

**Plio-Pleistozäne Sedimentation im Randbereich des Ritscher-Canyons,
westlich des Gunnerus-Rückens (Ostantarktis)**

von Bertram Maus

Diplomarbeit Geologisches Institut der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg/Brsg.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven

1993

Inhaltsverzeichnis	
Seite Kurzfassung	
4 Danksagung	
6 1. Einleitung	
7 2. Das Untersuchungsgebiet	
7 2.1. Geographische Lage des Untersuchungsgebiet	
7 2.2. Geologischer Überblick	
9 2.3. Der Ritscher-Canyon	
11 2.4. Ozeanographischer Überblick	
13 3. Material und Methoden	
16 3.1. Geologische Probennahme	
16 3.1.1. Forschungsschiff POLARSTERN	
16 3.1.2. Beprobung mit dem Schwerelot	
17 3.1.3. Beprobung mit dem Großkastengreifer	
18 3.2. Bathymetrie und Sedimentechographie	
19 3.2.1. Vermessung der Meeresbodentopographie	
19 3.2.2. Sedimentechographie	
19 3.3. Untersuchungen an Sedimentkernen	
20 3.3.1. Zerstörungsfreie sedimentphysikalische Messungen	
20 3.3.1.1. Messung der magnetischen Suszeptibilität	
20 3.3.1.2. Messung der P-Wellengeschwindigkeit	
21 3.3.1.3. Messung des spezifischen elektrischen Widerstandes	
21 3.3.1.4. Messung der Feuchtraumdichte	
22 3.3.2. Probennahme und Arbeitsmethodik	
24 3.3.2.1. Öffnen und Beprobieren der Sedimentkerne	
24 3.3.2.2. Herstellung von "smear slides"	
25 3.3.2.3. Kernbeschreibung	
27 3.3.2.4. Herstellung von Radiographien	
27 3.3.3. Bestimmung der sedimentologischen Parameter	
27 3.3.3.1. Wassergehalt	
27 3.3.3.2. Dichtemessung	
28 3.3.3.3. Berechnung der sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parameter	
29 3.3.3.4. Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalt	
31 3.3.3.5. Korngrößenanalyse	
32 3.3.3.6. Bestimmung des Anteils an eistransportiertem Material	
34 3.3.3.7. Komponentenanalyse der Grobfraction	
34 3.3.3.8. Auswertung der "smear slides"	
36 3.3.3.9. Röntgendiffraktometrie an ausgewählten Proben	
36 3.3.3.10. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen und EDAX-Analysen	
37 4. Ergebnisse und Diskussion	
39 4.1. Ergebnisse der sedimentphysikalischen Messungen	
39 4.1.1. Magnetische Suszeptibilität	
39 4.1.2. P-Wellengeschwindigkeit	
40 4.1.3. Spezifischer elektrischer Widerstand	
41 4.1.4. Feuchtraumdichte	
42 4.2. Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen	
43 4.2.1. Wassergehalt und Porosität	
43 4.2.2. Korndichte	
45 4.2.3. Trockendichte	
46 4.2.4. Organischer Kohlenstoff	
47 4.2.5. Kalziumkarbonat	
47 5.2.6. Schwefel	
48 4.2.7. Eisfrachtverteilung	
49 4.2.8. Korngrößenverteilung	
50 4.3. Ergebnisse der Komponentenanalyse	
52 4.3.1. Terrigene Komponenten	
53 4.3.1.1. Gesteinsbruchstücke	
53 4.3.1.2. Quarz und Feldspäte	
53 4.3.1.3. Glimmer	
54 4.3.1.4. Mafite	
54 4.3.2. Authigene Komponenten	
54 4.3.2.1. Glaukonit	
54 4.3.2.2. Mikro-Manganknollen	

56	4.3.3.	Biogene Komponenten
59	4.3.3.1.	Planktische Foraminiferen
59	4.3.3.2.	Kalkige benthische Foraminiferen
60	4.3.3.3.	Agglutinierende Foraminiferen
60	4.3.3.4.	Radiolarien
61	4.3.3.5.	Diatomeen
62	4.3.3.6.	Schwammnadeln
62	4.4.	Ergebnisse der "smear slide"-Analyse
63	4.4.1.	Diatomeenverteilung
63	4.5.	Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie
64	4.6.	Bioturbation
65	4.7.	Zusammenstellung der Ergebnisse
67	5.	Interpretation
78	5.1.	Biostratigraphische Datierung und Sedimentationsraten
78	5.2.	Parallelisierung der Sedimente von PS1824 und PS1823
81	5.3.	Plio-Pleistozäne Sedimentation im Bereich des Ritscher-Canyons
84	6.	Literaturverzeichnis
91	7.	Anhang
100	7.1.	Kernbeschreibung
100	7.2.	Tabellen
114	7.3.	Tafel 122

Kurzfassung

Während der Antarktisexpedition ANT VIII/6 (1990) wurde mit dem Forschungsschiff POLARSTERN im Bereich des Gunnerus-Rückens (Ostantarktis) und angrenzender Tiefseeregionen geologisches Probenmaterial gewonnen. Das untersuchte Sedimentmaterial stammt aus dem westlich des Gunnerus-Rückens liegenden Tiefseebereich des Riiser-Larsenmeeres aus ca. 4480 m Wassertiefe. An den unverfestigten Sedimentkernproben eines etwa 13,40 m langen Schwerelotes (PS1824-1) und eines ca. 50 cm langen Großkastengreifers (PS1824-2) wurden umfangreiche sedimentphysikalische und sedimentologische Untersuchungsmethoden angewandt. Neben zerstörungsfreien, sedimentphysikalischen Messungen zur Ermittlung von Suszeptibilität, elektrischen Widerstand, P-Wellengeschwindigkeit und Feuchtraumdichte, wurden unter anderem die Korngrößenverteilung, der Karbonat- und Corg-Gehalt sowie die Komponentenverteilung der Sandfraktion bestimmt. Die zeitliche Einstufung basiert auf biostratigraphischen Datierungsmethoden mit Hilfe von Radiolarien und Diatomeen. Die untersuchten Sedimente umfassen demnach einen Ablagerungszeitraum vom Pliozän bis in das Holozän. Die Abfolgen des Schwerelotkernes besitzen ein Mindestalter von ungefähr 4,5 Millionen Jahren, mit mittleren Sedimentationsraten von ca. 3 mm/1000 Jahre. Über einen Vergleich der Sedimente zu einem ca. 8 km östlich gewonnenen, 14 m langem Schwerelotkern (PS1823-6), der ein paläomagnetisch datiertes Mindestalter von ca. 1,7 Millionen Jahren aufweist, konnten die weitgehend fossilfreien, pleistozänen Abschnitte des untersuchten Schwerelotkernes PS1824-1 teilweise korreliert werden. Die siltig-tonigen, stark bioturbierten Sedimente sind überwiegend aus terrigenen Komponenten zusammengesetzt. Die pliozänen Ablagerungen des Schwerelotkernes sind durch das vermehrte Auftreten kieseliger Mikrofossilien gekennzeichnet, die einen wesentlichen Einfluß auf sedimentologische und sedimentphysikalische Eigenschaften der Sedimente haben und auf warmzeitliche Bedingungen hinweisen. Zyklische Schwankungen der Silt/Ton-Anteile in den oberen pleistozänen Abfolgen des Schwerelotkernes ermöglichen die Unterscheidung einer Glazial- von einer Interglazial-Fazies. Die Genese der untersuchten Abfolgen von Schwerelot und Großkastengreifer kann als Resultat eines komplexen Zusammenwirkens glazialer, hydrographischer und gravitativer Prozesse angesehen werden. Das Pliozän in der Antarktis war durch eine markante Erwärmung gekennzeichnet, in deren Folge sich die Eismassen des antarktischen Kontinentes zurückzogen und die Wassertemperaturen 5-10°C über den heutigen lagen. Zusammen mit dem Auftrieb nährstoffreicher Wassermassen und einem erhöhtem Lichtangebot kam es zu einer hohen Biogenproduktivität, die eine Anhebung der CCD und eine verstärkte Akkumulation von kieseligen Radiolarien und Diatomeen bewirkte. Glazial/Interglazial-Zyklen im Pleistozän, die globale Klimaschwankungen widerspiegeln, bewirkten ein periodisches Vor- und Zurückwandern der antarktischen Eismassen. Die Interglazial-Zeiten waren durch eine landwärtige Verschiebung der Grundlinie und aufschwimmende Schelfeise charakterisiert. Unter den ausgedehnten Schelfeisen kam es zur verstärkten Bildung von kaltem Bodenwasser, welches gravitativ über den Kontinentalhang bis in die Tiefseeregionen abfloß und dort bevorzugt mitgeführte Siltpartikel sedimentierte. Während der Glaziale wanderte die Grundlinie der Schelfeise bis an die Schelfkante. Durch das Aufliegen der Eismassen auf den Schelfgebieten wurde die Bildung von kaltem Bodenwasser unterbunden was eine verstärkte Akkumulation der Tonfraktion im Bereich der Kernstation ermöglichte.

1. Einleitung

Im frühen Mesozoikum (~170 Ma) begann das Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinentes, wobei sich die umgebenden Landmassen von Südamerika, Afrika, Indien und Australien im Laufe des Mesozoikums im Uhrzeigersinn vom zentral gelegenen antarktischen Kontinent trennten (LAWVER et al., 1991). Schon in der Oberkreide hatte Antarktika seine heutige Pollage weitgehend erreicht (SMITH et al., 1982), was zu ersten lokalen und regionalen Inlandvereisungen geführt haben könnte (EHRMANN, im Druck). Im untersten Oligozän (36 Ma) erfolgte die Ausbildung eines ausgedehnten kontinentalen ostantarktischen Eisschildes dessen Eisvolumen dem heutigen entsprach oder sogar noch übertraf. Heute werden ca. 98% der Oberfläche des antarktischen Kontinentes von einem zusammenhängenden Eisschild bedeckt, der eine mittlere Mächtigkeit von etwa 2100 m besitzt. Das Pliozän (~5 Ma) war in der Antarktis gekennzeichnet durch eine deutliche Erwärmung und einen markanten Rückzug des Eises, während in der jüngeren Vereisungsgeschichte seit etwa 2,5 Ma ausgeprägte Glazial/Interglazial-Zyklen auftraten, die globale Klimaschwankungen widerspiegeln (SHACKLETON & OPDYKE, 1977). Aufgrund mangelnder Landaufschlüsse auf dem antarktischen Kontinent tragen, neben glaziologischen Untersuchungen an Eiskernen, insbesondere Sedimentkerne aus den umgebenden Meeresregionen, die mit Kolben- oder Schwerelot und Großkastengreifer gewonnen werden, zur Rekonstruktion der jüngeren Vereisungsgeschichte bei. Mit Hilfe sedimentologischer und paläontologischer Parameter wie Sedimentfazies, Gesamt- und Tonmineralogie, eistransportiertes Material oder Mikrofossilvergesellschaftungen lassen sich dabei Rückschlüsse auf paläozeanographische, paläoklimatische und paläoglazilogische Bedingungen ziehen.

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1. Geographische Lage des Untersuchungsgebiet

Die Kernstation PS1824 mit den Koordinaten 65°55.6' S und 30°38.5' E befindet sich im Riiser-Larsenmeer im östlichen Randbereich des Ritscher-Canyons in ca. 4480 m Wassertiefe (Abb. 1). Der im Osten gelegene Gunnerus-Rücken erstreckt sich über einen Bereich von etwa 31° E bis 35° E und trennt die Tiefseegebiete des Cosmonautmeeres im Osten von denen des Riiser-Larsenmeeres im Westen. Im Norden des Gunnerus-Rückens schließt sich der Kainan Maru Seamount an. Das 1990 von SCHMIEDL bearbeitete Sedimentmaterial der Kernstation PS1823 (65°56.1' S, 30°49.6' E) stammt aus einem Bereich ca. 8,5 km östlich der Station PS1824. Die Entfernung zur südöstlich gelegenen Riiser-Larsen-Halbinsel beträgt ungefähr 300 km. Die Halbinsel gehört zum ostantarktischen Hinterland des Queen Maud Lands und ist Teil der Princess Ragnhild-Küste.

Abb. 1: Karte des Gunnerus-Rückens und angrenzender Bereiche mit Tiefenlinien nach GEBCO (HAYES & VOGEL, 1981). Der Pfeil weist auf die Lage der Kernpositionen PS1823 und PS1824.

2.2. Geologischer Überblick

Während des Fahrtabschnittes ANT VIII/6 erfolgten entlang eines W-E-Profiles über den Gunnerus-Rücken und den angrenzenden Tiefseebereichen ausführliche marin-geophysikalische Untersuchungen (Seismik, Magnetik, Gravimetrie u. Sedimentechographie). Die vorläufigen Ergebnisse weisen auf eine Zusammensetzung des Gunnerus-Rückens aus kontinentaler Kruste hin, die von einer geringmächtigen Sedimentbedeckung überlagert wird (FRITSCH, 1990). Dies steht im Einklang mit marin-geophysikalischen Meßergebnissen von SAKI et al. (1987), die auf dem Gunnerus-Rücken zusätzlich Gesteinsproben vom Meeresboden sammelten ("dredgen"), die den kontinentalen krustalen Charakter bestätigen (Gneis, Granit). Die umgebenden Tiefseebereiche bestehen aus ozeanischer Kruste, die einen stetigen Übergang zum kontinentalen "basement" des Gunnerus-Rückens aufweisen. Im Bereich des Ritscher-Canyons besitzen die überlagernden Sedimentpakete seismische Geschwindigkeiten, die auf eine sedimentäre Bedeckung von 3000 m hinweisen (frdl. mündl. Mittlg., W. Jokat, AWI). Die Abfolgen sind durch zahlreiche Diskordanzen gekennzeichnet, die durch gravitativen Sedimenttransport (slumps) verursacht sein könnten, die vom ostantarktischen Kontinentalrand und untergeordnet vom Gunnerus-Rücken stammen (FÜTTERER & SCHREMS, 1990). Das Sedimentechogramm-Profil (PARASOUND) zeigt eine deutliche Mächtigkeits-abnahme und ein teilweises Auskeilen der Schichten von der Kernstation PS1823 im Osten zur Kernstation PS1824 im Westen (Abb. 2).

Abb. 2: PARASOUND-Sedimentechogramm-Profil über den östlichen Ast des Ritscher-Canyons mit Lage der Kernstationen PS1823 und PS1824.

2.3. Der Ritscher-Canyon

Die Kernstationen PS1823 und PS1824 befinden sich nahe eines Ausläufers des Ritscher-Canyons, der durch den Einsatz einer Fächersonaranlage (HYDROSWEEP) und eines Sedimentecholotes (PARASOUND) entlang mehrerer Profile flächenhaft vermessen werden konnte (HINZE et al., 1991). Die Tiefe dieser Erosionsstruktur beträgt ca. 300 m, während die Canyonwände mit einem Winkel von etwa 4° einfallen (Abb. 2, 3, 4). Der parallel des Kontinentalhanges S-N verlaufende Ritscher-Canyon gabelt sich südwestlich der Kernstation PS1824 in einem Winkel von je 120° in zwei

Äste auf. Die bathymetrische GEBCO-Karte (HAYES & VOGEL, 1981) zeigt ein Einsetzen der Canyonstruktur nahe der Schelfkante bei ca. 2000 m und läßt sich entlang des nur leicht geneigten Kontinentalhanges ($<1^\circ$) bis in die Tiefseebereiche des Riiser-Larsenmeeres verfolgen (Abb. 1). Als Transportmechanismen innerhalb der submarinen Canyons des antarktischen Kontinentalrandes werden gravitative Sedimentbewegungen wie Rutschungen, Schlammströme und Turbidite angesehen (WRIGHT et al., 1983). Gespeist werden die Abflurrinnen dabei von Strömungen entlang des Schelfes, die Sedimentmaterial zu den Canyons transportieren oder von vorrückenden Inlandeismassen, die ihr Sedimentmaterial an der Schelfkante abladen. Submarine Canyons können bereits im Zuge der kontinentalen Vereisung des antarktischen Kontinentes ab dem frühen Miozän aktiviert worden sein (WRIGHT et al., 1983). "Levee"-Strukturen an den östlichen und westlichen Flanken des Ritscher-Canyons weisen auf das Überlaufen ("spill over") von Trübestömen in diesen Bereichen hin. Die um ca. 100 m höher liegenden "Levee"-Ablagerungen im Westen des Canyons könnten dabei eine Folge verstärkter Akkumulation durch die ablenkende Kraft der Erdrotation (Corioliskraft) sein, die auf der Südhalbkugel eine Wirkungsrichtung nach links besitzt.

Abb. 3: Digitales Geländemodell des Ritscher-Canyons im Bereich der Aufgabelung mit Blick nach Norden. Der Pfeil weist auf die Kernstationen PS1823 und PS1824 (unpubl., H. Hinze, AWI).

Abb. 4: Isobathen-Darstellung des Ritscher-Canyons mit Fahrkurs während der POLARSTERN-Expedition ANT VIII/6 und Lage der Kernstationen PS1823 und PS1824 (unpubl., H. Hinze, AWI).

2.4. Ozeanographischer Überblick

Der antarktische Kontinent wird heute vom Südpolarmeer umgeben, das durch zirkumantarktische Strom- und Frontensysteme gekennzeichnet ist (Abb. 5, 6). Ausführliche Beschreibungen der ozeanographischen und hydrographischen Verhältnisse des Südpolarmeres geben GORDON & GOLDBERG (1970), HELLMER et al. (1985) und WHITWORTH (1988).

Abb. 5: Südpolargebiet mit der Polarfrontzone (PFZ), dem Weddell- und Rossmeerwirbel (nach WHITWORTH, 1988; GORDON & MOLINELLI, 1982) sowie den für die Jahre 1971-76 gemittelten nördlichen Grenzen der Sommer- und Wintermeereisbedeckung nach ACKLEY (1981).

Die Antarktische Divergenz mit einer Lage bei ca. 65° S trennt den westwärts fließenden Antarktischen Küstenstrom im Süden vom nördlich angrenzenden Antarktischen Zirkumpolarstrom (Antarctic Circumpolar Current, ACC). Dieses Stromsystem wird durch die vorherrschenden Westwinde angetrieben und umströmt den antarktischen Kontinent im Uhrzeigersinn (WHITWORTH, 1988). Der Zirkumpolarstrom trägt durch niedrige Wassertemperaturen zu einer thermischen Isolierung der Antarktis gegenüber den angrenzenden wärmeren Wassermassen des Südatlantiks, Indiks und Pazifiks bei. Südlich des ACC, im Bereich des Weddell- und Rossmeeres kommt es zur Ausbildung großer Wirbelsysteme, die ebenfalls eine Zirkulation im Uhrzeigersinn aufweisen. (Abb. 5). Relativ kaltes und salzarmes Antarktisches Oberflächenwasser (Antarctic Surface Water, AASW) überlagert das Zirkumpolare Tiefenwasser (Circumpolar Deep Water, CDW), das bis in eine Tiefe von ca. 4000 m reicht und im atlantischen Sektor des Südpolarmeres hauptsächlich vom Nordatlantischen Tiefenwasser (North Atlantic Deep Water, NADW) gespeist wird. In der Polarfrontzone (Antarktische Konvergenz) bei ca. $45-50^\circ$ S, die durch die Polarfront im Süden und die Subantarktische Front im Norden begrenzt wird, kommt es zum Absinken der kalten ($<2^\circ$ C) und salzarmen antarktischen Oberflächenwassermassen unter das relativ salzreiche und wärmere (ca. 9° C) Subantarktische Oberflächenwasser (Subantarctic Surface Water, SASW) und trägt damit zur Bildung des Subantarktischen Zwischenwassers (Subantarctic Intermediate Water, SAIW) bei. Unterhalb des CDW befindet sich mit dem Antarktischen Bodenwasser (Antarctic Bottom Water, AABW) die tiefsten noch vom Antarktischen Zirkumpolarstrom beeinflussten Wassermassen. Die Bildung des extrem kalten ($0-1,5^\circ$ C) AABW erfolgt hauptsächlich im Bereich des Weddell- und Rossmeeres. Das dort unter den ausgedehnten Schelfeistafeln zirkulierende Schelfeiswasser (Ice Shelf Water, ISW) wird stark abgekühlt und strömt aufgrund seiner hohen Dichte über den Kontinentalhang in die Tiefsee ab (Abb. 6). Durch Vermischung mit wärmerem CDW entstehen dann die Wassermassen des AABW (FOSTER & CARMACK, 1976; FOSTER et al., 1987; FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988; HELLMER, 1989). Ein hydrographischer Schnitt entlang 66° S quer zum Gunnerus-Rücken belegt die Beeinflussung der Kernstation PS1824 durch das kalte AABW (Abb. 7). Dieses wird von wärmeren CDW und geringmächtigem Oberflächenwasser (Winterwasser) überlagert (FÜTTERER & SCHREMS, 1991).

Abb. 6: Schematische Wassermassenverteilung und Strömungsverhältnisse im Südpolarmeer (verändert nach GORDON & GOLDBERG, 1970).

*Abb. 7: Schematische Darstellung der vertikalen Temperaturverteilung auf einem Schnitt quer zum Gunnerus-Rücken entlang von 66° S zwischen 30° E und 36° E.
AABW = Antarktisches Bodenwasser, CDW = Zirkumpolares Tiefenwasser, schraffierte Oberflächenschicht = Winterwasser (FÜTTERER & SCHREMS, 1991)*

3. Material und Methoden

3.1. Geologische Probennahme

3.1.1. Forschungsschiff POLARSTERN

Das deutsche Forschungsschiff FS POLARSTERN wurde 1982 in Dienst gestellt und ist seither vorwiegend in den nord- und südpolaren Gewässern der Arktis und Antarktis im Einsatz. Neben der Erfüllung von Versorgungsaufgaben für die Überwinterungsstation "Georg von Neumayer" (bzw. "Neumayer") wird die POLARSTERN hauptsächlich als schwimmende Forschungsplattform eingesetzt. Das Schiff, welches als ein Doppelwandeisbrecher konzipiert wurde, besitzt eine Länge von 118 m, eine maximale Breite von 25 m, bei einem Tiefgang von 11 m (KOHLEN, 1986). Vier Maschinen mit insgesamt 20000 PS ermöglichen eine maximale Geschwindigkeit von ca. 15 Knoten und gewährleisten ein Fortkommen durch meterdickes Meereis. Auf den Fahrabschnitten bietet die POLARSTERN Platz für eine Besatzung von 45 Männer und Frauen sowie Kammerplätze für 64 WissenschaftlerInnen aus dem In- und Ausland, denen Laboratorien, technische Arbeitsräume sowie ein komplettes Bordrechnersystem zur Verfügung stehen. Entsprechend den multidisziplinären Anforderungen, die das Schiff zu erfüllen hat, können über spezielle Hebewerkzeuge (Kräne) und Forschungswinden eine Vielzahl wissenschaftlicher Geräte gefahren werden. An geologischen Geräten kommen dabei Schwerelot, Kolbenlot, Kastenlot sowie Großkastengreifer und Multicorer zum Einsatz. Weiterhin können u. a. Geräte wie Planktonnetze, Fischereinetze, Biorosetten (CTD) und geophysikalische Geräte (Streamer, Airgun) gefahren werden. Während der Antarktisexpedition ANT VIII/6 (1990) wurden im Bereich des Gunnerus-Rückens, des nördlich vorgelagerten Kainan-Maru-Seamounts und der umgebenden Tiefsee zahlreiche geologische Beprobungen entlang eines S-N und zweier E-W verlaufenden Profildfahrten durchgeführt. Die Stationen PS1823 und PS1824 bilden dabei die westlichsten Probennahmepunkte des nördlich gelegenen E-W-Profiles welches ungefähr entlang dem 66° Breitengrad verläuft (FÜTTERER & SCHREMS, 1991).

Tab. 1: Liste der Stationen PS1823 und PS1824

Kernnummer	Kerngerät	Position	Wassertiefe	Kerngewinn
PS1823-1	GKG	65°55.8'S / 30°50.1'E	4442 m	0,50 m
PS1823-6	SL	65°56.1'S / 30°49.6'E	4442 m	13,96 m
PS1824-1	SL	65°55.6'S / 30°38.5'E	4483 m	12,34 m
PS1824-2	GKG	65°55.6'S / 30°38.6'E	4483 m	0,46 m

3.1.2. Beprobung mit dem Schwerelot

Um möglichst weitreichende stratigraphische Informationen über marine Sedimentabfolgen zu erhalten erfolgt der Einsatz des mehrere Meter langen Schwerelotes (SL). Dieses besteht im wesentlichen aus je 3-5 m langen, verzinkten Stahlrohrsegmenten mit einem Innendurchmesser von 13 cm und einem darüberliegenden Gewichtsträger, bestehend aus Bleiplatten, von insgesamt ca. 1,5 Tonnen. In die Stahlrohre werden PVC-Futterrohre ("liner") mit einem Innendurchmesser von 12 cm eingelassen, die das eindringende Sediment bei der Kernung aufnehmen sollen. Eine Kernfängervorrichtung ("corecatcher") am unteren Ende des Rohres verhindert ein Austreten des Sediments beim Einholen ("Hieven") des Kerngerätes. Nach Sichtung der PARASOUND-Aufzeichnungen an der Station PS1824 wurde ein Schwerelot mit einer Länge von 18 m gewählt. Mit Hilfe eines speziellen Absatzgestells wird das Lot über die Relling gehoben und an einem Stahlseil mit einer Geschwindigkeit von 2 m/s in die Tiefe gelassen ("Fieren"). Nach dem Auspendeln des Kerngerätes ca. 100 m über Grund erfolgte das weitere Fieren bis zur Kernung mit einer Geschwindigkeit von ca. 1,3 m/s. Geschwindigkeit und Zuglast des Stahlseils können anhand eines Analogschreibers während des gesamten Kernvorgangs an Bord der POLARSTERN kontrolliert werden. Nach dem Hieven des Schwerelotes erfolgt die Zerteilung der "liner" in 1m-Segmente mittels eines Rohrschneiders und einer Nylonsehne. Nachdem an den Schnittstellen je eine "smear slide"-Probe genommen wurde, werden die Kernenden verdeckelt, mit Klebeband verschlossen, beschriftet und in einem Kühlcontainer (+ 4°C) gelagert. Der Kerngewinn mit dem Schwerelot an der Station PS1824 betrug 12,34 m. Das Kern von Weichsedimenten durch ein Schwerelot ist mit einigen Nachteilen verbunden. Meistens gehen durch die Kernung die obersten Zentimeter der Sedimentabfolge verloren. So konnte am bearbeiteten Kern durch Vergleiche mit den Großkastengreiferproben ein Fehlen der obersten 5-6 cm rekonstruiert werden. Anhand der Differenz zwischen Eindringtiefe, die an den Sedimentspuren an der Rohraußenwandung erkennbar ist, und dem erzielten Kerngewinn lassen sich etwaige Kernverluste ermitteln. So ergab sich für den Schwerelotkern PS1824-1 ein Kernverlust von ca. 30 %. Gründe dafür sind nach MELLES (1990) neben einem unvollständigen Halten der Sedimente durch den Kernfänger, eine mögliche Komprimierung besonders der unteren Sedimentabfolge (Wasserungsverlust!) oder eine nur teilweise Aufnahme des Sediments während des Kernvorgangs. Komprimierte oder unvollständig gekernt Sedimente spiegeln nicht die natürlich gegebene Abfolge wider und führen zu einer fehlerhaften Berechnung sedimentphysikalischer Parameter (Wassergehalt, Porosität) und der Sedimentations- und Akkumulationsraten. 3.1.3. Beprobung mit dem Großkastengreifer Ergänzend zur Probenahme mit dem Schwerelot erfolgte der Einsatz eines Großkastengreifers (GKG) mit dem eine weitgehend ungestörte Beprobung der obersten Abfolgen des Meeresbodens möglich ist. Der Großkastengreifer besteht aus einem Stahlgestell mit

Gewichtsträgern, an dem ein Probenkasten mit den Maßen 50 x 50 x 60 cm montiert ist. Nach dem Eindringen des Kerngeräts in den Meeresboden bewirkt ein Auslösemechanismus das Unterfahren des sedimentgefüllten Probenkastens durch eine Schaufel, die einen Sedimentverlust während des Hievens verhindern soll. Um Fehlfunktionen des Auslösemechanismus in der Wassersäule zu vermeiden wurde der Großkastengreifer an einem Stahlseil bis zum Auspendeln über Grund mit einer Geschwindigkeit von 1,3 m/s gefahren, während die Probenahme mit einer Geschwindigkeit von 0,7 m/s erfolgte. Nach Einholen des Kerngerätes wird der Probenkasten vom Stahlgestell abmontiert und das überstehende Wasser mit einem Schlauch abgesaugt. Danach folgt die Beschreibung sowie eine photographische Dokumentation der Sedimentoberfläche. Zur Beprobung wird ein kurzes "liner"-Rohr senkrecht zur Oberfläche in das Sediment eingedrückt. Gemäß der Verfahrensweise beim Schwerelot wird das Kernsegment verdeckelt, mit Klebeband abgedichtet und beschriftet. Der Einsatz des Großkastengreifers bei der Station PS1824 erbrachte einen Kerngewinn von 46 cm. Standardmäßig wurden noch Oberflächenproben zur Mikropaläontologie (Radiolarien, Diatomeen, benthische Foraminiferen), Sedimentologie, Geochemie und Biologie entnommen (FÜTTERER & SCHREMS, 1991).

3.2. Bathymetrie und Sedimentechographie

3.2.1. Vermessung der Meeresbodentopographie

Mit der an Bord der POLARSTERN fest installierten Fächersonaranlage HYDROSWEEP (KAE) erfolgte auf der Antarktisexpedition ANT VIII/6 eine flächenhafte Vermessung des Meeresbodens. Dabei werden über im Schiffsboden installierte hydroakustische Sender enggebündelte Schallsignale in einem Fächer von 90° abgestrahlt (SCHENKE, 1990). Dadurch wird auf dem Meeresboden ein Streifen erfaßt, dessen Breite dem Doppelten der Wassertiefe entspricht. Die vom Meeresboden reflektierten Signale werden von schiffsseitig montierten Hydrophonen empfangen. Mit Hilfe eines ermittelten Wasserschallmodells ($v = \text{ca. } 1500 \text{ m/s}$) wird die Laufzeitdifferenz zwischen Senden und Empfangen in Meerestiefen umgerechnet und digital aufgezeichnet. Die Ergebnisse der Meeresbodenvermessung werden in Form von Isobathen-Karten oder als dreidimensionale Geländemodelle dargestellt (Abb. 3,4).

3.2.2. Sedimentechographie

Das Atlas PARASOUND Sedimentechographie-System (KAE) der POLARSTERN stellt eine Weiterentwicklung des herkömmlichen 3,5 kHz-Sedimentecholotes dar. Es basiert auf dem parametrischen Prinzip, bei dem zwei eng gebündelte Signale hoher Frequenz in der Wassersäule ein Sekundärsignal generieren deren Frequenz der Differenz beider Primärfrequenzen entspricht (GRANT & SCHREIBER, 1990). Das PARASOUND-System operiert mit einer ersten, festen Primärfrequenz von 18 kHz und einem zweiten, variablen Signal, dessen Frequenz in 0,5 kHz-Schritten zwischen 20,5 und 23,5 kHz eingestellt werden kann. Die resultierende Sekundärfrequenz liegt somit in einem niederfrequenten Bereich zwischen 2,5 und 5,5 kHz. Bedingt durch die hohen Primärfrequenzen besitzt der Öffnungskegel einen Abstrahlwinkel von weniger als 4°, wodurch der Durchmesser der abgetasteten Meeresoberfläche nur 7 % der Wassertiefe beträgt. Dies trägt im wesentlichen zur Reduzierung von Diffraktionserscheinungen (Hyperbeln) auf den Echogrammen bei. Durch die relativ niederfrequente Sekundärfrequenz ist zudem je nach Sedimentbeschaffenheit eine hohe Eindringtiefe von bis zu 150 m bei gleichzeitiger hoher Auflösung gewährleistet. Die Datenerfassung der reflektierten Signale erfolgt sowohl analog auf Echogrammen (Abb. 2) wie auch in digitaler Form auf Magnetbändern. Die prozessierten Seismogramme wie auch die analogen Aufzeichnungen lassen Vergleiche mit den an Kernen gemessenen sedimentphysikalischen Parametern wie P-Wellengeschwindigkeit, Porosität, Feuchtraumdichte etc. zu. Nach den reflexionsseismischen Gesetzen lassen sich mit PARASOUND Reflektoren und Sedimentstrukturen erkennen, die durch unterschiedliche physikalische Eigenschaften (z.B. Schallhärte) gekennzeichnet sind. Diese Informationen werden an Bord der POLARSTERN hinsichtlich der Auswahl der Kernentnahmestationen herangezogen ("pre-site-survey").

3.3. Untersuchungen an Sedimentkernen

3.3.1. Zerstörungsfreie sedimentphysikalische Messungen

3.3.1.1. Messung der magnetischen Suszeptibilität

An den ungeöffneten Kernsegmenten des Schwerelotes PS1824-1 wurden bereits an Bord der POLARSTERN von F. Potozki (Uni Bremen) zerstörungsfreie Messungen zur Volumenssuszeptibilität (c), sowie zur Schallgeschwindigkeit (v_p) durchgeführt. Die magnetische Suszeptibilität ist ein Maß für die Fähigkeit eines Stoffes, beim Einbringen in ein magnetisches Feld, magnetisiert zu werden. Die Suszeptibilität wird dimensionslos angegeben (10⁻⁵ SI-Einheiten) und hängt bei klastischen Sedimenten im wesentlichen vom Eintrag ferrimagnetischer Minerale (Magnetit, Maghemit) sowie in geringerem Maße von eisenhaltigen Mineralen wie Amphibol, Pyroxen oder Biotit ab (NOWACZYK, 1991; RICHTER, 1990). Gemessen wurde die Suszeptibilität mit einer Suszeptibilitätsmeßbank des AWI. Kernstück der Bank ist ein Suszeptibilitätsmeßgerät mit einer Meßspule der Fa. BARTINGTON, Modell M.S.2C. Das ungeöffnete Kernsegment wird zur Messung mit Hilfe eines Schlittens und eines Schrittmotors in Abständen von 1 cm durch die Meßspule geführt. Während der Messung wird das zu untersuchende Material einem schwachen magnetischen Feld ausgesetzt. Gemessen wird die durch das Einführen des Kerns erzeugte Frequenzänderung an der Spule. Die gewonnene Frequenzinformation wird danach in einen magnetischen Suszeptibilitätswert umgesetzt (RICHTER, 1990).

3.3.1.2. Messung der P-Wellengeschwindigkeit Die Kompressionswellengeschwindigkeiten (v_p) mariner Sedimente zeigen im wesentlichen eine deutliche Korrelation mit den Parametern Porosität und Feuchtraumdichte (HAMILTON, 1974), d.h. bei steigender Porosität sinkt die Feuchtraumdichte, was eine Abnahme der Schallgeschwindigkeit zur Folge hat. In Bereichen hoher Porosität ($> 60\%$) treten jedoch nur noch geringe Variationen in der Geschwindigkeit auf, eine eindeutige Korrelation mit den oben genannten Parametern ist demnach nicht mehr zu erwarten. Die Messung der Kompressionswellengeschwindigkeit erfolgt in Abständen von 3 cm mittels eines am Kernsegment anliegenden Prüfkopfes (Transducer) der einen Ultraschallimpuls von 500 kHz erzeugt, deren resultierende Longitudinalwellen das Sediment parallel zur Schichtung durchlaufen. Der mechanische Impuls wird an einem zweiten gegenüberliegenden Prüfkopf (Empfänger) in ein elektrisches Signal zurückverwandelt und über ein digitales Speicheroszilloskop registriert (RICHTER, 1990). Bestimmt wird die P-Wellengeschwindigkeit v_p aus der Laufzeit t , die der Ultraschallimpuls für die Wegstrecke x benötigt:

$$v_p = \frac{x}{t} \quad (1)$$

3.3.1.3. Messung des spezifischen elektrischen Widerstandes In klastischen, oberflächennahen und wassergesättigten Sedimenten wird die Gesteinsleitfähigkeit sehr stark vom Anteil des Elektrolyten am Gesamtvolumen (Porosität) und die Leitfähigkeit des Elektrolyten (Porenlösung) selbst bestimmt (SCHÖN, 1983), d. h. hohe Widerstandswerte sind an niedrige Porositäten und (oder) eine geringe Mineralisation des Porenwassers gekoppelt und umgekehrt. So lassen sich mit der Messung des spezifischen elektrischen Widerstands im wesentlichen Vorabinformationen über Porositätsänderungen mit der Tiefe sowie der in enger Beziehung dazu stehenden Feuchtraumdichte erhalten. Zur Messung des elektrischen Widerstandes wurde eine induktive Meßmethode angewandt. In einer Meßbank wird dabei das ungeöffnete Kernsegment auf einen Kernschlitten gelegt und mittels eines rechnergesteuerten Schrittmotors in Meßabständen von 2 cm durch eine Spule geführt. Über ein Meßgerät (CTU-2 SCINTREX) wird ein Spannungssignal von 2,5 MHz auf die Spule übertragen. Je höher dabei die Leitfähigkeit (bzw. Porosität) der wasserhaltigen Sedimente ist, desto mehr wird das elektrische Feld in der Spule gedämpft und desto größer wird der Spulenwiderstand (GERLAND et al., 1993). Mit Hilfe vorher durchgeführter Kalibrierungsmessungen an NaCl-Lösungen mit verschiedenen Konzentrationen können die gemessenen Spulenwiderstände in elektrische Widerstandswerte der untersuchten Sedimenthorizonte umgerechnet werden. Die Messungen wurden am Schwerelotkern PS1824-1 am Alfred-Wegener-Institut von S. Gerland (AWI) durchgeführt. Über eine empirische Gleichung für marine Sedimente, von BOYCE 1968 aufgestellt, lassen sich aus den gemessenen Widerstandswerten die Porositäten des Sedimentes errechnen und mit den Porositäten der Einzelproben vergleichen.

$$F = \frac{r_w}{r_o} \cdot \left(\frac{r_w}{r_o} \right)^{1,3} \cdot \left(\frac{r_w}{r_o} \right)^{1,45} \quad (2)$$

r_w = spezifischer Widerstand der Porenflüssigkeit = 0,209 (Salzgehalt 35 ‰, T=20° C)
 r_o = spezifischer Widerstand des gesättigten Sedimentes

3.3.1.4. Messung der Feuchtraumdichte

Die Feuchtraumdichte mariner Sedimente stellt einen wichtigen Parameter dar, um primäre Aussagen über Wassergehalt (Porosität) und den damit verbundenen Kompaktionsprozessen zu erhalten. In glazialmarinen Abfolgen kann die Feuchtraumdichte Hinweise auf wechselnde Sedimentationsbedingungen (terrigene - biogene) liefern. Die Entwicklung eines Dichtemeßsystems (DMS) von S. Gerland (AWI) ermöglicht neben der konventionellen Methode (siehe Kapitel 4.3.3.) eine zerstörungsfreie Bestimmung der Feuchtraumdichte bei gleichzeitiger hoher Auflösung und Absolutwertgenauigkeit (GERLAND, 1993). Die Messungen am Schwerelotkern PS1824-1 wurden von W. Bonn (AWI) durchgeführt. Zur Messung der Feuchtraumdichte wird ein Kernsegment in der Meßbank an beiden Enden in eine Kernhalterung eingespannt. Mittels eines rechnergesteuerten Schrittmotors wird der Kern entlang seiner Längsachse transportiert. Senkrecht zur Kernachse befindet sich eine Cs137-Strahlungsquelle, deren emittierte Gammastrahlen bekannter Ausgangsintensität das Sediment parallel der Schichtung durchlaufen. Ein der Quelle gegenüberliegender Gammastrahlendetektor (Szintillationszähler) mißt die Intensität der ankommenden Strahlung. Je dichter das durchstrahlte Sediment zwischen Quelle und Detektor, desto größer wird die Absorption durch Wechselwirkungseffekte zwischen Materie und elektromagnetischer Strahlung (Compton-Effekt) und desto geringer ist demnach die Intensität der ankommenden Strahlung. Die Feuchtraumdichte errechnet sich wie folgt:

$$r = \frac{I}{I_0} \cdot \ln \left(\frac{I_0}{I} \right) \cdot d \quad (3)$$

dabei ist

- I_0 : Ausgangsintensität des Gammastrahls
- I : Intensität des Gammastrahls nach dem Durchgang durch das absorbierende Medium
- r : Dichte des durchstrahlten Materials (g/cm³)
- m : Massenabsorptionskoeffizient des Materials
- d : Laufweg des Gammastrahls durch das absorbierende Material

Die Messung erfolgt in Tiefenabständen von 5 mm, wodurch ein hochauflösendes Dichteprofil erhalten wird. Die obersten und untersten 7 cm der Kernsegmente werden aufgrund der störenden Einflüsse von Kerndeckel und Klebeband bei der Messung nicht berücksichtigt. Der Messung der Feuchtraumdichte ging die Ermittlung des genauen

Kerndurchmessers (d) mit Hilfe einer integrierten Durchmessermeßeinheit voraus. Ausführliche Informationen über Einsatz und Anwendung der Feuchtraumdichtemessung liefert GERLAND (1993). Durch eine einfache Wägung der einzelnen Kernsegmente lassen sich im voraus grobe Berechnungen über die mittlere Feuchtraumdichte (r_{Mittel}) des Kerns anstellen. (GERLAND, 1993).

$$r_{\text{Mittel}} = \frac{F(\text{Masse gesamt} - \text{Masse liner} - \text{Masse Kerndeckel})}{\text{Volumen Innenliner}} \quad (4)$$

3.3.2. Probennahme und Arbeitsmethodik

3.3.2.1. Öffnen und Beprobieren der Sedimentkerne

Zum Öffnen der meist 1 m langen Kernsegmente wird eine doppelblättrige Schwingsäge eingesetzt, welche die PVC-Wandung der Kerne in Längsrichtung durchtrennt. Die Teilung in zwei Kernhälften erfolgt mittels eines Nylonfadens mit dem das Sediment vom Liegenden zum Hangenden durchgezogen wird. Die Archivhälfte dient ausschließlich der Kernbeschreibung und der Archivierung, an der Arbeitshälfte erfolgt die Probenahme. Beide Kernhälften werden nach Beendigung der Beprobung mit Klarsichtfolie abgedeckt, in vorgefertigte Plastikbehältnisse gelegt, die Enden verdeckelt, mit Klebeband abgedichtet, beschriftet und bei einer Temperatur von + 4°C in einem Kühlraum gelagert. Mit einer Spiegelreflexkamera und einer angeschlossenen Multiblitzanlage werden 2-3 Dia-Positive (KODACHROME 25 ASA) bei verschiedener Blendenöffnung aufgenommen. Zur Hervorhebung von Farbe und Struktur der Sedimentoberfläche werden beide Hälften mit einem Messer parallel der Schichtung geglättet. Auf der Aufnahme sollten neben Informationen über Kernnummer, Kerngerät und Kernlänge auch die der Sedimentfarbe entsprechende MUNSELL Soil Color Chart (1954) sowie die KODAK Color Control Patches zu sehen sein. Nach Abschluß der Photodokumentation erfolgt die Probenentnahme, deren Arbeitsschema Abb. 8 zeigt. Zur Herstellung von Radiographien wird ein transparenter Plexiglasdeckel (27,5 x 11 x 1 cm) in das Sediment eingedrückt und unter Zuhilfenahme eines Nylonfadens von der Oberfläche getrennt. Die 1 cm dicken Sedimentscheiben werden unter Vakuum in Schlauchfolie verschweißt um Oxidation, Schimmelbefall und Austrocknung des Sedimentes während der Lagerung zu verhindern. Die Radiographie ermöglicht Aussagen über Bioturbation, Struktur sowie Eisfrachtverteilung des Sedimentes. Die Proben zur Ermittlung von Wassergehalt, Karbonatgehalt, organischem Kohlenstoff, Schwefelgehalt, Sedimentdichte und Opalgehalt sowie zur Korngrößenanalyse werden mittels einer 5 cm³-Einwegspritze gewonnen, deren Ende durch das Kappen der Spitze verbreitert worden ist. Die Sedimententnahme beim Schwerelotkern erfolgte ca. alle 10 cm, die oberflächennahen Sedimente des Großkastengreifers wurden in 5 cm-Abständen enger beprobt. Lithologische, strukturelle oder farbliche Besonderheiten des Sedimentes erforderten z.T. gesonderte Beprobungen. Die Tiefenangaben der Proben beziehen sich dabei immer auf die Mitte der Probenahmehorizonte. Für die semiquantitative Komponentenanalyse der Sandfraktion wird das Restsediment (ca. 55 cm³) der Probenhorizonte mit einem Spatel in einer Breite von ca. 15 mm ausgehoben. Wie auch bei den Spritzenproben sollte ein Abstand von ca. 5 mm zur Liner-Innenwandung eingehalten werden um eine Sedimententnahme aus möglichen randlichen Verschleppungsbereichen zu vermeiden. Die durch die Beprobung entstandenen Hohlräume werden durch zugeschnittene Styroporstücke ausgefüllt, um ein Nachsacken des umliegenden Sedimentes zu verhindern.

3.3.2.2. Herstellung von "smear slides" Um Aussagen über Lithologie, Komponentenverteilung, Fossilgehalt und eine biostratigraphische Einordnung treffen zu können, wurden aus jedem Beprobungshorizont des Schwerelotes und Großkastengreifers sogenannte "smear slide"-Präparate (Sedimentausstriche) angefertigt. Dazu wird eine Zahnstocherspitze Sediment zusammen mit 1-2 Wassertropfen möglichst gleichmäßig auf einem Objektträger verstrichen. Auf einer Heizplatte (150°C) entsteht durch das Aufpipettieren einiger Tropfen Einbettungsmittel (Kanadabalsam+Xylol) auf den Objektträger und anschließendem Abdecken des Ausstriches mit einem Deckglas ein Dauerpräparat, welches unter dem Durchlichtmikroskop analysiert werden kann. Es gilt zu beachten, daß bei der Präparation eine Selektion zugunsten der Feinfraktion (Silt u. Ton) erfolgen kann, da gröbere Komponenten beim Andrücken des Deckglases seitlich weggedrückt werden können. Zusätzlich werden biogene Komponenten der Sandfraktion wie Radiolarien oder Foraminiferen in den meisten Fällen durch das Anpressen des Deckglases zerstört.

Abb. 8: Arbeitsschema zur Probennahme und zur sedimentologischen Bearbeitung (verändert nach WEBER, 1992)

3.3.2.3. Kernbeschreibung

Bei gleichbleibenden Lichtverhältnissen, gewährleistet durch eine Tageslichtlampe, sollen folgende Eigenschaften beschrieben und auf Formblättern notiert werden: Farbe, Korngröße, Sedimentkonsistenz, Fossilgehalt und Gefüge wie Schichtgrenzen, Lamination, Bioturbation, Gradierung, Störungen etc.. Steine (IRD) sowie Sediment- und Farbgrenzen werden in Zeichnungen (Maßstab 1:5) skizzenhaft festgehalten. Die MUNSELL Soil Color Chart (1975) soll eine objektive Farbbestimmung des feuchten Sedimentes ermöglichen. NAGAO & NAKASHIMA (1992) weisen auf die Nachteile einer visuellen Bestimmung hin, bei der unterschiedliche Lichtverhältnisse und Blickwinkel, wie auch das individuelle Farbempfinden des menschlichen Auges eine exakte und objektive Farbeinstufung verhindern können. Eine Grobansprache der Lithologie erfolgt durch die Fingerprobe, weitere Informationen über Korngrößenverteilung und Fossilgehalt erhält man durch die Auswertung der "smear slides".

3.3.2.4. Herstellung von Radiographien Die meist 1 cm dicken Sedimentscheiben, die der Sedimentoberfläche der

Arbeitshälfte entnommen wurden, werden in einem Röntgengerät (HP 43855A Faxitron Series) bei einer gewählten Spannung von 35 kV und einer Stromstärke von 3 mA belichtet. Die Belichtungszeit betrug dabei je nach Dicke und Beschaffenheit des Sedimentes zwischen 5 und 6 Minuten. Die Projektion erfolgt auf einen unterlagernden Film (AGFA Structurix D4), der zuvor zurechtgeschnitten (10 x 30 cm) und in lichtundurchlässige Filmtaschen gesteckt wurde. Im Fotolabor erfolgt die Entwicklung der Radiographien, indem der belichtete Film je 3-5 Minuten in ein Entwickler- und Fixierbad getaucht wird (AGFA Structurix G127 und AGFA Structurix G335).

3.3.3. Bestimmung der sedimentologischen Parameter

3.3.3.1. Wassergehalt

Zur Ermittlung des prozentualen Anteils des Wassers am Gesamtsediment wird eine 5 cm³ Spritzenprobe (Abb. 9) direkt nach der Probenahme in vorgewogene 10 ml-Schnappdeckelgläschen gegeben, 24 Std. bei -25° C tiefgefroren und anschließend 48 Std. gefriergetrocknet (LEYBOLD-HERAEUS Lyovac GT2). Durch das Rückwiegen der Probe erhält man die Masse des Trockensediments. Die Wägung mit einer Präzisionswaage (SARTORIUS) erfolgte mit einer Genauigkeit von 10-3 g. Aus der resultierenden Gewichts Differenz erhält man den Wassergehalt des Sedimentes in Gewichtsprozent:

$$H_2O [\text{Gew}\%] = \frac{F(\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}; \text{Naßgewicht [g]})}{\text{Naßgewicht [g]}} * 100 \quad (5)$$

3.3.3.2. Dichtemessung

Die Parameter Korndichte bzw. Volumen des Sediments gehen ein in die Berechnung der Akkumulationsrate und der Feuchtraumdichte. Zuvor werden die gefriergetrockneten Proben in Stahlbecher gegeben und 2 Minuten lang in einer Kugelmühle (FRITSCH Pulverisette) mit Hilfe von Stahlkugeln analysentauglich gemörsert. Die Volumen- und Dichtebestimmung erfolgt mit dem Gasverdrängungs-Pyknometer ACCUPYC Modell 1330 der Fa. MICROMERITICS. Dazu wird das Trockensediment (3-4 g) in einem Probenbecher austariert und in die Probenkammer des Gerätes eingesetzt. Das Probengewicht wird über eine Tastatur eingegeben, die Kammer verschlossen und der Analysenvorgang gestartet. Das Volumen der Probe bestimmt der ACCUPYC 1330 durch das Messen der Druckänderung von Heliumgas in einem kalibrierten Expansionsvolumen, welches über ein Ventil mit der Probenkammer verbunden ist. Pro Analysengang wird die Probe standardmäßig 5mal mit Helium gespült und anschließend je 3mal eine Volumenmessung durchgeführt. Das gemessene Volumen und die aus dem Quotient von Probengewicht [g] und Volumen [cm³] resultierende Dichte sowie die Standardabweichung können auf einer LCD-Anzeige abgelesen werden. Die mittlere Standardabweichung der Dichte bei 3 zum Einsatz gekommenen Pyknometern beträgt 0,0023 g/cm³. Mehrfachmessungen (mittlere Abweichung: 0,009 g/cm³) sowie Kontrollmessungen an Proben bekannter Dichte (Quarz, Opal) belegen die gute Reproduzierbarkeit und die Zuverlässigkeit der ermittelten Werte des Pyknometers. Voraussetzung dafür sind ausreichend große Probenmengen, da bei Unterschreitung von 10 % des Expansionsvolumens der Meßzelle die ermittelten spezifischen Dichten der Sedimente zu hoch sind (WEBER, 1992).

Abb. 9: Flußdiagramm zur Bestimmung von sedimentphysikalischen Eigenschaften, des Opalgehaltes sowie zur Bestimmung des Schwefel-, Karbonat- und Corg-Gehaltes (verändert nach WEBER, 1992).

3.3.3.3. Berechnung der sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parameter

Über Gleichungen von Gealy (1971) und Ruddiman & Janecek (1989) wurden die sedimentphysikalischen Parameter Korndichte, Feuchtraumdichte, Trockendichte und Porosität errechnet.

Gegeben ist:	Md [g]	=	Masse der Trockenprobe (Trockengewicht [g])	
	Mw [g]	=	Masse des evaporierten Wassers (Naßgewicht [g] - Trockengewicht [g])	
	Vd [cm ³]	=	Volumen der Trockenprobe sowie Dichte des Salzes	
	rs	=	2,1 [g/cm ³] Dichte der Porenlösung	
	rws	= 1,024 [g/cm ³]	(T=23°C, Salzgehalt 35 %) daraus resultiert:	
	Ms [g]	=	$\frac{F(Mw; 0,965) - Mw}{rs}$ = Masse des Salzes	
	Vs [cm ³]	=	$\frac{F(Ms; 2,1)}{rs}$ = Volumen des Salzes	
	Vws [cm ³]	=	$\frac{F(Ms + Mw; 1,024)}{rs}$ = Volumen der Porenlösung	

dann gilt:

Porosität F	=	$\frac{F(Vws; Vd - Vs + Vws)}{Vd}$	(6)
Porosität P [Vol%]	=	F * 100	(6a)
Feuchtraumdichte rwbd [g/cm ³]	=	$\frac{F(Md + Mw; Vd - Vs + Vws)}{Vd}$	(7)
Korndichte rgd [g/cm ³]	=	$\frac{F(Md - Ms; Vd - Vs)}{Vd - Vs}$	(8)
Trockendichte rdbd [g/cm ³]	=	rgd * (1 - F)	(9)

3.3.3.4. Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalt

Die Gehalte an karbonatisch und organisch gebundenen Kohlenstoff sowie die Schwefelgehalte wurden mit einem CS 125 (Carbon Sulphur Determinator, LECO CORPORATION, Modell 788-400) gemessen. Zur Ermittlung des Gesamtkohlenstoffgehaltes (Cges) wurden zunächst 150 mg des gemahlene Trockensedimentes in Keramiktiegel eingewogen und mit Eisen- und Wolframpänen (LECOCEL) bedeckt. Diese sollen den Pyrolysevorgang

beschleunigen und eine ausreichend hohe Verbrennungstemperatur bewirken. Bei einer Temperatur von ca. 1600°C wird die Probe in einem Hochfrequenz-Induktionsofen verbrannt. Die entstehenden Verbrennungsgase werden zunächst zu einer Schwefel-Infrarot-Zelle geleitet, wo der SO₂-Gehalt über Infrarotabsorption gemessen wird. In einem Katalyseofen erfolgt die Überführung von Kohlenmonoxid in CO₂ und SO₂ in SO₃. Die Messung des Gesamtkohlenstoffes als CO₂ erfolgt dann in einer Kohlenstoff-Infrarot-Zelle. Die Gehalte an Kohlenstoff und Schwefel werden von Mikroprozessoren mit Hilfe zuvor durchgeführter Kalibrierungsmessungen ermittelt und in Gewichtsprozent angezeigt. Durch einen zweiten Analysengang wird der organisch gebundene Kohlenstoff (Corg) im Sediment ermittelt. Dazu werden 50 mg Probenmaterial in Keramiktiegel gegeben, mit Ethanol ausreichend benetzt und mit 0,5-0,7 ml konzentrierter Salzsäure (HCl 37%) versehen. Das Abrauchen des Karbonats erfolgt innerhalb 24 Stunden auf einer Heizplatte bei einer Temperatur von 250° C. Der Meßvorgang mit dem CS 125 wird danach wie oben geschildert wiederholt. Der Karbonat- und Corg-Gehalt wird nach den folgenden Gleichungen berechnet:

$$\text{Ckarb} [\%] = \text{Cges} [\%] - \text{Corg} [\%] \quad (10)$$

$$\text{Karbonat} [\%] = \text{Ckarb} * 8,33 \quad (11)$$

$$8,33 = \#F \text{ (Molekulargewicht CaCO}_3\text{:Atomgewicht C)}$$

Das am Gesamtschwefelgehalt beteiligte, im Porenwasser gelöste Sulfat (SO₄-), wird nach (12)

$$\text{korrigiert: S} [\%] = \text{Sges} - \#B\#BC\#((\#F(\text{H}_2\text{O} [\%]) * 0,265; (100-3,465) * 2,996)) * 100 * \#B\#BC\#((\#F(1;100 - \text{H}_2\text{O} [\%]))) \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \text{dabei ist: } 2,996 &= \#F \text{ (Molekulargewicht SO}_4\text{- ;Atomgewicht S)} 3,465 &= \text{Gesamtsalzgehalt des} \\ \text{Porenwassers in Prozent } 0,265 &= \text{Anteil des Sulfates am Porenwasser in Prozent H}_2\text{O} [\%] &= \\ \text{Wassergehalt des Sedimentes in Prozent} & & \end{aligned}$$

3.3.3.5. Korngrößenanalyse

Anhand des Probenmaterials der zweiten 5 cm³-Spritzenprobe erfolgt die Bestimmung der prozentualen Gehalte an Kies, Sand, Silt und Ton. Das Sediment wird in Wasser kurz aufgeschüttelt, mit einer 10 %igen H₂O₂-Lösung versetzt und 24 Stunden auf einem Schütteltablett suspendiert (125 U/min). Dies soll eine schonende Dispergierung sowie die Zerstörung organischer Substanz gewährleisten. Durch Zugabe von 3 ml Essigsäure (96 %) wird Karbonat sowie Mikro-Manganknollen weitgehend weggelöst um möglichst ausschließlich Komponenten terrigenen Ursprungs zu erhalten. Über einem 63 mm-Sieb wird die Kies- und Sandfraktion (> 63 mm) naß abgesiebt und danach getrocknet und gewogen, während die Feinfraktion (< 63 mm) beim Siebvorgang in 2 l-Behältern aufgefangen wird. Die Trennung in Silt (2-63 mm) und Ton (< 2 mm) erfolgt in Glaszylindern unter thermokonstanten Bedingungen nach dem Atterberg-Sedimentationsverfahren (MÜLLER, 1967). Als Schlämmlüssigkeit wurde demineralisiertes Wasser mit einem Zusatz von Ammoniak verwendet. Die ammoniakalische Lösung (0,0025 %) soll eine Koagulation der tonigen Komponenten verhindern. Bei einer Fallhöhe der Sedimentationszylinder von 28,5 cm und einer Raumtemperatur von 22°C sollte laut dem Gesetz von STOKE (1845) die Siltfraktion nach Ablauf einer Sedimentationszeit von 21 Stunden vollständig abgesunken sein. Die überstehende Trübe wird über einen Schlauch abgesaugt und aufgefangen. Die Aufschlammung wurde 10mal wiederholt bis die überstehende Suspension klar erschien. Die Ausfällung der abgetrennten Tonfraktion wird durch die Zugabe weniger ml einer 50 %igen MgCl₂-Lösung beschleunigt. Durch zweimaliges Zentrifugieren mit demineralisiertem Wasser (HERAEUS SEPATECH, Cryofuge M 7000) werden die Tonpartikel von den anlagernden Magnesiumchlorid-Ionen befreit. Nach Trocknen und Wiegen der gewonnenen Kornfraktionen kann deren Anteil am Gesamtsediment in Gewichtsprozent wie folgt ermittelt werden:

$$\text{Kies [g] + Sand [g] + Silt [g] + Ton [g] = Gesamtsediment [g] = 100 \% \quad (13)$$

$$\text{und } \#F(\text{Kornfraktion [g];Gesamtsediment [g]}) * 100 = \text{Fraktion [Gew\%]} \quad (14)$$

Insbesondere bei Sedimenten, die sowohl terrigenem wie auch biogenem Einfluß unterliegen zeigt sich die Problematik der Sedimentationsanalyse nach Atterberg. Aufgrund der geringen Dichte der meist siltig-großen Diatomeenskelette von ca. 2 g/cm³ gegenüber einer angenommenen Dichte von 2,65 g/cm³ (Quarzkugel), war ein zu langes Verweilen in der Wassersäule zu befürchten, so daß die kieseligen Komponenten nach Ablauf der gewählten Sedimentationszeit teilweise mit der Tonfraktion abgetrennt hätten werden können. Zur Überprüfung wurde deshalb ein "smear slide"-Präparat der Tonfraktion einer diatomeenreichen Probe auf ihren Gehalt an Kieselskeletten analysiert. Es ergaben sich jedoch keine Hinweise auf eine ungenügende Abtrennung der Diatomeen. Ein Nachteil stellt die Darstellung der Korngrößenverteilung in Gewichtsprozent dar, da die kieseligen Komponenten der Siltfraktion aufgrund ihrer weit geringeren Dichte gegenüber den terrigenen Komponenten stark unterrepräsentiert sind. Bei der Korngrößenanalyse der abgetrennten Siltfraktion mit Hilfe eines Sedigraphen wurde von MELLES (1991) und WEBER (1992) ein verbliebener Tonanteil von bis zu 8 % beobachtet. Dies könnte eine unvollständige Abtrennung des Tonanteils nach der Atterbergmethode belegen.

3.3.3.6. Bestimmung des Anteils an eistransportiertem Material

Die Verteilung der Kiesfraktion (> 2 mm) innerhalb einer glazialmarinen Sedimentabfolge kann als Maß für den Zutrag durch Eisberge betrachtet werden, da fluviatile Transportprozesse in der Antarktis ausgeschlossen werden können und grobe Komponenten durch Strömungssysteme unbeeinflusst bleiben sollten. Zur quantitativen Bestimmung des IRD-Gehaltes (= Ice Rafted Debris) wurde die Methode nach GROBE (1986, 1987) gewählt, die eine gute Übereinstimmung

mit Ergebnissen von Siebanalysen zeigt. Dabei werden die angefertigten Radiographien auf einem Leuchttisch mit Hilfe von transparentem Millimeterpapier in Horizonte von 1 cm eingeteilt und darin die Komponenten > 2 mm ausgezählt. Bei einer Breite der Radiographien von 10 cm und einer Höhe der geröntgen Sedimentscheiben von 1 cm beträgt das erfaßte Sedimentvolumen 10 cm³.

3.3.3.7. Komponentenanalyse der Grobfraktion

Das Restsediment der Probenhorizonte (55 cm³) wird über einem 63 mm-Sieb naß abgesiebt und getrocknet. Die Feinfraktion (< 63 mm) wird dabei nicht aufgefangen. Aufgrund des geringen Anteils der Sand- und Kiesfraktion am Gesamtsediment (< 5 %), sowie des damit verbundenen großen Zeit- und Arbeitsaufwandes, wurde auf eine weitere Unterteilung verzichtet, wie sie von SARNTHEIN (1971) gefordert wird. Mit einem Handriffelteiler wird das Probengut soweit herabgeteilt (3-7mal) bis eine lockere Streuung auf eine Ausleseschale möglich ist. Die Schüttung erfolgt dabei in einer Zick-Zack-Linie entlang von Auszählquadraten wobei die Größe der geschütteten Komponenten dabei von Beginn bis Ende der Schüttung abnimmt. Die Modalanalyse erfolgte mit einem Auflicht-Binokularmikroskop (WILD Heerbrugg M5A) bei 24-50facher Vergrößerung. Um möglichst das gesamte Korngrößenspektrum zu erfassen, wurden dabei entlang einer Längstraverse 300-600 Einzelkörner ausgezählt und deren prozentualer Anteil an der Gesamtkomponentenzahl innerhalb der Sandfraktion bestimmt.

$$\#F(\text{Anzahl Komponenten; Gesamtkomponentenzahl}) * 100 = \text{Komponenten [\%]} \quad (15)$$

Unterschieden wurden im wesentlichen Vertreter folgender Hauptgruppen: (Komponenten die keiner der unten aufgelisteten Sparte zugeordnet werden konnten oder zahlenmäßig nur schwach vertreten waren (z.B. Fischzähne, Seeigelstachel, Kalzitkristallite) wurden unter Andere subsummiert) Terrigene Komponenten - Quarz + Feldspat - Glimmer - Mafite (Pyroxene, Amphibole u. Erze) - Gesteinsfragmente Biogene Komponenten - planktische Foraminiferen - kalkige benthische Foraminiferen - agglutinierende Foraminiferen - Radiolarien - Diatomeen - Schwammnadeln Authigene Komponenten - Glaukonit - Mikro-Manganknollen Die Kornzahl-Analyse der Sandkomponenten ist mit zahlreichen Fehlern behaftet, die hauptsächlich beim Teilen und Schütten des Probengutes entstehen. So bleiben insbesondere die kleinsten Komponenten der Sandfraktion (Glimmerplättchen) bevorzugt an Probengefäß, Probenteiler und Pinsel haften, wodurch eine Unterrepräsentation insbesondere des Glimmeranteils zu erwarten ist. Zusätzlich kann eine Fehlbestimmung von Komponenten nicht immer ausgeschlossen werden. Trotz der geschilderten Fehlerträchtigkeit läßt sich mit der angewendeten Kornzahl-Analyse relativ schnell ein Überblick über die vorherrschenden Komponenten der Grobfraktion gewinnen. Hierbei waren Fluktuationen in der Verteilung biogener Komponenten (Radiolarien, Foraminiferen) sowie der authigen gebildeten Mikro-Manganknollen von besonderem Interesse. Einige wenige Sandproben wurden mittels 63-, 125-, 250-, 500- und 1000 mm-Sieben weiter unterteilt um Informationen über charakteristische Korngrößenspektren der verschiedenen ausgezählten Komponenten sowie über die Korngrößenverteilung in der Sandfraktion zu erhalten.

3.3.3.8. Auswertung der "smear slides"

Zur genaueren lithologischen Charakterisierung des Sedimentes und insbesondere um Schwankungen der biogenen Komponentenverteilung innerhalb der Siltfraktion zu erfassen wurden "smear slide"-Präparate auf ihren Gehalt an kieseligen Skeletten von Diatomeen und Silikoflagellaten analysiert, die sich vorwiegend in einem Korngrößenspektrum < 63 mm befinden. Die Auswertung erfolgte mit einem LEITZ Durchlichtmikroskop bei 160facher Vergrößerung. Es wurden 5-10 Abschnitte auf den "smear slide"-Präparaten mit möglichst gleichmäßig verstrichener Sedimentmenge ausgewählt und die Diatomeen ausgezählt. Neben den komplett erhaltenen Kieselskeletten wurden sämtliche Bruchstücke > 30 mm berücksichtigt da zahlreiche Diatomeengehäuse während der Präparation zerstört wurden. Durch eine visuelle Abschätzung erfolgte die Ermittlung und Kalibrierung der prozentualen Verteilung der absolut ausgezählten Diatomeen am Gesamtsediment. Eine Fehlerquelle bei der "smear slide"-Analyse liegt in der meist unterschiedlichen Sedimentdichte der Präparate, die eine Vergleichbarkeit zwischen den Proben einschränkt. Zudem lassen sich bei der relativ geringen Vergrößerung kleine Exemplare nicht mehr ausreichend erfassen. Dennoch lassen sich mit dieser Methode grobe Aussagen über Fluktuationen und Trends in der Diatomeenhäufigkeit im Kernverlauf erhalten.

3.3.3.9. Röntgendiffraktometrie an ausgewählten Proben

Um quantitative Aussagen über den prozentualen Anteil an Opal A am Gesamtsediment treffen zu können wurden an 35 ausgewählten diatomeen- und radiolarienhaltigen Proben röntgendiffraktometrische Messungen durchgeführt. Dazu werden 200 mg Probenpulver und 100 mg Korundstandard (g-Al₂O₃) in einem Achatmörser zweimal mit Aceton homogenisiert und als nicht orientiertes Pulverpräparat auf einen Aluminiumträger aufgebracht. Zur Messung kam ein PHILIPS PW1700 Diffraktometersystem zum Einsatz, das mit einer CoKa -Strahlung (40 kV, 40 mA) operiert. Bei der Diffraktometrie wurde das Pulverpräparat von einem Röntgenstrahl in einem Winkelbereich von 15°-40°2q (2Theta) und bei einer Geschwindigkeit von 0,005°2q/sec abgetastet. Im Gegensatz zu gut kristallinen Mineralen bei denen charakteristische Kristallflächen bei definierten Winkeln scharfe Reflexe erzeugen, erzeugt der röntgenamorphe Biogenopal nur ein breites diffuses Reflexionsband ("Opalbuckel"). Bestimmt wurde der Opalgehalt nach der Methode von EISMA & VAN DER GAAST (1971) und GINGELE (1992). Dabei wird die erzeugte Höhe des Opalbuckels bei einem Winkel von 27,5°2q mit Opalbuckelhöhen einer Eichkurve verglichen und abgegriffen. Die Auswertung erfolgte

mit dem Programm "MACDIFF" (R. Petschick/AWI).

Der Opalmessung ging die Erstellung einer Eichreihe voraus, bei der gemahlene Schwammnadeln das Eichmineral (Opal A) lieferten. Als Standard wurde Korund verwendet, während ein reiner Smektit (Moosburg) die Trägersubstanz bildete. Die Verwendung eines internen Korundstandards gewährleistet eine geräteunabhängige Meßreihe. Je 100 mg Korundpulver wurden dabei mit entsprechenden Prozentanteilen des Eichminerals und der Matrix (200 mg) wie oben geschildert homogenisiert, gemessen und ausgewertet. Damit wurden Opalgehalte von 0-100 Gew%, bei gewählten Abständen von 10 Gew% erfasst. Weiterhin wurden an den 35 Proben die relative Verteilung der kristallinen Minerale Quarz, Feldspat und Amphibol ermittelt, indem deren gemessene Intensitäten gegen die Intensitäten des internen Korundstandards aufgetragen wurden.

$$\text{Intensität} = \frac{\text{Intensität Mineral [counts]}}{\text{Intensität Korund [counts]}} * 100 \quad (16)$$

3.3.3.10. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen und EDAX-Analysen

Einige ausgewählte biogene und authigene Komponenten der Grobfraction wurden unter Verwendung eines elektrisch leitfähigen Spezialklebers (LEIT-C) auf REM-Aluminiumträger aufgebracht und mittels einer Bedampfungsanlage (EDWARDS E306A) mit Kohlenstoff bedampft. Die Komponenten wurden mit einem Rasterelektronenmikroskop (PHILIPS SEM515) bei bis zu 5000facher Vergrößerung betrachtet und analysiert. Der Einsatz eines angeschlossenen EDAX-Systems (energy dispersive x-ray analysis) ermöglicht Aussagen über die qualitative Elementverteilung der zu untersuchenden Objekte. Dabei wird das Präparat mit einem Primärstrahl beschossen, der eine Anregung und das Herausschlagen von Elektronen der inneren Atomschalen bewirkt. Die freiwerdenden Positionen werden von Elektronen der äußeren Schalen belegt, was zu einem Aussenden elektromagnetischer Strahlung im Röntgenbereich führt. Die emittierte Strahlung besitzt dabei für jedes Element ein charakteristisches Energiespektrum. Die anschließende Bedampfung der Rasterpräparate mit Gold-Palladium führt zur Erhöhung von Kontrast und Schärfe und ermöglicht damit eine photographische Dokumentation der Komponenten.

4. Ergebnisse und Diskussion

4.1. Ergebnisse der sedimentphysikalischen Messungen

4.1.1. Magnetische Suszeptibilität

Die gemessenen Suszeptibilitätswerte schwanken in den ersten 8 m des Schwerelotkernes im wesentlichen um Werte zwischen 150 und $240 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten (dimensionslos). In den biogen geprägten Abschnitten des unteren Drittels der Abfolge sinken die Suszeptibilitätswerte bis auf Minimalwerte um ca. $70 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten, bei einer teilweisen Vergrößerung der Amplitudenabstände zwischen den Minimal- und Maximalwerten. Neben den ferri- oder ferromagnetischen Mineralen (Magnetit, Pyrrhotin etc.), die den größten Anteil magnetisierbarer Partikel im Sediment stellen und die Suszeptibilität wesentlich beeinflussen, können auch authigene, kristalline Todorokite einen Beitrag zur Suszeptibilität liefern (THOMPSON & OLDFIELD, 1986). Diese Minerale liegen im Schwerelotkern PS1824 als Mikro-Manganknollen vor. Vermutlich aufgrund des geringen Anteils dieser authigenen Minerale am Gesamtsediment läßt sich keine Korrelation zwischen Suszeptibilität und den Gehalten an Mikro-Manganknollen feststellen. Auch lassen sich keine Abhängigkeiten der Suszeptibilitätswerte von der Korngrößenverteilung beobachten. Nach THOMPSON & MORTON (1979) sollten abnehmende Korngrößen mit einer Zunahme der Suszeptibilität einhergehen. Betrachtet man das Verhältnis Suszeptibilität zur Porosität in dem untersuchten Kernmaterial, kann eine leichte negative Korrelation zwischen beiden Parametern ausgemacht werden, d.h. mit steigender Porosität (bzw. Wassergehalt) sinken die Suszeptibilitätswerte. Wasser, als nicht magnetisierbares Medium, führt demnach zu einer Verdünnung der magnetisierbaren Partikel, was zu einer generellen Verringerung der Volumensuszeptibilität führt. Eine eindeutigere (negative) Beziehung läßt sich dagegen zwischen dem verstärkten Auftreten opaliner Komponenten (Diatomeen, Radiolarien) ab ca. 9 m Kerntiefe und der Suszeptibilität feststellen. Mit steigender Anzahl der Kieselskelette ist ein Rückgang der Suszeptibilitätswerte zu verzeichnen. Eine erhöhte biogene Produktion, führt folglich zu einer Verdünnung des terrigenen Anteils und zu niedrigen Suszeptibilitätswerten. Durch die zerstörungsfreie Messung der magnetischen Suszeptibilität lassen sich demnach neben semiquantitativen Aussagen über den Gehalt an magnetisierbaren Komponenten in glazialmarinen Sedimenten auch Hinweise auf mögliche Klimazyklen (z.B. Glazial/Interglazial-Wechsel) gewinnen (RICHTER, 1990). Ergebnisse der Suszeptibilitätsmessung können zudem dazu beitragen durch charakteristische Kurvenverläufe Korrelationen zwischen verschiedenen Kernen herzustellen.

4.1.2. P-Wellengeschwindigkeit

Die am Schwerelotkern gemessenen Longitudinalwellen-Geschwindigkeiten zeigen bis zu einer Kerntiefe von ca. 8 m nur geringe Variationen und liegen dabei nur geringfügig über der Geschwindigkeit von Meerwasser (1521 m/s bei 20° C) bei ca. 1530 m/s. In den unteren Abfolgen läßt sich ein deutlicher Anstieg der Kompressionswellengeschwindigkeit beobachten, die im Bereich von 1040 - 1060 cm Maximalwerte von bis zu 1567 m/s erreicht. An feinklastischen Sedimenten mit einem Hohlraumanteil von über 60% kann oft eine Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit mit steigender Porosität beobachtet werden (HAMILTON, 1974). Eine signifikante Erhöhung der Porosität im unteren Teil des Schwerelotkernes, die mit der Erhöhung der Wellengeschwindigkeit korrelieren würde, ist jedoch nicht zu verzeichnen. Betrachtet man in Bereichen hoher Geschwindigkeit deren Verhältnis zur Feuchtraumdichte, so werden die höchsten akustischen Geschwindigkeiten dort erreicht wo die Feuchtraumdichten am niedrigsten sind. Dies stellt eine Umkehr der normalen Beziehung von v_p und Dichte dar, die zumindest bei Sedimenten geringerer Porosität positiv korreliert sein sollte (HAMILTON, 1978). Vergleicht man die Wechsel der Wellengeschwindigkeit mit den Variationen der Korndichte so zeigt sich insbesondere für die biogen geprägten Abfolgen eine deutliche, negative Korrelation beider Parameter, d.h. eine Abnahme der Korndichte ist an eine Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit gekoppelt (Abb. 10). Aufgrund der beobachteten direkten Abhängigkeit zwischen Korndichte und dem Anteil von Diatomeen (und Radiolarien) am Gesamtsediment (Kapitel 4.2.2.), ist zu vermuten das Kieselskelette trotz ihrer geringen spezifischen Dichte von ca. 2 g/cm³ durch material- oder formspezifische Eigenschaften zu einer Erhöhung der Ultraschallwellen-Geschwindigkeit beitragen. Dies könnte bedeuten, daß die Ausbreitung der Kompressionswellen in den diatomeenreichen Abschnitten nicht von der Sedimentdichte und Porosität sondern maßgeblich von anderen physikalischen Parametern wie Kompressions- und Schermodul der Kieselskelette gesteuert wird, welche neben der Dichte die Wellenausbreitung in einem isotropen und elastischen Körper beeinflusst. Einen generellen Anstieg der Geschwindigkeiten in Zusammenhang mit dem Auftreten von Diatomeen wird auch von HAMILTON (1971) in diatomeenreichen, feinkörnigen Sedimenten der Bering See und des Okhotsk Meer beobachtet.

Abb. 10: Korrelationsdiagramm mit der P-Wellengeschwindigkeit und der Korndichte.

4.1.3. Spezifischer elektrischer Widerstand

Die gemessenen Widerstandswerte der untersuchten Sedimente bewegen sich in einem Bereich von $0,35$ und $0,43$ Wm, wobei der Werteverlauf eine Tendenz zu höheren Widerstandswerten mit zunehmender Tiefe zeigt. Da eine enge Kopplung zwischen spezifischen elektrischen Widerstand und Porosität besteht, könnte dieser Effekt auf die Porositätsabnahme infolge des stärker werdenden Überlagerungsdruckes zurückgeführt werden. Unter Anwendung

einer empirischen Gleichung von BOYCE (1968) wurden die Resultate der Widerstandsmessung in Porositäten umgerechnet und gegen die konventionell ermittelten Porositätsdaten aufgetragen (Abb. 11). Dabei zeigt sich jedoch eine nur mäßige Korrelation zwischen gemessenen und berechneten Werten, wobei die empirisch ermittelten Daten (nach BOYCE) durchschnittlich 5 Volumenprozent über den konventionell gewonnenen Porositätswerten liegen. Neben einer unvollständigen Sättigung des Porenraumes und Besonderheiten der Porenraumstruktur kann auch eine Zunahme der Oberflächenleitfähigkeit durch Tonpartikel eine Abweichung der Porositätswerte begründen (GERLAND, 1993). Zu diskutieren wäre zudem inwieweit die verwendete Gleichung von Boyce eine Allgemeingültigkeit besitzt und sich damit auf alle Sedimenttypen gleichermaßen anwenden läßt (GERLAND et al., 1993). Denkbar wäre auch ein Wasserverlust der sich zwischen der Widerstandsmessung (September 1991) und Beprobung des Kernes (September 1992) während der Lagerung ereignet haben könnte. Dadurch wären insbesondere die ermittelten Wassergehalts- und Feuchtraumdichtedaten mit Fehlern behaftet.

4.1.4. Feuchtraumdichte

Aufgrund der durchweg hohen Wassergehalte und damit Porositäten, die die Feuchtraumdichte eines Sedimentes maßgeblich beeinflussen (Abb. 14a), sind die ermittelten Feuchtraumdichten mit Werten zwischen 1,32 und 1,56 g/cm³ relativ niedrig. Ein Vergleich aus Gammaabsorptionsmessungen (DMS) und konventionell ermittelten Dichten aus Einzelproben des Schwerelotkerns zeigt die gute Übereinstimmung zwischen den Sedimentdichten (Abb. 12). Alle Werte fallen dabei in einen schmalen Bereich von ca. ±3 %. Ergebnisse mit ähnlich geringen Abweichungen werden auch von GERLAND (1993) erzielt. Die DMS-Daten besitzen dabei geringfügig höhere Werte und liegen zwischen ca. 1,35 bis 1,55 g/cm³. Ein einzelner signifikant hoher Wert von 1,64 g/cm³ bei 290,5 cm Kerntiefe wurde durch einen "dropstone" mit einem Durchmesser von 2 cm hervorgerufen. Die Ergebnisse der Kernwägung, bei der die Absolutdichten des gesamten Kernsegments ermittelt werden (S. 70), zeigen die Möglichkeit auf noch vor Beginn der sedimentologischen und sedimentphysikalischen Untersuchungen eine grobe Abschätzung über die Feuchtraumdichten des Sedimentes zu erhalten.

Abb. 11: Vergleich empirisch errechneter Porositätswerte mit konventionell ermittelten Porositäten.

4.2. Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen

4.2.1. Wassergehalt und Porosität

Die untersuchten Sedimentproben weisen aufgrund ihres durchweg hohen Anteils der Feinfraktion erwartungsgemäß hohe Wassergehalte auf. Durch den direkten Zusammenhang von Wassergehalt und Porosität ergibt sich eine sehr gute positive Korrelation zwischen beiden Parametern von $r=0,94$. Hohe Porositäten in feinkörnigen Ablagerungen sind nach FÜCHTBAUER (1988) eine Folge der sperrigen, kartenhausähnlichen Anordnung der Tonmineralblättchen, dessen Freiräume mit Wasser ausgefüllt werden. Bei feinkörnigen Korngemengen verschiebt sich zudem das Verhältnis Volumen zu Oberfläche zugunsten der spezifischen Kornoberflächen, was zu einer weiteren Vergrößerung des Hohlraumanteils führt. Neben der Korngrößenverteilung können auch Kornform, Sedimentationsrate und die Sedimentstruktur die Wassergehalte und damit die Porositäten eines Sedimentes beeinflussen. Die zunehmende Kompaktion während der Diagenese bedingt meist eine kontinuierliche Abnahme der Porosität mit der Sedimenttiefe.

Abb. 12: Vergleichende Darstellung der zerstörungsfrei gemessenen Feuchtraumdichte-Daten (DMS) mit konventionell ermittelten Feuchtraumdichten aus Einzelproben.

Die wassergesättigte Sedimentoberfläche des Großkastengreifers besitzt eine Porosität von über 81 Volumenprozent, die Werte innerhalb des Schwerelotes schwanken zwischen ca. 68 und 77 %. Bis zu einem Tiefenbereich von ca. 7 m läßt sich eine leichte, offensichtlich kompaktionsbedingte Abnahme der Porosität beobachten, bevor insbesondere in den Abschnitten zwischen 7-8 m und 10-11 m eine Zunahme der Porositäten bis auf 75% zu verzeichnen ist. Die Porositätszunahme ist vermutlich an das vermehrte Auftreten von Diatomeen und Radiolarien gekoppelt, deren Kieselskelette ein großes Eigenvolumen mit sich bringen. Diese direkte Abhängigkeit belegen PICHON et al. (1991), die bei steigendem Opalgehalt eine kontinuierliche Abnahme der Trockendichte beschreiben, die wiederum stark von der Porosität beeinflusst ist (Kapitel 4.2.3.).

4.2.2. Korndichte

Die Korndichte (Trockensedimentdichte) eines Sedimentes wird durch seinen Gehalt an terrigenen, biogenen und authigenen Bestandteilen charakterisiert. GEALY (1971) beschreibt an pelagischen Sedimenten erhöhte mittlere Korndichten bei wachsendem prozentualem Tonanteil, was jedoch eine Folge hoher spezifischer Dichten einiger Tonminerale (z. B. Chlorit) sein dürfte. Die gemessenen mittleren Dichten des bearbeiteten Kernmaterials liegen zwischen ca. 2,5 und 2,75 g/cm³. Während die terrigen geprägten Abschnitte der oberen Kernhälfte nur geringfügig um einen Wert von ca. 2,7 g/cm³ schwanken, nehmen die mittleren Korndichten ab einer Tiefe von 7 m aufgrund des hohen Anteils an opalinen Komponenten (Dichte von Biogenopal ~ 2,0 g/cm³) bis zu einem Minimalwert von 2,49

g/cm³ in 1063 cm Tiefe ab. Dabei zeigt sich eine starke Abhängigkeit der Korndichte von der prozentualen Verteilung der ausgezählten Diatomeen (Abb.13).

Abb. 13: Abhängigkeit der Korndichte von der Anzahl kieseliger Diatomeen.

4.2.3. Trockendichte

Zur Ermittlung der Akkumulationsraten gehen neben der linearen Sedimentationsrate die Trockendichte als Produkt von Porosität und Korndichte in die Berechnung mit ein. Die Trockendichte eines Sedimentes zeigt ebenso wie die Feuchtraumdichte eine starke Abhängigkeit von der Porosität bzw. dem Wassergehalt, weniger von der Korndichte (Abb. 14b). Dies bedeutet daß hohe Porositäten mit entsprechend niedrigen Trockendichtewerten korrelieren. So liegen die Trockendichten der bearbeiteten Sedimentproben in einem Bereich zwischen 0,49 g/cm³ für die höchsten und 0,87 g/cm³ für die niedrigsten Porositäten

Abb. 14: Korrelation der Feuchtraumdichte (A) und der Trockendichte (B) zur Porosität. Es zeigt sich eine eindeutige Abhängigkeit beider Parameter von der Porosität bzw. dem Wassergehalt.

4.2.4. Organischer Kohlenstoff

Die gemessenen Gehalte an organischem Kohlenstoff (Corg) betragen an der Sedimentoberfläche des Großkastengreifers 0,34 Gewichtsprozent, während im Schwerlotkern Werte von 0,25 % erreicht werden, die rasch innerhalb der obersten 30 cm auf ca. 0,1 % abnehmen. Mit steigender Kerntiefe ist eine kontinuierliche Abnahme des Corg-Gehaltes bis auf ca. 0,05 Gew% verbunden. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff in marinen Sedimenten spiegeln im wesentlichen die Produktivität in der euphotischen Zone des Oberflächenwassers wider (Primärproduktion). Phyto- und Zooplankton (Diatomeen, Radiolarien, Foraminiferen etc.) stellen den Großteil des organischen Materials, welches die Sedimentoberfläche erreicht. Ein Eintrag von terrigen gebildetem Biogenmaterial kann aufgrund der völligen Bedeckung des antarktischen Kontinentes mit Inlandeis im vorliegenden Falle ausgeschlossen werden. Der Einbau und die Erhaltung von Corg im Sediment ist neben dem Bioturbationsgrad, dem Sauerstoffgehalt des Bodenwassers sowie der Zusammensetzung des organischen Materials wesentlich von der Sedimentationsrate abhängig (STEIN, 1991). So werden in pelagischen Sedimenten des Zentral-Pazifiks mit Corg-Gehalten < 1% und Sedimentationsraten < 6 mm/1000 Jahre nur 0,01 % der Primärproduktion überliefert (MÜLLER & SUESS, 1979). Typisch für Sedimente offener mariner Regionen mit niedriger Biogenproduktivität sind Corg-Anteile von weniger als 0,4 % bei Sedimentationsraten kleiner 1 cm/1000 Jahre (STEIN, 1991). Diese Angaben decken sich mit den gemessenen Gehalten an organischem Kohlenstoff in den Oberflächenproben des bearbeiteten Materials. Die geringen Corg-Anteile im weiteren Kernverlauf werden von organischen Verbindungen verursacht, die von mikrobiellen Organismen nicht mehr katabolisierbar sind (SCHLÜTER, 1990). Die deutliche Abnahme der prozentualen Gehalte des organischen Kohlenstoffs schon in den obersten Zentimetern des Sedimentes zeigt eine rasche Zersetzung der abbaubaren organischen Substanz durch Mikroorganismen an.

4.2.5. Kalziumkarbonat

Das Vorkommen signifikanter Kalziumkarbonatgehalte in den Kernen von Großkastengreifer und Schwerlot ist ausschließlich auf deren oberflächennahe Horizonte zwischen ca. 10 und 30 cm Kerntiefe beschränkt, wobei CaCO₃-Gehalte von maximal 10 % erreicht werden. Ergebnisse der Komponentenanalyse zeigen, daß das ausgeprägte Karbonatmaximum in 22 bzw. 27 cm Tiefe durch das vermehrte Auftreten planktischer (Neogloboquadrina pachyderma) und kalkiger benthischer Foraminiferen verursacht wird. Insbesondere die benthische Foraminiferenart Nuttallides umbonifer ist nach MACKENSEN et al. (1990) ein charakteristischer Vertreter einer Faunenvergesellschaftung, die vorwiegend zwischen Karbonat-Lysokline und CCD (carbonate compensation depth) zu finden ist. Zudem scheint die Verteilung von Nuttallides umbonifer mit den kalkkorrosiven Wassermassen des Antarktischen Bodenwassers (AABW) assoziiert zu sein, die auch das Arbeitsgebiet beeinflussen. Die Wassertiefenabhängigkeit der beobachteten Fauna läßt vermuten, daß es sich um eine autochthone Biozönose benthischer Foraminiferen handeln muß. Ein Transport zumindest aus flacheren Regionen durch Trübeströme kann dadurch ausgeschlossen werden. Das Fehlen von Kalkschalen auf der Sedimentoberfläche sowie die Tiefenlage von 4483 m der Kernstation belegen die derzeitige Lage des Sedimentationsraumes unterhalb der CCD. Diese wird in den heutigen Ozeanen hauptsächlich von Parametern wie Temperatur und CO₂-Partialdruck gesteuert und liegt zwischen 4000 und 5000 m (LI et al., 1969; ANDERSON, 1975). In einem glazial geprägten Umfeld wird die Tiefenlage der CCD neben der Wassertiefe wesentlich durch die Primärproduktion im Oberflächenwasser, Meereisbedeckung, Variationen der physikalischen und chemischen Eigenschaften von Wassermassen sowie durch Sedimentationsprozesse gesteuert (ANDERSON, 1975; GROBE & MACKENSEN, 1992). Die beobachtete Anlösung der Kalkschalen ist ein Resultat von Lösungsprozessen, die in der Wassersäule, an der Sedimentoberfläche oder diagenesebedingt im Sediment erfolgen können.

4.2.6. Schwefel

Die prozentualen Gehalte des Schwefels am Gesamtsediment liegen bei maximal 0,035 und gehen bis auf 0 % zurück. Im Schwerelotkern zeigt sich eine tiefenabhängige Abnahme der Werte von durchschnittlich etwa 0,02 Gew% in den obersten 5 Metern auf 0-0,01 Gew% in den darunter liegenden Abfolgen. Eine eindeutige Korrelation der Schwefelkurve mit anderen Parametern konnte nicht festgestellt werden. So kann nicht geklärt werden welche Faktoren und Prozesse das Verteilungsmuster des Schwefels steuern. Schwefel bzw. Sulfat in marinen Sedimenten kann häufig auf das Vorkommen von authigen gebildetem Gips oder Pyrit zurückgeführt werden. Die Fällung von CaSO_4 und FeS_2 ist jedoch an das Vorhandensein anaerober Bedingungen geknüpft (SIESSER & ROGERS, 1976). Das Fehlen von Pyritkristallen in der Grobfraction, der hohe Bioturbationsgrad, das Vorhandensein von Mikro-Manganknollen und der weitgehende Abbau von organischem Kohlenstoff sprechen für ein oxidierendes Milieu des bearbeiteten Sedimentmaterials. Einen Beitrag zum Schwefelgehalt könnten der an organische Substanz gebundene Schwefel sowie diagenetisch gefällter Baryt (BaSO_4) leisten. Ein Vergleich mit Proben vom Walfischrücken mit ähnlichen Corg- und Schwefelgehalten und einem vergleichbaren diagenetischem Milieu zeigt, daß die authigen gebildeten Baryte dabei bis zu 80 % des Gesamtschwefels enthalten können (GINGELE, 1992).

4.2.7. Eisfrachtverteilung

Komponenten über 2 mm innerhalb einer glazialmarinen Sedimentabfolge werden als detritisches Material interpretiert, welches durch driftende Eisberge transportiert und durch Abschmelzprozesse abgelagert wird ("dropstones"). In den bearbeiteten Kernen zeigen die geringen Gehalte von nur 0-2 Komponenten/10 cm³, daß die Eisberge im Bereich der Probenstation aufgrund der großen Entfernung vom antarktischen Kontinentalrand ihre Sedimentfracht schon weitgehend verloren haben. "Dropstones" bis in die ältesten Abfolgen des Schwerelotkerns belegen zudem eine dauerhafte Beeinflussung der Sedimentationsprozesse durch eistransportiertes Material (IRD). DENTON et al. (1971) weisen darauf hin, daß Eisberge, die von den Schelfeisen des Ostantarktischen Schildes abbrechen, meist nur geringe Mengen detritischen Materials mit sich führen. Das durch die Schelfeise mitgeführte Moränenmaterial kommt durch Abschmelzprozesse an der Basis meist schon auf den Schelfarealen zur Ablagerung. Dies geschieht meist noch vor Erreichen der Grundlinie, der Linie die das auf dem Untergrund aufliegende Inlandeis vom schwimmenden Schelfeis trennt (ANDERSON et al., 1980). Bei den aufgefundenen kiesigen Komponenten handelt es sich meist um metamorphe granitoide Gesteine mit maximalen Durchmesser von 3 cm. Der Rundungsgrad ist eckig, z.T. ist Kantenrundung zu beobachten. Sie sind oft vollkommen oder teilweise von einer dünnen Mangankruste überzogen, was auf ein langes Verweilen auf der Sedimentoberfläche und damit auf eine geringe Sedimentationsrate hinweist. 4.2.8. Korngrößenverteilung Die weitgehend strukturlosen, feinklastischen und hemipelagischen Sedimente lassen sich durchweg einem Sedimenttyp zuordnen. Es handelt sich dabei um einen "mud" (siltiger Ton, toniger Silt), der durch hohe Silt- und Ton-Gehalte und geringe Anteile von Kies und Sand gekennzeichnet ist. Die Korngrößen der Sandkomponenten liegen dabei meistens unterhalb eines Bereiches von 500 µm. Die an den Proben des Kerns PS1824-1 ermittelten Sand-Silt-Ton-Verhältnisse liegen im Dreiecksdiagramm in einem eng umgrenzten Feld (Abb. 15).

Abb. 15: Dreiecksdiagramm-Darstellung der Sand-Silt-Ton-Verhältnisse der Sedimentkernproben des Schwerelotkernes PS1824-1.

Die überwiegend durch den Eintrag von terrigenem Detritus geprägte quartäre Sedimentabfolge der ersten 7-8 m des Schwerelotes zeigt einen großen Schwankungsbereich der Silt-Ton-Gehalte von ca. 30-65 Gewichtsprozent, während der Sandanteil selten 1,5-2 Gew% übersteigt. In den biogen beeinflussten, tertiären Ablagerungen der unteren 3-4 m, die durch das vermehrte Auftreten von siltig-großen Kieselskeletten von Diatomeen gekennzeichnet sind ("diatom-bearing"- und "diatomaceous mud"), läßt sich eine deutliche Abnahme der Schwankungsbreite der Silt/Ton-Maxima beobachten, wobei sich der Siltanteil aufgrund des Biogenanteils meist oberhalb 50 bis 55 Gew% befindet. Gegenüber den klastisch-terrigenen Einheiten ist eine leichte Erhöhung des Sandanteils zu verzeichnen, der durch den verstärkten Eintrag von Radiolariengehäusen hervorgerufen wird (Kapitel 4.3.3.4.). Da feinkörniges Material durch Transportmechanismen, wie Turbidite oder Bodenströmungen, angeliefert oder umgelagert werden können, eignet sich die Ton- und Siltfraktion nicht als Anzeiger für einen Eiseintrag (GROBE, 1986). Die relativ starken Schwankungen der Silt/Ton-Verhältnisse der ersten Meter könnten dennoch im Zusammenhang mit der wechselnden Ausdehnung der Eismassen im oberen Pliozän und Pleistozän gesehen werden (Glazial/Interglazial-Zyklen). Generell wird insbesondere bei einem kaltzeitlichen Vorstoß des Inlandeises Moränenmaterial bis über die Schelfkante transportiert, wo es zu einem Ausschmelzen von Detritus aus dem Eis und ein Abregnen auf dem oberen Kontinentalhang kommt (GROBE & MACKENSEN, 1992). Durch gravitativen Sedimenttransport kann das terrigene Material bis in die Tiefseebereiche verfrachtet werden. Ziehen sich die aufliegenden Eismassen zu Beginn der Interglaziale zurück und schwimmen als Folge des Meeresspiegelanstiegs auf, findet die Bildung von kaltem Eisschelfwasser (ISW) unter den ausgedehnten Schelfeisen statt. Einen weiteren Beitrag zur Bildung kalter Wassermassen leisten die durch katabatische Winde eisfrei gehaltenen Küstenpolynas, in denen das Oberflächenwasser durch ständigen Kontakt mit der Atmosphäre stark abgekühlt wird und absinkt. Aufgrund ihrer hohen Dichte kommt es zu einem gravitativen Abfließen der Wassermassen über den Kontinentalhang bis in die Tiefseebereiche, wo sie zur Bildung des Antarktischen Bodenwassers (AABW) beitragen (FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988). Die damit verbundenen verstärkten Bodenströmungsprozesse sind

verantwortlich für ein Auswaschen und Abtransport ("winnowing") leicht erodierbarer Siltpartikel am oberen Kontinentalhang und eine bevorzugte Anreicherung der Siltfraktion in den Tiefseebereichen (Abb. 20b). Somit würden hohe Siltanteile in den klastischen Abfolgen des Pleistozäns eine starke Ausdehnung der Schelfeise mit der damit verbundenen Bodenwasserzirkulation repräsentieren. In Kaltzeiten, bei erniedrigtem Meeresspiegel und auf dem Schelf aufliegenden Eismassen, kann es durch die fehlenden bodennahen Strömungen zu einer verstärkten Sedimentation tonigen Materials kommen (PUDSEY et al., 1988). Die regelmäßig auftretenden Schwankungen der Silt/Ton-Anteile des oberen Pliozäns und Pleistozäns spiegeln demnach Glazial/Interglazial-Zyklen wider. Generell können globale Klimaänderungen der Vergangenheit an stabilen Sauerstoffisotopen abgelesen werden, die meist an den Kalkschalen benthischer oder planktischer Foraminiferen gemessen werden. Diese speichern in Form wechselnder Verhältnisse der Isotope O18 zu O16 Informationen über das in den Eiskappen gebundene Wasser und lassen damit Rückschlüsse auf paläoklimatische Bedingungen (Glazial/Interglazial) zu. Bei einem Vergleich der Silt/Ton-Verhältnisse des Schwerelotkernes mit einer Sauerstoffisotopen-Kurve von SHACKLETON & CITA (1979) zeigt sich die gute Übereinstimmung der resultierenden zyklischen Temperaturschwankungen mit den Veränderungen der Silt/Ton-Anteile (Abb. 18). In beiden Fällen erfolgt dabei der Einsatz einer ausgeprägten Zyklizität in einem Zeitraum um ca. 2,5 Ma, der mit dem Beginn der Vereisungsgeschichte der Nordhemisphäre vor ca. 2,5 Ma bis 2,6 Ma zusammenfällt. Die geringen Schwankungen der Silt- und Tonanteile der liegenden, pliozänen Abfolgen könnten demnach auf die Abwesenheit bzw. eingeschränkte Wirkungsweise antarktischer Bodenwassermassen durch eine verminderte Ausbildung der Schelfeistafeln im Pliozän hinweisen (Kapitel 5.3.). Die relativ hohen Siltanteile sind dabei eine Folge des verstärkten Eintrags von Diatomeenskeletten, die sich vorwiegend in der Siltfraktion befinden.

4.3. Ergebnisse der Komponentenanalyse

Die Sandfraktion (>63 µm) der untersuchten Sedimente setzt sich im wesentlichen aus terrigenen und biogenen, untergeordnet aus authigenen Komponenten zusammen. Mit meist weniger als 3 % ist der Anteil am Gesamtsediment relativ gering. Die weitgehend mikrofossilfreien, pleistozänen Abfolgen des Schwerelotes werden mit weit über 90 % von terrigenen Komponenten dominiert (Quarz, Feldspat), während ihr Anteil durch das vermehrte Auftreten von Radiolarien in den pliozänen Horizonten auf unter 20 % reduziert werden kann. Authigen gebildete Mikro-Manganknollen können mit bis zu 20 % an der Sandfraktion beträchtliche Anteile erreichen.

4.3.1. Terrigene Komponenten

Die Zusammensetzung der untersuchten glazialmarinen Sedimente hängt im wesentlichen von den im südlich gelegenen Hinterland anstehenden Gesteine des Queen Maud Lands ab. Gletscher und Inlandeismassen bzw. Schelfeise transportieren den terrigenen Detritus bis in die vorgelagerten Meeresbereiche, wo er zur Ablagerung kommt. Eisfreie Gebirgsketten sowie Nunataks im südlichen Hinterland der Kernstation, wie die Sør Rondane- Belgica- und Yamato-Berge geben Auskunft über das zu erwartende Gesteinsspektrum. Das proterozoische bis paläozoische kristalline Grundgebirge setzt sich dort im wesentlichen aus hochmetamorphen Gneisen und Migmatiten sowie sauren plutonischen Gesteinen wie Syenite und Granite zusammen. Untergeordnet treten basische und saure Ganggesteine (Pegmatite) sowie Marmore, Skarne und Kalk-Silikat-Gesteine in Erscheinung (ASAMI et al., 1988; KOJIMA et al., 1981; SHIRAIISHI et al., 1992).

4.3.1.1. Gesteinsbruchstücke

Als Gesteinsbruchstücke wurden Komponenten der Sandfraktion angesprochen, die sich aus mehreren Mineralen zusammensetzen. Diese besitzen fast ausschließlich Größen über 1 mm und weisen durchwegs geringe Gehalte zwischen 0 und 1,5 % der Sandfraktion auf. Die Bruchstücke setzen sich meist aus Quarz und Mafiten (Amphibol o. Pyroxen) zusammen oder entsprechen dem granitoiden, gneisartigen Charakter des eistransportierten Materials der Kiesfraktion (IRD) und weisen wie diese oft eine dünne Kruste aus Manganverbindungen auf.

4.3.1.2. Quarz und Feldspäte

Aufgrund der geringen Gehalte an Feldspäten sowie der schwierigen Abgrenzung zu den Quarzkomponenten wurden Feldspäte und Quarze zusammengefaßt. Die Quarzkörner stellen in den klastisch-terrigenen Abfolgen mit 70-90 % den weitaus größten Anteil an der Sandfraktion. Die Zunahme der Radiolarienhäufigkeit ab ca. 8 m sorgt für eine generelle Verdünnung der terrigenen Komponenten. Die Quarzgehalte gehen dadurch bis auf Werte von unter 10 % in 1038 cm Tiefe zurück. Die Quarzkörner sind am häufigsten in einem Korngrößenbereich von 63-125 µm anzutreffen. Die Form der Komponenten ist meist ungerundet und scharfkantig, was auf glaziale Transportmechanismen hinweist. Ihr äußeres Aussehen ist fast immer klar und durchscheinend, selten milchig-trüb oder von rötlicher oder grünlicher Eigenfarbe. Vereinzelt werden gerundete bis gut gerundete Quarzkörner mit rauher Oberfläche beobachtet, die einen fluviatilen Transport vermuten lassen. Entsprechende Vorkommen von Quarzsanden im Hinterland des Queen Maud Lands, die Umlagerungsprozessen unterworfen werden könnten, sind nicht bekannt. Eine Herkunft aus gut gerundeten Dünenansanden von Berkner Island (REX et al., 1970) oder permischen Sandsteinen im Hinterland der Prydz Bay erscheint aufgrund der großen Entfernung zur Kernstation unwahrscheinlich. Dünenbildungen auf Schelfarealen, die in Verbindung mit glazialen Meeresspiegelniedrigständen gesehen werden, sind generell auch für die Schelfgebiete der Ostantarktis denkbar. In wärmeren Epochen im Laufe der antarktischen Vereisungsgeschichte könnte zudem ein verstärkter Schmelzwasserfluß an der Basis temperierter Inlandeismassen stattgefunden haben, der zur Ablagerung glazialfluviatiler Sedimente führte.

4.3.1.3. Glimmer

Die Gehalte an Glimmer in den obersten 5 Metern des Schwerelotkernes schwanken zwischen ca. 1,7 und 16 %, während in den darunter liegenden Abfolgen Anteile über 5 % nicht mehr überschritten werden. Meist handelt es sich um Dunkelglimmer (Biotit), seltener um Hellglimmer, der fast ausschließlich kleiner 125 µm ist. Die relativ hohen Anteile der Glimmerblättchen an der Sandfraktion belegen die Abstammung von stark glimmerhaltigen Gesteinen des Queen Maud Lands (z.B. Biotitgneise).

4.3.1.4. Mafite

Dunkle Gemengteile wie Pyroxene, Amphibole und Erze wurden aufgrund geringer Prozentanteile und Unterscheidungsschwierigkeiten unter Mafite subsumiert. An der Oberfläche des Schwerelotes werden maximal 3,5 % an der Sandfraktion erreicht, die Gehalte an Mafiten im weiteren Kernverlauf liegen jedoch überwiegend unter 2 %. Meist sind die mafischen Gemengteile größer als 250 µm.

4.3.2. Authigene Komponenten

4.3.2.1. Glaukonit

Mit Ausnahme eines oberflächennahen Horizontes in 38 cm Kerntiefe des Schwerelotes mit 2,2 % der Sandfraktion, sind die Glaukonitgehalte generell gering. Sie liegen meist bei maximal 1,5 % in den oberen- und aufgrund des Verdünnungseffektes durch biogene Komponenten unterhalb 1% in den unteren Abfolgen. Die Glaukonitkörner zeigen häufig einen rundlichen Habitus mit glatter oder rissiger Oberflächenstruktur. Die Farben reichen je nach Reifestadium über gelblich, blaßgrün oder glänzend dunkelgrün bis zu braungrün. Die Bildung von Glaukonit zeigt eine Abhängigkeit von verschiedenen Ausgangsbedingungen. Im wesentlichen lassen sich dabei 4 Komponentenarten als Ausgangssubstrat beobachten, in denen eine Glaukonitbildung mit meist granulärem Habitus oder als Glaukonitüberzug erfolgen kann. Voraussetzung dafür ist fast immer eine poröse oder rissige Struktur der Komponenten, die eine Verfüllung mit der authigenen Glaukonitphase ermöglicht (ODIN & MATTER, 1981). 1) Glaukonitkörner als Füllung in Gehäusen kalkiger oder kieseliger Mikrofossilien (Foraminiferen, Radiolarien). 2) Glaukonitbildung in den Poren kalkiger Bioklasten (Echinoideen, Muscheln, etc.). 3) Glaukonitisierung von Kotpillen. 4) Glaukonit als Beschichtung oder als Poren- und Rissfüllung auf und in mineralischem Detritus (Gesteinsbruchstücke, Quarz, Glimmer, Feldspat etc.). Diese Gruppe von Komponenten bietet aufgrund ihrer porösen Struktur Möglichkeiten zur Bildung eines Mikromilieus in denen eine Neubildung von authigen gebildeten Fe-reichen Smektiten stattfinden kann (Glaukonitisierung). Im weiteren Verlauf der Glaukonitbildung kann es zu einer Verdrängung des Ausgangssubstrates sowie zu einer Anreicherung innerhalb der Glaukonite von Eisen und Kalium kommen. Mit zunehmenden Reifestadium erfolgt eine Volumenvergrößerung sowie der Übergang von einer hellgrünen zu einer dunkelgrünen Färbung der Körner, die oft von charakteristischen Rissen begleitet wird. Diese entstehen durch ein schnelleres Wachstum der authigenen Phase im Zentrum des Glaukonitkorns im Vergleich zu seiner Peripherie. Weitentwickelte Glaukonitkörner, die charakteristische Risse aufweisen benötigen eine Mindestentwicklungszeit von 104-105 Jahren (ODIN & DODSON, 1982). Die Bildung von Glaukonit-Aggregaten erfolgt im wesentlichen an der Wasser-Sediment-Grenze bei niedrigen Sedimentationsraten. Begünstigt wird die Glaukonitisierung durch Temperaturen < 15 ° C, ein pH um 8 und durch Eh-Bedingungen an der Oxidations-Reduktionsgrenze. Eine Glaukonitisierung findet in den Ozeanen meistens in Tiefen < 500 m statt (ODIN & FULLAGAR, 1988), tiefere Vorkommen werden häufig als von Schelf- oder Hangbereichen antransportiertes Material interpretiert. MORTON et al. (1984) beschreiben dagegen Glaukonite in miozänen Sedimenten des nordatlantischen Ozeans, die in einer Tiefe von über 2000 m gebildet wurden. In einer Tiefe von 658 cm des Schwerelotes wurde neben einer mit Glaukonit verfüllten Schwammnadel ein Glaukonit-Aggregat beobachtet, welches als eine Pseudomorphose nach einer discoidalen Radiolarie (z.B. Spongotrochus) angesehen werden kann (Tafel). Dies belegt eine zumindest teilweise Abstammung der Glaukonitkörner von biogenen, kieseligen Komponenten. Beide Komponentenarten wurden auch von ODIN & FRÖHLICH (1988) beobachtet und beschrieben. Die Frage ob die Glaukonite der Grobfraktion in situ gebildet wurden oder vom Kontinentalhang oder Schelfbereich antransportiert wurden kann nicht eindeutig geklärt werden. Das Fehlen direkter Hinweise auf eine Umlagerung, das Auffinden von Glaukonit in tieferen Bereichen der Ozeane (MORTON et al., 1984) sowie ihr Vorkommen auch in hohen Breiten (ODIN & FRÖHLICH, 1988) machen eine in situ Bildung der Glaukonite denkbar.

4.3.2.2. Mikro-Manganknollen

In den Horizonten der ersten 160 cm des Schwerelotkernes sind nur vereinzelt Mikro-Manganknollen anzutreffen. Die darunter liegenden Abfolgen zeigen prozentuale Gehalte der Sandfraktion von ca. 1 bis maximal 20 % in 378 cm Kerntiefe. Ab 800 cm wird durch das verstärkte Auftreten von Radiolarien ein Anteil von 5 % nur selten überschritten. Das Ausbleiben der Mikro-Manganknollen in den obersten Dezimetern könnte durch ein mangelndes Angebot an Sauerstoff hervorgerufen werden, der in oberflächennahen Horizonten bevorzugt von Organismen verbraucht wird. Die Mangankonkretionen weisen eine große Formenvielfalt auf. Sie sind oft kugelig, traubig-nierig, hantelförmig, länglich oder hütchenförmig und besitzen eine dunkel- bis bronzebraune Farbe. Sie sind meist in einem Korngrößenbereich von 250-500 µm anzutreffen. Die hütchenförmigen Morphotypen besitzen meist einen leicht gewölbten, rauhen, schwarzen Fuß, der ein ehemaliges Aufsitzen auf einem Substratkorn (Foraminifere?) vermuten läßt (Tafel). EDAX-Analysen an der Unterseite dieser Gebilde zeigen eine reine Mangan-Phase an. Im gesamten Kernverlauf sind vereinzelt agglutinierende Foraminiferen der Art *Cyclammina pussila* (seltener *Rhabdammina* sp. bzw. *Hyperammina* sp.) zu

beobachten, deren Gehäuse gleichmäßig von einer dünnen, ca. 50 µm dicken, glatten Manganschicht überzogen ist (Tafel). Röhrenförmige, hohle Gebilde, die Längen von bis zu 7 mm erreichen können, werden als Ausfällungsprodukte von ferromanganischen Verbindungen in Bautenwänden grabender Organismen (Chondrites?) gedeutet (BREHME, 1992; SCHMIEDL, 1990). Eine Ausnahme stellt ein Horizont in 1063 cm Tiefe dar, wo die Mikro-Manganknollen zahlreiche stabförmige Diatomeen der Gattung *Thalassiothrix* oder *Trichotoxon* (frdl. mündl. Mittl., U.Zielinski, AWI) inkorporieren, deren Größe meist bei weit über 100 µm liegt (Tafel). Da großwüchsige Exemplare dieser Gattung nicht in der Sandfraktion beobachtet werden, scheint die Umkrustierung mit Manganverbindungen stattgefunden haben noch bevor Lösungsprozesse die Kieseskelette zerstören konnten. Meist besitzen Manganknollen einen Fremdkörperkern (Nukleus) aus terrigenem Detritus oder biogenen Komponenten (BURNS & BURNS, 1975), was durch Lösungsversuche mit verdünnter Salzsäure bestätigt werden konnte. Um den Nukleus lagern sich dann in konzentrischen Lagen mehr oder weniger eisenreiche Manganoxide an (LALLIER-VERGES & CLINARD, 1983). Die vorherrschende Mineralphase ist dabei Todorokit oder Birnessit mit wechselnden Ni-, Cu-, Mg- und Ca-Gehalten. Eigene semiquantitative EDAX-Analysen sowie röntgenographische Untersuchungen von SCHMIEDL (1990) an Mikro-Manganknollen der Kernstation PS1823 weisen auf das Mineral Todorokit hin. Die Wachstumsraten von Makro-Manganknollen liegen bei ca. 4 mm/106 Jahren (BENDER et al., 1966). Sie werden meist in Gebieten geringer Sedimentation (~5 mm/1000 Jahre) und sauerstoffreichen Bodenwasserbedingungen vorgefunden (KENNETT, 1982). Mangan wird hauptsächlich durch Verwitterung von Festlandsgesteinen und submarinen Vulkanismus in die Meere eingetragen. Insbesondere die Bildung und das Wachstum von Mikro- wie auch von Makro-Manganknollen stellt in der marinen Geologie ein weitgehend unbefriedigend gelöstes Problem dar. Hierbei ist die Frage nach einem rein physikochemischen oder organogenem Ursprung der mangan- und eisenhaltigen Bildungen von besonderem Interesse. Ein direkter Zusammenhang zwischen Mikro- oder Makroorganismen (Bakterien, Foraminiferen, Radiolarien) und der Bildung von Manganknollen wird von zahlreichen Autoren beschrieben (BURNETT & NEALSON, 1981; GREENSLATE, 1974; BERGER et al., 1983; RIEMANN, 1985; STOFFERS et al., 1984; BANERJEE & IYER, 1991). Die oben geschilderten Beobachtungen an den Mikro-Manganknollen im Schwerelotkern, insbesondere in Bezug auf die umkrusteten agglutinierenden Foraminiferen und die ummantelten Röhrenbauten machen ebenfalls eine organogene Abstammung dieser Mikro-Manganbildungen wahrscheinlich. Bei den manganumkrusteten Komponenten zeigen sich einige auffällige Parallelen, die zumindest die Anlage zur Bildung einer Ummantelung mit ferromanganischen Verbindungen erklären könnten. Lebende Individuen von *Cyclammina pusilla* sind in der Lage ihr Gehäuse vollständig mit einer dünnen organischen Lage (outer organic lining) zu umhüllen. Zudem sind in den organischen Zementen eisenreiche mineralische Anteile enthalten, die nach dem Absterben der Foraminifere in den Zwickeln des agglutinierten Gehäuses zurückbleiben (BENDER, 1989). Einige grabende Organismen (Hemichordaten, Anneliden) kleiden die Wände ihrer Bauten mit einer schleimigen organischen Schicht aus, die zusammen mit einem darin enthaltenen chemischen Wirkstoff (Dibromphenol) einen Schutz vor sauerstoffverzehrenden Bakterien bilden soll. Die eingeschränkte aerobe Aktivität kann zur Bildung und Ablagerung von Eisenhydroxid-Verbindungen führen, die sich als bis zu 2 mm starke Schicht absetzen kann (KING, 1986; MEADOWS, 1986). Nach Behandlung der Manganröhren des Schwerelotkernes mit verdünnter Salzsäure bleibt ein "Steinkern" aus siltigem detritischen Material zurück (Tafel). Der gute Erhaltungszustand kann somit auf eine Zementation der Partikel mit Eisenhydroxid-Verbindungen zurückgeführt werden, die eine Stabilisierung der Röhren bewirkt. BURNS & BURNS stellten 1975 fest, daß sich an der Grenzfläche zwischen Nukleus und der Mangan-Oxidschicht von Manganknollen eine Lage von hydrierten Eisenoxiden befindet, die eine bevorzugte katalytische mineralische Phase für das anschließende zyklische Wachstum der Mangan-Oxide darstellt. Somit scheint die Kombination organischer Substanz zusammen mit dem Vorkommen von Eisenhydroxid-Verbindungen eine Manganausfällung in den genannten Fällen zu begünstigen. Die Umkrustierung und Imprägnierung der (endobenthonischen?) sandschaligen Foraminiferen und der Grabbauten könnte sich nach dem Absterben der Organismen in einem langandauernden Mikromilieu mit günstigen Eh-pH-Bedingungen ereignet haben. Das anschließende zyklische Wachstum könnte nach BURNETT & NEALSON (1981) das Ergebnis einer periodischen Produktion von bakteriellen organischen Lagen sein, die die Mikro-Manganknollen überziehen. Ausgehend von einem Analogschluß sollten die übrigen beobachteten Manganknollen der verschiedensten Morphotypen auf eine ähnliche Art und Weise entstanden sein. Hierbei könnten insbesondere die kugeligen Komponenten als ehemalige Kotpillen sedimentfressender Organismen interpretiert werden, die gleichfalls von einer organischen Schicht mit Dibromphenol umhüllt sein können (KING, 1986). Offen bleibt die Frage weshalb bei den Mikro-Manganknollen ein Korngrößenbereich von ca. 500 µm im Gegensatz zu den Makro-Manganknollen (z.B. Pazifik) nicht überschritten wird.

4.3.3. Biogene Komponenten

Die Primärproduktion in der euphotischen Zone des heutigen antarktischen Ozeans ist großen räumlichen und zeitlichen Fluktuationen unterworfen. Die Tiefe der euphotischen Zone, die als die 1 % Lichttiefe definiert ist, liegt in der Antarktis zwischen 20 und 100 m (PRIDDLE et al., 1986). Die Produktion von kieseligem und kalkigem Phyto- und Zooplankton (Diatomeen, Radiolarien, Foraminiferen) im antarktischen Oberflächenwasser wird maßgeblich durch das wechselnde Lichtangebot kontrolliert, das durch die saisonalen Schwankungen in der Meeresbedeckung hervorgerufen wird (ABELMANN & GERSONDE, 1991). So ist in Zeiten der winterlichen Meeresbedeckung die Exportproduktion weitgehend reduziert. Weitere steuernde Faktoren zur Biomassenproduktion sind neben der Wassertemperatur das Nährstoffangebot, die Stabilität der Wassersäule sowie die Abweidungsrate durch Zooplankton (z. B. Krill,

Copepoden).

4.3.3.1. Planktische Foraminiferen

Planktische Foraminiferen sind wie die benthischen Foraminiferen auf die oberflächennahen Abschnitte des Schwerelotes und Großkastengreifers konzentriert. Die höchsten Anteile mit maximal 66 % der Sandfraktion werden im Großkastengreifer zwischen 22 und 27 cm Kerntiefe erreicht. Die Gehalte an planktischen Foraminiferen sind maßgebend für den gemessenen Kalziumkarbonatgehalt (Kapitel 4.2.5.). Die Mehrzahl der unzerstörten kalkigen Gehäuse befindet sich zwischen 125 und 250 μm . Die Foraminiferenschalen sind häufig angelöst und stark fragmentiert, was auf diagenetische Lösungsprozesse hinweist. Die Art *Neogloboquadrina pachyderma sinistral* stellt den weitaus größten Anteil der untersuchten planktischen Foraminiferen. Exemplare von *Globigerina bulloides*, *Globorotalia scitula* oder *Globigerina uniuqueloba*, die ebenfalls in antarktischen Regionen verbreitet und beschrieben sind (GROBE, 1986; SCHMIEDL, 1990) wurden nicht beobachtet. Das Verhältnis von links- zu rechtsgewundenen Exemplaren von *Neogloboquadrina pachyderma* zeigt eine starke Abhängigkeit von den Temperaturen des Oberflächenwassers (ERICSON, 1959). Im antarktischen Ozean ist eine generelle Zunahme der sinistralen Formen von Norden nach Süden zu verzeichnen. Bei Temperaturen unter ca. 3,5° C liegt der Anteil der linksgewundenen Foraminiferen bereits bei 95 % (BOLTOVKOY, 1971).

4.3.3.2. Kalkige benthische Foraminiferen

Vorkommen von signifikanten Gehalten an kalkigen benthischen Foraminiferen in der weitgehend ungestörten Sedimentabfolge des Großkastengreifers sind auf einen schmalen Horizont zwischen 17 und 27 cm beschränkt. Diese sind meist in einem Korngrößenbereich zwischen 125 und 250 μm zu finden. Im Vergleich zu den planktischen Foraminiferen sind die prozentualen Anteile der benthischen Kalkschaler mit maximal 8,5 % an der Sandfraktion bedeutend niedriger. Ihr Einsatz in der Sedimentabfolge erfolgt dabei etwas früher, ansonsten korrelieren die Vorkommen von benthischen und planktischen Foraminiferen gut miteinander. Die beobachtete Foraminiferenvergesellschaftung, die durch die beiden Arten *Nuttallides umbonifer* und *Epistominella exigua* dominiert wird, zeigt nach MACKENSEN et al. (1990) eine Assoziation mit dem Antarktischen Bodenwasser (AABW) und ist im östlichen Weddellmeer zwischen Karbonat-Lysokline und CCD zu finden.

4.3.3.3. Agglutinierende Foraminiferen

Agglutinierende Foraminiferen in nennenswerter Anzahl sind auf die Oberflächenhorizonte beschränkt, wo ein maximaler Anteil von 4,2 % an der Sedimentoberfläche des Großkastengreifers erreicht wird. Die Größe der Sandschaler reicht von > 250 bis < 500 μm . Die Gehalte an agglutinierenden Foraminiferen gehen in den ersten Dezimetern rasch zurück, im weiteren Kernverlauf sind nur noch vereinzelt Exemplare vorzufinden. Die Abnahme kann durch den schnellen postmortalen Abbau des organischen Zementes erklärt werden, der meist zum Zerfall der Gehäuse führt. Die Gehalte an sandschaligen Foraminiferen unterhalb ca. 50 cm gehen überwiegend auf die Art *Cyclammina pusilla* zurück. In einigen Horizonten um 1000 cm Kerntiefe konnten wenige Exemplare der Gattung *Rhabdammina* oder *Hyperammina* zugeordnet werden. (frdl. mündl. Mittl., G. Schmiedl, AWI). Aufgrund eines geringen Kammervolumens sowie eines eisenreichen mineralischen Anteils im organischen Zement, der das agglutinierte Gehäuse auch nach dem Absterben stabilisiert (BENDER, 1989), zeigt sich *Cyclammina pusilla* als besonders resistent gegenüber frühdiagenetischen Zerfallsprozessen. Zudem sind zahlreiche Foraminiferen dieser Art vollständig von einer Mangankruste überzogen, die zusätzlich eine Zersetzung im Laufe der Diagenese verhindert (Kapitel 4.3.2.2.). *Cyclammina pusilla* gehört rezent zu einer Foraminiferenvergesellschaftung, die für den unteren antarktischen Kontinentalhang und den angrenzenden Tiefseebereichen charakteristisch ist (MACKENSEN et al., 1990).

4.3.3.4. Radiolarien

Signifikante Gehalte an Radiolariengehäusen finden sich in den Oberflächenbereichen des Schwerelotes bis ca. 80 cm. Ab einer Kerntiefe von ca. 600 cm erfolgt ein neuerlicher Einsatz der Kieselkomponenten, deren Anteil zum Liegenden rasch zunimmt. Dazwischen ist ein völliges Fehlen dieser Mikrofossilien zu verzeichnen. Die höchsten Gehalte an der Sandfraktion werden mit ca. 84 % in zwei ausgeprägten Maxima bei ca. 900 cm und 1050 cm erreicht. Die Radiolarienverteilung innerhalb des Großkastengreifers weist maximale Gehalte von ca. 22 % in 12 cm Tiefe auf. Die unzerbrochenen und gut erhaltenen Kieselenskelette befinden sich meist in einem Korngrößenbereich zwischen 63 und 250 μm . Ein guter Erhaltungszustand kann auf eine hohe Produktion und Sedimentation biogenen kieseligen Materials zurückgeführt werden. Die Spumellarien und Nasselarien weisen eine große Artendiversität auf. Die vielfältigen Formen der Opalskelette reichen von kugelig, ellipsoidisch über zylindrisch bis discoidal. Die gegitterten oder perforierten Gehäuse sind oft mit zahlreichen Stacheln ausgerüstet (Tafel). Die Verteilung der Radiolarien in den ungestörten Abfolgen des Großkastengreifers weist eine ausgeprägte negative Korrelation zum Auftreten der kalkigen planktischen und benthischen Foraminiferen auf. Nach GROBE & MACKENSEN (1992) findet an einem Glazial/Interglazial-Übergang (Termination) ein zunehmender Einfluß von warmem Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW) statt, der zu verstärkten Auftriebsprozessen und damit zu einem Rückgang der Meereisbedeckung führt. Durch den daraus resultierenden erhöhten Lichteintrag im Oberflächenwasser steigt die Primärproduktion von kalkigen und kieseligen Mikrofossilien. Ein hoher Eintrag von abbaubarem organischen Material in die Wassersäule führt jedoch zu einem Ansteigen des gelösten CO₂ im Meerwasser, was zu einer Verflachung der CCD beiträgt. Somit kommt es in Warmzeiten hauptsächlich zur Sedimentation von Kieselshalern, während kalkiges Plankton vorzeitig gelöst wird.

Entsprechend repräsentieren die foraminiferenreichen Horizonte in Schwerelot und Großkastengreifer eine eingeschränkte Biogenproduktion am Ende eines Interglazials aufgrund einer wachsenden Meereisbedeckung und vermindertem Lichtangebot. Die Verlagerung der CCD in tiefere Meeresbereiche ermöglicht eine Akkumulation kalkiger Mikrofossilien (GROBE & MACKENSEN, 1992). Die relativ hohen Opalakkumulationsraten (Radiolarien und Diatomeen) ab einer Kerntiefe von ca. 6 m, die dem Pliozän zugeordnet werden kann (Kapitel 5.1.), repräsentieren nach ABELMANN et al. (1990) ähnliche Paläoumweltbedingungen wie die in den oben geschilderten Warmzeiten, aber mit erhöhten Oberflächenwassertemperaturen von ca. 5-10°C, die eine Meereisbedeckung verhinderte und damit einen erhöhten Lichteintrag ermöglichte (Abb. 20a). Zusammen mit windinduziertem "upwelling" nährstoffreicher Wassermassen in die euphotische Zone, bewirken diese Faktoren eine hohe Biogenproduktivität im Oberflächenwasser mit einer verstärkten Sedimentation kieseliger Mikrofossilien (ABELMANN et al., 1990).

4.3.3.5. Diatomeen
Großwüchsige Diatomeen mit einer Größe knapp über 63 µm sind im Kernverlauf nur vereinzelt vorzufinden und stellen mit 0-1 % einen geringen Anteil an der Sandfraktion, wobei höhere Gehalte > 0,5 % an biogen geprägte Horizonte gekoppelt sind. Meist handelt es sich bei den Diatomeen um diskusförmige Exemplare bei denen es sich um Formen der Gattungen *Coscinodiscus* oder *Thalassiosira* handelt (frdl. mündl. Mittl., U. Zielinski, AWI).

4.3.3.6. Schwammnadeln
Kieselige Schwammnadeln können im gesamten Kernverlauf beobachtet werden. Ihre Gehalte schwanken meist zwischen 0 und 2 % der Sandfraktion. Ein herausragender Wert mit 4,7 % wird bei 868 cm erreicht. Die höchsten Anteile korrelieren mit dem Auftreten von Radiolarien und Diatomeen in den Oberflächenproben und den pliozänen Einheiten des Schwerelotes. Da sämtliche Bruchstücke der Schwammnadeln gezählt werden, ist ihre Verteilung in einer Modalanalyse generell nicht sehr aussagekräftig, da der Fragmentierungsgrad der Skleren sehr unterschiedlich sein kann. Die kieseligen Skleren sind ein- bis mehrachsige und zeigen aufgrund von Lösungserscheinungen oft eine aufgeraute Oberflächenstruktur. Die Zentralkanäle der Nadeln sind manchmal mit feinkörnigem Sediment verfüllt, eine Ausnahme bildet eine glaukonitgefüllte Sklere in 658 cm Kerntiefe (Kapitel 4.3.2.1.).

4.4. Ergebnisse der "smear slide"-Analyse

Um genauere Aussagen über die Verteilung lithogener und biogener Komponenten in den feinkörnigen Sedimenten treffen zu können und insbesondere zur semiquantitativen Analyse des Diatomeenanteils, erfolgte die Anfertigung von "smear slide"-Dauerpräparaten. Mit Hilfe der Kieselalgen konnte von Dr. R. Gersonde (AWI) zudem eine biostratigraphische Einteilung vorgenommen werden.

4.4.1. Diatomeenverteilung

Die Gehalte der kieseligen Gehäuse der Diatomeen (Frusteln) innerhalb der Siltfraktion zeigen ein ähnliches Verteilungsmuster wie die Radiolarienvorkommen der Sandfraktion. Eine gute positive Korrelation zwischen Diatomeen und Radiolarien wurde auch von GROBE & KUHN (1987) in Sedimenten des Weddellmeeres registriert. Die Vorkommen der Opalskelette sind im Schwerelot und Großkastengreifer auf die Horizonte von 2-68 cm und ca. 600 cm bis Kernende begrenzt. Die höchsten Anteile mit 50 % werden in einer Kerntiefe um 900 cm erreicht, ein Bereich, in dem auch die Radiolariengehalte ein Maximum erreichen. Die Verteilung innerhalb des Großkastengreifers zeigt eine kontinuierliche Abnahme der Frusteln vom Hangenden zum Liegenden. Obwohl die filigraneren Gehäuse der Diatomeen gegenüber den resistenteren Radiolarien als lösungsanfälliger angesehen werden müssen, zeigen sich nur geringe Lösungserscheinungen an den Kieselschalern. Die beobachteten Kieselalgen weisen wie die Radiolarien eine große Arten- und Formenvielfalt auf. Die Gehäuse der Diatomeen sind kreis- bis diskusförmig ("Zentrale" Diatomeen) und weisen oft eine radiale oder konzentrische Perforation (Areolation) auf. "Pennate" Kieselskelette sind langgestreckt, spindel- bis stabförmig, linear-elliptisch, ei- sowie röhrenförmig und besitzen meist eine fiedrige Schalenstruktur. Lösungsprozesse an den Skeletten von kieseligen Mikrofossilien, die durch das an Kieselsäure untersättigte Meerwasser hervorgerufen werden, setzen bereits in der euphotischen Zone ein. Im antarktischen Ozean werden zwischen 18 und 58 % des produzierten biogenen Opals in den obersten 100 m bereits wieder gelöst (NELSON & GORDON, 1982). Beim vertikalen Transport durch die Wassersäule findet eine weitere, verminderte Opallösung sowie eine Reduzierung der planktischen Organismen durch Zooplankton statt. Nur ca. 1-10 % des ursprünglichen Phyto- und Zooplanktonbestandes (Diatomeen, Radiolarien) erreicht letztendlich die Sedimentoberfläche (CALVERT, 1968; LISITZIN, 1971). Durch das an SiO₂ stark untersättigte Bodenwasser werden die silikatischen Hartschalen an der Grenzfläche Wasser-Sediment intensiven Lösungsmechanismen unterworfen (ABELMANN & GERSONDE, 1991; VAN BENNEKOM et al., 1988). Neben Bioturbationsprozessen wird die Lösung insbesondere von niedrigen Sedimentationsraten begünstigt, die eine schnelle Einbettung der Kieselschaler in das Sediment verhindert und damit ihr Fossilisationspotential herabsetzt.

4.5. Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie

Durch röntgendiffraktometrische Messungen an einigen ausgewählten Proben sollte der Gesamtgehalt an Opal A mit den Ergebnissen der Diatomeen- und Radiolarienverteilung verglichen werden. Die Höhe des erzeugten Opal-Reflektionsbandes der untersuchten Proben erwies sich jedoch als zu gering um genauere Aussagen über einen prozentualen Anteil des amorphen Opals am Gesamtsediment treffen zu können. Der Opalgehalt liegt somit unterhalb der Nachweisgrenze der röntgenographischen Methode, die bei ca. 10 % liegt. Jedoch zeigen die relativen

Schwankungen der Intensitäten, die Werte zwischen ca. 15 und 35 counts erreichen können, eine grobe Korrelation zum Verteilungsmuster der ausgezählten Diatomeen und Radiolarien. Die relativen Intensitäten der Minerale Quarz, Feldspat und Amphibol sind nur geringen Variationen unterworfen, was auf eine kontinuierliche Zusammensetzung des klastischen Eintrags in den pliozänen Abfolgen schließen läßt. Eine Ausnahme bildet ein signifikanter Peak des Kalifeldspates in 1028 cm Kerntiefe des Schwerelotes, der mit 208 counts einen ca. 6fach höheren Wert erreicht als die übrigen Proben. Ein Anstieg der Feldspatgehalte in der entsprechenden Sandfraktion konnte bei der Komponentenanalyse nicht festgestellt werden. Demnach scheinen die erhöhten Feldspatanteile an die Silt- und Tonfraktion gekoppelt zu sein.

Abb. 16: Röntgendiffraktogramm einer Sedimentprobe aus 1063 cm Kerntiefe des Schwerlotkernes PS1824-1.

4.6 Bioturbation

Grabende und wühlende Spurenfossilien in der Tiefsee können wertvolle Informationen über vorherrschende ökologische Bedingungen wie z.B. Sauerstoff- und Nährstoffangebot, Sedimentationsraten sowie über Korngrößen und Konsistenz des durchwühlten Substrates liefern (WETZEL, 1991). Die Bioturbationsraten des bearbeiteten Kernmaterials, welche anhand der Radiographien abgeschätzt wurden sind im gesamten Kernverlauf durchweg hoch. Es konnten nur die beiden Spurenfossilien Chondrites und Planolites eindeutig identifiziert werden, ein Vorkommen von Zoophycos in 1045 cm Kerntiefe ist zweifelhaft. Die Dominanz von Planolites und die geringe Artendiversität entspricht somit einer typischen Ichnofazies für pelagische, feinkörnige Sedimente unterhalb der CCD (EKDALE et al., 1984).

Planolites besitzt runde bis ovale Querschnitte, die meistens 1-10 mm Durchmesser aufweisen. Selten werden Durchmesser von 2-3 cm beobachtet. Die unverzweigten zylindrischen Gänge sind oft leicht gebogen, ihre Orientation im Sediment variiert von horizontal über geneigt bis hin zu einer vertikalen Stellung. Bis zu einer Kerntiefe von ca. 450 cm sind die Bauten scharf begrenzt und von stärker kompaktiertem Substrat umringt. Dies wird durch das Anpressen des verdrängten Sediments durch den grabenden Organismus verursacht. Die Eindringung der Planolites-Bauten reicht bis ca. 50 mm, eine eindeutige Beziehung zum Gangdurchmesser besteht nicht. Ab ca. 450 cm erfolgt ein auffälliger Übergang von scharf begrenzten zu nur schlierig und diffus begrenzten Grabbauten. Der rasche Wechsel der äußeren Erscheinungsform von Planolites macht einen diagenetischen Einfluß unwahrscheinlich. Ähnlich unscharf begrenzte Bauten beobachten auch EKDALE et al. (1984). Die Gänge von Chondrites sind meist verzweigt, fallen in den verschiedensten Winkeln ein und weisen Durchmesser von 0,5 bis maximal 2 mm auf. Ab ca. 300 cm Tiefe kann eine Mineralisierung der Chondrites-Bauten durch sandige, kugelige bis röhrenförmigen Mikro-Manganknollen beobachtet werden (Kapitel 4.3.2.2.). Aufgrund des durchgehend hohen Bioturbationgrades läßt sich zusammenfassend sagen, daß es während des gesamten Sedimentationszeitraumes ein ausreichendes Sauerstoff- und Nährstoffangebot gegeben haben muß, welches ein Leben der Ichnofossilien in dem Tiefseebereich ermöglichte. Geringe Sedimentationsraten verhindern jedoch Aussagen darüber, ob die Populationsdichten dabei für einen kurzen Zeitraum hoch oder für eine lange Zeitspanne gering waren (WETZEL, 1991). Die starke Bioturbation kann zu einer Homogenisierung des Sedimentes und damit zu einer Zerstörung primär vorhandener Strukturen wie Lamellierung oder Schichtung geführt haben.

5. Interpretation

5.1. Biostratigraphische Datierung und Sedimentationsraten

Abb. 17: Alters/Tiefen-Diagramm des Schwerelotkernes PS1824-1 mit Sedimentationsraten [cm/1000a]. Die biostratigraphische Datierung erfolgte mit Radiolarien und Diatomeen. (Abelmann & Gersonde/AWI)

5.2. Parallelisierung der Sedimente von PS1824 und PS1823

Um Aussagen über eine großräumige Sedimentationsentwicklung im Randbereich des Ritscher-Canyons treffen zu können, wurde das untersuchte Sedimentmaterial der Kernstation PS1824 mit dem von SCHMIEDL (1990) bearbeiteten Schwerelot und Großkastengreifer (PS1823) verglichen (Abb. 19). Über eine Korrelation mit dem paläomagnetisch auf ein Mindestalter von ca. 1,7 Ma datierten Schwerelotkern PS1823-6 sollte zudem eine indirekte Alterseinstufung der weitgehend fossilfreien und damit biostratigraphisch nicht datierbaren pleistozänen Abschnitte erfolgen. Die etwa 14 m mächtigen Abfolgen des Schwerelotkernes PS1823-6 sind überwiegend aus hemipelagischen, feinkörnigen Sedimenten ("mud") aufgebaut und sind durch die Einschaltung zahlreicher, markanter Turbiditsequenzen gekennzeichnet. Die mittleren Sedimentationsraten (nach Abzug der Turbiditlagen) betragen etwa 0,8 cm/1000a und liegen damit um einen Faktor 2-2,5 höher als die von PS1824. Signifikante Unterschiede in den Sedimentationsraten auf eine relativ kurze Distanz können auch auf dem PARASOUND-Profil in Form von ausdünnenden bis auskeilenden Schichten beobachtet werden (Abb. 2). Eine Korrelation erfolgte über das charakteristische Verteilungsmuster biogener Komponenten (Foraminiferen u. Radiolarien) der oberflächennahen Horizonte des Großkastengreifers sowie über das abrupte Einsetzen der Mikro-Manganknollen im Schwerelot bei 400 cm (PS1823) bzw. 180 cm (PS1824) (Kapitel 4.3.3. u. 4.3.2.2.). Mit Hilfe der paläomagnetischen Information und den resultierenden Sedimentationsraten kann einem Tiefenbereich um 400 cm bzw. 180 cm ein Alter von ca. 0,5 Ma zugewiesen werden (Abb. 19). Das Basisalter von 1,7 Ma des Schwerelotkernes PS1823 wird in den Abfolgen von PS1824 vermutlich in einer Kerntiefe um ca. 440 cm erreicht. Weitere Parameter, die zusätzliche eindeutige Parallelisierungen beider Sedimentkerne zulassen würden sind nicht vorhanden. Die Frage weshalb es auf eine Entfernung von ca. 8 km zwischen beiden Kernstationen zu solch markanten Unterschieden in der Faziesausbildung und den Sedimentationsraten kommen kann ist mit den vorliegenden Informationen nicht eindeutig zu beantworten. Jedoch kann davon ausgegangen werden, daß die Turbiditsequenzen des östlich angrenzenden Sedimentkernes nicht von überlaufenden "spill over"-Turbiditen aus dem Ritscher-Canyon verursacht wurden, da in den Sedimenten der dazwischen liegenden Kernstation PS1824 keinerlei Hinweise auf einen Trübestromtransport erkennen lassen. Neben einer möglichen Herkunft des turbiditisch umgelagerten Materials vom im Süden gelegenen Schelf und Kontinentalhang, erscheint ein Trübestromtransport aus dem Bereich der Westflanke des südöstlich gelegenen Gunnerus-Rückens plausibel (Abb. 1). Bei näherer Betrachtung der Isobathen-Darstellung (Abb. 4, 18) kann in den südlich der Kernstation PS1824 angrenzenden Bereichen eine leichte morphologische Erhebung beobachtet werden, die sich in Richtung Osten nicht viel weiter fortsetzt. Denkbar wäre demnach, daß sich die Region um die Kernstation PS1823 im ständigen Einflußbereich nordwestlich abfließender Trübestrome befand, deren Sedimentmaterial von der Westflanke des Gunnerus-Rückens stammte. In den westlich der Erhebung angrenzenden Gebieten konnte durch eine geschützte Lage eine ungestörte, hemipelagische Sedimentation erfolgen.

Abb. 18: Isobathen-Darstellung des Ritscher-Canyons mit Lage der Kernstationen PS1823 und PS1824. Der Pfeil gibt die Richtung der von der Westflanke des Gunnerus-Rückens stammenden Turbidite an (mod. nach Hinze/AWI, unpubl.)

Abb. 19: Parallelisierung der Großkastengreifer und Schwerelote der Kernstationen PS1823 und PS1824 über das Einsetzen von Mikro-Manganknollen und die Verteilung biogener Komponenten in den oberflächennahen Horizonten.

5.3. Plio-Pleistozäne Sedimentation im Bereich des Ritscher-Canyons

Mit Hilfe kieseliger Mikrofossilien, deren Verteilungsmuster Hinweise auf eine Paläo-Primärproduktion liefern sowie den Ergebnissen der Korngrößenanalyse soll im folgenden versucht werden die paläozeanographische und paläoklimatische Entwicklung während der zurückliegenden 4,5 Millionen Jahre im Bereich des Ritscher-Canyons zu rekonstruieren (Tab. 2). Ausführliche Informationen über die Plio-Pleistozäne Paläozeanographie des atlantischen Sektors des Südpolarmeeres geben ABELMANN et al. (1990). Das Unterpliozän im Bereich der Kernstation war als Folge einer globalen Klima-verbesserung durch hohe Oberflächenwassertemperaturen und einer verstärkten biologischen Produktion gekennzeichnet (Abb. 21). Ein klimatisches Optimum war in einem Zeitraum zwischen 4,8 und 4,4 Ma erreicht, in denen die Temperaturen im Oberflächenbereich 5-10° C über den heutigen (<2° C) lagen (ABELMANN et al., 1990). Das warme Klima verhinderte eine Meereisbildung und war mit einem Abbau der Schelfeise und einer ausgeprägten Verringerung des antarktischen Eisschildes verbunden. Aufgrund des Fehlens ausgedehnter Schelfeise war die Bildung und Zirkulation des Antarktischen Bodenwassers (AABW) unterbunden, was eine ungestörte hemipelagische Sedimentation im Riiser-Larsenmeer ermöglichte. Das Abschmelzen der Eismassen als Resultat der Erwärmung führte zu einem Anstieg des Meeresspiegels, der ca. 80 m über dem heutigen gelegen haben soll (HAQ et al., 1987). Eine hohe Biogenopal-Akkumulation und geringe Schwankungen der Silt/Ton-Anteile in einem Bereich zwischen ca. 4,6 und 4,2 Ma des untersuchten Schwerelotkernes PS1824-1 bestätigen die oben geschilderten

unterpliozänen paläozeano-graphischen Bedingungen. Sowohl die Meeresspiegelkurve von HAQ et al. (1987) wie auch die Sauerstoffisotopen-Verhältnisse in den Gehäusen benthischer Fora-miniferen (SHACKLETON & CITA, 1979) spiegeln eine Verringerung des Eis-volumens in diesem Zeitraum wider (Abb. 21). Da die gesamten Abfolgen des Schwerelotkernes durch einen, wenn auch geringen, Eintrag von eistransportiertem Material (IRD) gekennzeichnet sind, muß kontinentales Eis das gesamte Pliozän hindurch an die antarktische Küste gelangt sein, um dort detritusbeladene Eisberge ins Südpolarmeer zu entlassen (EHRMANN, im Druck). ABELMANN et al. (1990) gehen weiterhin davon aus, daß aufgrund der hohen Wassertemperaturen der atmosphärische und thermohaline Gradient zwischen dem Südpolarmeer und den angrenzenden nördlichen Breiten stark reduziert waren, was zu einer Einschränkung der zirkumantarktischen Zirkulation und der ozeanischen Frontensysteme (z.B. Polarfrontzone, PFZ) führte. Trotzdem muß das Temperaturgefälle zwischen dem antarktischen Kontinent und dem Ozean groß genug gewesen sein, um kräftige Windsysteme zu erzeugen, die einen Auftrieb ("upwelling") nährstoffreicher Wassermassen bewirkten (Abb. 21). Zusammen mit dem warmen Oberflächen-wasser führte dies zu einem signifikanten Anstieg der Primärproduktion. Der Zeitabschnitt zwischen 4,2 und 3,6 Ma im Schwerelotkern ist nach mikro-paläontologischen Datierungen durch eine Schichtlücke gekennzeichnet. Es kann in diesem Zeitraum aber von einer Abkühlungsphase ausgegangen werden, die zu einer Erniedrigung der Oberflächenwassertemperaturen und zur Ausbildung ozeanischer Frontensysteme, ähnlich den heutigen, führte. Eine Zunahme des Eisvolumens und ein Vorrücken der Schelfeise, unter denen eine verstärkte Bildung von kaltem Antarktischen Bodenwassers (AABW) stattfand, führte durch die Intensivierung der Bodenwasserzirkulation zu einer Erosion oder Nichtablagerung pelagischer Sedi-mente. KELLER & BARRON (1987) beobachten in einem Zeitintervall zwischen 3,7 und 3,2 Ma weltweit auftretende Hiaten in Tiefseesedimenten, die als das Resultat einer erhöhten Strömungsgeschwindigkeit des Antarktischen Bodenwassers an-gesehen werden. Ein globaler Abkühlungstrend um ca. 3,7 Ma ist auch in den $\delta^{18}O$ -Werten der Isotopenkurve von SHACKLETON & CITA (1979) dokumentiert, die sich zu schwereren Werten verschieben (Abb. 20). Die eustatische Meeresspiegelkurve (HAQ et al., 1987) zeigt für diesen Zeitraum eine Erniedrigung des Meeresspiegel-Niveaus um ca. 20-30 m an. Der Hiatus im Schwerelotkern scheint demnach das Resultat verstärkter Zirkulationen des AABW vor ca. 3,7 Ma zu sein. Sowohl ein Anstieg des Opalbiogen-Gehaltes im Schwerelotkern wie auch eine An-hebung des Meeresspiegels weisen auf eine erneute Klimaverbesserung im unteren Oberpliozän hin, wobei das Maximum dabei in einen Zeitraum um 3,2 Ma fällt. Ein Klimaoptimum in diesem Zeitraum steht dabei nicht im Einklang mit den Erkennt-nissen von MERCER (1976), der ein Abkühlungsereignis annimmt, das zum Aufbau einer Eiskappe in Patagonien führte. Eine kontinuierliche Abnahme der kieseligen Mikrofossilien, ein sinkender Meeresspiegel sowie ein Trend zu schwereren Isotopenwerten (Abb. 20). sprechen jedoch für einen Abkühlungstrend der erst nach einem Zeitpunkt von 3,2 Ma erfolgte. Die scheinbare Diskrepanz zwischen hohen Temperaturen und einer Ausdehnung der Inlandeismassen in Patagonien kann da-durch erklärt werden, daß warmes Oberflächenwasser den Transport von Feuchtig-keit auf den südamerikanischen Kontinent begünstigte, was zur Akkumulation von Schnee und Eis führte (ABELMANN et al., 1990). Die Klimaverschlechterung im Oberpliozän führte erneut zu einer Erniedrigung der Oberflächenwassertemperaturen und einem damit gekoppelten erhöhten atmosphärischen und ozeanischen Temperaturgradienten, was zur Bildung ozeanischer Frontensysteme geführt haben könnte (ABELMANN et al., 1990). Die Primär-produktion wurde aufgrund der erniedrigten Oberflächenwassertemperatur stark eingeschränkt, was zu einem kontinuierlichen Rückgang der Opalakkumulation in den untersuchten Sedimenten des Schwerelotes führte. Seit etwa 2,5 Ma sind in Sedimenten des Südpolarmees intensive Glazial/Inter-glazial-Zyklen sichtbar, die mit dem Einsatz einer intensiven Vereisung der Nord-hemisphäre vor ca. 2,5 - 2,6 Ma korrelieren (ABELMANN et al., 1990). Durch die zyklischen Klimaschwankungen des oberen Pliozäns und des Quartärs kam es in Fol-ge der wechselnden Schelfeisausdehnung zu einem "Ein- bzw. Ausschalten" erosiver antarktischer Bodenwassermassen (Abb. 22). Die Wirkungsweise des AABW ist im Schwerelotkern an den zyklischen Änderungen der Silt/Ton-Anteile ab ca. 2,6 Ma erkennbar, wobei hohe Silt-Gehalte dabei zwischeneiszeitlichen Bedingungen zuge-wiesen werden können. Ausgeprägte kurzfristige Schwankungen im globalen Klima-geschehen spiegeln auch die $\delta^{18}O$ -Werten wider (Abb. 20). Der verstärkte Einfluß des warmen CO_2 - und nährstoffarmen Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) auf das Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW), ist in weiten Teilen des Südpolarmees durch eine Akkumulation biogener, kalkiger Sedimente dokumentiert (ABELMANN et al., 1990). Die quartäre Sedimentation im Bereich der Kernstation war neben den zyklischen Änderungen der Korngrößenverteilung im wesentlichen durch starke Schwankungen der Exportproduktion während der Kalt/Warm-Wechsel gekennzeichnet. Ein er-höhter Eintrag an organischem Material in den Interglazialen, der durch eine verminderte Meereisbedeckung initiiert wurde, führte zu einem Anstieg der CCD und einer Akkumulation kieseliger Radiolarien und Diatomeen. Gegen Ende der wär-meren Phasen nimmt die Sedimentation von kalkigen Mikrofossilien gegenüber kieseligen zu, da ein abnehmender CO_2 -Gehalt im Zuge einer reduzierter Exportproduktion zu einer Absenkung der CCD führte (GROBE & MACKENSEN, 1992). Ab ca. 0,25 Ma bis rezent treten im Schwerelotkern signifikante Fluktuationen in der Verteilung kalkiger und kieseliger Mikrofossilien auf, die mit den weltweit beobachteten Glazial/Interglazial-Zyklen korrelieren (Abb. 19, 20).

Zeitintervall	Sedimentologische und	Paläozeanographische	[Ma]	paläontologische Ergebnisse
Interpretation 0 - 0,7	0,7 - 2,6	2,6 - 3,6	3,6 - 4,2	4,2 - 4,5
ca. 0,25 Ma (Foraminiferen, Radiolarien und Diatomeen)	#Akkumulation kalkiger und kieseliger Mikrofossilien bis			
zyklischen Änderungen der Silt/Ton-Anteile	Überwiegend terrigene, klastische Sedimentation mit			
Sedimentation mit geringen Schwankungen des Silt/Ton-Anteils	Anstieg der Biogenopalgehalte bis zu einem Maximum			
um 3,2 Ma	Schichtlücke Hohe Biogenopalgehalte mit einem Maximum um 4,3 Ma			
	#Bildung heute herrschender			

Verhältnisse; Entstehung eines ausgeprägten ozeanographischen Frontensystems; Wechsel von Glazial/Interglazial-Zeiten; Sinken der CCD durch hohe Exportproduktion ermöglicht Karbonatsedimentation Zyklische Klimaschwankungen mit wechselnder Ausdehnung der Schelfeise, "An- und Ausschalten" von AABW; Zyklisch wechselnder Einfluß warmen CO₂- und nährstoffarmen NADW auf das CDW; Genereller Rückgang der Exportproduktion Umfassende Meereisbildung im Südpolarmeer, die mit dem Einsetzen einer ersten weiträumigen Vereisung der nördlichen Hemisphäre vor 2,5 -2,6 Ma korreliert Weltweite Klimaerwärmung mit Maximum um 3,2 Ma und Meeresspiegelniveau ca. 60 m über dem heutigen; Anstieg der Oberflächenwassertemperaturen; Rückzug der Eismassen; hohe Exportproduktion; Bildung von AABW ist weitgehend unterbunden; ausgeprägte ozeanographische Frontensysteme fehlen; von 3,2 Ma bis 2,6 Ma Abkühlungstrend Globaler Abkühlungstrend; abnehmende Temperaturen des Oberflächenwassers; Vorrücken der Schelfeise; Bildung von AABW; Ausbildung ozeanischer Frontensysteme; intensive Bodenwasserzirkulation führt zu Schichtlücken Klimatisches Optimum; Oberflächenwassertemperatur ca. 5-10° C über den heutigen; Rückzug der antarktischen Eismassen; Meeresspiegel ca. 80 m höher als heute; hohe Biogenproduktivität durch "upwelling"; verminderte Ausbildung ozeanischer Frontensysteme; Bildung von AABW eingeschränkt###

Tab. 2: Zusammenfassende Paläozeanographische Interpretation im Bereich des Ritscher-Canyons (in Anlehnung an ABELMANN et al., 1990). AABW = Antarktisches Bodenwasser; CDW = Zirkumpolares Tiefenwasser; NADW = Nordatlantisches Tiefenwasser; CCD = Karbonat-Kompensationstiefe

Abb. 20: Korrelation der Radiolarien- und Diatomeenverteilung des Schwerelotkernes mit der eustatischen Meeresspiegelkurve nach HAQ et al. (1987) und den pliozänen Abschnitten der Sauerstoffisotopenkurve nach SHACKLETON & CITA (1979). Die zyklischen Schwankungen der Isotopenwerte im oberen Pliozän und dem Pleistozän, die globale Klimaänderungen (Glazial/Interglazial-Zyklen) widerspiegeln, lassen sich mit den zyklischen Änderungen der Silt/Ton-Anteile in der oberen Hälfte des Schwerelotkernes parallelisieren.

Abb. 21: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang des Riiser-Larsenmeeres. Dargestellt ist die paläozeanographische Situation im Pliozän (in Anlehnung an GROBE & MACKENSEN, 1992). CCD = Carbonate Compensation Depth, IRD = Ice Rafted Debris.

Abb. 22: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang des Riiser-Larsenmeeres. Dargestellt ist die paläozeanographische Situation im Pleistozän. (in Anlehnung an GROBE & MACKENSEN, 1992). AABW = Antarctic Bottom Water, CDW = Circumpolar Deep Water, ISW = Ice Shelf Water, NADW = North Atlantic Deep Water, CCD = Carbonate Compensation Depth, IRD = Ice Rafted Debris

Die Ergebnisse zur Biostratigraphie wurden in Abb. 17 durch ein Alters/Tiefen-Diagramm graphisch dargestellt. Die Kerntiefe des Schwerelotes (Ordinate) wird dabei gegen das Alter (Abzisse) aufgetragen. In der Altersskala des Diagramms ist neben dem Absolutalter, der Epoche, den paläomagnetischen Chrons mit Polaritäten auch die biostratigraphische Diatomeenzonierung nach GERSONDE & BURCKLE (1990) dargestellt. graphisch dargestellt (ABELMANN, A.; GERSONDE, R., unpubl.), den Serien, unpubl.). (Kopfbild) Die punktierten Felder stellen die von ABELMANN (1990) definierten Radiolarienzonen (Tau, Upsilon) dar. Die angegebenen Altersfixpunkte beziehen sich auf das erste (FAD) bzw. letzte (LAD) Auftreten einer Radiolarienart. (Kreuze) mit Angabe der Artnamen Auftreten einer Radiolarienart in der Sedimentabfolge. Die Schichtlücke ist durch eine dicke gestrichelte Linie dargestellt. Die mit der Stratigraphie von Diatomeen und Radiolarien ermittelten Altersfixpunkte wurden unter Annahme einer kontinuierlichen Sedimentation mit einer durchgezogenen Linie verbunden. Die Steigung der Geraden gibt die resultierende lineare Sedimentationsrate (LSR) wider und ist in cm/1000a angegeben. r und ist in cm/1000a angegeben. Bei den Angaben zu den Sedimentationsraten muß beachtet werden, daß er durch eine mögliche Kompaktion beim Kernvorgang zu beträchtlichen Veränderungen der tatsächlichen Sedimentabfolge kommen kann (Kapitel 3.1.2.). repräsentiert eine . Durch Untersuchungen der Diatomeen in "smear slides" (Gersonde/AWI) sowie der Radiolarien in der Sandfraktion (Abelmann/AWI) erfolgte eine biostratigraphisch gestützte Alterseinstufung des untersuchten Sedimentmaterials untersuchten Sedimentmaterials. Die Datierung mit Hilfe leitender, kieseligler Mikrofossilien basiert dabei auf der Diatomeenzonierung von GERSONDE & BURCKLE (1990) sowie der von ABELMANN (1990) aufgestellten Zonierung von Radiolarien. (Abb. 17).

Der Schwerelotkern PS1824-1 besitzt nach den biostratigraphischen Ergebnissen ein Mindestalter von ca. 4,5 Ma (Unterpliozän). Diese Zeitmarke ist durch das letzte Auftreten (LAD) der Radiolarienarten D. rhodospirales und T. coronata sowie dem erstmaligen Erscheinen von Desmospyris spongiosa dokumentiert. Der Bereich um 9,7 m ist durch eine Schichtlücke gekennzeichnet, die ein Zeitintervall von ca. 0,6 Ma umfasst. Der Abschnitt zwischen ca. 6 und 1 m konnte aufgrund fehlender Mikrofossilien nicht datiert werden. Die genannten Arten werden stratigraphisch in die obere Tau-Zone gestellt. abfolge (FAD=first appearance datum; LAD=last appearance datum).(FAD) Diese wird in ca. 9,8 m durch die Upsilon-Zone abgelöst und wird im Kern durch das LAD von H. praevevema und dem FAD von Helotholus vema markiert. Diezeit zeigt nach GERSONDE & BURCKLE (1990). ---- vor ca. 4,2 Ma Ein Alter zwischen ca. 4,5 und 4,2 wird auch durch das Auftreten der Kieselalge Thalassiosira inura bestätigt.

Die Sedimentationsrate erreicht mit etwa 0,8 cm/1000a ihren höchsten Wert im gesamten Schwerelotkern. von vermutlich in die Nitschia barronii-Zone fällt und untere Durch das letzte Auftreten der Radiolarienart Prunopyle titan in etwa 9 m Kerntiefe wird der Beginn der mittleren Upsilon-Zone um 3,2 Ma markiert. Während die untere Upsilon-Zone relativ geringe Sedimentationsraten um 0,2 cm/1000a aufweist, werden in der folgenden Zone des mittleren Upsilon Sedimentationsraten von ca. 0,5 cm/1000a erreicht. Analysen Stratigraphie tertiärer der südlichen hohen Breiten einer-htet werden, daß es in ca. 12,10 m ist das Auftreten der Kieselalge zDie Diatomeen-Zone Nitzschia interfrigidaria/Cosmiodiscus insignis schließt sich unmittelbar der N.barronii-Zone an, wodurch sich dem Tiefenbereich um 9,6 m ein Alter von ca. 3,6 Ma zuordnen läßt. Diese wird in etwa -Zone (Abb. 17).ht (Abb. 17).Eine genaue Altersangabe für die Horizonte um 6 m Kerntiefe, in denen die letzten datierbaren, kieseligen Mikrofossilien enthalten sind, kann nicht gemacht werden, da der Übergang zu den nächstfolgenden einsetzenden Zonen nicht überliefert ist. des völligen Fehlens von Radiolarien und Diatomeen kein einer achtfolgend Zone. Durch das erneute Einsetzen von Kieselalgen ab etwa 1 m konnten die oberflächennahen Sedimentabfolgen der Diatomeenzone Thalassiosira lentiginosa zugeordnet werden, die durch ein Maximalalter von 0,6 Ma charakterisiert ist. der Kieselalger zugeordnet werden bis des Pliozäns Die Sedimentationsrate von 0,38 cm/1000a in einem Bereich von ca. 180 cm bis zur Oberfläche beruht auf den Ergebnissen einer Parallelisierung zu dem Schwerelotkern PS1823-6 (Kapitel 5.2.). von zu dem von SCHMIEDL (1990) bearbeiteten on SCHMIEDL (1990) bearbeiteten , leitender Kieselalgen . Die Radiolarienalter und Zonierung richten sich nach der neogenen Radiolarienstratigraphie von CAULET (1991) und LAZARUS (1992), die an Sedimenten des Kerguelen Plateaus erstellt wurde. - Demospyrisa Triceraspyris um 12,2 Ma stellt (LAZARUS, 1992) 9,9 Helotholus . Ma in diesem Abschnitt Kerntiefe Diatomeenz damit (CAULET, 1991) Daraus resultieren für Sedimentationsraten um 0,2 cm/1000a (Abb. 17). , für Abschnitt zwischen ca. 6,6 und 0,880 cm Die Radiolarien schränken das Alter der obersten 80 cm auf maximal 0,4 Ma ein, da keine Exemplare der Art Stylactis universus gefunden wurden, deren letztes Auftreten (LAD) bei 0,41 Ma erfolgte. resultierende damit ergeben sich um 0,41 Ma erfolgte (LAZARUS, 1992).

Bis zu einer Kerntiefe von ca. 6 m können keine eindeutigen Altersangaben mehr gemacht werden, da in den Horizonten zwischen 6,6 und 0,8 m keine oder nicht datierbare kieselige Mikrofossilien erhalten sind. Da aber keine Radiolarien der Art Cycladophora davisiana bis zu einer Kerntiefe von 6,6 m anzutreffen sind, muß dieser Horizont älter als 2,7 Ma sein, da das erstmalige Auftreten von C. davisiana um 2,7 Ma erfolgte. (FAD) (GERSONDE & BURCKLE). Das Einsetzen der Kieselalgen Sedimentation bei ca. 6 m wurde abgeschätzt und dürfte im Hinblick einer generellen Abnahme der Opalproduktivität in Sedimenten des Südpolarmeeres um 2,5 Ma bei ca. 2,6 bis 2,5 Ma liegen. Die Sedimentationsraten würden damit Werte von $\pm 0,5$ cm/1000a erreichen (ABELMANN et al., 1990).

LITERATURVERZEICHNIS

- ABELMANN, A. (1990): Oligocene to middle Miocene radiolarian stratigraphy of southern high latitudes from Leg 113, Sites 689 and 690, Maud Rise. - In: P.F. BARKER, J.P. KENNETT et al. (Hrsg.): Proc. ODP, Sci. Results, 113: 675-708, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- ABELMANN, A., GERSONDE, R. & SPIESS, V. (1990): Pliocene-Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - siliceous microfossil evidence. - In: U. BLEIL & J. THIEDE (Hrsg.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C, Dordrecht (Kluwer Academic Publ.), 308: 729-759.
- ABELMANN, A. & GERSONDE, R. (1991): Biosiliceous particle flux in the Southern Ocean. - Mar. Chem., 35: 503-536.
- ACKLEY, S.F. (1981): A review of sea ice weather relationships in the Southern Hemisphere. - In: Sea level, ice, and climatic change, IAHS Publ., 131: 127-159.
- ANDERSON, J.B. (1975 a): Ecology and distribution of foraminifera in the Weddell Sea of Antarctica. - Micropaleontology, 21(1): 69-96.
- ANDERSON, J.B. (1975 b): Factors controlling CaCO₃ dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns. - Mar. Geol., 19: 315-332.
- ANDERSON, J.B., KURTZ, D.D., DOMACK, E.W. & BALSHAW, K.M. (1980): Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. - J. Geol., 88: 399-414.
- ASAMI, M., SHIRAIISHI, K., YANAI, K., NISHIDA, T., KOJIMA, H., OHTA, Y., YOSHIDA, M., KIZAKI, K. & MATSUMOTO, Y. (1988): Geological map of southern Yamato Mountains, Antarctica (Massif A and JARE-IV Nunataks). - Antarct. Geol. Map Ser., Blatt 30 (mit Beiheft 11 S., 8 Taf.), Tokio, Natl. Inst. Polar Res.
- BAREILLE, G., LABRACHERIE, M., LABEYRIE, L., PICHON, J. -J. & TURON, J. -L. (1991): Biogenic silica accumulation rate during the Holocene in the southeastern Indian Ocean. - Mar. Chem., 35: 537-551.
- BANERJEE, R. & IYER, S.D. (1991): Biogenic influence on the growth of ferromanganese micronodules in the Central Indian Basin. - Mar. Geol., 97: 413-421.
- BÉ, A.W.H. (1969): Planctonic foraminifera. In: V.C. BUSHNELL & J.W. HEDGPETH (Hrsg.): Distribution of selected groups of marine invertebrates in waters south of 35° S latitude. - Amer. Geogr. Soc., Antarctic map folio ser., folio 11: 9-12, Taf. 1-2.
- BENDER, H. (1989): Gehäuseaufbau, Gehäusegenese und Biologie agglutinierter Foraminiferen (Sarcodina, Textulariina). - Jb. Geol. B.-A., 132(2): 259-347.
- BENDER, M.L., KU, T.-L. & BROECKER, W.S. (1966): Manganese nodules: their evolution. - Science, 151: 325-328.
- BERGER, W.H. (1976): Biogenous deep sea sediments: Production, preservation and interpretation. - In: J.P. RILEY & R. CHESTER (Hrsg.): Chemical Oceanography, London (Academic Press), 5: 265-388.
- BERGER, W.H., FINKEL, R.C., KILLINGLEY, J.S. & MARCHIG, V. (1983): Glacial-Holocene transition in deep-sea sediments: manganese-spike in the east-equatorial Pacific. - Nature, 303: 231-233.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., FLYNN, J.J. & VAN COUVERING, J.A. (1985): Cenozoic geochronology. - Geol. Soc. Am. Bull., 96: 1407-1418.
- BOHRMANN, G., SPIEB, V., HINZE, H. & KUHN, G. (1992): Reflector "Pc" a prominent feature in the Maud Rise sediment sequence (eastern Weddell Sea): Occurrence, regional distribution and implications to silica diagenesis. - Mar. Geol., 106: 69-87.
- BOLTOVSKOY, B. (1971): Ecology of the planktonic foraminifera living in the surface layer of Drake Passage. - Micropaleontology, 17: 53-68.
- BOYCE, R.E. (1968): Electrical resistivity of modern marine sediments from the Bering Sea. - Geophys. Res., 73: 4759-4766.
- BREHME, I. (1992): Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres. - Ber. Polarforsch., 110: 127 S.
- BURCKLE, L.H. (1984 b): Diatom distribution and paleoceanographic reconstruction in the Southern Ocean - present and last glacial maximum. - Mar. Micropaleont., 9: 241-261.
- BURNATT, B.R. & NEALSON, K.H. (1981): Organic films and microorganisms associated with manganese nodules. - Deep-Sea Res., 28A(6): 637-645.
- BURNS, R.G. & BURNS, V.M. (1975): Mechanism for nucleation and growth of manganese nodules. - Nature, 255: 130-131.
- CALVERT, S.E. (1968): Silica Balance in the Ocean and diagenesis. - Nature, 219: 919-920.
- CAULET, J.-P. (1991): Radiolarians from the Kerguelen Plateau, ODP Leg 119. - In: J. BARRON, B. LARSEN et al. (Hrsg.): Proc. ODP, Sci. Results, 119: 513-546, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- COOKE, D.W. & HAYS, J.D. (1982): Estimates of Antarctic ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. In: C. CRADDOCK (Hrsg.): Antarctic Geoscience, Madison (Univ. Wisconsin Press), 1017-1025.
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). - Ber. Polarforsch., 71: 158 S.
- DEMASTER, D.J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. - Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 1715-1732.
- DENTON, G.H., ARMSTRONG, R.L. & STUIVER, M. (1971): The late Cenozoic glacial history of Antarctica. - In: K.K. TUREKIAN (Hrsg.): The late Cenozoic glacial ages, Yale Univ. Press, 267-306.

- EHRMANN, W.U. & GROBE, H. (1991): Cyclic sedimentation at sites 745 and 746. - In: J. BARRON, B. LARSEN et al. (Hrsg.): Proc. ODP, Sci. Results, 119: 225-237, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- EHRMANN, W.U. (im Druck): Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. - Habilitationsschrift, Univ. Bremen, 152 S.
- EISMA, D. & VAN DER GAAST, S.J. (1971): Determination of opal in marine sediments by X-ray diffraction. - Neth. J. Sea Res., 5(3): 382-389.
- EKDALE, A.A., BROMLEY, R.G. & PEMBERTON, S.G. (1984): Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. - S.E.P.M. Short Course, 15, Soc. Econom. Paleont. Mineral., Tulsa, Oklahoma, 317 S.
- ERICSON, D.B. (1959): Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index. - Science, 130: 219-220.
- 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. (1966): A review of grain-size parameters. - Sedimentology, 6: 73-93.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1976): Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. - Deep-Sea Res., 23: 301-317.
- FOSTER, T.D., FOLDVIK, A. & MIDDLETON, J.H. (1987): Mixing and bottom water formation in the shelf break region of the southern Weddell Sea. - Deep-Sea Res., 34(11): 1771-1794.
- FRITSCH, J. (1990): Interpretation and discussion of the seismic lines - In: D.K. FÜTTERER & O. SCHREMS (Hrsg.): Die Expedition Antarktis-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90, Ber. Polarforsch., 90: 44-68.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie, Teil 2. - Stuttgart (Schweizerbart), 1141 S.
- FÜTTERER, D.K. & SCHREMS, O. (1991): Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90 - Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7. - Ber. Polarforsch., 90: 231 S.
- GEALY, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. - In: E.L. WINTERER et al. (Hrsg.): Init. Repts DSDP, 7: 1081-1104, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- GERLAND, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. - Ber. Polarforsch., 123: 130 S.
- GERLAND, S., RICHTER, M., VILLINGER, H. & KUHN, G. (im Druck): Non-destructive porosity determination of Antarctic marine sediments derived from resistivity measurements with an inductive method. - Mar. Geophys. Res. (im Druck).
- GERSONDE, R. & BURCKLE, L.H. (1990): Neogene diatom stratigraphy of ODP Leg 113, Weddell Sea (Antarctic Ocean). - In: P.F. BARKER, J.P. KENNETT et al. (Hrsg.): Proc. ODP, Sci. Results, 113: 761-789, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- GINGELE, F. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. - Dissertation, Univ. Bremen, 202 S.
- GORDON, A.L. & GOLDBERG, R.D. (1970): Circumpolar characteristics of Antarctic Waters. - Amer. Geogr. Soc., Antarctic map folio ser., folio 13: 1-5.
- GORDON, A.L., MARTINSON, D.G. & TAYLOR, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. - Deep-Sea Res., 28A: 151-163.
- GORDON, A.L. & MOLINELLI, E.J. (1982): Southern Ocean Atlas: Thermohaline and chemical distributions. - New York (Columbia Univ. Press).
- GRANT, J.A. & SCHREIBER, R. (1990): Modern swath sounding and sub-bottom profiling technology for research applications: the Atlas Hydrosweep and Parasound systems. - Mar. Geophys. Res., 12: 9-19.
- GREENSLATE, J. (1974): Microorganisms participate in the construction of manganese nodules. - Nature, 249: 181-183.
- GROBE, H. (1986a): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - Ber. Polarforsch., 27: 121 S.
- GROBE, H. (1986b): Sedimentation processes on the Antarctic continental margin at Kapp Norvegia during the late Pleistocene. - Geol. Rundsch., 75(1): 97-104.
- GROBE, H. (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. - Polarforschung, 57(3): 123-126.
- GROBE, H. & KUHN, G. (1987): Sedimentation processes at the Antarctic continental margin. - In: D.K. FÜTTERER (Hrsg.): Die Expedition Antarktis-IV mit FS "Polarstern" 1985/86, Ber. Polarforsch., 33: 80-84.
- 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: U. BLEIL & J. THIEDE (Hrsg.): Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C, Dordrecht (Kluwer Academic Publ.), 308: 539-572.
- GROBE, H. & MACKENSEN, A. (1992): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. - In: J.P. KENNETT & D.A. WARNKE (Hrsg.): The Antarctic paleoenvironment: A perspective on Global Change. Part one, Antarct. Res. Ser., 56: 349-376.
- HAMBREY, M.J., LARSEN, B., EHRMANN, W.U. & ODP Leg 119 Shipboard Scientific Party (1989): Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program. - Polar Record, 25(153): 99-106.
- HAMILTON, E.L. (1974): Prediction of Deep-Sea Sediment Properties: State-of-the Art. - In: A.L. INDERBITZEN (Hrsg.): Deep-Sea Sediments: physical and mechanical properties, New York (Plenum Press), 1-43.

- HAMILTON, E.L. (1978): Sound velocity-density relations in sea-floor sediments and rocks. - *Acoust. Soc. Am.*, 63: 366-377.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, 235: 1156-1167.
- HAYES, D.E. & VOGEL, M. (1981): General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), Scale 1:10000000, 5.13. - Ottawa (Canadian Hydrographic Service).
- HAYS, J.D. (1978): A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic seas. - In: E.M. von ZINDEREN BAKKER (Hrsg.): Antarctic glacial history and World paleoenvironments. - Proc. INQUA Congress, Birmingham, 57-71.
- HAYS, J.D., LOZANO, J.A., SHACKLETON, N.J. & IRVING, G. (1976): Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18000 B.P. Antarctic Ocean. - In: R.M. CLINE & J.D. HAYS (Hrsg.): Investigations of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology, Geol. Soc. Am., Boulder, Memoir, 145: 337-372.
- HAYS, J.P. & OPDYKE, N.D. (1967): Antarctic radiolaria, magnetic reversals and climatic change. - *Science*, 158: 1001-1011.
- HELLMER, H.H. (1989): Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis. - *Ber. Polarforsch.*, 60: 87 S.
- HELLMER, H.H., BERSCH, M., AUGSTEIN, E. & GRABEMANN, I. (1985): The Southern Ocean. A survey of oceanographic and marine meteorological research work. - *Ber. Polarforsch.*, 26: 115 S.
- HINZ, K. & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land / Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development. - *Geol. Jb.*, E 23: 17-41.
- HINZE, H., NIEDERJASPER, F. & SCHACHT, M. (1991): Bathymetrische Vermessung mit HYDROSWEEP - In: D.K. FÜTTERER & O. SCHREMS (Hrsg.): Die Expedition Antarktis-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90, *Ber. Polarforsch.*, 90: 90-98.
- HUANG, T.C., LEDBETTER, M.T. & WATKINS, N.D. (1982): Contrasts in Antarctic Bottom-Water velocity between the Brunhes and Matuyama Epochs in the South Pacific. - In: C. CRADDOCK (Hrsg.): Antarctic Geoscience, Madison (Univ. Wisconsin Press), 1027-1031.
- HURD, D.C. (1983): Physical and chemical properties of siliceous skeletons. - In: S.R. ASTON (Hrsg.): Silicon geochemistry and biochemistry, New York (Academic Press), 187-244.
- KELLER, G. & BARRON, J.A. (1987): Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses. - *Paleoceanography*, 2: 697-713.
- KENNETT, J.P. (1982): Marine Geology. - Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, 813 S.
- KING, G.M. (1986): Inhibition of microbial activity in marine sediments by a bromophenol from a hemichordate. - *Nature*, 323: 257-259.
- KOHNEN, H. (1986): Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. Expeditionshandbuch. - Bremerhaven, 96 S.
- KOJIMA, H., YANAI, K. & NISHIDA, T. (1981): Geological map of Belgica mountains, Antarctica. - *Geol. Map Ser.*, Blatt 29 (mit Beiheft 7 S., 2 Taf.), Tokio, Natl. Inst. Polar Res.
- LALLIER-VERGES, E. & CLINARD, C. (1983): Ultra-thin section study of the mineralogy and geochemistry of Mn micronodules from the South Pacific. - *Mar. Geol.*, 52: 267-280.
- LAWVER, L.A., ROYER, J.-Y., SANDWELL, D.T. & SCOTESE, C.R. (1991): Evolution of the Antarctic continental margins. - In: M.R.A. THOMSON, J.A. CRAME & J.W. THOMSON (Hrsg.): Geological evolution of Antarctica, Cambridge (Cambridge Univ. Press), 533-539.
- LAZARUS, D. (1992): Antarctic Neogene radiolarians from the Kerguelen Plateau, Legs 119 and 120. - In: S.W. WISE, JR., R. SCHLICH et al. (Hrsg.): Proc. ODP, Sci. Results, 120: 785-809, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- LEDBETTER, M.T. & CIESIELSKI, P.F. (1986): Post-Miocene disconformities and paleoceanography in the Atlantic sector of the Southern Ocean. - *Palaeogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 52: 185-214.
- LI, Y.H., TAKAHASHI, T. & BROECKER, W.S. (1969): Degree of saturation of CaCO₃ in the oceans. - *J. Geophys. Res.*, 74: 5507-5527.
- LISITZIN, A.P. (1971): Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. - In: B.M. FUNNEL & W.R. RIEDEL (Hrsg.): The micropalaeontology of oceans, Cambridge (Cambridge Univ. Press), 173-195.
- LINDHOLM, R.C. (1987): A practical approach to sedimentology. - London (Allen & Unwin), 276 S.
- LUTJEHARMS, J.R.E. (1985): Location of frontal systems between Africa and Antarctica: some preliminary results. - *Deep-Sea Res.*, 32(12): 1499-1509.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., KUHN, G. & FÜTTERER, D.K. (1990): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern Weddell Sea between 68 and 73° S: Distribution, ecology and fossilization potential. - *Mar. Micropaleont.*, 16: 1-43.
- MANGINI, A. (1988): Growth rates of manganese nodules and crusts. - In: P. HALBACH, G. FRIEDRICH & U. VON STACKELBERG (Hrsg.): The manganese nodule belt of the Pacific Ocean. - Stuttgart (Enke), 142-151.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C., Jr. & 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.

- MEADOWS, P.S. (1986): Biological activity and seabed sediment structure. - *Nature*, 323: 207.
- MELLES, M. (1990): Paläoglazialogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 81: 190 S.
- MERCER, J.H. (1976): Glacial history of southernmost South America. - *Quat. Res.*, 6: 125-166.
- MORTON, A.C., MERRIMAN, R.J. & MITCHELL, J.G. (1984): Genesis and significance of glauconitic sediments of the SW Rockall Plateau. - In: P.D. TRASK (Hrsg.): *Init. Repts. DSDP*, 81: 645-652, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- MÜLLER, G. (1967): Methods in sedimentary petrology. - In: W. von ENGELHARDT, H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (Hrsg.): *Sedimentary Petrology, Part 1*, Stuttgart (Schweizerbart), 283 S.
- MÜLLER, P.J. & SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. - *Deep-Sea Res.*, 26A: 1347-1362.
- MUNSELL (1975): Munsell soil color charts. - *Loseblattslg.*, Baltimore (Macbeth Div. Kollmorgen Corp.).
- NAGAO, S. & NAKASHIMA, S. (1992): The factors controlling vertical color variations of North Atlantic Madeira Abyssal Plain sediments. - *Mar. Geol.*, 109: 83-94.
- NELSON, D.M. & GORDON, L.I. (1982): Production and pelagic dissolution of biogenic silica in the Southern Ocean. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 491-501.
- NOWACZYK, N.R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - *Ber. Polarforsch.*, 78: 187 S.
- ODIN, G.S. & DODSON, M.H. (1982): Zero isotopic age of glauconies. - In: G.S. ODIN (Hrsg.): *Numerical Dating in Stratigraphy*, Chichester (Wiley & Sons), 277-305.
- ODIN, G.S. & FRÖHLICH, F. (1988): Glaucony from the Kerguelen plateau (southern Indian Ocean). - In: G.S. ODIN (Hrsg.): *Green marine clays, Developments in Sedimentology*, Amsterdam (Elsevier), 45: 277-294.
- ODIN, G.S. & FULLAGER, P.D. (1988): Geological significance of the glaucony facies. - In: G.S. ODIN (Hrsg.): *Green marine clays, Developments in Sedimentology*, Amsterdam (Elsevier), 45: 295-332.
- ODIN, G.S. & LAMBOY, M. (1988): Glaucony from the margin off northwestern Spain. - In: G.S. ODIN (Hrsg.): *Green marine clays, Developments in Sedimentology*, Amsterdam (Elsevier), 45: 249-275.
- ODIN, G.S. & MATTER, A. (1981): De glauconiarum origine. - *Sedimentology*, 28: 611-641.
- PICHON, J. -J., BAREILLE, G., LABRACHERIE, M., LABEYRIE, L.D., BAUDRIMONT, A. & TURON, J. -L. (1991): Quantification of the biogenic silica dissolution in Southern Ocean sediments. - In: G. BAREILLE: *Flux sédimentaires: Paleoproduktivité et paleocirculation de l'océan austral au cours des 150.000 dernières années*, Thèse l'Université de Bordeaux I, 86-128.
- PIPER, D.J.W. & BRISCO, C.D. (1975): Deep-water continental-margin sedimentation, Antarctica (LEG 28, DSDP). - In: D.E. HAYES, L.A. FRANKS et al. (Hrsg.): *Init. Repts. DSDP*, 28: 727-755, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- PRIDDLE, J., HAWES, I., ELLIS-EVANS, J.C. & SMITH, T.J. (1986): Antarctic aquatic ecosystems as habitats for phytoplankton. - *Biol. Rev.*, 61: 199-238.
- 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.
- REX, R.W., MARGOLIS, S.V. & MURRAY, B. (1970): Possible interglacial dune sands from 300 meters water depth in the Weddell Sea, Antarctica. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 3465-3472.
- RICHTER, M. (1990): Vergleich von hochauflösenden sedimentphysikalischen Messungen an Tiefseesedimenten. - *Dipl. Arb., Univ. Münster*, 120 S.
- RIEMANN, F. (1985): Eisen und Mangan in pazifischen Tiefsee-Rhizopoden und Beziehungen zur Manganknollen-Genese. - *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, 70: 165-172.
- RUDDIMAN, W.F. & JANECEK, T.R. (1989): Pliocene-Pleistocene biogenic and terrigenous fluxes at Equatorial Atlantic Sites 662, 663, and 664. - In: M. SARNTHEIN, W. RUDDIMAN et al. (Hrsg.): *Proc. ODP, Sci. Results*, 108: 211-228, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- SAKI, T., TAMURA, Y., TOKUHASHI, S., KODATO, T., MIZUKOSHI, I. & AMANO, H. (1987): Preliminary report of geological and geophysical surveys off Queen Maud Land, East Antarctica. - *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 1: 23-40.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Qualitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. - *"Meteor"-Forsch. -Ergebn., Reihe C*, 5: 1-112.
- SCHENKE, H.W. (1990): Die Fächersonaranlage Hydrosweep. - *Die Geowissenschaften*, 6: 161-169.
- SCHLÜTER, M. (1990): Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres. Geochemische Analyse und Modellierung. - *Ber. Polarforsch.*, 73: 156 S.
- SCHMIEDL, G. (1990): Quartäre Sedimentationsprozesse in der Tiefsee des Riiser-Larsenmeeres westlich des Gunnerus-Rückens, Ost-Antarktis. - *Dipl. Arb. Univ. Würzburg*, 113 S.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik. - *Stuttgart (Enke)*, 405 S.
- SHAKLETON, N.J. & CITA, M.B. (1979): Oxygen and carbon isotope stratigraphy of benthic foraminifers at Site 397: Detailed history of climatic change during the Late Neogene. - In: U. VON RAD, W.B.F. RYAN et al. (Hrsg.): *Init. Repts. DSDP*, 47: 433-445, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- SHAKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1977): Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. - *Nature*, 270: 216-219.

- SHEPARD, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. - *J. Sed. Pet.*, 24: 151-158.
- SHIRAIISHI, K., OSANI, Y., TAINOSHO, Y., TAKAHASHI, Y., TSUCHIYA, N., KOJIMA, S., YANAI, K. & MORIWAKI, K. (1992): Geological map of Widerøeffjellet, Sør Rondane Mountains, Antarctica. - *Antarct. Geol. Map Ser.*, Blatt 32 (mit Beiheft 20 S., 9 Taf.), Tokio, Natl. Inst. Polar Res.
- SIESSER, W.G. & ROGERS, J. (1976): Authigenic pyrite and gypsum in South West African continental-slope sediments. - *Sedimentology*, 23: 567-577.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. (1982): Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums. - Stuttgart (Enke), 102 S.
- STEIN, R. (1991): Accumulation of organic carbon in marine sediments. - *Lect. Notes Earth Sci.*, 34: XIII, 217 S.
- STOFFERS, P., SIOULAS, A., GLASBY, G.P., SCHMITZ, W. & MANGINI, A. (1984): Sediments and micronodules in the northern and central Peru Basin. - *Geol. Rundsch.*, 73(3): 1055-1080.
- SUESS, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. - *Nature*, 288: 260-263.
- THOMPSON, R. & MORTON, D.J. (1979): Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the Loch Lamond drainage basin, Scotland, *J. Sed. Pet.*, 49: 802-812.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental magnetism. - London (Allen & Unwin), 227 S.
- TRÉGUER, P., KAMATANI, A. GUENELEY, S. & QUÉGUINER, B. (1989): Kinetics of dissolution of antarctic diatom frustules and the biochemical cycle of silicon in the Southern Ocean. - *Polar Biol.*, 9: 397-403.
- VAN ANDEL, Tj.H. (1975): Mesozoic / Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. - *Earth and Planet. Sci. Letts.*, 26: 187-195.
- VAN BENNEKOM, A.J., BERGER, G.W., VAN DER GAAST, S.J. & DE VRIES, R.T.P. (1988): Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean (Atlantic sector). - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 67: 19-30.
- WATKINS, N.D. & KENNETT, J.P. (1982): Erosion of deep sea sediments in the Southern Ocean between longitude 70°E and 190°E, and contrasts in manganese nodule development. - In C. CRADDOCK (Hrsg.): *Antarctic Geoscience*, Madison (Univ. Wisconsin Press), 1045.
- WEBER, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 109: 165 S.
- WETZEL, A. (1991): Ecologic interpretation of deep-sea trace fossil communities. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 85: 47-69.
- WHITWORTH, T. (1988): The Antarctic Circumpolar Current. - *Oceanus*, 31: 53-58.
- 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: B.F. MOLNIA (Hrsg.): *Glacial-marine sedimentation*, New York (Plenum Press), 265-300.
- ZWALLY, H.J., COMISO, J.C. & PARKINSON, C.L. (1983): Antarctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite passive microwave observations. - *NASA SP-459*, 206 S.

7.3. Tafel Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme verschiedener Komponenten der Sand-fraktion (> 63µm) des Schwerelotkernes PS1824-1.

Fig. 1: Schwammnadel mit glaukonitgefülltem Zentralkanal aus 658 cm Kerntiefe.

Fig. 2: Glaukonit-Aggregat mit rissiger Oberflächenstruktur aus 658 cm Kerntiefe, das als eine Pseudomorphose nach einer discoidalen Radiolarie (Spongostrochus?) angesehen werden kann.

Fig. 3: Manganumkrustete agglutinierende Foraminifere der Art *Cyclammina pusilla* aus 788 cm Kerntiefe.

Fig. 4: Mikro-Manganknolle mit typischem, kugeligem Habitus, die als eine Umkrustung von Kotpillen interpretiert werden könnte.

Fig. 5: "Hütchenförmige" Mikro-Manganknolle, deren gewölbter Fuß eine rissige Oberflächenstruktur besitzt und aus einer reinen Manganphase besteht.

Fig. 6: Röhrenförmige, hohle und manganumkrustete Komponente aus 1058 cm Kerntiefe, die als das Ausfällungsprodukt ferromanganischer Verbindungen in Bautenwänden grabender Organismen angesehen wird.

Fig. 7: Mikro-Manganknolle mit umkrustierten stabförmigen Diatomeen (*Thalassiothrix?*, *Trichotoxon?*) aus 1063 cm Kerntiefe.

Fig. 8: Lösungsrest einer Manganröhre aus 968 cm Kerntiefe nach Behandlung mit verdünnter Salzsäure. Zurück bleibt ein "Steinkern" aus siltigem, detritischen Material.

Fig. 9: Querschnitt einer manganumkrusteten agglutinierenden Foraminifere der Gattung *Rhabdammina* oder *Hyperammina* aus 988 cm Kerntiefe. Von links nach rechts: äußere Mangankruste (ca. 50µm); siltig-sandiges Material des agglutinierten Gehäuses (ca. 100µm); siltiges Material der Gehäusefüllung.

Probenliste PS1824-1 SL/PS1824-2 GKG:

1) Radiographien (0-1234 cm 1824-1 SL; 0-46 cm 1824-2 GKG)

Karton 1: 1824-1; 0-431 cm

Karton 2: 1824-1; 431-887 cm

Karton 3: 1824-1; 887-1234cm + 1824-2; 0-46 cm

2) Korngrößenanalyse:

Sandfraktion: Tablettenröhrchen

Karton 1: 1824-1; 2-378 cm

Karton 2: 1824-1; 388-768 cm

Karton 3: 1824-1; 778-1123 cm

Karton 4: 1824-1; 1128-1228 cm + 1824-2; 2-45 cm

Siltfraktion: 1 brauner Karton

Tonfraktion: 1 brauner Karton

3) Gesamtsediment: (2-1228 cm 1824-1 SL; 2-45 cm 1824-2 GKG) Karton 1:

4) Grobfraktion zur Komponentenanalyse:

(2-1228 cm 1824-1 SL; 2-45 cm 1824-2 GKG): 2-578 cm

Karton 2: 588-1123 cm

Karton 3: 1128-1228 cm + 1824-22-45 cm

Karton 1: 2-758 cm

Karton 2: 768-1228 cm + 1824-22-45 cm

(einige Sandproben befinden sich im Mikropaläontologielabor; Liste siehe Karton innen)

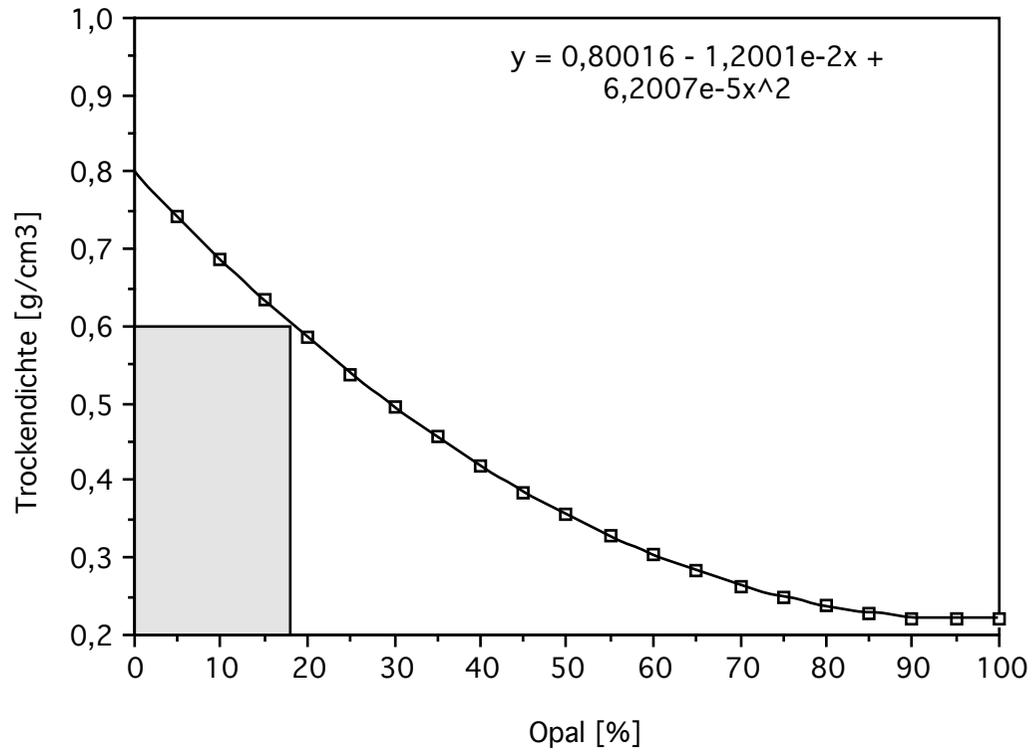
5) Röntgendiffraktometrie (Opal)

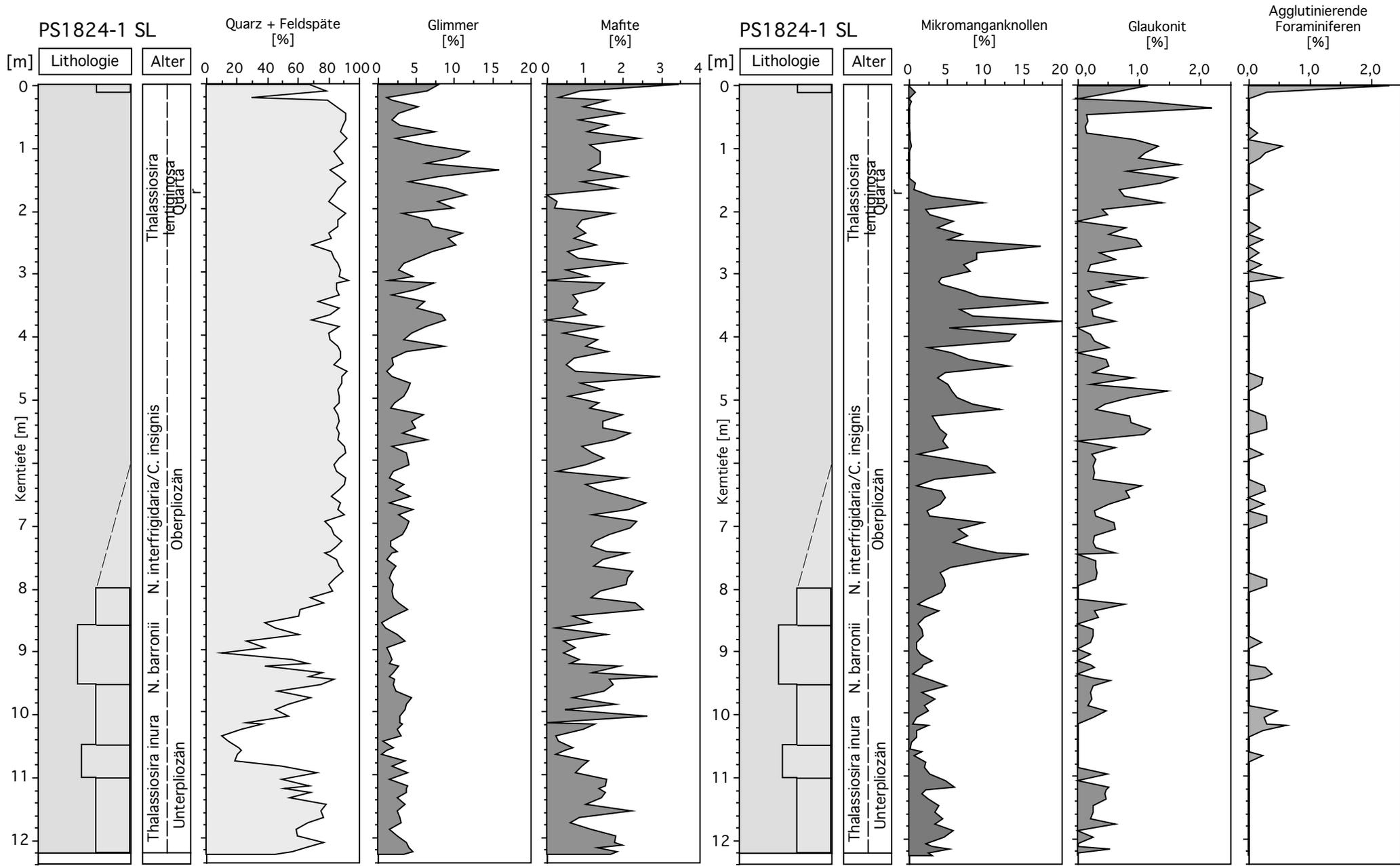
35 Proben 1824-1 SL

Matrix: Moosburger Smektit, Standard: Korund

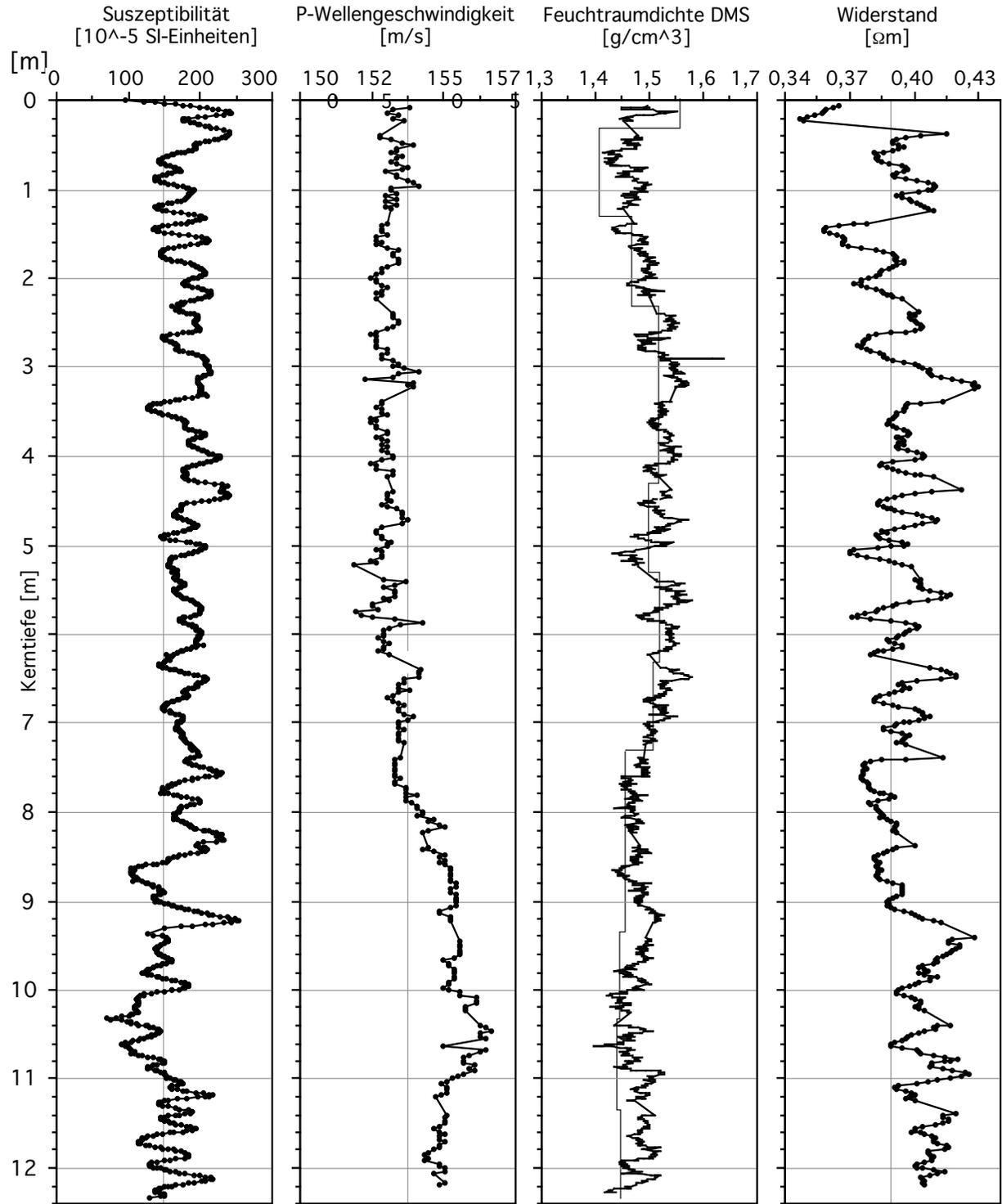
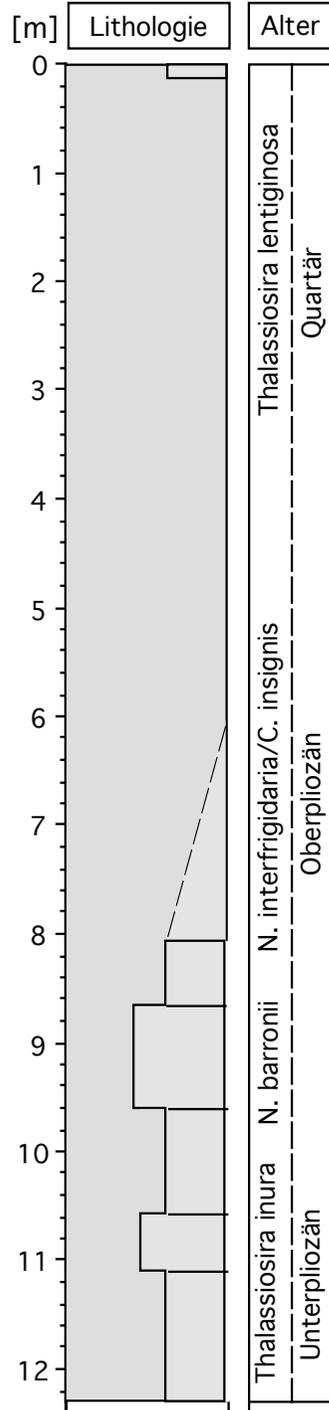
6) Dropstones (IRD) aus diversen Horizonte: 1 Karton

7) Smear Slides: Schatulle 1: 2-918 cm; Schatulle 2: 923-1228 cm + 1824-2; 2-45 cm





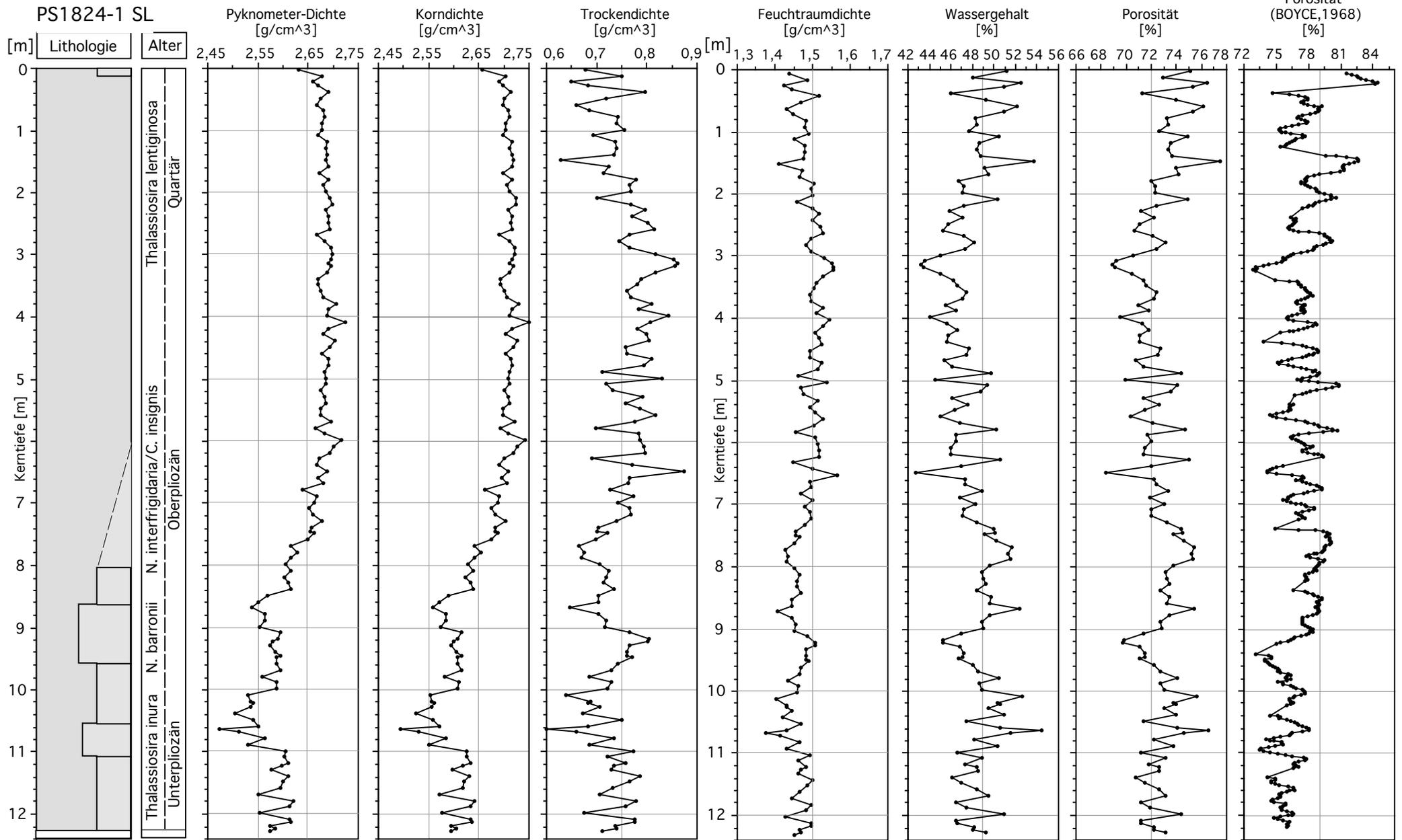
PS1824-1 SL



4.7. Zusammenstellung der Ergebnisse

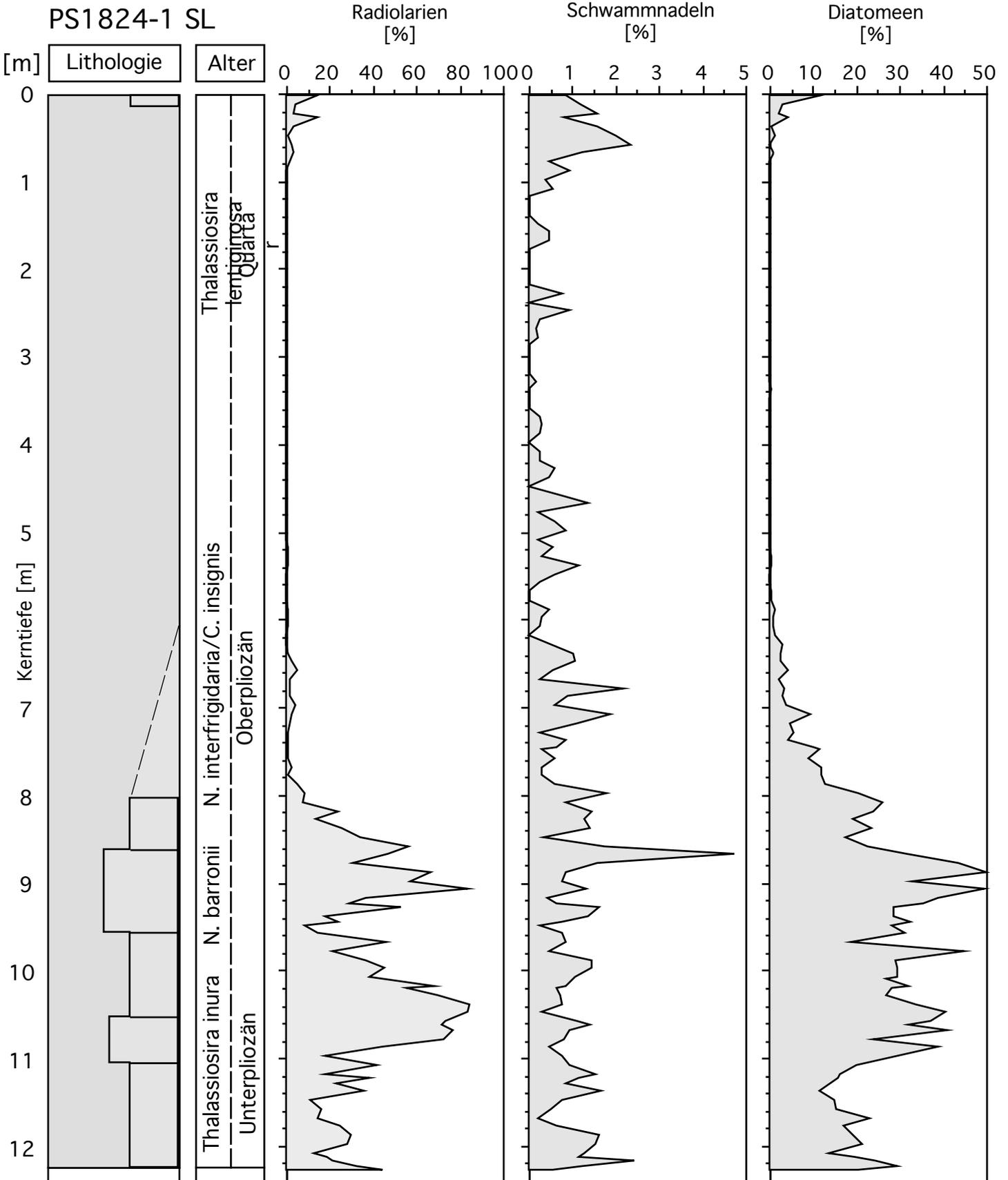
Sedimentologische Parameter

Sedimentologische Parameter

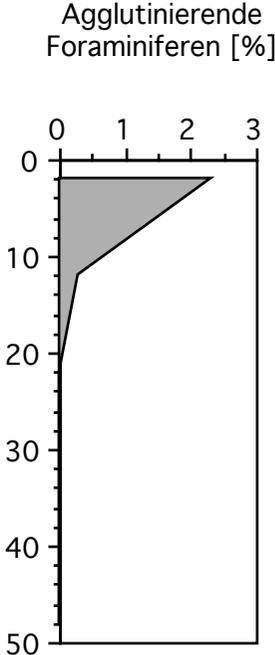
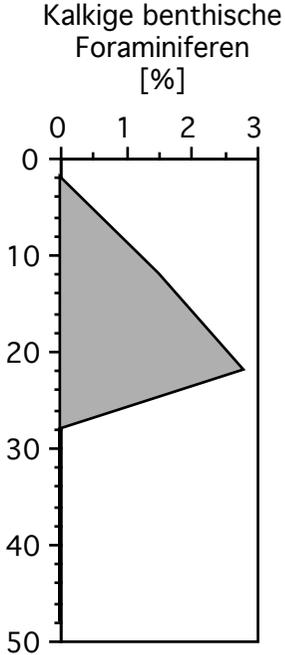
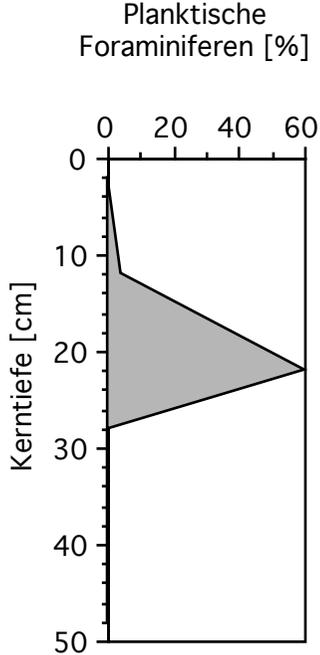


Komponentenanalyse >63µm
(biogene Komponenten)

"smear slide"-Analyse

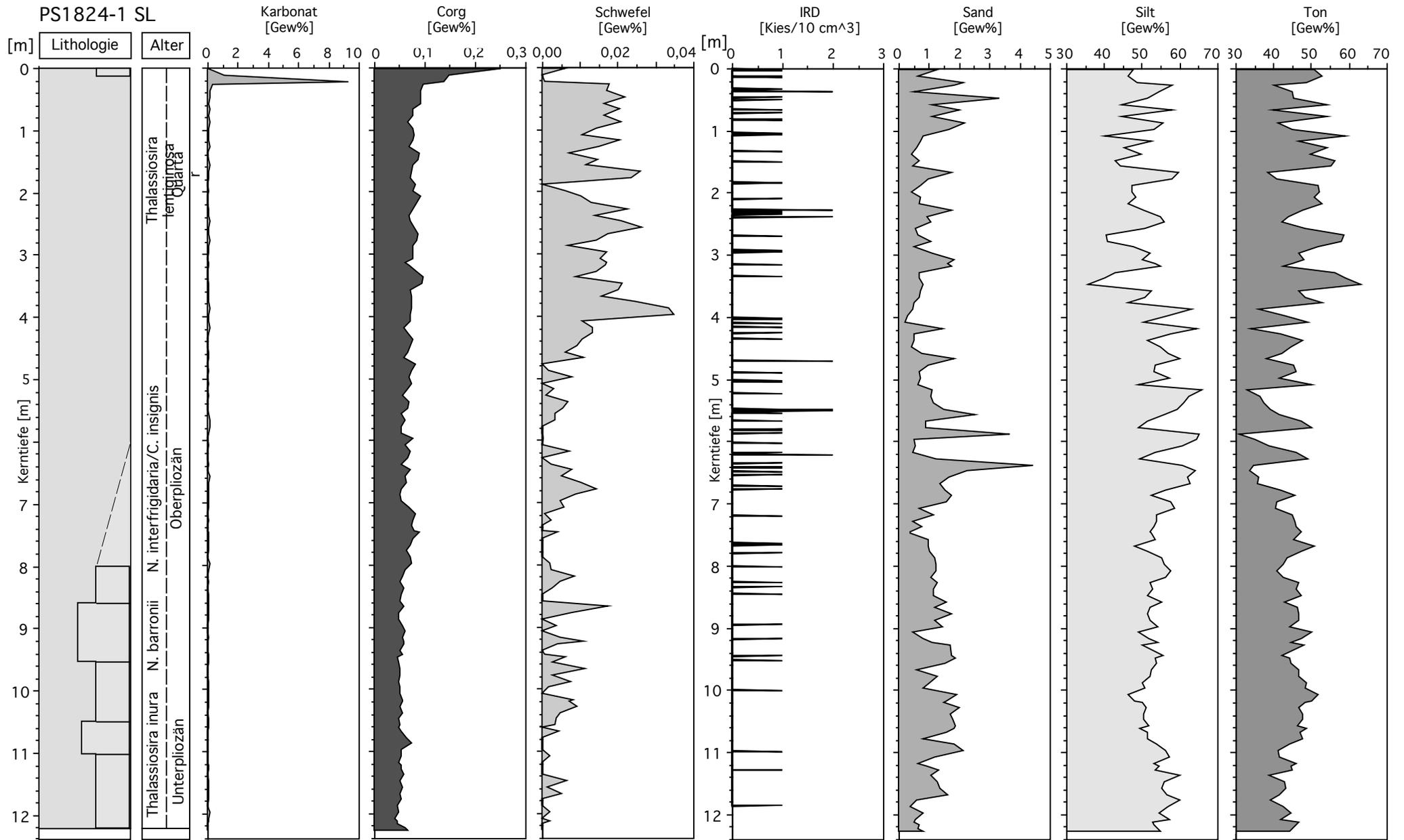


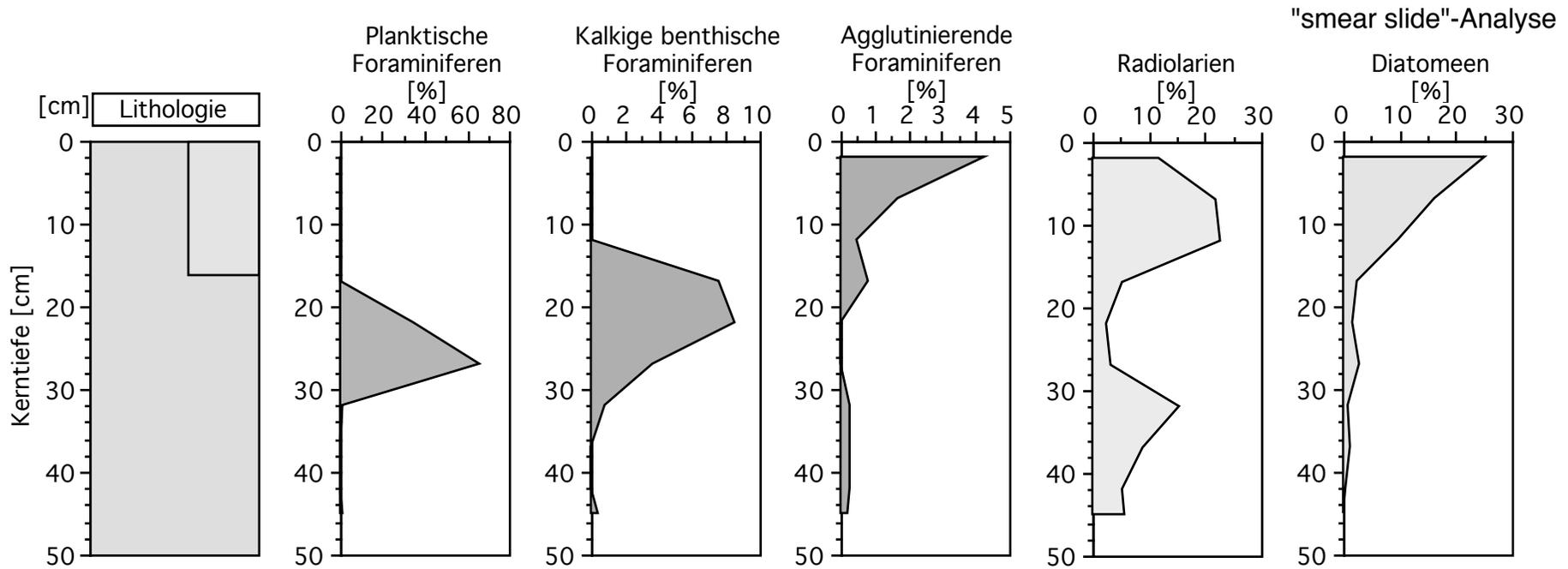
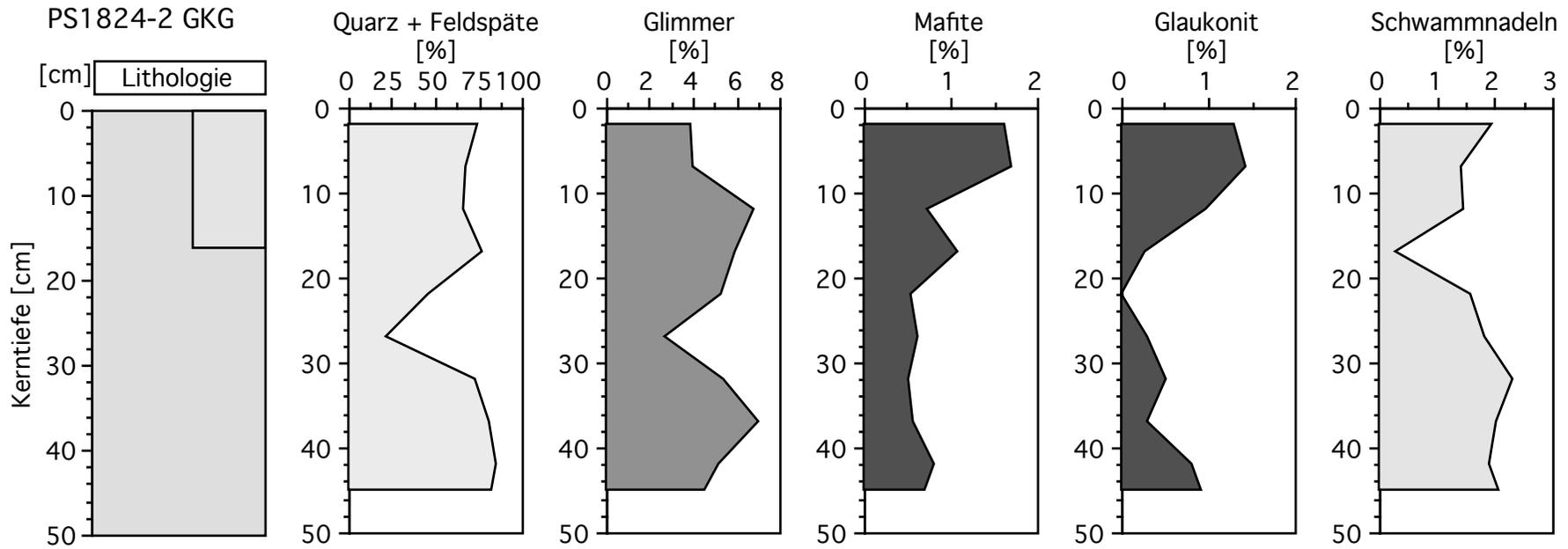
Komponentenanalyse >63 μ m
(biogene Komponenten)
(Oberfläche Schwerelot PS1824-1)



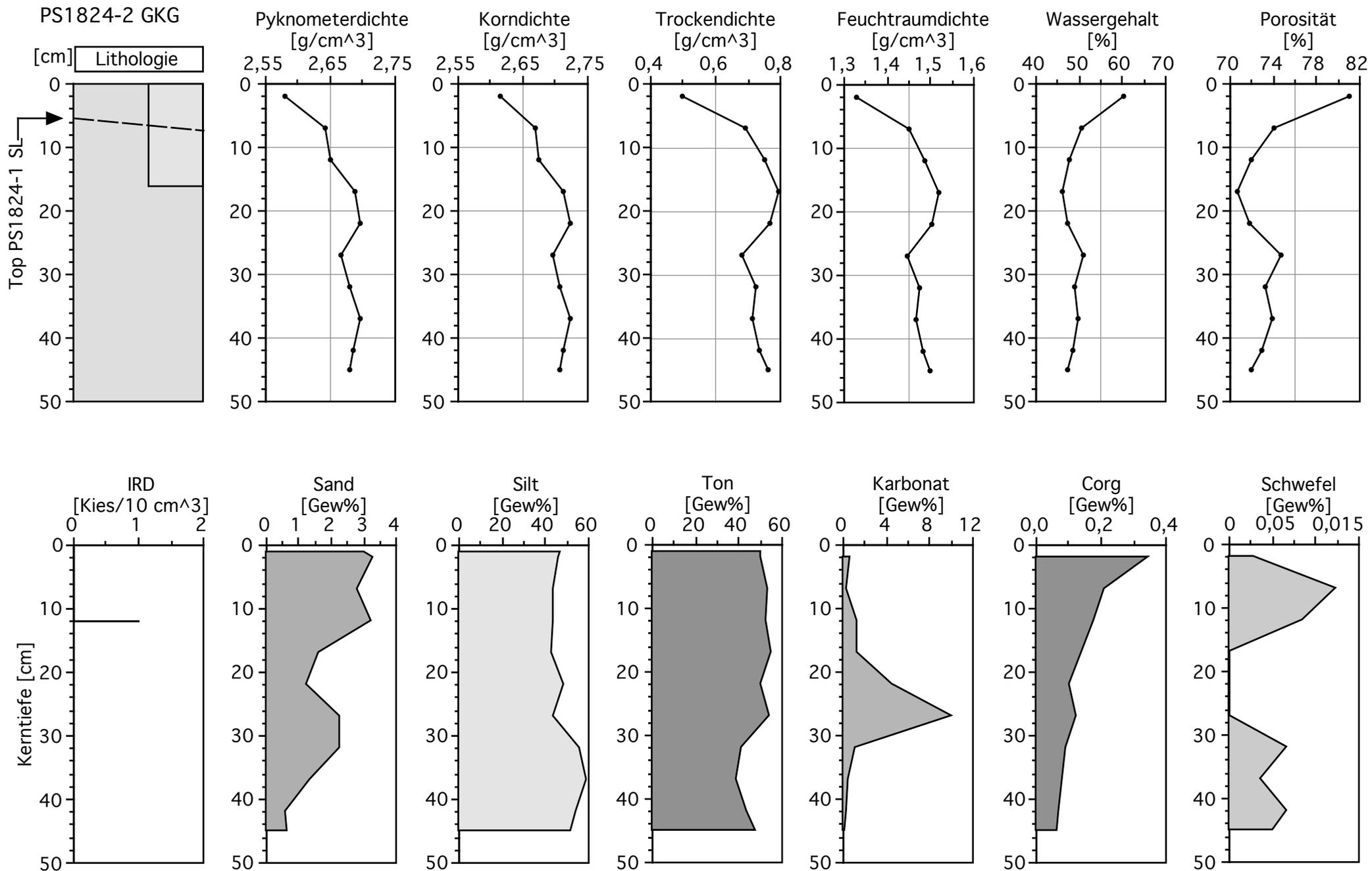
Karbonat-, Corg- und Schwefelgehalt

Korngrößenverteilung





Komponentenanalyse > 63µm
(Großklastengreifer)



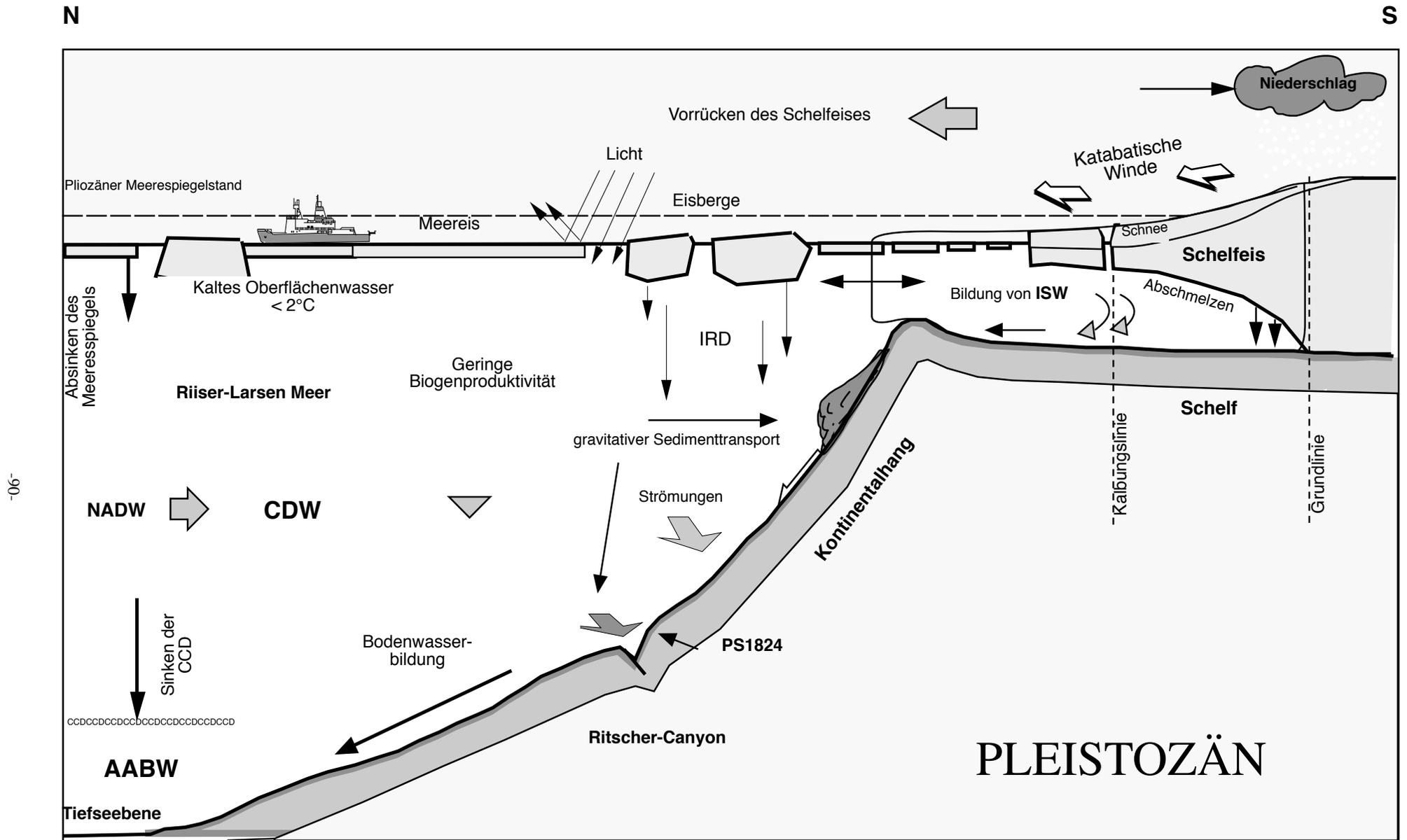


Abb. 22: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang des Riiser-Larsenmeeres. Dargestellt ist die paläozeanographische Situation im Pleistozän. (in Anlehnung an GROBE & MACKENSEN, 1992). AABW = Antarctic Bottom Water, CDW = Circumpolar Deep Water, ISW = Ice Shelf Water, NADW = North Atlantic Deep Water, CCD = Carbonate Compensation Depth, IRD = Ice Rafted Debris.

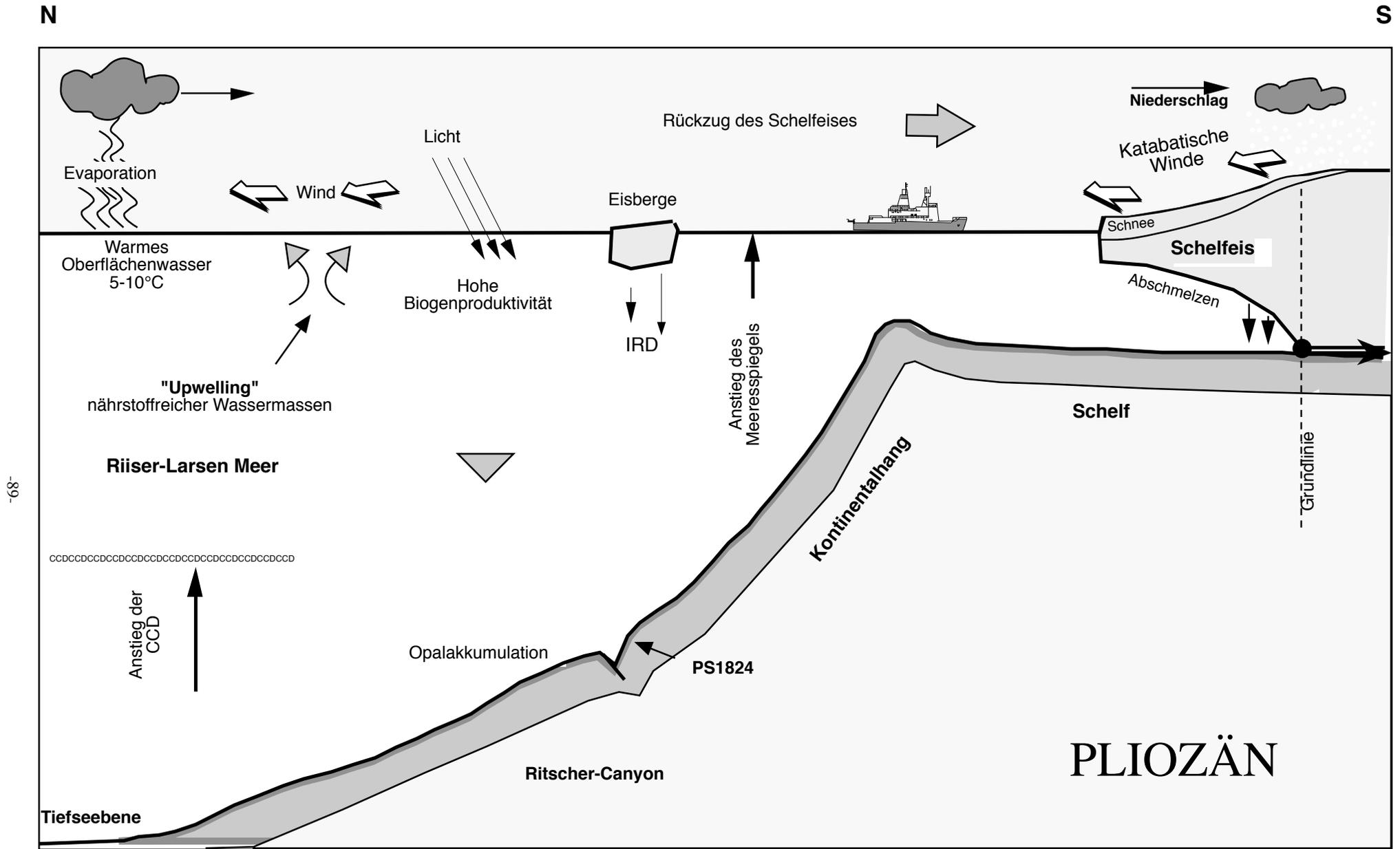


Abb. 21: Schematisches S-N-Profil über den Schelf und den Kontinentalhang des Riiser-Larsenmeeres. Dargestellt ist die paläozeanographische Situation im Pliozän (in Anlehnung an GROBE & MACKENSEN, 1992). CCD = Carbonate Compensation Depth, IRD = Ice Rafted Debris.

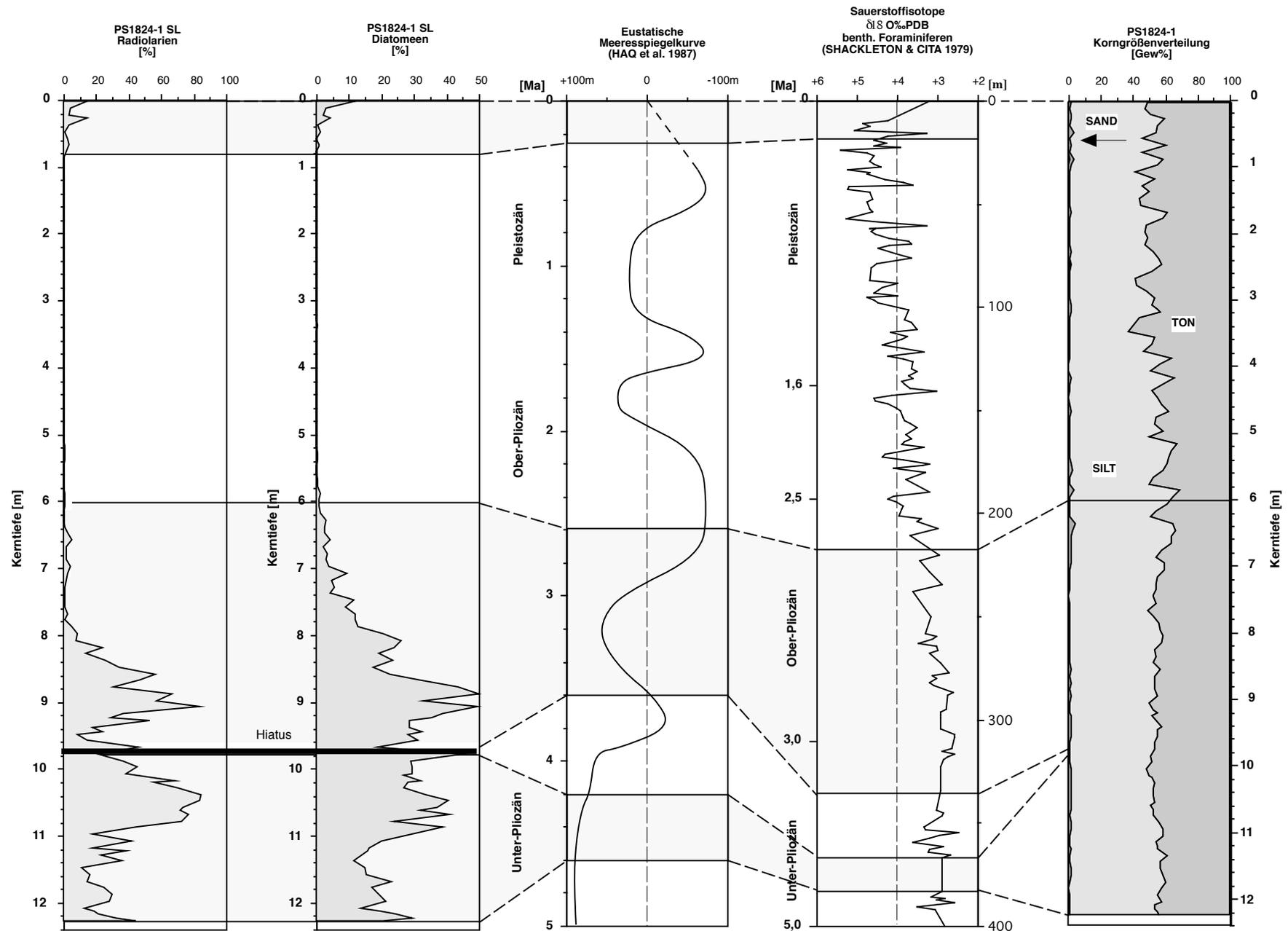
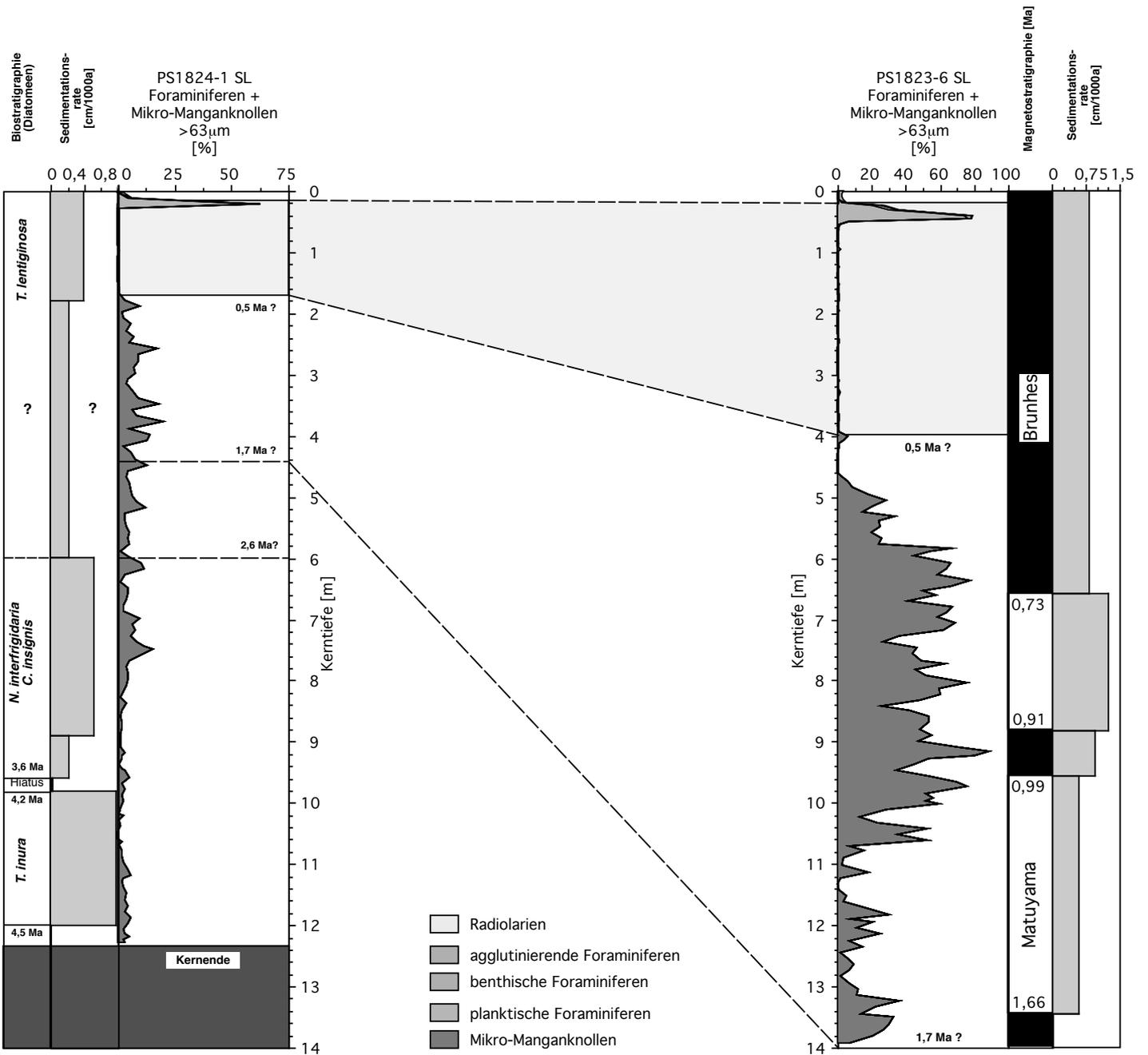
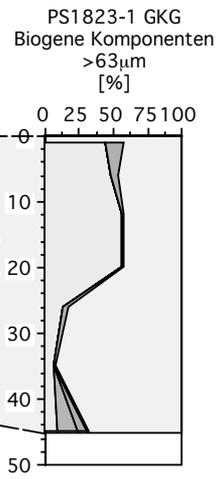
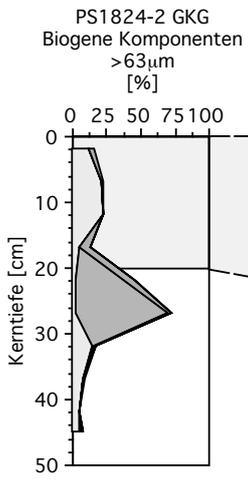


Abb. 20: Korrelation der Radiolarien- und Diatomeenverteilung des Schwerlotkernes mit der eustatischen Meeresspiegelkurve nach HAQ et al. (1987) und einer Sauerstoffisotopenkurve (DSDP Site 397 Kanaren) nach SHACKLETON & CITA (1979). Die zyklischen Schwankungen der Isotopenwerte im oberen Pliozän und dem Pleistozän, die globale Klimaänderungen (Glazial/Interglazial-Zyklen) widerspiegeln, lassen sich mit den zyklischen Änderungen der Silt/Ton-Anteile in der oberen Hälfte des Schwerlotkernes parallelisieren. (Die Isotopenkurve ist gegen die Tiefe aufgetragen!).

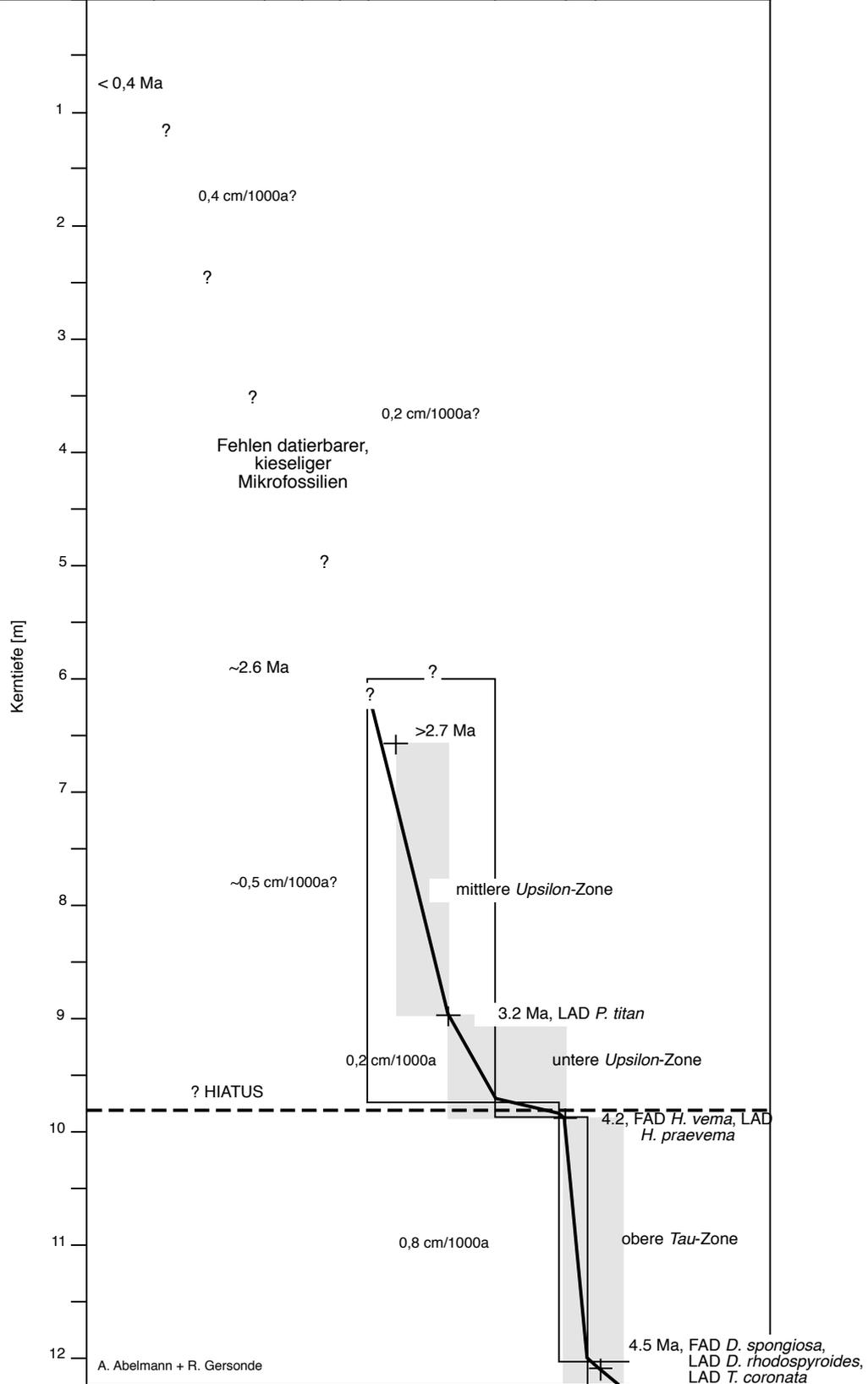


PS1824

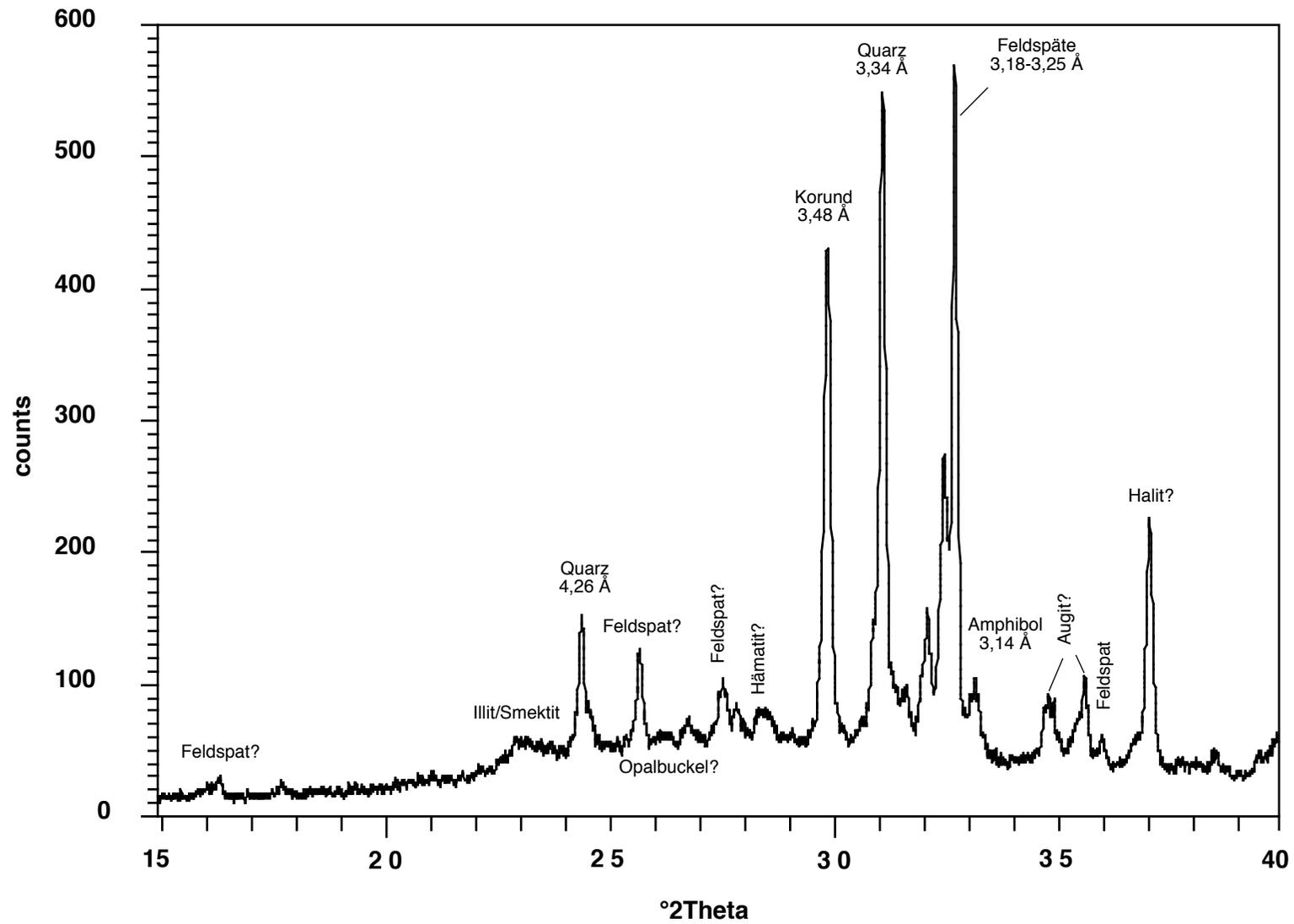
PS1823

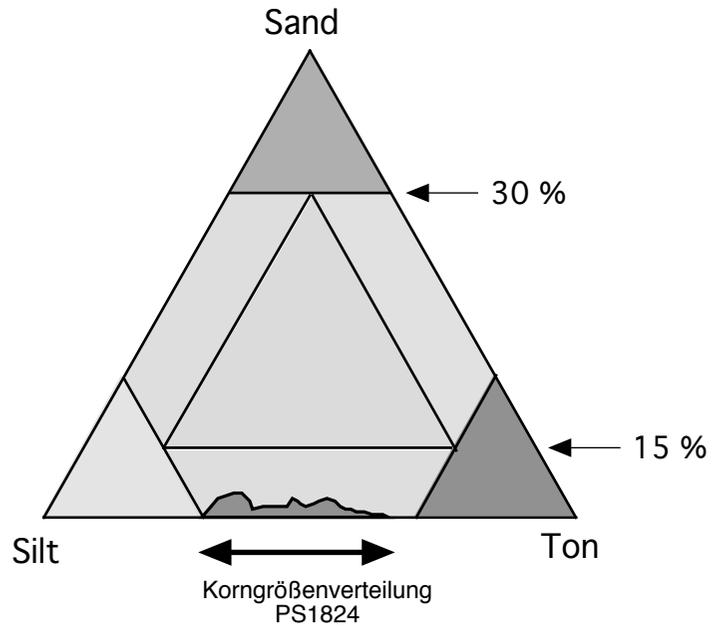
PS1824-1, Riiser-Larsen Sea

Alter (Ma)	1		2		3			4		5	
EPOCHEN	QUARTÄR			PLIOZÄN						MIOZÄN	
				oberes			unteres				
CHRONS	CIN-1	CIN-2	CIN-3	C3AN-1	C3AN-2	C3AN-3	C3AN-4	C3AN-5	C3AN-6	C3AN-7	C3AN-8
POLARITÄT	█		█	█			█	█	█	█	█
DIATOMEEN ZONEN	<i>T. lentig.</i>	<i>A. ingens</i>	<i>R. barb.</i>	<i>T. kolb.</i>	<i>C. vul.</i>	<i>N. interfrigidaria/ C. insignis</i>		<i>N. barronii</i>	<i>T. in.</i>	<i>C. intersectus/T.torok.</i>	

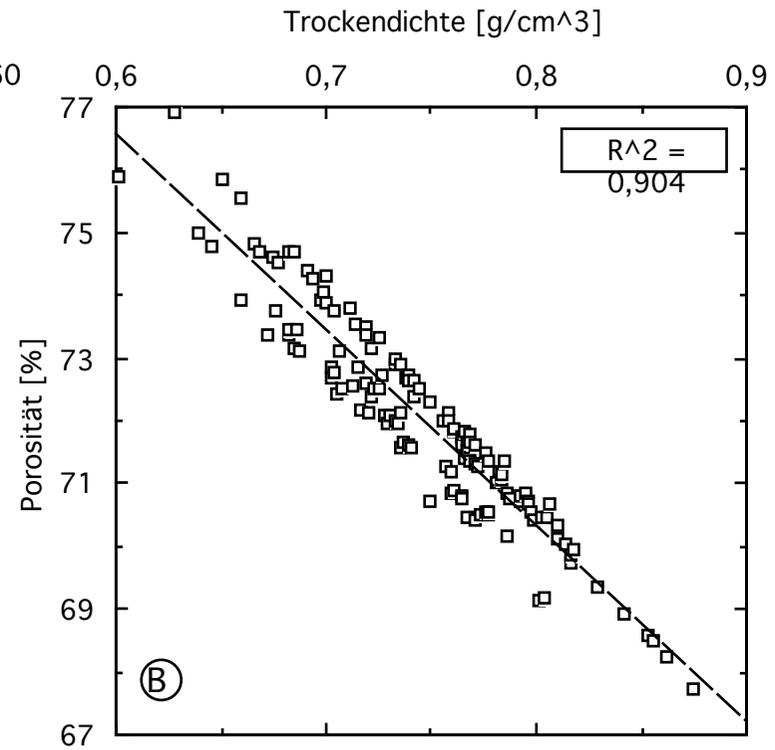
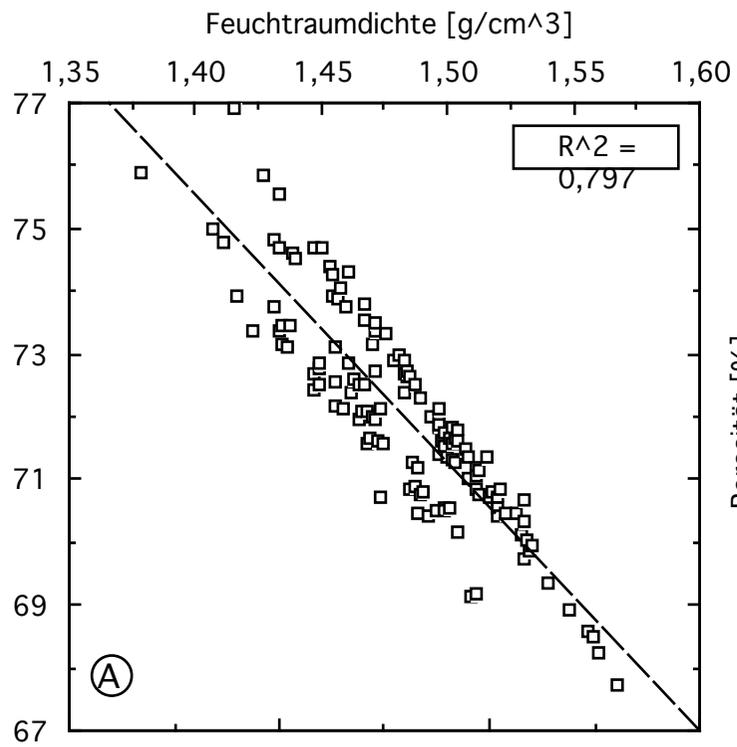


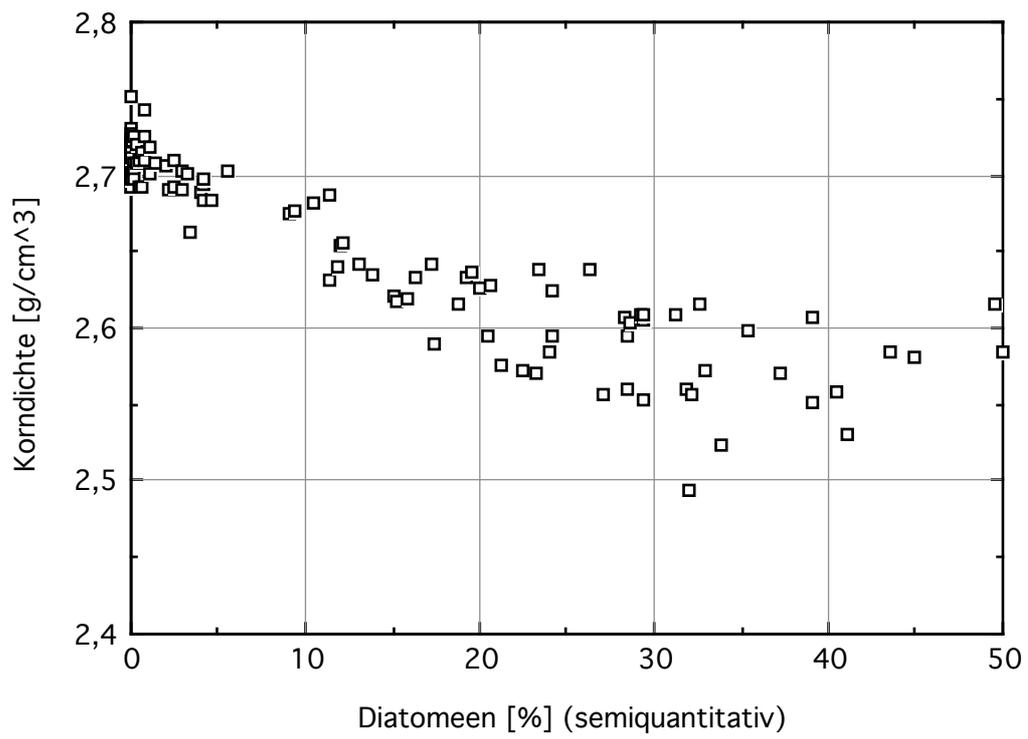
Röntgendiffraktogramm PS1824-1
1063 cm

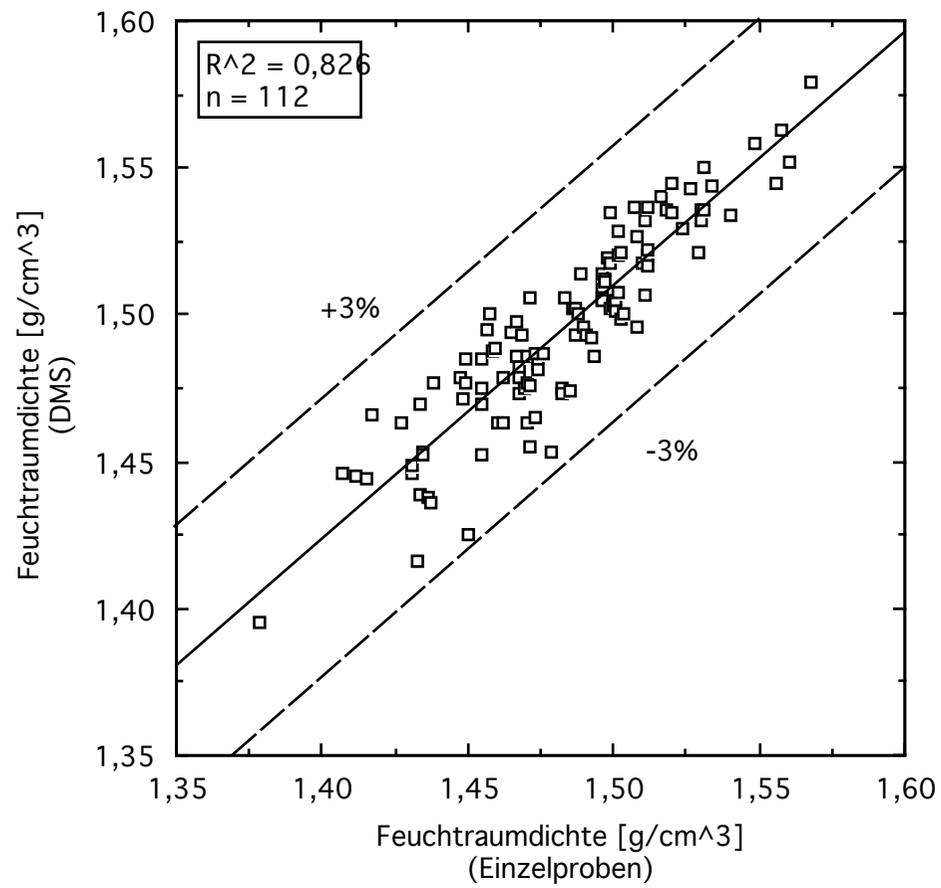


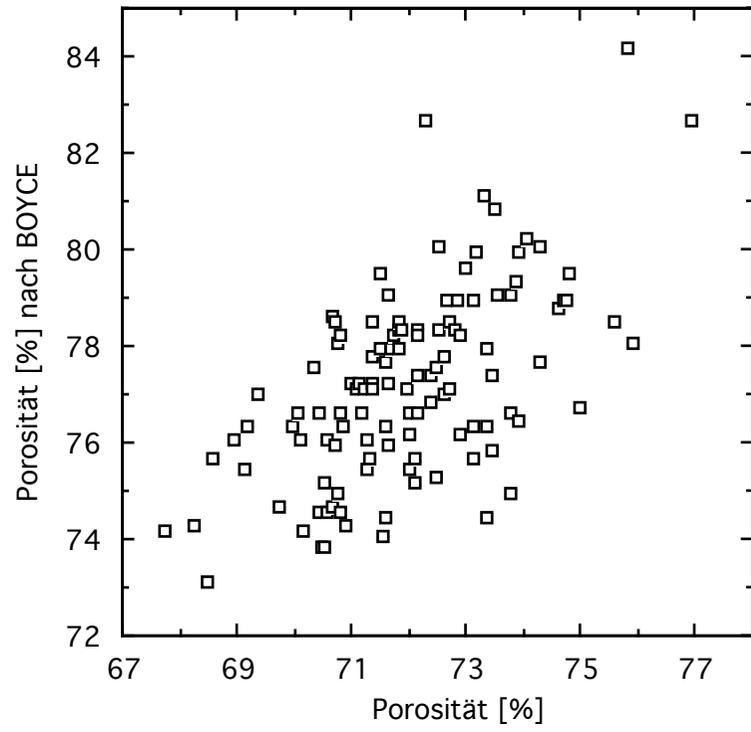


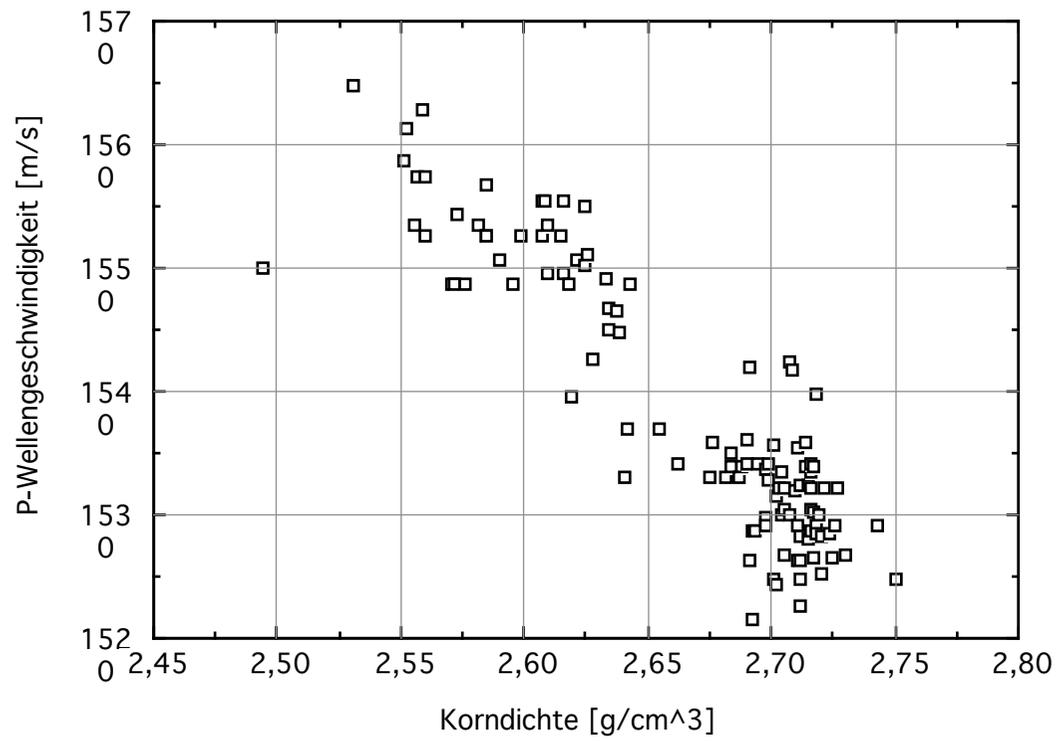
-  Sand ($>63 \mu\text{m}$)
-  sandiger Silt - siltiger Sand
-  sandiger Ton - toniger Sand
-  siltiger Ton - toniger Silt (**mud**)
-  Silt ($2-63 \mu\text{m}$)
-  Sand-Silt-Ton
-  Ton ($<2 \mu\text{m}$)

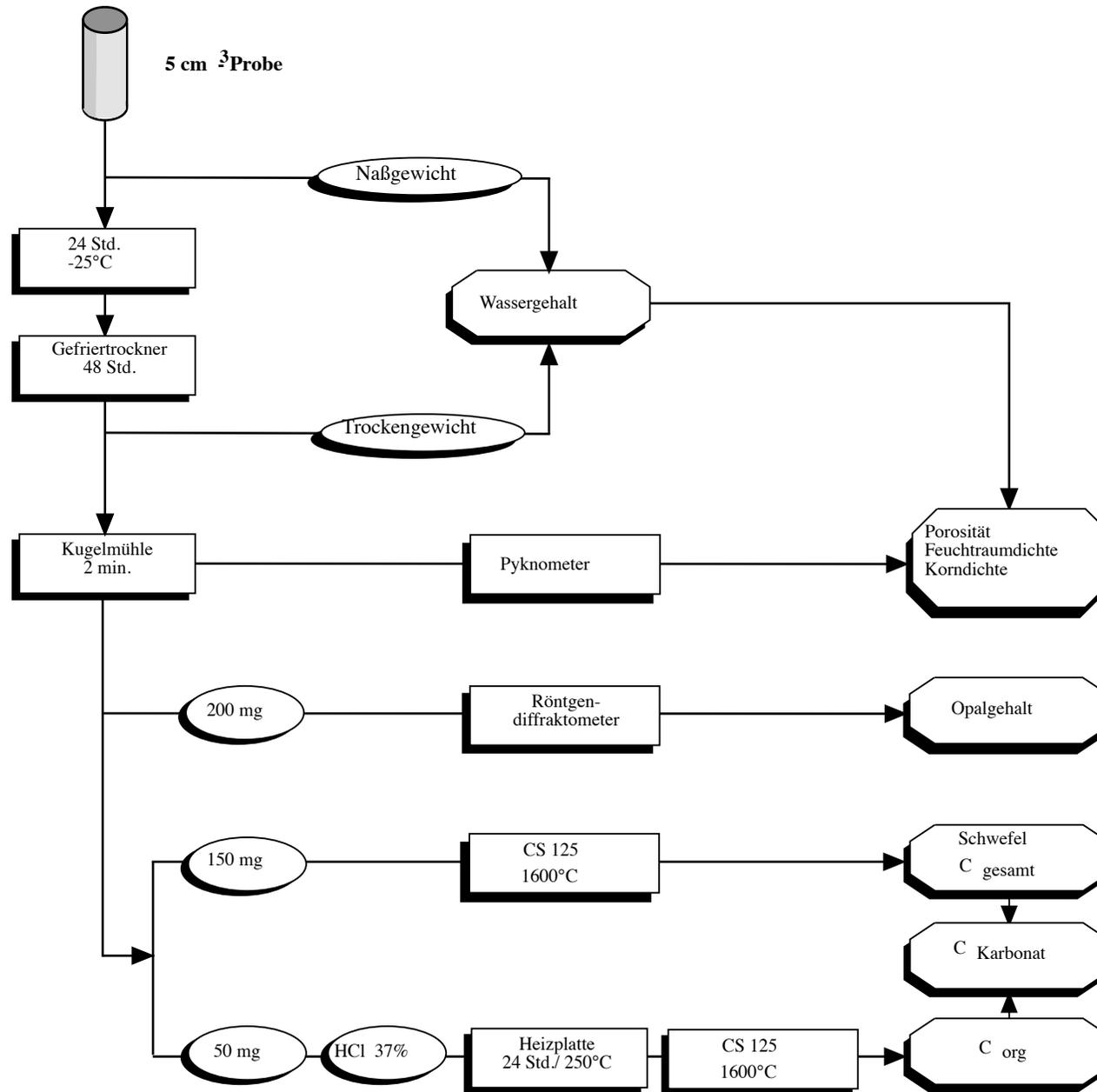




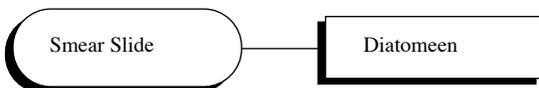
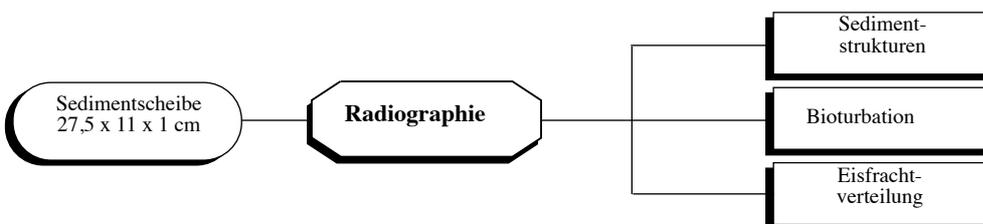
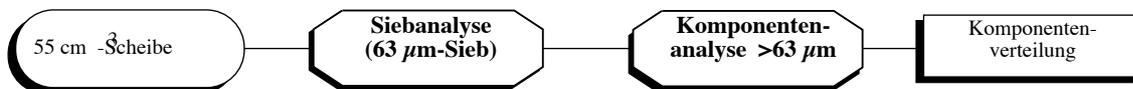
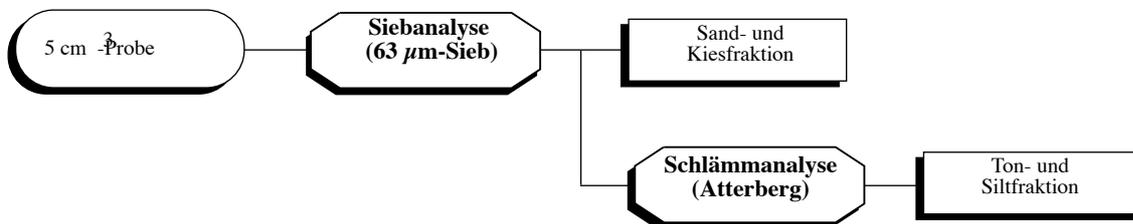
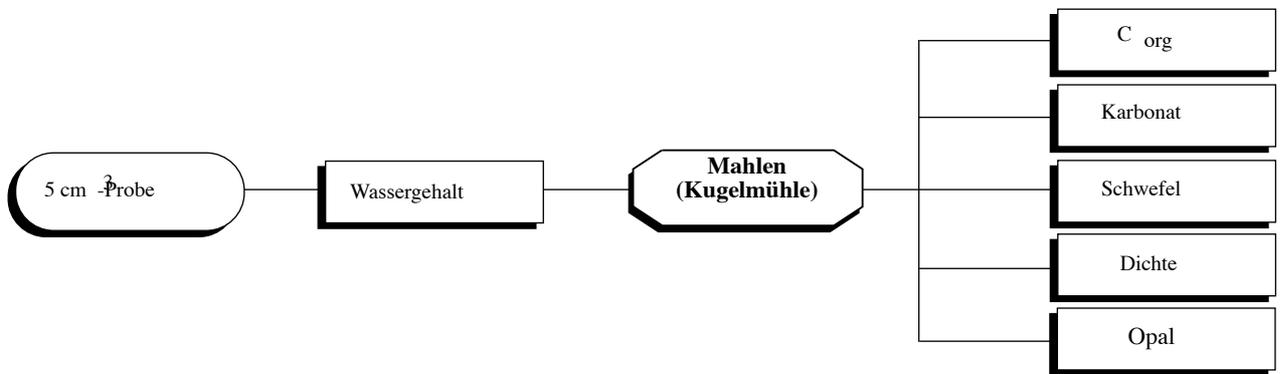
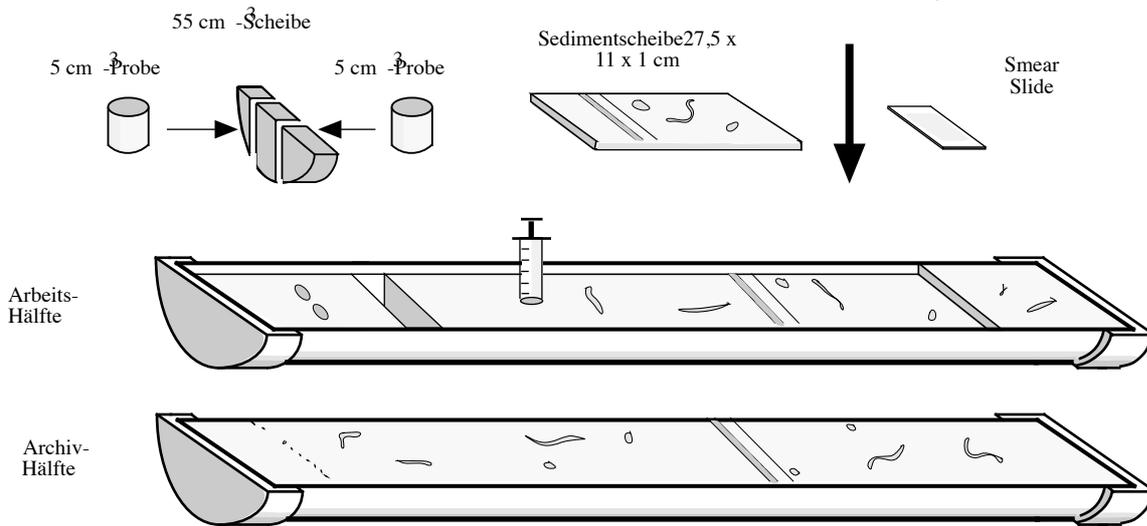








**Photodokumentation
Kernbeschreibung**



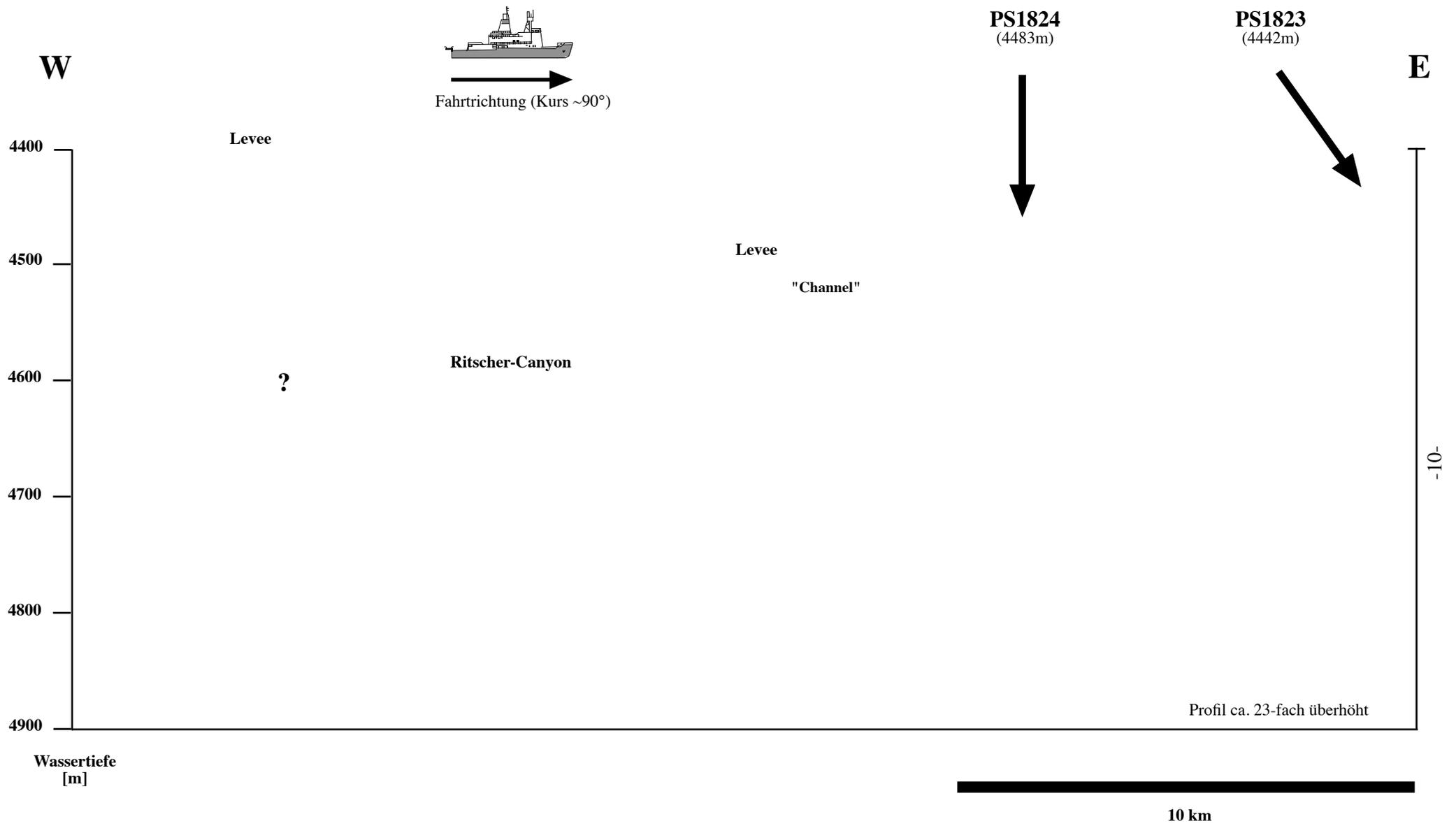


Abb. 2: PARASOUND-Sedimentechogramm-Profil über den östlichen Ast des Ritscher-Canyons mit Lage der Kernstationen PS1824 und PS1823.