konit [%]	Frag- mente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]
1596-1	25,6	0,8	0,4	5,1	1,8	2,3	0,000	0,010	0,18
1597-1	5,3	0,0	0,2	2,3	0,2	1,8	0,315	0,589	0,03
1598-2	5,3	1,0	0,4	2,1	0,4	1,0	0,003	0,001	0,26
1599-1	10,9	0,4	0,0	11,9	3,8	5,4	0,004	0,009	0,32
1600-2	14,3	0,6	0,0	7,8	2,0	3,6	0,000	0,003	0,13
1601-1	65,9	0,4	0,6	11,8	7,2	13,0	0,000	0,000	0,00
1602-1	30,7	0,6	0,6	12,7	2,6	5,8	0,046	0,017	0,16
1603-2	22,2	0,0	0,0	7,0	3,1	3,7	0,000	0,009	0,21
1604-1	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,075	0,273	0,00
1790-2	21,2	0,4	0,2	8,8	3,9	6,2	0,093	0,017	0,21
1791-1	19,2	0,6	0,2	5,7	1,2	3,2	0,031	0,009	0,16
1792-2	22,4	0,4	0,0	12,0	4,0	6,6	0,112	0,002	0,15
1793-1	21,0	0,4	0,4	9,3	2,4	5,3	0,101	0,001	0,18
1794-2	46,4	0,4	1,2	10,2	4,4	7,1	0,139	0,013	0,30
1795-1	8,1	0,8	0,0	3,3	0,6	2,0	0,005	0,014	0,23
1796-2	15,6	0,2	0,2	4,0	0,2	2,6	0,011	0,039	0,51
1797-1	45,2	0,4	1,6	17,8	5,7	11,8	0,037	0,012	0,11
1798-2	25,4	0,4	0,2	8,9	3,1	4,3	0,039	0,003	0,16
1272-1	66,5	1,4	0,0	12,7	4,4	10,2	0,000	0,000	0,31
1501-1	24,0	1,0	0,0	5,8	1,4	3,7	0,044	0,007	1,79
1627-1	67,5	0,2	0,4	16,8	3,0	10,5	0,000	0,000	0,05
1637-2	71,0	0,4	0,0	14,4	3,8	8,2	0,000	0,000	0,07

Fortsetzung Tab. 9: Sedimentparameter der Oberflächensedimente (Teil 3)

Station PS-Nr.	biogene Komponenten 2			Corg [%]	Karbo- nat [%]	Schwefel [%]	Isotope	
	Schwam/ Sed. [%]	Sonst. Bio./Sed. [%]	Diatom- meen [%]				$\delta^{13}\text{C}$ [% VPDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [% VPDB]
1596-1	0,07	0,00	3,67	0,63	0,58	0,14	-	-
1597-1	0,25	0,34	1,75	0,54	14,12	0,10	0,860	3,645
1598-2	0,05	0,01	3,42	0,66	0,26	0,20	-	-
1599-1	0,06	0,00	1,75	0,56	0,28	0,18	-	-
1600-2	0,03	0,00	2,96	0,62	0,08	0,18	-	-
1601-1	0,03	0,00	3,00	0,18	0,65	0,04	0,542	3,614
1602-1	0,03	0,00	2,75	0,55	0,45	0,18	0,805	3,683
1603-2	0,02	0,00	2,92	0,58	0,37	0,18	-	-
1604-1	0,24	0,60	2,50	0,85	18,42	0,18	0,908	3,592
1790-2	0,03	0,00	3,42	0,54	0,26	0,18	0,860	3,715
1791-1	0,03	0,00	3,46	0,56	0,15	0,16	0,817	3,715
1792-2	0,03	0,00	3,13	0,55	0,26	0,17	0,881	3,761
1793-1	0,02	0,00	3,17	0,52	0,16	0,16	-	-
1794-2	0,07	0,00	2,75	0,50	0,15	0,16	0,745	3,763
1795-1	0,08	0,00	2,83	0,53	0,11	0,14	0,771	3,685
1796-2	0,12	0,00	2,46	0,39	0,28	0,10	0,698	3,670
1797-1	0,01	0,00	1,50	0,41	0,20	0,16	0,666	3,710
1798-2	0,03	0,00	3,21	0,57	0,43	0,18	0,913	3,777
1272-1	0,18	0,00	4,42	-	-	-	0,881	3,645
1501-1	0,22	0,00	3,88	0,42	0,29	0,11	0,872	3,690
1627-1	0,11	0,00	2,29	0,22	0,81	0,04	-	-
1637-2	0,21	0,00	1,75	-	-	-	-	-

Fortsetzung Tab. 9: Sedimentparameter der Oberflächensedimente (Teil 4)

Station PS-Nr.	Tonmineralogie											
	Illit [%]	Smek- tit [%]	Chlorit [%]	Kandit [%]	Illit /MoS <sub>2</sub>	Smek- tit /MoS <sub>2</sub>	Chlorit /MoS <sub>2</sub>	Kandit /MoS <sub>2</sub>	Amphi -bol/ MoS <sub>2</sub>	Quarz/ MoS <sub>2</sub>	Feld- spat/ MoS <sub>2</sub>	Quarz /Feld- spat
1596-1	62,6	18,0	18,6	0,9	0,61	0,71	0,36	0,02	0,12	0,17	0,91	0,18
1597-1	71,2	10,1	17,5	1,3	0,77	0,44	0,38	0,03	0,11	0,26	0,75	0,35
1598-2	67,5	17,2	14,6	0,7	0,59	0,60	0,25	0,01	0,08	0,20	0,77	0,26
1599-1	60,2	22,4	17,0	0,4	0,69	1,03	0,39	0,01	0,10	0,23	0,93	0,25
1600-2	67,8	17,5	14,1	0,6	0,81	0,83	0,34	0,01	0,12	0,24	1,16	0,21
1601-1	76,7	3,1	19,6	0,6	1,07	0,18	0,55	0,02	0,13	0,57	1,53	0,37
1602-1	68,1	18,2	11,5	2,2	1,09	1,16	0,37	0,07	0,08	0,26	1,02	0,25
1603-2	62,0	19,8	17,1	1,1	0,90	1,15	0,50	0,03	0,14	0,27	1,08	0,25
1604-1	66,9	13,1	18,6	1,4	0,92	0,72	0,51	0,04	0,08	0,37	1,21	0,30
1790-2	62,9	22,0	13,8	1,4	0,72	1,01	0,32	0,03	0,06	0,14	0,58	0,25
1791-1	59,4	24,6	13,9	2,1	0,78	1,29	0,37	0,05	0,10	0,17	0,69	0,24
1792-2	63,2	18,6	15,8	2,4	0,61	0,71	0,30	0,05	0,07	0,07	0,35	0,21
1793-1	65,1	17,7	14,9	2,3	0,94	1,03	0,43	0,07	0,08	0,10	0,40	0,24
1794-2	67,8	20,0	10,6	1,6	0,95	1,12	0,30	0,04	0,10	0,17	1,07	0,16
1795-1	61,0	16,3	20,4	2,2	0,46	0,49	0,31	0,03	0,07	0,10	0,47	0,21
1796-2	57,5	21,6	20,1	0,7	0,59	0,88	0,41	0,01	0,06	0,15	0,48	0,32
1797-1	64,9	17,7	14,6	2,8	0,53	0,58	0,24	0,05	0,05	0,09	0,43	0,21
1798-2	64,2	18,6	15,6	1,7	0,92	1,06	0,45	0,05	0,11	0,14	0,90	0,15
1272-1	70,7	8,7	19,3	1,2	0,77	0,38	0,42	0,03	0,08	0,45	1,29	0,35
1501-1	50,9	25,9	21,3	2,0	0,50	1,02	0,42	0,04	0,12	0,24	1,13	0,21
1627-1	60,7	13,7	24,0	1,6	0,59	0,53	0,46	0,03	0,04	0,25	0,44	0,56
1637-2	78,3	5,9	14,0	1,7	0,91	0,27	0,33	0,04	0,08	0,42	0,97	0,44

**Tab. 10:** IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt-, Tonverhältnisse und statistische Korngrößenparameter an der Station **PS1599** (Teil 1a)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Korngröße								
		IRD- [Kies/ 10 cm <sup>3</sup> ]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
0,00	0,00	0,0	0,8	4,6	54,1	40,4	6,41	1,27	0,03	0,86
0,03	0,03	0,3	2,4	4,2	44,6	48,8	6,93	1,30	0,09	0,79
0,08	0,08	3,7	0,1	3,3	46,4	50,3	6,86	1,36	0,11	0,78
0,14	0,14	3,0	0,3	8,0	40,7	51,0	6,92	1,34	0,00	0,79
0,21	0,21	5,3	2,9	8,7	35,7	52,8	6,98	1,33	-0,03	0,79
0,24	0,24	3,0	4,7	18,6	36,0	40,7	6,75	1,38	0,02	0,78
0,28	0,28	3,0	0,2	7,1	51,3	41,4	7,10	1,52	-0,02	0,66
0,34	0,34	0,7	1,9	3,1	43,9	51,1	6,67	1,41	-0,02	0,83
0,40	0,40	0,3	0,1	1,7	43,8	54,3	6,97	1,35	0,00	0,80
0,44	0,44	0,0	0,4	4,0	42,1	53,5	6,95	1,38	-0,04	0,78
0,48	0,48	2,3	1,0	4,3	42,4	52,3	7,04	1,35	-0,14	0,77
0,53	0,57	0,7	0,1	3,9	38,7	57,3	7,15	1,15	-0,20	0,80
0,61	0,65	0,3	0,1	5,0	37,6	57,3	6,36	1,12	0,25	1,29
0,70	0,74	1,0	0,5	2,9	35,3	61,3	6,97	1,25	-0,14	0,82
0,80	0,84	2,7	0,0	3,5	36,4	60,1	7,14	1,22	-0,20	0,80
0,90	0,94	1,3	0,1	1,3	36,1	62,6	6,85	1,49	-0,15	0,85
0,94	0,98	0,3	2,9	2,9	38,2	56,0	6,59	1,22	-0,03	0,83
0,99	1,03	0,3	0,4	2,5	42,4	54,7	6,80	1,40	0,00	0,72
1,04	1,08	0,0	0,8	2,3	51,0	45,8	6,43	1,28	0,13	0,75
1,08	1,12	0,7	0,0	0,5	47,5	52,0	6,69	1,25	0,05	0,80
1,20	1,24	0,0	0,0	0,6	48,2	51,2	6,63	1,18	0,11	0,83
1,30	1,34	0,7	0,0	0,2	43,0	56,8	7,01	1,15	-0,05	0,83
1,40	1,44	0,0	0,0	1,7	47,7	50,6	6,83	1,20	0,04	0,78
1,50	1,54	7,3	0,0	1,7	42,7	55,6	6,93	1,19	-0,05	0,80
1,57	1,61	5,0	0,1	5,2	43,9	50,8	6,97	1,21	0,00	0,78
1,63	1,67	7,0	0,8	3,8	46,3	49,1	6,68	1,30	0,04	0,81
1,73	1,77	1,7	3,3	3,8	41,4	51,5	7,06	1,17	0,01	0,79
1,81	1,85	0,7	0,0	3,2	83,3	13,5	5,48	0,98	0,39	1,50
1,93	1,97	0,3	0,0	3,2	44,5	52,3	6,97	1,19	0,04	0,83
2,04	2,08	0,7	0,0	1,8	48,5	49,7	7,05	1,27	0,04	0,78
2,14	2,18	0,0	0,1	0,6	49,0	50,3	7,04	1,21	0,02	0,79
2,24	2,28	0,0	0,0	0,2	52,4	47,5	6,83	1,35	0,08	0,78
2,34	2,38	4,3	0,0	0,1	49,1	50,8	6,99	1,18	0,00	0,81
2,39	2,43	2,0	1,2	35,2	40,7	23,0	6,09	1,40	0,33	0,90
2,50	2,54	3,0	0,6	2,2	42,0	55,2	7,21	1,17	-0,07	0,81
2,60	2,64	4,0	0,2	1,0	51,3	47,5	7,17	1,28	0,05	0,73
2,70	2,74	0,0	0,0	1,2	45,4	53,5	7,19	1,26	0,03	0,76
2,80	2,84	1,3	0,0	0,3	43,4	56,3	7,20	1,22	-0,07	0,79
2,90	2,94	0,0	0,1	3,4	55,3	41,2	6,30	1,54	0,27	0,75
3,00	3,04	0,0	0,0	4,2	62,3	33,5	5,97	1,49	0,45	0,85
3,10	3,14	0,0	0,0	0,2	45,2	54,6	7,03	1,28	-0,01	0,77
3,20	3,24	0,0	0,0	0,7	48,7	50,6	6,99	1,28	0,12	0,76
3,27	3,31	0,0	0,0	3,5	92,3	4,2	5,17	0,85	0,39	1,48
3,37	3,41	0,0	0,0	0,4	45,4	54,2	7,02	1,29	-0,06	0,87
3,60	3,64	8,7	0,0	0,0	81,8	18,2	5,60	1,22	0,48	1,36
3,74	3,78	1,0	1,4	2,8	40,3	55,6	7,06	1,25	-0,05	0,82
3,89	3,93	0,0	0,0	0,5	45,0	54,5	7,08	1,21	-0,04	0,81
4,04	4,08	0,0	0,0	0,0	46,3	53,7	7,29	1,12	-0,07	0,81
4,20	4,24	0,0	0,0	0,0	45,3	54,7	7,13	1,19	-0,01	0,79
4,35	4,39	0,0	0,0	0,0	45,6	54,4	7,15	1,18	-0,01	0,79
4,54	4,58	0,0	0,0	0,0	62,7	37,3	6,25	1,39	0,38	0,84
4,71	4,75	0,0	0,0	0,0	60,1	39,8	6,52	1,32	0,26	0,81

Fortsetzung Tab. 10: Terrigene und biogene Komponenten an der Station PS1599  
(Teil 1b)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	terrigenen Komponenten						biogene Komponenten			
		Quarz [%]	Glim- mer [%]	Glau- konit [%]	Frag- mente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]	Diatom- meen [%]
0,00	0,00	10,9	0,4	0,0	11,9	3,8	5,4	0,004	0,009	0,22	1,75
0,03	0,03	39,6	0,9	0,0	3,7	5,7	0,0	0,000	0,031	0,12	2,71
0,08	0,08	62,3	1,0	0,0	4,2	6,6	7,6	0,000	0,010	0,10	1,42
0,14	0,14	57,3	0,7	0,0	5,5	7,7	5,2	0,000	0,013	0,22	1,42
0,21	0,21	70,7	0,4	0,0	8,9	5,8	5,8	0,000	0,012	0,15	1,46
0,24	0,24	61,4	0,4	0,0	7,2	5,3	7,9	0,000	0,000	0,21	1,58
0,28	0,28	63,8	0,0	0,0	8,0	3,2	4,7	0,000	0,000	0,06	1,83
0,34	0,34	66,7	0,2	0,0	5,5	2,1	6,6	0,000	0,000	0,08	2,98
0,40	0,40	68,7	0,0	0,0	5,5	3,9	4,7	0,000	0,000	0,02	1,21
0,44	0,44	70,1	0,4	0,0	4,9	6,6	4,9	0,000	0,000	0,09	0,71
0,48	0,48	76,7	1,9	0,0	5,4	8,0	4,5	0,000	0,000	0,01	0,13
0,53	0,57	70,2	0,0	0,0	10,1	9,4	5,3	0,000	0,000	0,01	0,17
0,61	0,65	72,0	1,3	0,6	10,3	5,4	5,2	0,000	0,000	0,02	0,08
0,70	0,74	75,5	0,2	1,6	11,1	5,3	4,5	0,000	0,000	0,00	0,13
0,80	0,84	71,4	0,6	1,8	12,5	5,9	4,0	0,000	0,000	0,00	0,04
0,90	0,94	71,7	0,0	1,0	12,7	5,8	6,0	0,000	0,000	0,00	0,00
0,94	0,98	57,8	0,5	1,6	15,7	5,1	5,1	0,000	0,000	0,01	0,46
0,99	1,03	73,1	1,0	0,8	12,9	5,1	6,7	0,000	0,000	0,00	0,00
1,04	1,08	68,9	0,6	0,6	13,5	4,1	5,4	0,000	0,000	0,02	0,04
1,08	1,12	72,5	1,6	1,0	12,0	4,6	5,4	0,000	0,000	0,00	0,00
1,20	1,24	69,8	1,6	1,0	16,5	4,3	6,2	0,000	0,000	0,00	0,21
1,30	1,34	77,2	3,0	0,0	8,9	4,0	6,3	0,000	0,000	0,00	0,13
1,40	1,44	76,1	1,6	0,0	7,9	6,1	7,9	0,000	0,001	0,00	0,38
1,50	1,54	75,5	1,6	0,0	8,6	5,7	8,4	0,000	0,000	0,00	0,08
1,57	1,61	71,6	1,2	0,6	9,3	7,6	8,3	0,000	0,000	0,02	0,04
1,63	1,67	52,0	0,8	0,2	18,0	4,3	6,1	0,000	0,000	0,14	0,79
1,73	1,77	71,7	0,2	0,6	12,2	6,5	6,1	0,000	0,004	0,02	0,17
1,81	1,85	64,9	3,8	0,4	12,2	8,0	6,4	0,000	0,024	0,00	0,13
1,93	1,97	66,7	0,4	0,2	20,2	5,1	4,7	0,000	0,009	0,00	0,25
2,04	2,08	71,7	2,4	0,2	16,4	6,4	1,8	0,001	0,002	0,00	0,17
2,14	2,18	72,9	3,0	0,0	8,8	9,6	4,4	0,001	0,001	0,00	0,58
2,24	2,28	45,9	11,2	0,4	8,9	5,4	2,3	0,006	0,007	0,00	0,54
2,34	2,38	70,7	0,2	1,2	15,1	4,4	5,8	0,000	0,000	0,00	0,50
2,39	2,43	70,5	0,2	0,4	13,5	7,0	6,6	0,012	0,004	0,00	0,33
2,50	2,54	59,6	0,2	1,2	17,3	5,1	7,6	0,037	0,002	0,00	0,29
2,60	2,64	52,9	0,2	0,8	30,0	4,7	7,4	0,020	0,000	0,00	0,17
2,70	2,74	56,7	0,2	1,2	18,5	5,4	5,6	0,022	0,015	0,00	0,29
2,80	2,84	65,2	1,0	0,8	16,6	2,3	4,1	0,004	0,003	0,00	0,17
2,90	2,94	72,8	3,4	0,0	9,1	8,9	4,3	0,007	0,001	0,00	0,17
3,00	3,04	76,6	6,7	1,2	5,9	3,6	4,6	0,003	0,002	0,00	0,13
3,10	3,14	67,0	4,6	1,0	10,8	3,6	2,1	0,002	0,002	0,00	0,08
3,20	3,24	70,6	6,5	0,5	9,5	4,0	3,5	0,003	0,000	0,00	0,29
3,27	3,31	52,9	15,3	2,0	2,8	2,8	2,5	0,016	0,004	0,00	0,13
3,37	3,41	69,4	7,5	0,0	8,1	5,1	4,0	0,002	0,000	0,00	0,08
3,60	3,64	48,6	15,3	0,7	6,6	5,7	2,8	0,000	0,000	0,00	0,08
3,74	3,78	36,0	0,4	2,8	25,0	2,5	3,8	0,212	0,006	0,00	0,17
3,89	3,93	33,1	0,5	2,6	25,8	2,4	6,0	0,002	0,000	0,00	0,25
4,04	4,08	44,1	4,2	1,2	15,5	3,1	4,4	0,001	0,000	0,00	0,29
4,20	4,24	42,1	4,1	1,0	23,7	3,7	4,3	0,001	0,001	0,00	0,25
4,35	4,39	66,8	7,9	1,1	11,1	2,1	4,2	0,000	0,000	0,00	0,21
4,54	4,58	47,2	15,5	0,2	7,3	2,0	4,0	0,000	0,000	0,00	0,33
4,71	4,75	68,2	2,1	0,6	18,5	3,4	5,3	0,000	0,000	0,00	0,17

Fortsetzung Tab. 10: Sedimentphysikalische Eigenschaften, C<sub>org</sub>-, Karbonat-, Schwefelgehalt und stabile Isotope an der Station PS1599 (Teil 1c)

sedimentphysikalische Eigenschaften									Isotope	
Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	H <sub>2</sub> O [%]	Porosität [%]	Feuchtr. dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korndichte [g/cm <sup>3</sup> ]	C <sub>org</sub> [%]	Karbonat [%]	Schwefel [%]	δ <sup>13</sup> C [% VPDB]	δ <sup>18</sup> O [% VPDB]
0,00	0,00	–	–	–	2,69	0,56	0,28	0,18	–	–
0,03	0,03	55,00	74,90	1,50	2,73	0,52	0,34	0,20	0,719	3,668
0,08	0,08	44,55	69,56	1,54	2,73	0,34	0,54	0,13	–	–
0,14	0,14	41,72	67,08	1,59	2,74	0,27	0,27	0,10	–	–
0,21	0,21	41,92	67,19	1,58	2,73	0,33	0,27	0,10	–	–
0,24	0,24	38,88	64,24	1,63	2,73	0,44	0,38	0,10	–	–
0,28	0,28	42,08	67,22	1,58	2,72	0,38	0,37	0,10	–	–
0,34	0,34	44,75	69,69	1,54	2,72	0,33	0,41	0,10	–	–
0,40	0,40	43,29	68,40	1,56	2,73	0,38	0,33	0,10	–	–
0,44	0,44	43,31	68,45	1,56	2,73	0,54	0,48	0,09	–	–
0,48	0,48	42,05	67,18	1,58	2,71	0,67	0,56	0,10	–	–
0,53	0,57	42,01	67,18	1,58	2,72	0,60	0,99	0,09	–	–
0,61	0,65	42,82	68,07	1,57	2,74	0,42	0,56	0,05	–	–
0,70	0,74	44,90	69,98	1,54	2,74	0,37	0,51	0,05	–	–
0,80	0,84	43,55	69,22	1,57	2,74	0,36	0,45	0,05	–	–
0,90	0,94	42,31	67,78	1,58	2,76	0,30	0,65	0,06	–	–
0,94	0,98	51,90	69,58	1,50	2,76	0,36	0,59	0,14	–	–
0,99	1,03	42,19	67,81	1,59	2,78	0,30	0,51	0,10	–	–
1,04	1,08	48,52	74,32	1,51	2,77	0,25	0,47	0,15	–	–
1,08	1,12	38,59	64,25	1,65	2,76	0,15	0,35	0,10	–	–
1,20	1,24	37,61	63,24	1,66	2,76	0,17	0,36	0,09	–	–
1,30	1,34	45,29	70,52	1,54	2,77	0,13	0,34	0,11	–	–
1,40	1,44	45,00	70,35	1,55	2,78	0,13	0,39	0,11	–	–
1,50	1,54	44,83	70,33	1,55	2,76	0,17	0,44	0,11	–	–
1,57	1,61	43,39	68,84	1,57	2,77	0,15	0,46	0,10	–	–
1,63	1,67	46,62	71,33	1,51	2,73	0,30	0,53	0,15	-0,142	4,916
1,73	1,77	43,79	69,17	1,56	2,77	0,15	0,61	0,11	-0,026	5,079
1,81	1,85	26,78	50,72	1,87	2,74	0,08	0,77	0,08	-0,419	4,948
1,93	1,97	42,42	67,96	1,58	2,77	0,15	1,03	0,11	-0,114	5,121
2,04	2,08	41,33	66,98	1,60	2,77	0,15	0,96	0,12	-0,063	5,145
2,14	2,18	41,50	67,09	1,60	2,77	0,16	0,98	0,13	-0,156	5,081
2,24	2,28	41,81	67,30	1,59	2,76	0,22	1,03	0,15	-0,359	5,033
2,34	2,38	42,56	61,01	1,59	2,76	0,21	1,00	0,12	–	–
2,39	2,43	27,11	51,22	1,87	2,75	0,25	1,76	0,07	-0,128	5,089
2,50	2,54	39,93	65,48	1,62	2,75	0,18	0,52	0,10	-0,073	5,031
2,60	2,64	39,38	65,02	1,63	2,76	0,17	0,53	0,09	-0,076	5,143
2,70	2,74	40,95	66,53	1,61	2,76	0,17	0,87	0,09	-0,242	4,972
2,80	2,84	41,12	66,70	1,60	2,76	0,17	0,85	0,10	-0,157	5,067
2,90	2,94	39,25	64,94	1,64	2,77	0,16	0,99	0,12	-0,119	5,036
3,00	3,04	35,65	61,19	1,70	2,76	0,14	0,90	0,12	0,050	4,640
3,10	3,14	37,90	63,50	1,66	2,76	0,15	0,94	0,10	-0,164	4,957
3,20	3,24	36,32	61,91	1,68	2,76	0,15	0,93	0,13	-0,362	5,056
3,27	3,31	20,27	41,56	2,03	2,74	0,04	0,66	0,06	-0,135	4,855
3,37	3,41	38,23	63,90	1,65	2,76	0,15	1,00	0,10	-0,440	4,954
3,60	3,64	23,99	47,08	1,94	2,75	0,06	0,72	0,07	-0,485	4,683
3,74	3,78	39,81	65,42	1,62	2,76	0,28	1,77	0,11	-0,088	5,061
3,89	3,93	37,35	62,94	1,67	2,75	0,17	0,74	0,09	-0,131	4,978
4,04	4,08	37,41	63,07	1,67	2,76	0,16	0,92	0,09	-0,378	4,875
4,20	4,24	37,79	63,40	1,66	2,76	0,17	0,94	0,10	-0,579	4,746
4,35	4,39	37,69	63,28	1,66	2,75	0,16	0,97	0,11	–	–
4,54	4,58	32,24	57,54	1,76	2,77	0,12	0,97	0,12	-0,655	4,381
4,71	4,75	31,44	56,63	1,78	2,77	0,12	0,90	0,11	–	–

Fortsetzung Tab. 10: IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt-, Tonverhältnisse und statistische Korngrößenparameter an der Station PS1599 (Teil 2a)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	IRD- [Kies/ 10 cm <sup>3</sup> ]	Kies [%]	Sand [%]	Korngröße					
					Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
4,93	4,97	0,0	0,0	0,0	51,7	48,3	6,66	1,27	0,41	0,78
5,16	5,20	0,0	0,0	0,1	63,4	36,5	6,87	1,24	0,15	0,77
5,36	5,40	0,0	0,0	0,0	51,1	48,9	7,02	1,19	0,10	0,76
5,54	5,58	0,0	0,0	0,1	44,4	55,5	7,00	1,27	-0,03	0,77
5,60	5,64	7,3	0,0	0,1	43,5	56,4	7,20	1,18	-0,03	0,79
5,66	5,70	2,7	7,0	15,7	38,1	39,2	6,73	1,51	-0,04	0,84
5,69	5,73	3,0	0,0	0,3	44,3	55,5	7,20	1,16	-0,05	0,83
5,72	5,76	2,3	0,1	1,5	46,6	51,8	7,08	1,23	-0,02	0,83
5,88	5,92	6,7	0,4	3,8	41,2	54,5	6,64	1,67	-0,17	0,83
6,03	6,07	6,3	0,5	8,6	44,4	46,5	6,71	1,55	-0,08	0,82
6,21	6,25	1,7	0,4	2,3	38,8	58,6	7,07	1,35	-0,20	0,87
6,36	6,40	2,7	0,6	7,8	38,1	53,4	7,30	1,13	-0,06	0,78
6,52	6,56	7,0	0,0	0,2	41,1	58,6	7,23	1,19	-0,06	0,75
6,62	6,66	1,0	0,5	5,6	42,6	51,2	7,04	1,34	-0,09	0,85
6,77	6,81	0,0	0,0	0,0	54,8	45,2	6,55	1,37	0,21	0,76
6,89	6,93	5,7	0,0	0,1	58,0	42,0	6,57	1,33	0,27	0,80
7,00	7,04	0,0	2,6	6,8	41,2	49,4	6,90	1,40	-0,10	0,92
7,13	7,17	6,0	0,0	0,1	83,7	16,2	5,71	1,11	0,41	1,47
7,30	7,34	3,0	0,6	3,1	48,7	47,7	6,84	1,40	0,04	0,87
7,52	7,56	5,3	0,3	1,4	60,6	37,7	6,35	1,29	0,32	0,88
7,63	7,67	1,0	1,6	2,9	50,2	45,4	6,95	1,33	0,13	0,76
7,75	7,79	1,3	0,0	0,6	51,9	47,5	6,99	1,26	0,12	0,78
7,87	7,91	0,7	0,0	0,1	85,8	14,1	5,32	1,06	0,31	1,48
8,04	8,08	4,0	0,1	0,6	76,8	22,5	5,80	1,10	0,48	1,47
8,19	8,23	3,3	0,8	4,5	62,9	31,9	6,40	1,40	0,30	0,95
8,30	8,34	2,0	0,6	3,8	78,6	16,9	6,05	1,18	0,46	1,19
8,39	8,43	2,0	0,7	2,1	54,7	42,5	6,54	1,42	0,24	0,83
8,53	8,57	0,7	0,5	2,0	80,6	17,0	5,67	1,20	0,44	1,51
8,70	8,74	0,7	0,9	4,0	80,9	14,2	5,22	1,03	0,42	1,49
8,80	8,84	0,3	0,0	0,1	83,0	16,9	5,49	1,15	0,49	1,48
8,89	8,93	2,0	0,0	0,5	86,0	13,5	5,31	1,08	0,36	1,49
8,96	9,00	2,3	0,1	1,1	42,4	56,5	6,92	1,39	-0,07	0,80
9,11	9,15	4,7	0,1	0,7	47,6	51,7	6,99	1,27	0,06	0,79
9,24	9,28	3,3	0,4	1,5	54,4	43,7	6,55	1,41	0,22	0,78
9,38	9,42	3,3	0,1	1,2	44,9	53,8	7,08	1,25	-0,03	0,80
9,50	9,54	0,3	0,3	2,4	61,4	35,9	6,18	1,39	0,41	0,85
9,58	9,62	1,0	0,0	0,1	72,2	27,6	6,02	1,46	0,41	0,99
9,71	9,75	2,0	0,0	0,2	71,0	28,8	6,18	1,37	0,42	0,86
9,85	9,89	0,0	0,1	1,3	51,8	46,8	6,83	1,34	0,12	0,79
9,95	9,99	0,0	0,0	0,1	68,6	31,3	5,98	1,41	0,50	0,99
10,08	10,12	1,0	0,0	0,0	77,0	23,0	5,87	1,32	0,39	1,27
10,18	10,22	0,0	0,0	1,0	49,9	49,1	6,87	1,28	0,11	0,75
10,31	10,35	1,7	0,0	0,0	58,1	41,9	6,49	1,37	0,25	0,84
10,40	10,44	0,0	0,0	0,3	70,3	29,4	6,10	1,35	0,48	1,03
10,55	10,59	0,0	0,0	0,0	58,1	41,9	6,48	1,41	0,28	0,79
10,65	10,69	1,7	0,0	0,0	57,3	42,7	6,59	1,35	0,13	0,83
10,77	10,81	4,7	0,0	0,0	79,0	21,0	5,99	1,24	0,41	1,14
10,91	10,95	6,0	0,1	1,5	63,1	35,3	6,23	1,36	0,43	0,89
11,02	11,06	5,0	7,7	23,7	45,9	22,7	5,99	1,47	0,43	0,87
11,13	11,17	7,0	0,4	1,9	72,9	24,7	5,96	1,42	0,45	0,96
11,25	11,29	6,0	0,7	2,9	66,5	29,9	6,14	1,38	0,44	0,97

Fortsetzung Tab. 10: Terrigene und biogene Komponenten an der Station PS1599  
(Teil 2b)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	terrigenen Komponenten						biogene Komponenten			
		Quarz [%]	Glim- mer [%]	Glau- konit [%]	Frag- mente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]	Diatom- meen [%]
4,93	4,97	48,9	14,7	0,0	9,3	4,4	3,6	0,000	0,000	0,00	0,17
5,16	5,20	63,0	2,0	1,4	16,2	3,0	5,3	0,001	0,000	0,00	0,33
5,36	5,40	62,7	7,8	0,0	7,8	3,9	3,9	0,000	0,000	0,00	0,17
5,54	5,58	45,1	0,0	0,7	8,0	2,6	4,3	0,004	0,001	0,00	0,08
5,60	5,64	42,8	0,2	1,0	11,2	1,7	4,1	0,005	0,001	0,00	0,13
5,66	5,70	38,5	0,6	3,7	39,1	5,5	10,3	0,241	0,000	0,00	0,04
5,69	5,73	41,6	0,6	1,2	33,4	5,7	6,3	0,004	0,000	0,00	0,17
5,72	5,76	34,0	0,9	1,7	32,9	3,2	6,0	0,035	0,008	0,00	0,13
5,88	5,92	65,4	2,4	0,4	20,4	5,1	4,9	0,012	0,000	0,00	0,33
6,03	6,07	66,0	3,7	0,4	19,8	3,3	6,3	0,000	0,004	0,00	0,38
6,21	6,25	66,2	0,8	0,2	18,7	4,2	9,5	0,001	0,000	0,00	0,29
6,36	6,40	66,1	0,6	0,4	19,2	5,8	7,3	0,012	0,000	0,00	0,25
6,52	6,56	63,7	1,4	0,4	20,9	3,6	7,6	0,000	0,000	0,00	0,29
6,62	6,66	65,0	0,4	0,4	21,6	4,6	7,4	0,003	0,000	0,00	0,25
6,77	6,81	59,1	7,8	1,4	17,9	4,1	8,4	0,000	0,000	0,00	0,13
6,89	6,93	67,4	2,0	0,6	15,0	6,0	7,6	0,000	0,000	0,00	0,08
7,00	7,04	71,2	1,2	0,2	14,6	5,0	7,2	0,001	0,000	0,00	0,13
7,13	7,17	58,0	15,1	0,6	15,1	2,6	4,3	0,000	0,000	0,00	0,04
7,30	7,34	63,7	1,0	0,2	17,4	8,6	9,0	0,002	0,000	0,00	0,21
7,52	7,56	67,6	3,8	1,0	15,0	3,6	8,1	0,001	0,000	0,00	0,42
7,63	7,67	68,4	2,8	0,6	12,8	6,7	8,1	0,001	0,000	0,00	0,25
7,75	7,79	70,9	1,4	0,4	15,7	4,1	7,1	0,000	0,000	0,00	0,33
7,87	7,91	53,1	15,8	0,6	9,2	2,9	7,3	0,001	0,001	0,00	0,38
8,04	8,08	62,8	11,4	0,8	9,8	6,3	7,8	0,001	0,000	0,00	0,08
8,19	8,23	67,9	5,1	0,0	11,7	6,5	8,3	0,000	0,000	0,00	0,25
8,30	8,34	66,5	1,8	1,0	16,9	7,3	6,2	0,002	0,000	0,00	0,21
8,39	8,43	68,3	1,7	0,4	16,1	5,2	8,2	0,000	0,000	0,00	0,38
8,53	8,57	66,7	1,8	0,4	16,3	5,9	8,7	0,000	0,000	0,00	0,17
8,70	8,74	61,0	2,5	0,6	20,0	5,5	10,2	0,000	0,000	0,00	0,21
8,80	8,84	56,6	14,2	1,0	13,6	3,6	6,8	0,000	0,000	0,00	0,21
8,89	8,93	61,7	2,7	2,9	14,3	8,2	8,6	0,000	0,001	0,00	0,13
8,96	9,00	43,6	1,6	1,0	17,1	4,2	5,4	0,015	0,002	0,00	0,04
9,11	9,15	39,2	1,5	2,1	22,7	4,5	9,1	0,023	0,002	0,00	0,04
9,24	9,28	56,0	1,9	1,2	14,7	3,9	7,5	0,147	0,006	0,00	0,00
9,38	9,42	69,0	1,8	0,4	17,2	2,4	8,8	0,000	0,000	0,00	0,00
9,50	9,54	62,0	2,0	1,8	18,9	4,1	8,7	0,007	0,004	0,00	0,00
9,58	9,62	57,4	13,8	0,6	11,0	3,7	7,1	0,001	0,000	0,00	0,00
9,71	9,75	61,4	14,3	2,0	11,2	3,1	6,3	0,000	0,000	0,00	0,04
9,85	9,89	69,0	2,2	1,8	13,4	4,3	7,9	0,002	0,000	0,00	0,00
9,95	9,99	63,4	15,8	1,0	10,7	1,8	4,6	0,000	0,000	0,00	0,00
10,08	10,12	60,7	11,0	1,4	14,6	2,8	7,8	0,000	0,000	0,00	0,04
10,18	10,22	68,0	5,2	0,0	13,2	4,4	8,8	0,000	0,000	0,00	0,00
10,31	10,35	57,4	15,7	0,7	11,8	4,4	5,8	0,000	0,000	0,00	0,00
10,40	10,44	61,1	10,9	0,4	10,1	8,3	8,9	0,000	0,000	0,00	0,00
10,55	10,59	45,2	11,8	1,2	16,5	3,3	4,7	0,000	0,000	0,00	0,00
10,65	10,69	63,5	8,9	0,8	12,8	2,7	9,1	0,000	0,000	0,00	0,00
10,77	10,81	57,8	14,2	0,0	13,6	5,9	7,9	0,000	0,000	0,00	0,00
10,91	10,95	65,7	3,7	1,0	12,6	7,9	8,3	0,000	0,000	0,00	0,00
11,02	11,06	58,3	1,6	1,6	14,6	9,6	12,4	0,062	0,051	0,01	0,00
11,13	11,17	72,0	3,3	0,0	12,5	3,8	8,4	0,000	0,000	0,00	0,00
11,25	11,29	70,4	3,0	0,2	14,5	3,2	8,7	0,000	0,000	0,00	0,00

Fortsetzung Tab. 10: Sedimentphysikalische Eigenschaften, Corg-, Karbonat-, Schwefelgehalt und stabile Isotope an der Station PS1599 (Teil 2c)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	sedimentphysikalische Eigenschaften					Isotope			
		H <sub>2</sub> O [%]	Porosität [%]	Feuchtr. dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korn- dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Corg [%]	Karbo- nat [%]	Schwe- fel [%]	δ <sup>13</sup> C [% VPDB]	δ <sup>18</sup> O [% VPDB]
4,93	4,97	32,33	57,60	1,76	2,76	0,13	0,95	0,12	-0,341	4,684
5,16	5,20	36,06	61,60	1,69	2,75	0,17	1,06	0,11	-0,335	4,699
5,36	5,40	34,29	59,76	1,72	2,76	0,13	1,06	0,11	-	-
5,54	5,58	38,67	64,28	1,64	2,76	0,34	1,72	0,10	-0,148	4,954
5,60	5,64	35,87	61,43	1,69	2,76	0,18	1,05	0,08	-0,092	5,042
5,66	5,70	28,18	53,03	1,86	2,76	0,56	1,39	0,08	-0,038	5,040
5,69	5,73	35,72	61,27	1,70	2,76	0,14	0,70	0,09	-0,155	4,987
5,72	5,76	36,37	61,95	1,68	2,76	0,26	1,15	0,10	-0,018	5,003
5,88	5,92	35,58	61,07	1,70	2,75	0,16	0,56	0,09	-0,092	4,852
6,03	6,07	33,10	58,25	1,74	2,74	0,16	0,85	0,08	-0,319	4,920
6,21	6,25	38,07	63,80	1,66	2,77	0,19	0,98	0,10	-0,165	4,871
6,36	6,40	38,28	63,98	1,65	2,77	0,22	1,03	0,13	-0,275	4,901
6,52	6,56	37,71	63,17	1,66	2,74	0,19	1,14	0,13	-0,355	4,762
6,62	6,66	35,02	60,38	1,70	2,74	0,16	1,14	0,11	-0,436	4,706
6,77	6,81	33,20	58,51	1,74	2,75	0,15	1,19	0,12	-0,419	4,638
6,89	6,93	32,17	57,29	1,76	2,75	0,14	1,31	0,12	-	-
7,00	7,04	34,48	60,03	1,72	2,77	0,17	1,27	0,13	-0,215	4,617
7,13	7,17	21,73	43,89	2,00	2,76	0,04	0,93	0,12	-0,380	4,579
7,30	7,34	33,36	58,63	1,74	2,75	0,20	1,23	0,15	-	-
7,52	7,56	30,42	55,21	1,79	2,74	0,17	1,22	0,15	-0,653	4,345
7,63	7,67	29,35	54,07	1,82	2,76	0,16	1,16	0,17	-	-
7,75	7,79	32,90	58,13	1,75	2,75	0,18	1,23	0,16	-	-
7,87	7,91	23,73	46,81	1,95	2,76	0,08	0,92	0,11	-0,255	4,720
8,04	8,08	26,71	50,63	1,87	2,74	0,13	1,00	0,15	-	-
8,19	8,23	28,23	52,62	1,84	2,75	0,14	1,34	0,17	-	-
8,30	8,34	23,85	46,86	1,94	2,75	0,09	0,95	0,15	-	-
8,39	8,43	29,81	54,52	1,81	2,75	0,17	1,13	0,20	-	-
8,53	8,57	23,39	46,16	1,95	2,74	0,08	0,89	0,12	-	-
8,70	8,74	20,90	42,56	2,01	2,75	0,07	0,77	0,09	-	-
8,80	8,84	22,90	45,45	1,96	2,74	0,08	1,00	0,13	-	-
8,89	8,93	21,16	42,99	2,01	2,75	0,06	0,99	0,11	-	-
8,96	9,00	38,24	63,97	1,65	2,77	0,36	1,60	0,11	-0,144	4,951
9,11	9,15	33,07	58,45	1,75	2,76	0,17	0,82	0,08	-0,131	4,890
9,24	9,28	29,77	54,58	1,81	2,76	0,12	0,91	0,07	-0,143	4,880
9,38	9,42	31,36	56,43	1,78	2,76	0,17	1,14	0,08	-0,296	4,772
9,50	9,54	32,15	57,42	1,77	2,76	0,16	1,07	0,08	-0,265	4,900
9,58	9,62	29,58	54,37	1,82	2,76	0,14	0,92	0,08	-0,313	4,732
9,71	9,75	25,19	48,75	1,91	2,76	0,10	0,84	0,07	-0,378	4,821
9,85	9,89	30,92	55,94	1,79	2,76	0,13	1,04	0,08	-0,361	4,709
9,95	9,99	24,22	47,30	1,93	2,74	0,07	0,89	0,07	-0,200	4,843
10,08	10,12	23,46	46,53	1,96	2,78	0,07	0,95	0,07	-0,065	4,178
10,18	10,22	30,60	55,67	1,80	2,77	0,12	1,15	0,08	-0,297	4,812
10,31	10,35	29,96	54,82	1,81	2,76	0,13	1,20	0,08	-0,545	4,482
10,40	10,44	25,11	48,56	1,91	2,75	0,10	1,02	0,08	-0,298	4,842
10,55	10,59	29,10	53,75	1,83	2,76	0,12	1,16	0,08	-0,280	4,740
10,65	10,69	28,95	53,62	1,83	2,76	0,11	1,16	0,08	-	-
10,77	10,81	24,85	48,25	1,92	2,75	0,07	1,04	0,07	-0,282	4,235
10,91	10,95	28,46	53,03	1,84	2,76	0,12	1,12	0,09	-0,251	4,566
11,02	11,06	23,63	46,59	1,95	2,75	0,08	1,00	0,07	0,098	4,629
11,13	11,17	24,17	47,19	1,93	2,74	0,07	1,08	0,07	-0,239	4,773
11,25	11,29	23,84	46,80	1,94	2,75	0,07	1,14	0,08	-	-

**Tab. 11: IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt-, Tonverhältnisse und statistische Korngrößenparameter an der Station PS1790 (Teil 1)**

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Korngröße								
		IRD- [Kies/ 10 cm <sup>3</sup> ]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
0,00	0,00	3,7	3,4	5,6	40,4	50,5	6,85	1,21	-0,08	0,87
0,03	0,03	7,3	0,4	6,9	42,2	50,3	6,64	1,26	-0,07	0,85
0,13	0,13	2,3	1,4	7,1	38,0	53,5	6,89	1,27	-0,14	0,89
0,23	0,23	0,3	1,7	5,8	40,2	52,3	6,86	1,13	-0,12	0,84
0,33	0,33	9,3	4,1	7,7	37,7	50,5	6,87	1,37	-0,20	0,90
0,42	0,42	7,0	1,3	4,8	38,4	55,5	6,77	1,29	-0,19	0,79
0,04	0,04	2,3	13,0	27,2	24,9	34,9	7,06	1,13	-0,13	1,01
0,11	0,11	7,0	0,2	4,1	43,5	52,2	7,00	1,07	-0,06	0,89
0,22	0,22	1,3	8,4	69,7	17,6	4,3	7,18	0,93	-0,07	0,87
0,32	0,32	5,0	0,2	1,8	12,4	85,5	6,25	1,43	0,05	0,94
0,44	0,44	5,0	0,7	4,0	38,0	57,3	6,83	1,03	-0,09	0,91
0,56	0,56	3,7	0,7	4,2	40,3	54,7	7,06	1,03	-0,06	0,86
0,68	0,68	7,0	0,3	4,7	40,6	54,4	7,04	1,07	-0,10	0,90
0,79	0,79	5,7	0,5	4,9	41,3	53,2	7,01	1,11	-0,09	0,87
0,88	0,88	5,7	0,4	2,7	40,6	56,2	6,97	0,95	-0,20	0,83
0,95	0,95	9,3	1,5	6,9	40,3	51,3	6,90	1,15	-0,07	0,89
1,04	1,04	6,7	0,1	1,6	38,7	59,6	7,14	1,00	-0,08	0,87
1,15	1,15	7,0	2,6	15,8	35,9	45,6	6,75	1,22	-0,07	0,87
1,26	1,26	9,0	2,1	11,2	38,3	48,4	6,79	1,29	-0,11	0,88
1,37	1,37	11,0	1,5	15,6	37,9	44,9	6,63	1,37	-0,07	0,85
1,48	1,48	14,0	4,1	17,4	35,9	42,6	6,64	1,34	-0,07	0,83
1,59	1,59	12,0	2,1	18,0	32,7	47,1	6,66	1,42	-0,11	0,83
1,70	1,70	11,3	4,0	22,2	34,8	39,0	6,71	1,35	-0,10	0,85
1,81	1,81	13,0	3,0	20,4	35,4	41,2	6,63	1,37	-0,07	0,81
1,92	1,92	11,7	3,0	19,7	39,4	37,9	6,54	1,41	-0,05	0,81
2,02	2,02	10,0	3,8	21,7	35,6	38,9	6,53	1,35	-0,05	0,81
2,13	2,13	9,0	2,4	19,3	36,9	41,4	6,68	1,34	-0,06	0,86
2,23	2,23	0,0	2,8	22,8	36,7	37,7	6,59	1,31	-0,05	0,81
2,34	2,34	0,0	0,0	0,2	38,4	61,4	7,17	0,94	-0,03	0,86
2,45	2,45	0,0	0,0	0,3	43,6	56,1	7,06	1,02	0,03	0,84
2,56	2,56	0,0	0,0	0,0	39,0	60,9	7,10	0,97	-0,08	0,86
2,67	2,67	0,0	0,0	0,5	39,6	59,9	7,14	0,99	-0,05	0,87
2,78	2,78	10,0	0,0	0,0	44,9	55,0	7,16	0,95	-0,06	0,85
2,89	2,89	5,3	5,8	11,3	35,6	47,3	6,93	1,36	-0,10	0,93
2,99	2,99	2,0	0,3	79,9	10,4	9,4	6,24	1,45	0,07	0,92
3,13	3,13	1,3	0,2	2,0	43,5	54,4	6,88	1,12	0,01	0,83
3,24	3,24	1,7	0,3	2,7	52,9	44,1	6,43	1,26	0,17	0,82
3,39	3,39	0,0	0,6	4,2	72,9	22,4	5,56	1,07	0,37	1,21
3,50	3,50	7,0	0,0	0,4	61,9	37,8	6,25	1,22	0,32	0,89
3,60	3,60	4,3	3,1	4,6	31,5	60,7	7,19	1,03	-0,14	0,94
3,71	3,71	2,0	1,9	1,8	57,3	39,0	6,19	1,17	0,26	0,94
3,88	3,88	2,7	0,0	0,3	45,7	54,0	6,81	1,11	0,03	0,84
3,93	3,93	0,3	0,0	0,5	34,3	65,2	7,24	0,93	-0,09	0,90
4,01	4,01	0,7	0,0	0,1	37,0	62,9	7,26	0,91	-0,08	0,89
4,09	4,09	7,7	0,1	74,5	13,0	12,4	6,17	1,48	0,11	0,91
4,16	4,16	5,3	6,2	23,5	34,6	35,7	6,38	1,47	0,11	0,88
4,26	4,26	14,7	3,7	38,5	28,8	29,0	6,38	1,37	0,03	0,83
4,39	4,39	11,0	4,2	32,8	30,3	32,7	6,46	1,37	-0,02	0,82
4,52	4,52	15,3	4,4	33,2	29,6	32,7	6,49	1,37	0,01	0,84
4,65	4,65	10,3	7,3	32,6	29,0	31,1	6,42	1,42	0,00	0,81
4,78	4,78	15,0	6,1	35,2	27,2	31,5	6,53	1,31	-0,03	0,84
4,92	4,92	14,3	10,8	30,5	28,9	29,8	6,32	1,47	0,04	0,77

Fortsetzung Tab. 11: Terrigene und biogene Komponenten an der Station PS1790  
(Teil 2)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	terrigenen Komponenten						biogene Komponenten				
		Quarz [%]	Glim- mer [%]	Glau- konit [%]	Frag- mente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]	Diat- omeen [%]	
0,00	0,00	21,2	0,4	0,2	8,8	3,9	6,2	0,013	0,017	0,21	2,97	
0,03	0,03	44,7	0,8	0,4	12,5	5,1	6,0	0,005	0,003	0,22	2,29	
0,13	0,13	49,8	0,6	0,8	17,1	7,2	6,8	0,000	0,000	0,17	2,08	
0,23	0,23	53,0	0,4	0,4	18,9	8,2	8,2	0,000	0,000	0,11	1,29	
0,33	0,33	57,5	1,6	0,8	18,5	7,8	7,4	0,000	0,000	0,04	0,42	
0,42	0,42	56,6	1,4	2,4	18,5	9,0	9,6	0,000	0,000	0,02	0,25	
0,04	0,04	50,1	0,0	2,2	15,7	7,4	8,2	0,400	0,040	0,00	0,08	
0,11	0,11	57,3	1,6	0,0	17,4	6,6	11,6	0,036	0,007	0,00	0,17	
0,22	0,22	63,5	1,0	0,0	16,4	8,6	10,5	0,000	0,000	0,00	0,04	
0,32	0,32	58,8	0,2	0,2	17,3	7,2	11,4	0,020	0,003	0,00	0,21	
0,44	0,44	61,1	0,8	1,2	14,6	7,3	9,9	0,029	0,018	0,00	0,21	
0,56	0,56	61,6	0,0	0,4	17,0	7,8	8,8	0,034	0,002	0,00	0,21	
0,68	0,68	63,3	0,8	0,4	17,6	6,0	9,0	0,029	0,008	0,00	0,17	
0,79	0,79	65,2	0,2	0,2	16,4	5,3	10,1	0,022	0,011	0,00	0,17	
0,88	0,88	61,0	0,6	0,2	15,8	6,3	8,9	0,035	0,008	0,00	0,25	
0,95	0,95	63,0	0,6	0,2	15,8	7,4	8,6	0,039	0,000	0,00	0,25	
1,04	1,04	59,7	0,8	0,2	14,9	7,5	8,4	0,037	0,001	0,00	0,13	
1,15	1,15	63,3	0,8	0,4	16,0	7,3	10,0	0,039	0,009	0,00	0,21	
1,26	1,26	63,8	0,4	0,0	17,9	6,7	8,7	0,037	0,013	0,00	0,17	
1,37	1,37	65,6	0,6	0,0	16,5	7,2	8,5	0,037	0,019	0,00	0,08	
1,48	1,48	67,0	0,8	0,0	15,9	6,4	8,9	0,032	0,010	0,00	0,08	
1,59	1,59	66,9	0,2	0,0	14,9	7,5	10,3	0,010	0,000	0,00	0,13	
1,70	1,70	65,6	0,2	0,4	16,6	6,5	10,1	0,027	0,014	0,00	0,04	
1,81	1,81	66,7	1,0	1,7	13,6	5,8	10,7	0,012	0,023	0,00	0,08	
1,92	1,92	66,9	0,4	0,6	15,0	7,4	9,1	0,023	0,012	0,00	0,13	
2,02	2,02	67,8	0,2	0,4	14,3	7,0	9,9	0,028	0,000	0,00	0,04	
2,13	2,13	68,7	0,0	0,0	15,5	6,5	8,6	0,035	0,000	0,00	0,08	
2,23	2,23	69,6	1,6	0,0	14,7	6,2	8,0	0,000	0,000	0,00	0,04	
2,34	2,34	50,2	1,6	0,2	14,4	4,0	6,4	0,011	0,001	0,00	0,33	
2,45	2,45	61,6	0,2	0,0	16,6	6,6	9,2	0,004	0,000	0,00	0,38	
2,56	2,56	66,1	0,2	0,0	17,0	6,4	7,2	0,000	0,000	0,00	0,50	
2,67	2,67	66,9	1,4	0,2	15,4	4,6	7,8	0,005	0,000	0,00	0,46	
2,78	2,78	67,3	0,4	0,2	14,3	5,4	7,3	0,001	0,000	0,00	0,21	
2,89	2,89	49,7	0,6	1,4	18,5	5,8	8,7	0,171	0,005	0,00	0,13	
2,99	2,99	65,4	1,2	0,2	14,0	5,0	10,6	0,192	0,039	0,00	0,08	
3,13	3,13	68,1	0,6	0,2	15,2	3,8	10,8	0,009	0,000	0,00	0,67	
3,24	3,24	67,2	1,0	0,4	16,7	4,6	10,0	0,000	0,000	0,00	0,42	
3,39	3,39	69,2	0,8	0,0	15,7	5,3	8,8	0,002	0,000	0,00	0,29	
3,50	3,50	69,2	1,4	0,0	15,2	4,5	8,3	0,002	0,000	0,00	0,46	
3,60	3,60	54,1	1,9	1,2	14,7	3,7	7,2	0,070	0,013	0,00	0,25	
3,71	3,71	69,0	1,4	0,0	11,6	4,0	7,2	0,030	0,001	0,00	0,04	
3,88	3,88	66,2	1,7	0,2	12,8	4,7	10,9	0,003	0,000	0,00	0,08	
3,93	3,93	65,8	0,8	0,2	14,0	6,7	8,3	0,008	0,000	0,00	0,04	
4,01	4,01	68,5	0,2	0,4	15,2	6,4	8,0	0,000	0,000	0,00	0,04	
4,09	4,09	65,8	0,6	0,4	14,2	6,6	7,0	0,450	0,038	0,00	0,00	
4,16	4,16	65,7	1,4	1,4	14,1	5,4	10,4	0,000	0,011	0,08	0,08	
4,26	4,26	68,2	1,2	0,2	15,1	5,0	8,3	0,000	0,000	0,06	0,04	
4,39	4,39	69,3	0,4	0,2	14,7	4,4	10,1	0,000	0,000	0,04	0,08	
4,52	4,52	70,3	0,6	0,4	12,7	6,8	8,8	0,000	0,000	0,02	0,00	
4,65	4,65	68,2	0,4	0,2	13,0	8,3	9,8	0,000	0,000	0,00	0,00	
4,78	4,78	69,6	1,0	0,8	11,4	6,5	9,8	0,037	0,000	0,02	0,00	
4,92	4,92	68,7	1,0	0,4	12,0	6,2	11,2	0,035	0,000	0,02	0,00	

Fortsetzung Tab. 11: Sedimentphysikalische Eigenschaften, C<sub>org</sub>-, Karbonat-, Schwefelgehalt und stabile Isotope an der Station PS1790 (Teil 3)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	sedimentphysikalische Eigenschaften					Isotope				
		H <sub>2</sub> O [%]	Porosität [%]	Feuchtr. dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korndichte [g/cm <sup>3</sup> ]	C <sub>org</sub> [%]	Karbonat [%]	Schwefel [%]	δ <sup>13</sup> C [‰ VPDB]	δ <sup>18</sup> O [‰ VPDB]	
0,00	0,00	-	-	-	2,69	0,54	0,26	0,18	0,860	3,715	
0,03	0,03	51,61	74,49	1,50	2,74	0,46	0,11	0,09	0,784	3,639	
0,13	0,13	41,25	66,45	1,57	2,72	0,31	0,13	0,05	-	-	
0,23	0,23	43,48	68,53	1,54	2,72	0,35	0,48	0,05	-	-	
0,33	0,33	40,76	66,12	1,59	2,73	0,33	0,62	0,03	-	-	
0,42	0,42	40,95	66,34	1,58	2,74	0,31	0,38	0,03	-	-	
0,04	0,04	37,40	62,81	1,64	2,73	0,28	1,03	0,04	-	-	
0,11	0,11	43,54	68,73	1,54	2,74	0,13	0,57	0,03	-0,196	5,000	
0,22	0,22	35,03	60,12	1,68	2,71	0,25	0,76	0,02	-0,150	5,043	
0,32	0,32	38,75	64,18	1,62	2,73	0,20	1,07	0,03	-	-	
0,44	0,44	38,53	63,99	1,62	2,74	0,22	1,20	0,04	-0,214	4,851	
0,56	0,56	38,44	64,11	1,63	2,75	0,23	1,10	0,04	-0,161	5,071	
0,68	0,68	37,79	63,23	1,64	2,74	0,22	0,28	0,03	-0,181	4,922	
0,79	0,79	37,18	62,63	1,65	2,74	0,23	1,39	0,03	-0,104	5,070	
0,88	0,88	37,47	62,99	1,64	2,75	0,20	1,18	0,02	-0,052	4,987	
0,95	0,95	35,32	60,78	1,68	2,75	0,25	1,46	0,02	-0,107	5,084	
1,04	1,04	36,81	62,38	1,66	2,75	0,25	1,31	0,02	-0,096	4,962	
1,15	1,15	31,30	56,14	1,76	2,73	0,39	2,21	0,02	-0,198	4,967	
1,26	1,26	41,72	67,10	1,57	2,74	0,34	1,79	0,02	-0,114	4,930	
1,37	1,37	30,88	55,65	1,76	2,73	0,41	2,30	0,02	-0,056	4,981	
1,48	1,48	30,37	55,02	1,77	2,73	0,43	2,67	0,02	-0,172	4,605	
1,59	1,59	29,27	53,69	1,80	2,73	0,44	2,31	0,03	-0,275	4,706	
1,70	1,70	28,51	52,70	1,81	2,72	0,53	3,03	0,03	-0,040	4,501	
1,81	1,81	29,23	53,55	1,79	2,72	0,48	2,66	0,03	-0,144	5,069	
1,92	1,92	28,60	52,81	1,81	2,72	0,48	2,89	0,03	-0,532	4,822	
2,02	2,02	28,40	52,48	1,81	2,71	0,53	3,05	0,03	-0,244	4,953	
2,13	2,13	28,44	49,70	1,82	2,73	0,46	2,89	0,03	-0,302	4,720	
2,23	2,23	26,95	48,95	1,84	2,72	0,52	2,74	0,03	-0,023	4,956	
2,34	2,34	37,68	63,09	1,64	2,73	0,15	1,13	0,03	-0,220	4,951	
2,45	2,45	36,17	61,68	1,67	2,75	0,15	1,37	0,03	-0,222	5,343	
2,56	2,56	39,55	64,97	1,61	2,74	0,19	1,06	0,04	-0,098	5,032	
2,67	2,67	38,42	64,01	1,63	2,75	0,19	1,05	0,04	-0,362	5,028	
2,78	2,78	37,29	62,94	1,65	2,76	0,15	1,06	0,02	-0,260	4,878	
2,89	2,89	35,33	60,93	1,69	2,77	0,41	1,64	0,04	-0,072	5,031	
2,99	2,99	20,19	40,12	2,03	2,70	0,23	0,90	0,02	-0,166	4,800	
3,13	3,13	35,26	60,55	1,68	2,73	0,19	1,24	0,07	-0,123	4,925	
3,24	3,24	32,65	57,67	1,73	2,73	0,15	1,31	0,06	-0,060	4,871	
3,39	3,39	24,27	47,44	1,92	2,75	0,09	0,96	0,05	-0,184	4,778	
3,50	3,50	31,87	56,88	1,75	2,74	0,13	1,15	0,06	-0,120	4,910	
3,60	3,60	38,75	64,24	1,62	2,74	0,37	1,72	0,04	-0,042	4,971	
3,71	3,71	24,53	47,72	1,91	2,74	0,11	0,88	0,02	-0,065	4,884	
3,88	3,88	35,45	60,81	1,68	2,74	0,15	1,05	0,03	-0,118	5,023	
3,93	3,93	37,64	63,18	1,64	2,75	0,17	0,98	0,02	-0,110	4,865	
4,01	4,01	37,19	62,73	1,65	2,75	0,17	1,16	0,03	-0,246	4,895	
4,09	4,09	20,01	40,09	2,07	2,74	0,08	1,21	0,04	-0,050	4,629	
4,16	4,16	34,35	59,74	1,70	2,75	0,14	0,75	0,05	0,024	4,457	
4,26	4,26	22,46	44,68	1,95	2,73	0,16	0,58	0,03	-	-	
4,39	4,39	25,48	48,85	1,88	2,73	0,20	0,98	0,04	-	-	
4,52	4,52	23,10	45,58	1,94	2,73	0,25	1,44	0,04	-	-	
4,65	4,65	22,92	45,27	1,94	2,72	0,39	1,58	0,04	-	-	
4,78	4,78	25,04	48,26	1,89	2,73	0,46	2,16	0,04	-0,332	4,635	
4,92	4,92	21,28	42,80	1,97	2,71	0,56	3,02	0,04	-0,441	4,466	

Tab. 12: IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt-, Tonverhältnisse und statistische Korngrößenparameter an der Station PS1789 (Teil 1a)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Korngröße								
		IRD- [Kies/ 10 cm <sup>3</sup> ]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
0,00	0,00	0,0	0,5	4,2	45,8	49,5	6,32	1,23	0,06	0,87
0,03	0,03	0,3	0,0	2,3	50,1	47,5	6,60	1,32	0,13	0,85
0,12	0,12	0,0	0,1	2,0	46,9	51,0	6,67	1,32	0,14	0,83
0,21	0,21	0,3	0,1	2,1	46,4	51,4	6,70	1,39	0,07	0,84
0,28	0,28	1,0	0,2	2,3	42,1	55,4	6,98	1,33	0,00	0,78
0,31	0,31	8,3	0,3	3,6	39,8	56,3	7,03	1,37	0,01	0,76
0,34	0,34	10,0	10,0	5,5	38,1	46,4	6,92	1,36	-0,03	0,80
0,36	0,36	5,3	6,6	8,0	43,1	42,3	7,18	1,38	-0,09	0,71
0,38	0,38	5,3	2,2	7,8	41,9	48,1	6,64	1,37	-0,01	0,78
0,41	0,41	6,0	4,6	12,0	37,5	45,9	6,92	1,51	-0,07	0,74
0,43	0,43	3,7	3,4	17,2	39,8	39,6	6,93	1,44	-0,07	0,78
0,48	0,49	0,3	0,8	5,7	43,2	50,3	6,65	1,24	0,00	0,79
0,70	0,71	0,3	0,9	2,7	51,7	44,8	6,42	1,37	0,15	0,81
0,90	0,91	0,0	1,1	2,0	37,8	59,1	6,92	1,25	-0,12	0,78
1,14	1,15	0,0	0,2	1,2	49,5	49,1	6,56	1,30	0,10	0,74
1,39	1,40	0,0	0,0	11,9	64,1	24,0	5,40	1,13	0,47	1,17
1,60	1,61	0,0	0,0	0,3	52,8	47,0	6,67	1,17	0,12	0,80
1,79	1,80	0,0	0,0	0,3	53,4	46,3	6,58	1,24	0,12	0,79
1,98	1,99	4,3	0,0	3,7	62,0	34,3	6,02	1,27	0,32	0,82
2,20	2,21	0,0	2,9	2,7	48,6	45,8	6,60	1,01	-0,01	0,77
2,40	2,41	0,3	0,2	0,5	48,2	51,1	6,85	1,16	0,01	0,77
2,60	2,61	0,0	0,0	1,3	53,8	44,9	6,41	1,23	0,14	0,77
2,80	2,81	5,7	0,0	0,1	48,1	51,8	6,84	1,17	0,03	0,76
2,98	2,99	1,3	0,2	10,3	69,8	19,8	5,26	0,95	0,45	1,34
3,18	3,19	2,7	0,1	9,5	72,9	17,6	5,39	1,03	0,44	1,18
3,40	3,41	0,0	0,2	0,5	47,2	52,1	6,51	0,89	-0,07	0,83
3,62	3,63	1,0	0,0	0,3	50,3	49,5	6,75	1,20	0,09	0,81
3,85	3,86	4,7	0,0	1,8	51,1	47,1	6,62	1,23	0,07	0,78
4,05	4,06	3,0	0,1	0,6	64,5	34,9	6,07	1,21	0,32	0,88
4,26	4,27	0,0	0,7	2,9	56,9	39,5	6,19	1,38	0,20	0,92
4,48	4,49	0,7	0,0	15,0	70,6	14,4	5,12	0,84	0,29	1,17
4,70	4,71	0,0	0,0	3,2	72,8	24,0	5,70	1,15	0,39	0,98
4,92	4,93	2,3	0,0	0,3	64,7	35,0	6,16	1,16	0,31	0,90
5,16	5,17	0,7	0,6	0,8	54,0	44,6	6,55	1,15	0,15	0,78
5,36	5,37	0,0	0,1	1,6	56,5	41,9	6,43	1,20	0,20	0,78
5,60	5,61	2,0	0,0	0,3	68,3	31,4	5,87	1,16	0,39	0,99
5,76	5,77	0,0	0,1	14,8	45,3	39,9	6,48	1,31	0,09	0,78
5,99	6,00	0,0	0,0	10,1	73,3	16,5	5,20	0,91	0,38	1,31
6,20	6,21	1,3	0,0	0,5	46,3	53,2	6,89	1,12	-0,02	0,78
6,40	6,41	0,0	0,0	2,8	51,6	45,6	6,64	1,20	0,08	0,76
6,60	6,61	0,0	0,0	0,2	62,9	37,0	6,06	1,19	0,36	0,83
6,81	6,82	2,7	0,0	0,1	58,5	41,4	6,32	1,23	0,23	0,79
7,02	7,03	0,0	0,0	0,1	53,3	46,6	6,57	1,22	0,08	0,75
7,22	7,23	0,0	0,0	0,1	55,3	44,6	6,50	1,23	0,16	0,75
7,41	7,42	0,0	0,0	43,4	49,9	6,7	4,81	0,80	0,21	1,05
7,60	7,61	0,0	0,0	0,2	61,9	37,9	6,08	1,22	0,36	0,86
7,80	7,81	0,0	0,0	0,3	60,1	39,6	6,24	1,19	0,32	0,80
8,01	8,02	0,0	0,0	0,3	49,7	50,1	6,61	1,25	0,08	0,73
8,26	8,27	0,0	0,0	0,0	49,2	50,8	6,67	1,04	-0,03	0,75
8,44	8,45	0,0	0,0	21,4	64,7	13,9	4,99	0,81	0,43	1,33
8,64	8,65	5,0	0,0	6,2	70,0	23,8	5,56	1,16	0,44	1,06
8,74	8,75	0,0	2,0	3,0	49,5	45,5	6,56	1,28	0,03	0,78

Fortsetzung Tab. 12: Terrigene und biogene Komponenten an der Station PS1789  
(Teil 1b)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	terrigenen Komponenten						biogene Komponenten			
		Quarz [%]	Glim- mer [%]	Glau- konit [%]	Frag- mente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]	Diatom- meen [%]
0,00	0,00	5,3	1,0	0,4	2,1	0,4	1,0	0,003	0,001	0,22	3,00
0,03	0,03	34,5	0,2	0,0	3,5	1,7	1,9	0,003	0,001	0,12	2,04
0,12	0,12	45,9	0,8	0,0	4,4	1,9	2,9	0,002	0,000	0,09	2,29
0,21	0,21	40,1	0,4	0,2	10,3	1,7	2,3	0,001	0,000	0,12	2,33
0,28	0,28	63,3	0,4	0,0	13,3	2,4	3,6	0,001	0,000	0,07	2,21
0,31	0,31	60,6	0,4	0,0	12,9	3,8	3,8	0,000	0,000	0,11	2,17
0,34	0,34	62,4	0,2	0,0	15,7	2,8	4,4	0,000	0,000	0,13	2,21
0,36	0,36	59,8	0,0	0,0	15,8	4,1	4,1	0,000	0,000	0,06	2,88
0,38	0,38	63,9	0,2	0,0	12,7	6,1	4,2	0,000	0,000	0,09	2,25
0,41	0,41	58,2	0,0	0,0	12,2	6,8	5,7	0,000	0,000	0,02	2,50
0,43	0,43	56,0	0,0	0,0	11,5	5,7	7,1	0,000	0,000	0,01	2,00
0,48	0,49	46,5	0,8	1,0	16,8	5,1	7,7	0,000	0,000	0,18	2,83
0,70	0,71	48,9	2,9	0,8	11,8	3,5	5,1	0,001	0,008	0,10	2,42
0,90	0,91	56,5	1,0	2,3	20,5	5,3	7,4	0,000	0,000	0,04	0,92
1,14	1,15	55,1	7,2	1,4	18,4	5,3	8,4	0,000	0,000	0,00	0,54
1,39	1,40	58,2	10,6	0,2	15,2	3,0	5,4	0,004	0,001	0,00	0,29
1,60	1,61	36,5	4,8	0,8	23,9	3,4	5,4	0,004	0,004	0,00	0,17
1,79	1,80	37,7	0,0	3,7	26,4	3,5	7,0	0,010	0,006	0,00	0,08
1,98	1,99	35,8	12,0	0,4	9,0	5,6	6,2	0,252	0,002	0,00	0,17
2,20	2,21	52,8	8,5	0,0	22,2	6,1	7,9	0,001	0,011	0,00	0,21
2,40	2,41	53,6	2,8	0,7	15,6	5,5	7,0	0,008	0,004	0,00	0,13
2,60	2,61	56,9	2,9	0,2	19,7	6,8	9,1	0,002	0,018	0,00	0,17
2,80	2,81	45,0	11,5	0,0	12,7	3,7	4,0	0,002	0,001	0,00	0,08
2,98	2,99	56,6	8,3	1,3	12,7	8,9	6,3	0,000	0,006	0,00	0,04
3,18	3,19	56,4	5,9	0,0	12,1	10,3	7,5	0,013	0,033	0,00	0,13
3,40	3,41	63,1	1,8	0,4	16,3	9,0	8,8	0,000	0,000	0,00	0,08
3,62	3,63	61,9	6,7	0,0	12,0	6,9	8,1	0,001	0,003	0,00	0,13
3,85	3,86	57,7	3,4	0,2	17,3	8,3	9,7	0,003	0,011	0,00	0,13
4,05	4,06	57,8	2,8	0,0	17,2	11,0	10,6	0,000	0,000	0,00	0,08
4,26	4,27	63,6	4,0	0,2	14,4	9,5	7,5	0,000	0,000	0,00	0,29
4,48	4,49	57,1	13,8	1,0	8,9	2,4	5,1	0,004	0,003	0,00	0,17
4,70	4,71	46,3	10,7	1,0	11,1	4,8	7,5	0,005	0,014	0,00	0,54
4,92	4,93	44,6	10,1	0,2	9,9	5,1	6,5	0,004	0,003	0,00	0,17
5,16	5,17	48,8	1,2	0,2	24,2	2,3	11,4	0,010	0,003	0,00	0,13
5,36	5,37	62,5	1,6	0,0	14,9	7,1	8,1	0,024	0,004	0,00	0,13
5,60	5,61	52,2	5,8	0,2	16,4	4,2	6,4	0,003	0,002	0,00	0,17
5,76	5,77	57,7	1,6	0,0	22,0	4,8	12,9	0,005	0,016	0,01	0,04
5,99	6,00	52,7	10,1	0,2	11,5	5,7	7,3	0,008	0,016	0,01	0,08
6,20	6,21	68,2	0,6	0,0	14,4	7,4	8,6	0,001	0,000	0,00	0,08
6,40	6,41	63,9	1,8	0,0	19,0	6,0	8,1	0,006	0,000	0,00	0,08
6,60	6,61	51,1	5,3	0,2	11,0	2,7	7,2	0,002	0,002	0,00	0,04
6,81	6,82	57,4	5,0	0,8	15,7	6,6	9,9	0,000	0,000	0,00	0,08
7,02	7,03	63,3	3,9	1,0	14,9	8,2	8,0	0,000	0,000	0,00	0,08
7,22	7,23	60,0	10,0	0,4	11,3	5,1	5,7	0,000	0,000	0,00	0,04
7,41	7,42	68,7	6,0	1,2	13,9	2,8	6,0	0,011	0,034	0,03	0,00
7,60	7,61	67,3	9,4	0,6	12,5	3,4	4,4	0,000	0,000	0,00	0,04
7,80	7,81	69,2	5,5	0,4	13,8	4,3	5,1	0,000	0,000	0,00	0,04
8,01	8,02	56,7	14,4	1,3	8,3	7,5	6,0	0,000	0,000	0,00	0,00
8,26	8,27	57,5	12,7	1,0	12,4	3,7	6,0	0,000	0,000	0,00	0,04
8,44	8,45	56,4	13,7	1,6	8,4	4,1	4,9	0,003	0,005	0,00	0,00
8,64	8,65	57,4	4,6	5,6	13,4	3,2	4,8	0,006	0,002	0,00	0,00
8,74	8,75	38,3	1,2	1,4	19,0	3,0	5,5	0,192	0,037	0,00	0,08

Fortsetzung Tab. 12: Sedimentphysikalische Eigenschaften, Corg-, Karbonat-, Schwefelgehalt und stabile Isotope an der Station PS1789 (Teil 1c)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	sedimentphysikalische Eigenschaften					Isotope				
		H <sub>2</sub> O [%]	Porosität [%]	Feuchtr. dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korndichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Corg [%]	Karbonat [%]	Schwefel [%]	δ <sup>13</sup> C [% VPDB]	δ <sup>18</sup> O [% VPDB]	
0,00	0,00	-	-	-	2,69	0,66	0,26	0,20	-	-	
0,03	0,03	58,17	74,89	1,50	2,74	0,52	0,78	0,12	0,288	3,388	
0,12	0,12	45,41	70,31	1,53	2,73	0,34	0,41	0,10	-	-	
0,21	0,21	44,39	69,51	1,55	2,74	0,29	0,16	0,12	-	-	
0,28	0,28	41,18	66,61	1,60	2,74	0,24	0,34	0,11	-	-	
0,31	0,31	45,63	70,66	1,53	2,75	0,27	0,33	0,13	-	-	
0,34	0,34	44,42	69,54	1,55	2,74	0,28	0,32	0,11	-	-	
0,36	0,36	42,25	67,44	1,58	2,72	0,33	0,26	0,12	-	-	
0,38	0,38	42,25	67,48	1,58	2,73	0,37	0,29	0,12	-	-	
0,41	0,41	41,05	66,28	1,60	2,72	0,54	0,29	0,11	-	-	
0,43	0,43	39,83	65,07	1,62	2,72	0,58	0,32	0,10	-	-	
0,48	0,49	46,96	71,42	1,50	2,70	0,49	0,28	0,07	-	-	
0,70	0,71	39,77	65,14	1,62	2,73	0,40	0,49	0,10	-	-	
0,90	0,91	45,19	70,34	1,54	2,76	0,35	0,30	0,07	-	-	
1,14	1,15	35,87	61,35	1,69	2,75	0,17	0,22	0,04	-	-	
1,39	1,40	32,62	57,75	1,75	2,74	0,07	0,26	0,03	-0,255	4,527	
1,60	1,61	39,50	64,97	1,63	2,74	0,12	0,67	0,04	-0,187	5,270	
1,79	1,80	39,73	65,20	1,62	2,74	0,11	0,85	0,04	-0,163	5,142	
1,98	1,99	30,68	55,55	1,79	2,75	0,11	0,47	0,03	-0,149	5,003	
2,20	2,21	39,00	64,43	1,63	2,73	0,15	0,84	0,04	-0,126	5,104	
2,40	2,41	39,14	64,67	1,63	2,75	0,14	0,86	0,05	-0,245	5,183	
2,60	2,61	35,89	61,35	1,69	2,75	0,15	0,85	0,04	-0,335	5,140	
2,80	2,81	39,18	64,89	1,64	2,77	0,15	0,98	0,06	-0,406	5,417	
2,98	2,99	26,34	50,10	1,88	2,74	0,07	0,72	0,03	-0,342	4,979	
3,18	3,19	25,80	49,39	1,89	2,74	0,07	0,73	0,04	-0,258	5,065	
3,40	3,41	39,52	65,06	1,63	2,75	0,14	1,06	0,08	-0,433	4,442	
3,62	3,63	37,36	62,89	1,66	2,75	0,14	0,97	0,04	-0,443	4,579	
3,85	3,86	35,49	60,87	1,70	2,74	0,15	0,88	0,07	-0,463	4,847	
4,05	4,06	30,99	56,00	1,79	2,76	0,11	0,86	0,05	-0,391	4,757	
4,26	4,27	32,65	57,88	1,75	2,75	0,15	0,93	0,07	-0,413	4,885	
4,48	4,49	24,60	47,70	1,92	2,73	0,12	0,63	0,05	-0,453	4,935	
4,70	4,71	27,12	51,09	1,86	2,74	0,12	0,84	0,05	-0,536	4,959	
4,92	4,93	30,08	54,83	1,80	2,74	0,13	0,56	0,03	-0,533	4,632	
5,16	5,17	34,19	59,47	1,72	2,74	0,19	0,96	0,06	-0,173	5,111	
5,36	5,37	30,41	55,24	1,80	2,75	0,15	0,84	0,03	-0,158	5,036	
5,60	5,61	28,93	53,51	1,83	2,75	0,12	0,79	0,03	-0,560	4,726	
5,76	5,77	28,39	52,80	1,84	2,75	0,10	0,82	0,04	-0,582	4,412	
5,99	6,00	25,73	49,25	1,89	2,73	0,10	0,74	0,03	-0,210	4,981	
6,20	6,21	34,98	60,49	1,71	2,76	0,17	1,01	0,06	-0,297	5,241	
6,40	6,41	31,15	56,13	1,78	2,75	0,14	1,02	0,05	-0,288	5,091	
6,60	6,61	28,65	53,09	1,83	2,75	0,11	1,00	0,05	-0,267	5,148	
6,81	6,82	29,77	54,56	1,81	2,76	0,12	0,96	0,06	-0,377	5,166	
7,02	7,03	30,94	55,89	1,79	2,75	0,15	1,01	0,08	-0,388	4,969	
7,22	7,23	30,38	55,19	1,80	2,75	0,13	0,98	0,06	-0,296	5,153	
7,41	7,42	20,00	40,01	2,09	2,74	0,02	0,51	0,04	-0,531	4,323	
7,60	7,61	28,33	52,71	1,84	2,75	0,11	0,91	0,06	-0,454	5,193	
7,80	7,81	28,87	53,44	1,83	2,75	0,12	0,95	0,07	-0,538	5,310	
8,01	8,02	30,81	55,78	1,79	2,75	0,13	0,99	0,06	-0,267	5,144	
8,26	8,27	32,30	57,43	1,76	2,75	0,15	0,99	0,07	-0,302	5,162	
8,44	8,45	21,91	43,81	1,98	2,72	0,06	0,71	0,03	-0,373	4,938	
8,64	8,65	25,98	49,58	1,89	2,73	0,09	0,69	0,03	-0,394	4,749	
8,74	8,75	29,35	53,86	1,81	2,74	0,27	1,15	0,05	-0,314	4,993	

**Fortsetzung Tab. 12: IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt-, Tonverhältnisse und statistische Korngrößenparameter an der Station PS1789 (Teil 2a)**

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Korngröße								
		IRD- [Kies/ 10 cm <sup>3</sup> ]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
8,94	8,95	1,3	0,0	0,1	53,9	46,1	6,71	1,17	0,08	0,81
9,19	9,20	0,0	0,0	1,1	62,8	36,1	6,06	1,13	0,23	0,78
9,39	9,40	1,3	0,0	0,2	57,5	42,3	6,39	1,25	0,17	0,76
9,60	9,61	0,0	0,0	1,5	48,8	49,7	6,86	1,14	0,01	0,76
9,81	9,82	3,0	0,0	0,1	49,6	50,4	6,78	1,09	0,00	0,77
10,02	10,03	0,3	1,2	2,5	50,7	45,6	6,63	1,19	0,07	0,79
10,24	10,25	2,0	0,0	0,1	59,1	40,8	6,20	1,01	0,11	0,74
10,44	10,45	0,3	0,1	0,8	49,9	49,2	6,77	1,18	0,03	0,76
10,64	10,65	0,0	0,0	0,6	66,1	33,2	5,75	1,03	0,42	0,99
10,82	10,83	0,7	0,0	0,3	70,2	29,5	5,97	1,14	0,41	1,00
10,97	10,98	0,0	0,2	1,4	80,6	17,8	5,34	0,81	0,33	1,38
11,20	11,21	0,0	0,0	0,1	54,3	45,6	6,53	1,21	0,19	0,79
11,42	11,43	0,0	0,0	0,1	65,9	34,0	6,05	1,04	0,35	0,88
11,59	11,60	0,0	0,0	0,1	49,7	50,2	6,73	1,03	-0,11	0,76
11,89	11,90	0,7	0,0	0,0	56,3	43,7	6,54	1,21	0,15	0,75
12,10	12,11	0,0	0,0	0,4	47,0	52,6	6,59	0,95	-0,12	0,81
12,27	12,28	8,0	0,0	0,1	51,4	48,6	6,81	1,06	-0,03	0,79
12,38	12,39	0,7	1,6	14,7	58,0	25,7	5,57	1,16	0,32	0,93
12,57	12,58	2,0	0,1	1,9	66,2	31,9	6,02	1,16	0,31	0,87
12,81	12,82	7,7	0,2	0,6	47,9	51,3	6,85	1,16	-0,06	0,80
13,06	13,07	8,0	0,6	2,2	45,5	51,7	6,88	1,11	-0,02	0,81
13,27	13,28	2,3	0,4	4,5	41,3	53,9	6,93	1,07	-0,10	0,84
13,43	13,44	2,0	0,7	7,1	47,1	45,2	6,72	1,22	0,04	0,77
13,64	13,65	5,3	0,4	0,7	42,7	56,2	7,04	1,11	-0,09	0,80
13,81	13,82	5,7	0,2	3,3	39,5	57,0	7,13	1,07	-0,12	0,79
14,00	14,01	5,0	0,2	1,5	40,4	58,0	7,04	0,91	-0,24	0,79
14,17	14,18	4,7	0,0	1,6	45,4	53,0	7,12	1,07	-0,12	0,82

**Tab. 13: IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt-, Tonverhältnisse und statistische Korngrößenparameter vom GKG der Station PS1794 (Teil 1)**

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Korngröße								
		IRD- [Kies/ 10 cm <sup>3</sup> ]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
0,00	0,00	-	0,3	9,9	41,1	48,7	6,83	1,21	-0,07	1,11
0,04	0,04	2,7	0,3	7,7	40,3	51,6	6,80	1,22	-0,05	0,90
0,10	0,10	0,7	0,0	19,2	39,3	41,5	6,53	1,40	-0,07	0,85
0,16	0,16	0,3	0,0	54,6	35,6	9,8	5,64	1,52	0,54	1,04
0,22	0,22	0,0	0,0	93,9	6,0	0,1	6,30	0,29	0,75	10,65
0,29	0,29	0,0	0,0	93,5	6,4	0,1	6,30	0,29	0,75	10,65

Fortsetzung Tab. 12: Terrigene und biogene Komponenten an der Station PS1789 (Teil 2b)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	terrigenen Komponenten						biogene Komponenten			
		Quarz [%]	Glimmer [%]	Glaukonit [%]	Fragmente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]	Diatomeen [%]
8,94	8,95	39,6	3,0	0,2	11,6	3,4	7,7	0,002	0,000	0,00	0,46
9,19	9,20	43,0	3,7	1,0	24,3	6,0	6,4	0,004	0,004	0,00	0,38
9,39	9,40	52,7	7,4	0,2	13,5	3,2	5,6	0,001	0,001	0,00	0,33
9,60	9,61	59,2	4,8	0,0	22,2	2,4	9,0	0,003	0,003	0,00	0,42
9,81	9,82	67,7	4,4	0,4	8,6	7,2	5,2	0,000	0,000	0,00	0,38
10,02	10,03	65,1	5,7	0,0	13,9	6,3	5,3	0,001	0,004	0,00	0,33
10,24	10,25	63,4	6,7	0,4	13,9	3,0	6,5	0,001	0,001	0,00	0,33
10,44	10,45	65,4	4,3	0,2	15,1	2,6	6,7	0,001	0,000	0,00	0,25
10,64	10,65	63,4	9,8	0,6	14,5	2,1	6,2	0,000	0,000	0,00	0,25
10,82	10,83	61,2	13,3	1,4	12,5	3,4	5,7	0,000	0,000	0,00	0,21
10,97	10,98	61,9	8,1	0,4	14,0	3,4	9,5	0,000	0,001	0,00	0,17
11,20	11,21	57,5	12,1	0,2	11,7	4,3	8,6	0,000	0,000	0,00	0,25
11,42	11,43	56,9	11,3	0,0	12,6	4,8	6,7	0,000	0,000	0,00	0,29
11,59	11,60	57,3	4,8	1,0	12,3	7,6	8,9	0,001	0,000	0,00	0,25
11,89	11,90	51,0	13,3	1,0	10,0	12,6	4,1	0,000	0,000	0,00	0,17
12,10	12,11	36,9	2,0	0,0	16,0	4,2	6,8	0,128	0,004	0,00	0,13
12,27	12,28	56,6	2,4	0,0	13,6	2,7	6,9	0,001	0,000	0,00	0,50
12,38	12,39	52,8	2,0	1,4	21,0	3,6	8,9	0,289	0,147	0,00	0,29
12,57	12,58	46,3	4,0	0,2	11,9	3,6	6,4	0,122	0,006	0,00	0,17
12,81	12,82	56,9	0,2	0,2	15,6	4,7	7,9	0,016	0,004	0,00	0,33
13,06	13,07	58,9	0,4	0,2	16,4	6,8	12,1	0,022	0,006	0,00	0,25
13,27	13,28	65,7	3,4	0,2	16,1	5,2	8,1	0,010	0,003	0,00	0,46
13,43	13,44	66,0	1,6	0,0	17,6	4,0	10,2	0,009	0,000	0,00	0,50
13,64	13,65	63,6	1,3	0,2	17,4	4,7	7,9	0,005	0,001	0,00	0,46
13,81	13,82	66,9	0,0	0,6	18,5	3,4	8,7	0,017	0,002	0,00	0,38
14,00	14,01	68,0	0,4	0,4	18,1	3,7	8,2	0,005	0,000	0,00	0,33
14,17	14,18	68,5	0,8	0,6	16,3	4,5	8,8	0,002	0,000	0,00	0,38

Fortsetzung Tab. 13: Terrigene und biogene Komponenten vom GKG der Station PS1794 (Teil 2)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	terrigenen Komponenten						biogene Komponenten			
		Quarz [%]	Glimmer [%]	Glaukonit [%]	Fragmente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]	Diatomeen [%]
0,00	0,00	46,4	0,4	1,2	10,2	4,4	7,1	0,139	0,013	0,30	2,75
0,04	0,04	65,5	1,0	0,2	12,9	4,6	7,6	0,000	0,000	0,14	1,38
0,10	0,10	70,0	1,4	0,0	15,5	3,2	7,8	0,000	0,000	0,12	1,04
0,16	0,16	66,7	1,0	0,6	18,0	4,2	9,6	0,000	0,000	0,00	1,83
0,22	0,22	71,4	2,8	0,4	14,3	2,8	8,2	0,000	0,000	0,00	0,00
0,29	0,29	69,9	1,4	0,6	15,5	5,2	7,4	0,000	0,000	0,00	0,00

**Fortsetzung Tab. 12:** Sedimentphysikalische Eigenschaften, Corg-, Karbonat-, Schwefelgehalt und stabile Isotope an der Station **PS1789** (Teil 2c)

sedimentphysikalische Eigenschaften							Isotope			
Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	H <sub>2</sub> O [%]	Porosität [%]	Feuchtr. dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korndichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Corg [%]	Karbonat [%]	Schwefel [%]	δ <sup>13</sup> C [% VPDB]	δ <sup>18</sup> O [% VPDB]
8,94	8,95	32,14	57,04	1,75	2,72	0,22	0,88	0,05	-0,201	4,959
9,19	9,20	27,51	51,55	1,85	2,73	0,14	0,91	0,05	-0,415	4,879
9,39	9,40	29,59	54,25	1,81	2,75	0,16	0,92	0,05	-0,269	5,013
9,60	9,61	30,32	55,04	1,79	2,74	0,16	1,08	0,07	-0,294	4,906
9,81	9,82	30,20	55,07	1,80	2,76	0,15	1,12	0,09	-0,360	4,892
10,02	10,03	29,19	53,77	1,82	2,75	0,14	1,02	0,07	-0,366	4,834
10,24	10,25	28,72	53,23	1,83	2,75	0,13	0,94	0,07	-0,576	4,830
10,44	10,45	30,72	55,52	1,79	2,74	0,15	1,08	0,09	-0,305	4,962
10,64	10,65	24,85	48,24	1,92	2,75	0,10	0,92	0,08	-	-
10,82	10,83	25,12	48,49	1,91	2,74	0,10	0,93	0,08	-	-
10,97	10,98	20,95	42,56	2,01	2,74	0,07	0,78	0,06	-	-
11,20	11,21	29,23	53,81	1,82	2,75	0,13	1,05	0,09	-	-
11,42	11,43	26,85	50,80	1,87	2,74	0,12	0,93	0,09	-	-
11,59	11,60	30,71	55,53	1,79	2,74	0,14	1,09	0,06	-0,320	4,864
11,89	11,90	26,65	50,70	1,88	2,76	0,10	0,95	0,06	-0,353	4,878
12,10	12,11	33,05	58,19	1,74	2,74	0,28	1,19	0,03	-0,237	4,862
12,27	12,28	33,34	58,53	1,74	2,74	0,19	0,72	0,02	-0,473	4,896
12,38	12,39	24,97	48,50	1,92	2,76	0,25	1,28	0,02	-0,227	4,856
12,57	12,58	26,33	50,26	1,89	2,76	0,21	1,19	0,03	-0,185	4,973
12,81	12,82	30,81	55,68	1,79	2,74	0,18	0,89	0,04	-0,356	4,819
13,06	13,07	31,53	56,61	1,77	2,75	0,19	1,08	0,05	-0,371	4,870
13,27	13,28	31,65	56,62	1,77	2,74	0,19	1,03	0,05	-0,477	4,765
13,43	13,44	28,43	52,81	1,84	2,74	0,15	1,03	0,04	-0,412	4,861
13,64	13,65	32,48	57,66	1,75	2,75	0,19	1,14	0,05	-0,483	4,700
13,81	13,82	32,79	58,06	1,75	2,75	0,18	1,16	0,07	-0,269	4,876
14,00	14,01	32,26	57,44	1,76	2,75	0,19	1,23	0,11	-0,280	4,750
14,17	14,18	31,27	56,25	1,78	2,75	0,20	1,20	0,09	-0,314	4,773

**Fortsetzung Tab. 13:** Sedimentphysikalische Eigenschaften, Corg-, Karbonat-, Schwefelgehalt und stabile Isotope vom GKG der Station **PS1794** (Teil 3)

sedimentphysikalische Eigenschaften							Isotope			
Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	H <sub>2</sub> O [%]	Porosität [%]	Feuchtr. dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korndichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Corg [%]	Karbonat [%]	Schwefel [%]	δ <sup>13</sup> C [% VPDB]	δ <sup>18</sup> O [% VPDB]
0,00	0,00	-	-	-	-	0,50	0,15	0,16	0,745	3,763
0,04	0,04	50,23	74,20	1,46	2,71	0,43	0,34	0,12	-	-
0,10	0,10	34,37	59,44	1,71	2,71	0,24	0,67	0,11	-	-
0,16	0,16	17,03	36,38	2,11	2,73	0,03	1,89	0,08	-	-
0,22	0,22	17,86	38,01	2,10	2,77	0,01	0,07	0,03	-	-
0,29	0,29	16,05	34,79	2,14	2,74	0,01	0,08	0,02	-	-

**Tab. 14:** IRD-Gehalt, Kies-, Sand-, Silt-, Tonverhältnisse und statistische Korngrößenparameter vom GKG der Station **PS1603** (Teil 1)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Korngröße								
		IRD- [Kies/ 10 cm <sup>3</sup> ]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Mean/ Silt [φ°]	Sort./ Silt [φ°]	Schiefe/ Silt	Kurt./ Silt
0,00	0,00	–	1,4	3,9	40,0	54,5	6,78	1,11	-0,04	0,88
0,03	0,03	0,0	–	–	–	–	–	–	–	–
0,08	0,08	0,0	0,1	3,8	44,0	52,0	6,66	1,31	0,02	0,80
0,15	0,15	0,0	0,1	5,0	44,4	50,5	6,75	1,32	0,00	0,77
0,23	0,23	0,0	0,6	5,0	41,1	53,3	6,94	1,26	-0,06	0,80
0,26	0,26	15,7	2,2	8,6	39,5	49,7	6,56	1,13	-0,19	0,85
0,29	0,29	24,3	0,4	13,4	40,2	46,0	6,81	1,45	-0,03	0,77
0,31	0,31	11,0	1,1	9,2	40,8	49,0	6,80	1,35	-0,01	0,75
0,35	0,35	1,0	0,1	3,0	47,2	49,7	6,78	1,46	0,01	0,75
0,42	0,42	1,3	0,4	2,9	43,6	53,2	6,87	1,37	-0,05	0,79
0,48	0,48	4,0	0,4	4,3	39,7	55,6	6,89	1,29	-0,08	0,77

**Fortsetzung Tab. 14:** Terrigene und biogene Komponenten vom GKG der Station **PS1603** (Teil 2)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	terrigenen Komponenten						biogene Komponenten			
		Quarz [%]	Glimmer [%]	Glaukonit [%]	Fragmente [%]	Mafite [%]	Sonst. Min. [%]	plankt. For./Sed. [%]	benth. For./Sed. [%]	Radiol. /Sed. [%]	Diatomeen [%]
0,00	0,00	22,2	0,0	0,0	7,0	3,1	3,7	0,000	0,009	0,21	2,92
0,03	0,03	36,3	0,4	0,0	6,3	3,5	2,5	0,000	0,000	0,35	1,58
0,08	0,08	42,8	0,2	0,0	9,5	2,3	2,1	0,000	0,000	0,27	2,08
0,15	0,15	63,4	0,4	0,0	9,2	5,1	4,1	0,000	0,000	0,18	1,67
0,23	0,23	55,1	0,4	0,0	8,0	5,8	4,5	0,000	0,000	0,30	1,79
0,26	0,26	58,3	0,2	0,0	10,7	7,3	6,1	0,000	0,000	0,32	3,38
0,29	0,29	61,2	0,8	0,0	12,9	7,5	6,9	0,000	0,000	0,23	2,42
0,31	0,31	57,0	0,8	0,0	11,1	6,5	5,2	0,004	0,000	0,27	2,96
0,35	0,35	39,0	0,2	0,0	5,0	1,5	3,3	0,000	0,000	0,11	3,54
0,42	0,42	42,6	0,6	0,0	9,4	1,1	4,9	0,000	0,000	0,20	3,13
0,48	0,48	54,8	0,2	0,0	8,3	3,5	3,9	0,000	0,000	0,09	1,88

**Fortsetzung Tab. 14:** Sedimentphysikalische Eigenschaften, Corg-, Karbonat-, Schwefelgehalt und stabile Isotope vom GKG der Station **PS1603** (Teil 3)

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	sedimentphysikalische Eigenschaften					Corg [%]	Karbonat [%]	Schwefel [%]	Isotope	
		H <sub>2</sub> O [%]	Porosität [%]	Feuchtr. dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Korndichte [g/cm <sup>3</sup> ]	δ <sup>13</sup> C [% VPDB]				δ <sup>18</sup> O [% VPDB]	
0,00	0,00	–	–	–	–	0,58	0,37	0,18	–	–	
0,03	0,03	46,90	78,28	1,36	2,57	–	–	–	0,719	3,668	
0,08	0,08	36,86	68,96	1,51	2,60	–	–	–	–	–	
0,15	0,15	40,03	68,70	1,51	2,58	–	–	–	–	–	
0,23	0,23	38,06	67,92	1,55	2,66	–	–	–	–	–	
0,26	0,26	35,82	65,88	1,59	2,68	–	–	–	–	–	
0,29	0,29	32,50	62,85	1,66	2,73	–	–	–	–	–	
0,31	0,31	36,85	66,60	1,56	2,63	–	–	–	–	–	
0,35	0,35	34,84	66,20	1,55	2,58	–	–	–	–	–	
0,42	0,42	39,14	69,28	1,50	2,58	–	–	–	–	–	
0,48	0,48	37,59	67,14	1,56	2,66	–	–	–	–	–	

**Tab. 15:** Suszeptibilitätsmessungen an der Archivhälfte des SL der Station PS1790, dargestellt in 2 cm-Schritten

Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]
0,02	51,5	1,06	63,2	2,10	66,8	3,14	85,2	4,18	67,1
0,04	61,5	1,08	63,1	2,12	65,7	3,16	80,1	4,20	66,0
0,06	65,5	1,10	63,0	2,14	67,6	3,18	79,1	4,22	64,8
0,08	63,5	1,12	62,9	2,16	71,5	3,20	79,0	4,24	60,7
0,10	59,4	1,14	63,8	2,18	75,3	3,22	80,9	4,26	54,5
0,12	56,4	1,16	65,7	2,20	75,2	3,24	80,8	4,28	52,4
0,14	56,3	1,18	65,6	2,22	72,1	3,26	79,8	4,30	58,3
0,16	57,2	1,20	65,5	2,24	68,0	3,28	78,7	4,32	75,1
0,18	60,1	1,22	64,4	2,26	69,9	3,30	80,6	4,34	89,0
0,20	61,1	1,24	64,3	2,28	70,7	3,32	84,6	4,36	83,8
0,22	62,0	1,26	64,2	2,30	69,6	3,34	85,5	4,38	74,7
0,24	66,9	1,28	64,1	2,32	67,5	3,36	85,4	4,40	67,6
0,26	69,9	1,30	62,0	2,34	63,4	3,38	84,4	4,42	66,4
0,28	67,8	1,32	62,8	2,36	61,2	3,40	82,3	4,44	67,3
0,30	63,7	1,34	60,7	2,38	59,1	3,42	80,2	4,46	68,1
0,32	61,6	1,36	60,6	2,40	56,0	3,44	76,1	4,48	71,0
0,34	59,6	1,38	60,5	2,42	54,9	3,46	74,1	4,50	73,9
0,36	57,5	1,40	63,4	2,44	54,8	3,48	72,0	4,52	75,7
0,38	56,4	1,42	64,3	2,46	54,6	3,50	73,9	4,54	76,6
0,40	56,3	1,44	64,2	2,48	58,5	3,52	75,9	4,56	72,4
0,42	55,3	1,46	65,1	2,50	61,4	3,54	78,8	4,58	72,3
0,44	55,2	1,48	61,0	2,52	61,3	3,56	82,7	4,60	77,2
0,46	56,1	1,50	59,9	2,54	62,1	3,58	91,7	4,62	81,0
0,48	57,1	1,52	57,8	2,56	62,0	3,60	100,6	4,64	77,9
0,50	57,0	1,54	58,7	2,58	61,9	3,62	105,5	4,66	71,7
0,52	56,9	1,56	59,6	2,60	62,8	3,64	100,4	4,68	68,6
0,54	55,8	1,58	58,5	2,62	62,6	3,66	91,4	4,70	68,5
0,56	56,8	1,60	59,4	2,64	63,5	3,68	82,3	4,72	70,3
0,58	56,7	1,62	58,3	2,66	62,4	3,70	69,2	4,74	71,2
0,60	55,6	1,64	58,2	2,68	63,3	3,72	74,2	4,76	71,0
0,62	55,6	1,66	58,1	2,70	65,2	3,74	70,1	4,78	69,9
0,64	55,5	1,68	59,0	2,72	66,0	3,76	67,0	4,80	68,8
0,66	55,4	1,70	58,8	2,74	67,9	3,78	65,0	4,82	66,6
0,68	54,3	1,72	59,7	2,76	68,8	3,80	63,9	4,84	62,5
0,70	54,3	1,74	60,6	2,78	68,7	3,82	63,8	4,86	58,3
0,72	56,2	1,76	62,5	2,80	70,5	3,84	63,7	4,88	62,2
0,74	57,1	1,78	63,4	2,82	73,4	3,86	63,7	4,90	68,1
0,76	59,1	1,80	63,3	2,84	81,3	3,88	61,6	4,92	70,9
0,78	61,0	1,82	64,2	2,86	94,2	3,90	60,5	4,94	70,9
0,80	59,9	1,84	66,1	2,88	112,0	3,92	61,4	4,96	69,9
0,82	60,8	1,86	66,0	2,90	125,9	3,94	63,2	4,98	69,9
0,84	60,8	1,88	66,9	2,92	128,8	3,96	63,0		
0,86	61,7	1,90	70,8	2,94	122,6	3,98	58,8		
0,88	61,6	1,92	74,6	2,96	113,4	4,00	51,6		
0,90	62,5	1,94	73,4	2,98	107,2	4,02	50,3		
0,92	61,4	1,96	75,2	3,00	109,0	4,04	49,1		
0,94	65,2	1,98	75,9	3,02	106,8	4,06	48,0		
0,96	61,1	2,00	68,7	3,04	102,6	4,08	49,8		
0,98	53,9	2,02	65,5	3,06	103,5	4,10	53,7		
1,00	56,7	2,04	65,3	3,08	108,4	4,12	58,5		
1,02	61,5	2,06	66,1	3,10	105,3	4,14	63,4		
1,04	63,4	2,08	68,0	3,12	94,3	4,16	67,3		

**Tab. 16:** Suszeptibilitätsmessungen an der Archivhälfte des SL der Station PS1789, dargestellt in 2 cm-Schritten (Teil 1)

Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]
0,02	31,3	1,06	125,3	2,10	91,3	3,14	95,3	4,18	91,1
0,04	34,7	1,08	127,2	2,12	89,2	3,16	98,2	4,20	95,0
0,06	38,2	1,10	128,0	2,14	89,1	3,18	105,1	4,22	94,9
0,08	43,7	1,12	124,9	2,16	92,0	3,20	107,0	4,24	92,8
0,10	47,6	1,14	122,8	2,18	92,9	3,22	101,9	4,26	92,6
0,12	49,6	1,16	122,6	2,20	91,8	3,24	96,8	4,28	94,4
0,14	51,5	1,18	122,5	2,22	93,8	3,26	95,6	4,30	99,1
0,16	52,5	1,20	119,3	2,24	94,7	3,28	95,4	4,32	95,9
0,18	54,5	1,22	112,2	2,26	96,5	3,30	93,2	4,34	94,6
0,20	56,4	1,24	104,1	2,28	98,3	3,32	89,0	4,36	102,4
0,22	57,4	1,26	99,9	2,30	98,1	3,34	86,8	4,38	110,2
0,24	55,3	1,28	104,6	2,32	90,9	3,36	90,6	4,40	111,0
0,26	55,2	1,30	104,4	2,34	85,8	3,38	93,4	4,42	107,8
0,28	52,0	1,32	96,2	2,36	85,6	3,40	100,2	4,44	109,7
0,30	44,9	1,34	85,0	2,38	85,4	3,42	102,1	4,46	115,5
0,32	34,7	1,36	84,7	2,40	85,2	3,44	103,0	4,48	118,4
0,34	31,0	1,38	85,5	2,42	84,1	3,46	102,9	4,50	119,3
0,36	31,8	1,40	87,3	2,44	85,0	3,48	102,8	4,52	118,1
0,38	33,1	1,42	90,3	2,46	87,9	3,50	101,7	4,54	117,0
0,40	35,0	1,44	95,2	2,48	90,8	3,52	100,6	4,56	114,8
0,42	40,8	1,46	100,1	2,50	93,7	3,54	100,5	4,58	115,7
0,44	46,7	1,48	97,0	2,52	95,6	3,56	103,4	4,60	115,6
0,46	54,5	1,50	85,9	2,54	95,5	3,58	109,3	4,62	115,4
0,48	60,4	1,52	75,8	2,56	96,4	3,60	110,2	4,64	116,3
0,50	67,3	1,54	71,7	2,58	99,3	3,62	106,1	4,66	118,2
0,52	69,1	1,56	69,6	2,60	100,2	3,64	102,0	4,68	117,0
0,54	71,0	1,58	66,6	2,62	98,4	3,66	98,8	4,70	113,9
0,56	72,8	1,60	66,5	2,64	97,0	3,68	98,7	4,72	112,7
0,58	78,7	1,62	69,4	2,66	97,8	3,70	100,6	4,74	111,6
0,60	83,5	1,64	74,3	2,68	99,7	3,72	102,5	4,76	109,5
0,62	88,4	1,66	77,2	2,70	97,6	3,74	100,4	4,78	107,3
0,64	92,3	1,68	79,1	2,72	94,5	3,76	96,3	4,80	112,2
0,66	95,1	1,70	79,0	2,74	92,4	3,78	94,2	4,82	122,0
0,68	96,0	1,72	80,9	2,76	90,3	3,80	96,1	4,84	136,9
0,70	95,8	1,74	80,9	2,78	89,2	3,82	97,0	4,86	143,8
0,72	94,7	1,76	83,8	2,80	87,1	3,84	97,9	4,88	136,6
0,74	91,6	1,78	85,7	2,82	86,0	3,86	98,8	4,90	127,5
0,76	86,4	1,80	86,6	2,84	85,9	3,88	100,7	4,92	119,3
0,78	80,3	1,82	87,5	2,86	84,8	3,90	102,6	4,94	110,2
0,80	72,1	1,84	88,4	2,88	85,7	3,92	98,5	4,96	100,1
0,82	71,0	1,86	88,3	2,90	87,6	3,94	94,4	4,98	89,9
0,84	72,9	1,88	88,2	2,92	91,5	3,96	93,3	5,00	86,8
0,86	79,7	1,90	90,2	2,94	94,4	3,98	93,2	5,02	87,6
0,88	87,6	1,92	96,1	2,96	97,3	4,00	94,1	5,04	90,5
0,90	96,4	1,94	105,0	2,98	101,2	4,02	94,0	5,06	92,4
0,92	101,3	1,96	113,9	3,00	102,1	4,04	92,8	5,08	95,2
0,94	105,2	1,98	118,8	3,02	98,0	4,06	90,7	5,10	97,1
0,96	108,0	2,00	118,7	3,04	94,8	4,08	88,6	5,12	96,0
0,98	110,9	2,02	114,6	3,06	96,7	4,10	86,5	5,14	96,8
1,00	115,7	2,04	112,5	3,08	98,6	4,12	86,4	5,16	98,7
1,02	119,6	2,06	108,5	3,10	95,5	4,14	87,3	5,18	102,5
1,04	123,5	2,08	98,4	3,12	94,4	4,16	89,2	5,20	105,4

Fortsetzung Tab. 16: Suszeptibilitätsmessungen an der Archivhälfte des SL der Station PS1789, dargestellt in 2 cm-Schritten (Teil 2)

Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]
5,22	109,3	6,26	105,4	7,30	129,3	8,34	116,9	9,38	108,5
5,24	118,1	6,28	103,2	7,32	131,1	8,36	100,6	9,40	107,2
5,26	125,0	6,30	100,1	7,34	120,9	8,38	101,3	9,42	107,0
5,28	133,8	6,32	91,0	7,36	110,7	8,40	106,0	9,44	105,8
5,30	143,6	6,34	86,8	7,38	108,5	8,42	107,8	9,46	102,7
5,32	143,4	6,36	92,7	7,40	107,2	8,44	109,7	9,48	99,5
5,34	128,2	6,38	96,5	7,42	106,1	8,46	111,5	9,50	96,4
5,36	116,0	6,40	100,4	7,44	107,0	8,48	116,3	9,52	94,3
5,38	115,8	6,42	105,3	7,46	107,8	8,50	119,2	9,54	94,1
5,40	114,6	6,44	106,2	7,48	106,7	8,52	119,0	9,56	93,0
5,42	117,6	6,46	104,1	7,50	106,6	8,54	114,9	9,58	90,8
5,44	116,5	6,48	104,0	7,52	105,5	8,56	112,7	9,60	89,7
5,46	108,5	6,50	105,0	7,54	110,3	8,58	114,6	9,62	88,6
5,48	100,4	6,52	102,9	7,56	115,2	8,60	83,4	9,64	88,4
5,50	97,4	6,54	102,8	7,58	116,1	8,62	111,2	9,66	87,3
5,52	94,3	6,56	101,7	7,60	116,0	8,64	109,1	9,68	86,2
5,54	97,3	6,58	101,6	7,62	117,9	8,66	107,9	9,70	86,0
5,56	104,2	6,60	104,5	7,64	120,7	8,68	108,8	9,72	85,9
5,58	112,2	6,62	107,4	7,66	116,6	8,70	112,6	9,74	85,7
5,60	115,1	6,64	108,4	7,68	110,5	8,72	122,5	9,76	86,6
5,62	116,1	6,66	113,3	7,70	106,4	8,74	132,3	9,78	86,5
5,64	112,0	6,68	124,2	7,72	103,2	8,76	135,1	9,80	85,3
5,66	107,0	6,70	149,1	7,74	100,1	8,78	129,0	9,82	84,2
5,68	102,9	6,72	206,0	7,76	100,0	8,80	118,8	9,84	85,0
5,70	100,8	6,74	316,9	7,78	98,9	8,82	108,7	9,86	85,9
5,72	101,8	6,76	444,8	7,80	98,8	8,84	100,5	9,88	85,8
5,74	108,7	6,78	461,7	7,82	97,6	8,86	92,3	9,90	87,6
5,76	114,7	6,80	342,7	7,84	98,5	8,88	86,2	9,92	88,5
5,78	113,6	6,82	220,6	7,86	101,4	8,90	83,0	9,94	89,3
5,80	112,6	6,84	157,5	7,88	103,3	8,92	83,9	9,96	90,2
5,82	115,5	6,86	131,4	7,90	104,1	8,94	87,7	9,98	92,1
5,84	118,5	6,88	119,3	7,92	107,0	8,96	92,6	10,00	92,9
5,86	119,4	6,90	114,2	7,94	105,9	8,98	95,4	10,02	94,8
5,88	119,4	6,92	111,1	7,96	103,8	9,00	96,2	10,04	92,6
5,90	121,3	6,94	109,0	7,98	105,6	9,02	96,1	10,06	92,5
5,92	124,3	6,96	111,0	8,00	105,5	9,04	97,9	10,08	94,4
5,94	124,2	6,98	113,9	8,02	102,4	9,06	102,8	10,10	96,2
5,96	123,2	7,00	113,8	8,04	103,3	9,08	114,6	10,12	98,1
5,98	124,1	7,02	112,7	8,06	107,2	9,10	122,5	10,14	99,0
6,00	124,1	7,04	111,6	8,08	114,0	9,12	125,3	10,16	100,8
6,02	120,0	7,06	111,5	8,10	121,9	9,14	128,1	10,18	102,7
6,04	117,0	7,08	110,4	8,12	133,8	9,16	132,0	10,20	106,5
6,06	114,9	7,10	111,4	8,14	139,7	9,18	134,8	10,22	109,4
6,08	113,8	7,12	111,3	8,16	136,5	9,20	131,7	10,24	112,3
6,10	110,8	7,14	111,2	8,18	129,4	9,22	130,5	10,26	117,1
6,12	108,7	7,16	111,1	8,20	125,3	9,24	127,3	10,28	122,0
6,14	105,7	7,18	111,0	8,22	125,2	9,26	125,2	10,30	126,7
6,16	102,6	7,20	111,9	8,24	125,0	9,28	124,0	10,32	132,5
6,18	98,6	7,22	115,8	8,26	125,9	9,30	127,7	10,34	127,2
6,20	97,5	7,24	122,7	8,28	133,7	9,32	129,4	10,36	115,9
6,22	101,5	7,26	127,7	8,30	141,4	9,34	124,1	10,38	110,7
6,24	104,4	7,28	126,5	8,32	138,2	9,36	115,8	10,40	112,4

Fortsetzung Tab. 16: Suszeptibilitätsmessungen an der Archivhälfte des SL der Station PS1789, dargestellt in 2 cm-Schritten (Teil 3)

Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]	Tiefe Kern [m]	Suszeptibilität [10 <sup>-5</sup> SI]
10,42	117,1	11,46	107,1	12,50	108,7	13,54	93,9
10,44	116,0	11,48	106,0	12,52	110,5	13,56	91,8
10,46	109,9	11,50	103,8	12,54	114,4	13,58	87,7
10,48	106,8	11,52	100,7	12,56	127,3	13,60	86,6
10,50	105,7	11,54	99,6	12,58	144,2	13,62	86,5
10,52	104,5	11,56	97,5	12,60	145,0	13,64	85,4
10,54	105,4	11,58	95,4	12,62	132,9	13,66	84,3
10,56	108,3	11,60	94,3	12,64	120,8	13,68	83,3
10,58	107,2	11,62	93,2	12,66	109,7	13,70	83,2
10,60	105,0	11,64	92,1	12,68	102,5	13,72	84,1
10,62	106,9	11,66	91,0	12,70	99,4	13,74	84,0
10,64	98,8	11,68	90,9	12,72	99,3	13,76	84,9
10,66	106,7	11,70	89,8	12,74	99,2	13,78	86,8
10,68	105,5	11,72	91,7	12,76	96,1	13,80	85,7
10,70	104,4	11,74	90,6	12,78	94,9	13,82	85,6
10,72	106,3	11,76	92,5	12,80	96,8	13,84	85,5
10,74	104,2	11,78	93,4	12,82	97,7	13,86	87,5
10,76	101,1	11,80	94,3	12,84	99,6	13,88	86,4
10,78	100,9	11,82	96,2	12,86	101,4	13,90	84,3
10,80	106,8	11,84	101,1	12,88	97,3	13,92	83,2
10,82	111,7	11,86	105,0	12,90	93,2	13,94	82,1
10,84	114,6	11,88	103,8	12,92	89,1	13,96	83,0
10,86	112,4	11,90	105,7	12,94	86,0	13,98	82,9
10,88	105,3	11,92	107,6	12,96	84,8	14,00	83,8
10,90	101,2	11,94	106,5	12,98	85,7	14,02	84,8
10,92	105,1	11,96	105,4	13,00	87,6	14,04	85,7
10,94	110,0	11,98	107,3	13,02	88,5	14,06	87,6
10,96	120,8	12,00	107,2	13,04	90,3	14,08	89,5
10,98	125,7	12,02	103,1	13,06	92,2	14,10	90,4
11,00	125,6	12,04	100,0	13,08	93,1	14,12	89,3
11,02	120,5	12,06	101,9	13,10	94,0	14,14	89,2
11,04	115,3	12,08	107,8	13,12	93,8	14,16	88,1
11,06	115,2	12,10	118,7	13,14	93,7	14,18	80,1
11,08	122,1	12,12	127,6	13,16	96,6	14,20	62,0
11,10	128,0	12,14	130,5	13,18	98,5	14,22	41,9
11,12	127,8	12,16	129,4	13,20	99,4	14,24	35,8
11,14	120,7	12,18	120,3	13,22	97,2	14,26	36,7
11,16	114,6	12,20	109,2	13,24	98,1	14,28	43,6
11,18	114,5	12,22	98,1	13,26	98,0	14,30	47,6
11,20	116,4	12,24	90,0	13,28	100,9	14,32	51,6
11,22	122,2	12,26	87,8	13,30	104,7	14,34	51,6
11,24	126,1	12,28	91,7	13,32	108,4	0,00	0,0
11,26	126,0	12,30	98,5	13,34	102,2	0,00	0,0
11,28	123,9	12,32	103,3	13,36	96,0	0,00	0,0
11,30	127,6	12,34	103,1	13,38	91,8	0,00	0,0
11,32	132,4	12,36	102,8	13,40	88,6	0,00	0,0
11,34	131,2	12,38	116,6	13,42	88,4	0,00	0,0
11,36	125,0	12,40	130,4	13,44	90,3	0,00	0,0
11,38	117,7	12,42	129,1	13,46	89,2	0,00	0,0
11,40	113,5	12,44	120,0	13,48	91,1	0,00	0,0
11,42	110,3	12,46	112,9	13,50	92,0	0,00	0,0
11,44	109,2	12,48	108,8	13,52	93,0	0,00	0,0

**Tab. 17: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1599**

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Illit [%]	Smek- tit [%]	Chlorit [%]	Kandit [%]	Illit /MoS <sub>2</sub>	Smek- tit /MoS <sub>2</sub>	Chlorit /MoS <sub>2</sub>	Kandit /MoS <sub>2</sub>	Amphi -bol/ MoS <sub>2</sub>	Quarz/ MoS <sub>2</sub>	Feld- spat/ MoS <sub>2</sub>	Quarz /Feld- spat
1,08	1,12	74,8	8,3	16,4	0,6	1,25	0,56	0,55	0,02	0,09	0,29	0,82	0,35
3,00	3,04	78,4	4,5	16,0	1,1	1,38	0,31	0,56	0,04	0,12	0,28	0,97	0,29
4,93	4,97	77,7	5,6	15,3	1,4	1,09	0,31	0,43	0,04	0,08	0,29	0,79	0,37
7,00	7,04	77,2	6,3	15,9	0,5	1,25	0,41	0,52	0,02	0,07	0,31	0,79	0,39
8,89	8,93	74,9	4,3	20,0	0,8	0,73	0,17	0,39	0,02	0,07	0,27	0,79	0,34
8,96	9,00	55,8	20,6	21,9	1,7	0,70	1,03	0,55	0,04	0,08	0,19	0,68	0,28
10,18	10,22	75,3	7,2	16,0	1,5	1,14	0,44	0,48	0,05	0,08	0,26	0,75	0,35
11,25	11,29	80,1	4,5	14,3	1,1	1,15	0,26	0,41	0,03	0,06	0,40	0,99	0,41

**Tab. 18: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1790**

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Illit [%]	Smek- tit [%]	Chlorit [%]	Kandit [%]	Illit /MoS <sub>2</sub>	Smek- tit /MoS <sub>2</sub>	Chlorit /MoS <sub>2</sub>	Kandit /MoS <sub>2</sub>	Amphi -bol/ MoS <sub>2</sub>	Quarz/ MoS <sub>2</sub>	Feld- spat/ MoS <sub>2</sub>	Quarz /Feld- spat
0,79	0,79	73,1	7,1	19,1	0,7	0,59	0,23	0,31	0,01	0,04	0,14	0,39	0,36
2,56	2,56	71,7	4,8	22,3	1,1	0,34	0,09	0,21	0,01	0,03	0,08	0,26	0,32
3,60	3,60	50,4	20,8	26,4	2,4	0,42	0,69	0,44	0,04	0,03	0,12	0,52	0,24
4,65	4,65	61,0	16,9	19,2	2,9	0,68	0,75	0,43	0,07	0,04	0,25	0,44	0,57

**Tab. 19: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PS1789**

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Illit [%]	Smek- tit [%]	Chlorit [%]	Kandit [%]	Illit /MoS <sub>2</sub>	Smek- tit /MoS <sub>2</sub>	Chlorit /MoS <sub>2</sub>	Kandit /MoS <sub>2</sub>	Amphi -bol/ MoS <sub>2</sub>	Quarz/ MoS <sub>2</sub>	Feld- spat/ MoS <sub>2</sub>	Quarz /Feld- spat
0,90	0,94	48,0	28,7	20,9	2,5	0,60	1,44	0,52	0,06	0,10	0,21	0,96	0,22
2,98	3,02	76,1	5,6	17,5	0,9	0,96	0,28	0,44	0,02	0,03	0,19	0,61	0,31
4,05	4,09	79,4	4,2	15,5	0,9	0,94	0,20	0,37	0,02	0,05	0,18	0,51	0,35
4,92	4,93	68,0	8,3	21,4	2,3	0,99	0,48	0,62	0,07	0,05	0,17	0,64	0,26
8,64	8,65	71,6	4,3	22,3	1,8	1,01	0,24	0,63	0,05	0,05	0,17	0,61	0,28
8,74	8,75	52,1	21,2	25,1	1,6	0,53	0,86	0,51	0,03	0,06	0,12	0,48	0,24
10,97	10,98	79,7	4,0	15,1	1,2	0,92	0,18	0,35	0,03	0,05	0,22	0,54	0,41
13,06	13,07	73,7	5,8	19,5	0,9	0,50	0,16	0,26	0,01	0,04	0,12	0,34	0,35

Tab. 20: Paläomagnetische Messungen an der Station PS1789

Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Inkli- nation NRM [°]	Intensi- tät NRM [mA/m]	Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Inkli- nation NRM [°]	Intensi- tät NRM [mA/m]	Tiefe Kern [m]	Tiefe korr. [m]	Inkli- nation NRM [°]	Intensi- tät NRM [mA/m]
0,10	0,10	-64,6	36,30	5,07	5,08	-59,6	32,48	10,07	10,08	-57,9	40,96
0,20	0,20	-79,8	48,09	5,17	5,18	-70,9	35,23	10,17	10,18	-66,4	44,23
0,28	0,28	-81,3	37,54	5,27	5,28	-72,7	39,42	10,27	10,28	-56,8	49,49
0,37	0,37	-78,3	8,01	5,37	5,38	-64,9	44,02	10,37	10,38	-52,0	49,55
0,47	0,47	-59,5	11,84	5,47	5,48	-67,1	41,05	10,47	10,48	-59,0	54,11
0,57	0,58	-69,5	33,60	5,57	5,58	-65,3	42,85	10,57	10,58	-57,4	58,33
0,67	0,68	-70,7	49,12	5,67	5,68	-61,9	53,51	10,67	10,68	-57,7	54,44
0,77	0,78	-72,6	49,64	5,77	5,78	-64,6	41,56	10,77	10,78	-64,0	46,86
0,87	0,88	-74,3	37,58	5,87	5,88	-68,3	35,94	10,87	10,88	-51,4	25,99
0,97	0,98	-80,5	56,89	5,97	5,98	-70,8	52,94	10,97	10,98	-54,1	45,38
1,07	1,08	-86,8	85,65	6,07	6,08	-73,6	33,82	11,07	11,08	-62,0	53,61
1,17	1,18	-71,8	69,15	6,17	6,18	-74,0	57,78	11,17	11,18	-60,5	64,27
1,27	1,28	-70,5	13,08	6,27	6,28	-71,7	64,12	11,27	11,28	-51,1	55,99
1,37	1,38	-64,9	38,19	6,37	6,38	-66,4	63,28	11,37	11,38	-58,9	61,69
1,47	1,48	-87,1	26,68	6,47	6,48	-67,3	54,74	11,47	11,48	-73,0	43,05
1,57	1,58	-75,0	45,41	6,57	6,58	-83,1	54,66	11,57	11,58	-58,1	76,04
1,67	1,68	-72,5	34,96	6,67	6,68	-60,5	60,19	11,67	11,68	-53,6	68,49
1,77	1,78	-68,9	33,12	6,77	6,78	-79,6	44,49	11,77	11,78	-54,5	64,39
1,87	1,88	-83,6	52,82	6,87	6,88	-71,8	67,46	11,87	11,88	-48,2	62,42
1,97	1,98	-78,2	69,67	6,97	6,98	-65,2	80,74	11,97	11,98	-63,9	53,94
2,07	2,08	-73,6	47,12	7,07	7,08	-71,3	71,66	12,07	12,08	-79,4	58,52
2,17	2,18	-80,3	60,04	7,17	7,18	-65,3	71,18	12,17	12,18	-82,8	69,69
2,27	2,28	-77,3	65,41	7,27	7,28	-68,5	87,42	12,27	12,28	-61,5	12,88
2,37	2,38	-77,7	66,13	7,37	7,38	-53,6	70,37	12,37	12,38	-59,1	41,19
2,47	2,48	-81,2	72,05	7,47	7,48	-68,6	72,56	12,47	12,48	-51,2	59,69
2,57	2,58	-88,1	53,72	7,57	7,58	-70,0	67,37	12,57	12,58	-79,6	57,53
2,67	2,68	-84,3	55,01	7,67	7,68	-70,7	54,04	12,67	12,68	-85,2	55,62
2,77	2,78	-80,4	68,86	7,77	7,78	-72,1	74,21	12,77	12,78	-77,9	44,23
2,87	2,88	-82,7	67,86	7,87	7,88	-70,6	85,97	12,87	12,88	-70,4	45,19
2,97	2,98	-83,6	64,89	7,97	7,98	-66,8	83,53	12,97	12,98	-72,6	36,93
3,07	3,08	-79,4	44,47	8,07	8,08	-66,6	62,90	13,07	13,08	-72,3	39,21
3,17	3,18	-64,7	62,72	8,17	8,18	-79,7	60,41	13,17	13,18	-68,9	54,05
3,27	3,28	-79,6	74,17	8,27	8,28	-76,7	55,61	13,27	13,28	-68,2	53,91
3,37	3,38	-73,7	80,84	8,37	8,38	-70,5	64,92	13,37	13,38	-53,2	54,34
3,47	3,48	-81,1	75,63	8,47	8,48	-66,3	51,81	13,47	13,48	-56,9	41,14
3,57	3,58	-80,0	71,96	8,57	8,58	-73,6	67,26	13,57	13,58	-71,9	45,85
3,67	3,68	-79,0	58,55	8,67	8,68	-68,7	85,00	13,67	13,68	-67,9	41,11
3,77	3,78	-76,9	71,28	8,77	8,78	-81,1	57,72	13,77	13,78	-57,5	55,91
3,87	3,88	-81,5	56,73	8,87	8,88	-84,1	77,01	13,87	13,88	-56,4	65,40
3,97	3,98	-83,3	60,20	8,97	8,98	-75,1	58,93	13,97	13,98	-62,1	71,97
4,07	4,08	-80,6	61,99	9,07	9,08	-67,7	37,61	14,07	14,08	-64,4	70,62
4,17	4,18	-80,3	63,75	9,17	9,18	-82,0	39,79	14,17	14,18	-64,7	67,05
4,27	4,28	-78,0	64,72	9,27	9,28	-80,6	28,82				
4,37	4,38	-66,9	24,94	9,37	9,38	-62,1	43,39				
4,47	4,48	-46,4	34,32	9,47	9,48	-59,1	36,13				
4,57	4,58	-80,3	48,75	9,57	9,58	-74,5	32,78				
4,67	4,68	-83,1	46,30	9,67	9,68	-65,5	40,24				
4,77	4,78	-88,6	51,17	9,77	9,78	-64,6	44,65				
4,87	4,88	-68,6	38,04	9,87	9,88	-64,1	42,06				
4,97	4,98	-69,6	48,84	9,97	9,98	-55,5	36,72				

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

Verkaufspreis/DM

- \* **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“  
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
zusammengestellt von Heinz Kohnen 11,50
- Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzänge  
zusammengestellt von Norbert Klages 10,—
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-  
schiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern 19,50
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen  
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher 12,50
- \* **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“  
by G. Hempel and R. B. Heywood
- \* **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“  
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-  
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei  
zusammengestellt von R. Schneppenheim 13,—
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“  
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer 10,—
- 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 15,—
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982  
zusammengestellt von Dieter Adelung 23,—
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“  
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski 16,—
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“  
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzänge und Liste der Probenahme an Robben  
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß 14,—
- \* **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur  
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- \* **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –  
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“  
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“  
herausgegeben von Gotthilf Hempel 40,—
- 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 75,—
- 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 22,50
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein 8,—
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“  
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski 19,—
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“  
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede 29,—
- 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 25,—
- 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 41,—
- 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 42,—