

**Sedimentologische Untersuchungen
spätquartärer glazialmariner Sedimente
vom antarktischen Kontinentalhang vor
Kapp Norvegia**

Diplomarbeit

von

Jutta Vernaleken

Geologisches Institut der Universität zu Köln/
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven

Köln/Bremerhaven 1999

*„Mit größerer Entfernung wurde sie immer kleiner.
Schließlich schrumpfte sie auf die Größe einer
Murmel - der schönsten Murmel, die du dir
vorstellen kannst.“*

James Irwin

(Astronaut der Apollo 15; 1971)

Für meine Eltern

Kurzfassung

Anhand von sedimentologischen Untersuchungen an den Sedimentkernen PS2819 und PS2820 vom antarktischen Kontinentalhang im Bereich von Kapp Norvegia wurden spätquartäre Sedimentationsprozesse rekonstruiert. Die Kerne wurden lithologisch beschrieben und in regelmäßigen Abständen beprobt. Aus jedem Probenhorizont wurde der Wassergehalt, Corg, Karbonat, Dichte und Opal bestimmt, sowie tonmineralogische Untersuchungen und Analysen zur Korngrößenverteilung durchgeführt. Aus der Sandfraktion wurden linksgewundene planktische Foraminiferen der Art *Neoglobobulimina pachyderma* für die Messung stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope ausgelesen.

Mittels der sedimentologischen Parameter wurde eine Klassifizierung der Sedimente in verschiedene Sedimentfazies vorgenommen, die durch signifikante lithologische Variationen und Änderungen in der Sedimentstruktur bestimmt wurden. Die Faziestypen, welche die glazialen und interglazialen Zeiträume charakterisieren, wurden nach dem lithostratigraphischen Modell von GROBE & MACKENSEN (1992) den jeweiligen Isotopenstadien zugeordnet.

Es wurden drei Sedimentfazies unterschieden. Kern PS2819 konnte die Laminitfazies eindeutig zugeordnet werden. Diese feinlaminierte, biogen ungestörte Fazies entspricht einem Hochglazial und wird durch unterschiedliche Intensitäten der Bodenströmungen unter der geschlossenen Meereisdecke abgelagert. Anhand der Opalfazies, die den Warmzeiten zugeordnet wird, wurden in beiden Kernen die Stadiengrenze 2/1 festgelegt. Sie zeichnet sich durch hohe Opalgehalte aus, die in den bearbeiteten Kernen jedoch nur an der Kernoberfläche deutlich erhöht sind. Die Karbonatfazies ist in beiden Kernen durch erhöhte Karbonatgehalte und geringen Opalgehalten charakterisiert. Anhand des erhöhten Anteils von eisverfrachteten Materials (IRD) wurden die Übergangsphasen von Glazial zu Interglazial festgelegt. Der rasche Meeresspiegelanstieg führt zum Aufschwimmen der Schelfeise, die zuvor auf dem Untergrund auflagern und an ihrer Basis Sedimente angefroren haben. Hohe Kalbungsraten von Eisbergen zum Beginn eines Interglazials führen zu verstärktem IRD-Eintrag.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung

1	Einleitung	1
2	Untersuchungsgebiet.....	3
2.1	Physiographie des östlichen Weddellmeeres	3
2.2	Geologischer Überblick und tektonische Entwicklung des Weddellmeeres.....	6
2.3	Ozeanographischer Überblick.....	8
2.4	Glaziologie.....	12
3	Material und Untersuchungsmethoden	14
3.1	Kernbeprobung	15
3.2	Kernbeschreibung	17
3.3	Radiographien	17
3.3.1	Verteilungsanalyse der Eisfracht (IRD)	18
3.4	Messung sedimentphysikalischer Parameter	18
3.4.1	Magnetische Suszeptibilität.....	19
3.4.2	Wassergehalt.....	19
3.4.3	Dichten und Porosität.....	20
3.5	Messung geochemischer Parameter	22
3.5.1	C _{org} - und CaCO ₃	22
3.5.2	Biogenopal.....	22
3.5.3	Isotopenmessung.....	24
3.6	Korngrößenanalyse.....	25
3.6.1	Sandfraktion	27
3.6.2	Siltfraktion.....	28

3.7	Tonmineralanalyse.....	28
3.7.1	Herstellung von Texturpräparaten.....	28
3.7.2	Röntgendiffraktometrische Analyse (RDX).....	29
4	Ergebnisse.....	32
4.1	Sedimentfarbe, Lithologie und Sedimentstruktur.....	33
4.2	Sedimentphysikalische Parameter.....	36
4.2.1	Magnetische Suszeptibilität.....	36
4.2.2	Wassergehalt und Porosität.....	36
4.2.3	Feuchtraumdichte und Korndichte.....	38
4.3	Geochemische Parameter.....	38
4.3.1	C _{org} - und CaCO ₃ -Verteilung.....	38
4.3.2	Verteilung des Biogenopal im Sediment.....	40
4.4	Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse.....	40
4.5	Verteilung des eisverfrachteten Materials (IRD).....	42
4.6	Korngrößenverteilung.....	43
4.7	Mineralverteilung in der Tonfraktion.....	45
5	Diskussion.....	46
5.1	Eintrag des terrigenen Detritus durch Eisberge auf den Kontinentalhang.....	46
5.2	Stratigraphie.....	47
5.3	Fazielle Gliederung der Sedimente.....	49
5.3.1	Opalfazies.....	50
5.3.2	Laminitfazies.....	50
5.3.3	Karbonatfazies.....	50
5.4	Sedimentationsmodell für eine Glazial-Interglazial-Abfolge.....	53
6	Danksagung.....	55

7	Literaturverzeichnis.....	57
----------	----------------------------------	-----------

Anhang

Anhang A: Kernbeschreibung

Anhang B: Tabellen

1 Einleitung

Natürliche Ursachen für Veränderungen des globalen Klimas in der jüngsten geologischen Vergangenheit, sind von besonderem wissenschaftlichen Interesse, da das Klima heute möglicherweise durch anthropogene Eingriffe in die Atmosphäre stark verändert wird. Die zyklischen Klimaschwankungen des Quartärs, das durch den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten geprägt ist, werden hauptsächlich durch zyklische Variationen in den Erdbahnparametern, die sogenannten "Milankovitch"-Zyklen, erklärt (MILANKOVITCH, 1941; HAYS et al., 1976; Imbrie et al., 1984; IMBRIE, 1994).

Wechselwirkungen zwischen Schnee- und Eismassen der Polarregionen, besonders des antarktischen Eisschildes, mit Atmosphäre und Ozeanen kontrollieren den Wärmehaushalt der Erde und prägen somit das Weltklima. Der Eisschild der Antarktis bedeckt etwa 98 % des Kontinents. Das entspricht einer Fläche von ca. 14 Mio km², die durch den bis zu 4800 m mächtigen Inlandeisschild und die Schelfeisgebiete gebildet wird. Variationen in der Meereisbedeckung und der Eiskappenausdehnung wirken sich auf die Albedo und somit auf die atmosphärische und ozeanische Zirkulation aus. In den marinen Sedimentablagerungen des antarktischen Kontinentalrandes sind Informationen über die Paläoumweltbedingungen im Quartär gespeichert. So lassen sich anhand detaillierter Untersuchungen der Sedimente Änderungen in der Paläoglazialgeologie sowie die paläozeanographische und die paläoklimatische Geschichte während der letzten Glazial- und Interglazialzeiten rekonstruieren.

Sedimentgeologische Untersuchungen im Weddellmeer zeigen, daß Fluktuationen in der Sedimentation von eisverfrachteten Material (IRD) in engem Zusammenhang mit Änderungen in der Meereisbedeckung stehen sowie das sensible Verhalten der Schelfeiskante während der quartären Klimaentwicklung reflektieren (z.B.: KURTZ & ANDERSON, 1979; ANDERSON et al., 1979, 1983; WRIGHT & ANDERSON, 1982; ELVERHOI et al., 1983; GROBE, 1986; MELLE, M., 1991; WEBER, M., 1992). Für die Rekonstruktion von klimatisch bedingten Änderungen glazialmariner Sedimentationsprozesse eignen sich Ablagerungen des antarktischen Kontinentalhanges im Weddellmeer besonders gut, da sie im Einflußbereich des Meereises und kalbender Gletscher liegen.

In dieser Arbeit wurden die Sedimentkerne PS2819 und PS2820 vom antarktischen Kontinentalhang untersucht, die während der Expedition ANT-XIV/3 mit dem FS "Polarstern" im östlichen Weddellmeer vor Kapp Norvegia gewonnen wurden. Anhand verschiedener sedimentphysikalischer, geochemischer und sedimentologischer Labormethoden wurden die Sedimente analysiert. Durch Korrelation der sedimentologischen Parameter mit gestapelten Datensätzen nach GROBE & MACKENSEN (1992) und der Isotopenstratigraphie des Kernes PS1388/PS1506 lassen sich die Kerne stratigraphisch einordnen. Ziel der Untersuchungen ist es, aus den verschiedenen Stellvertreterdaten (Proxi-Daten) und vor allem aus der Verteilung des eistransportierten Materials ein Modell für die glazialmarinen Transport- und Sedimentationsprozesse zu entwickeln, um Rückschlüsse auf die Dynamik der Eismassen (Ausdehnung der Eiskappen, Meereisbedeckung) zu ziehen und daraus den Einfluß der Antarktis auf die quartäre Klimaentwicklung abzuleiten.

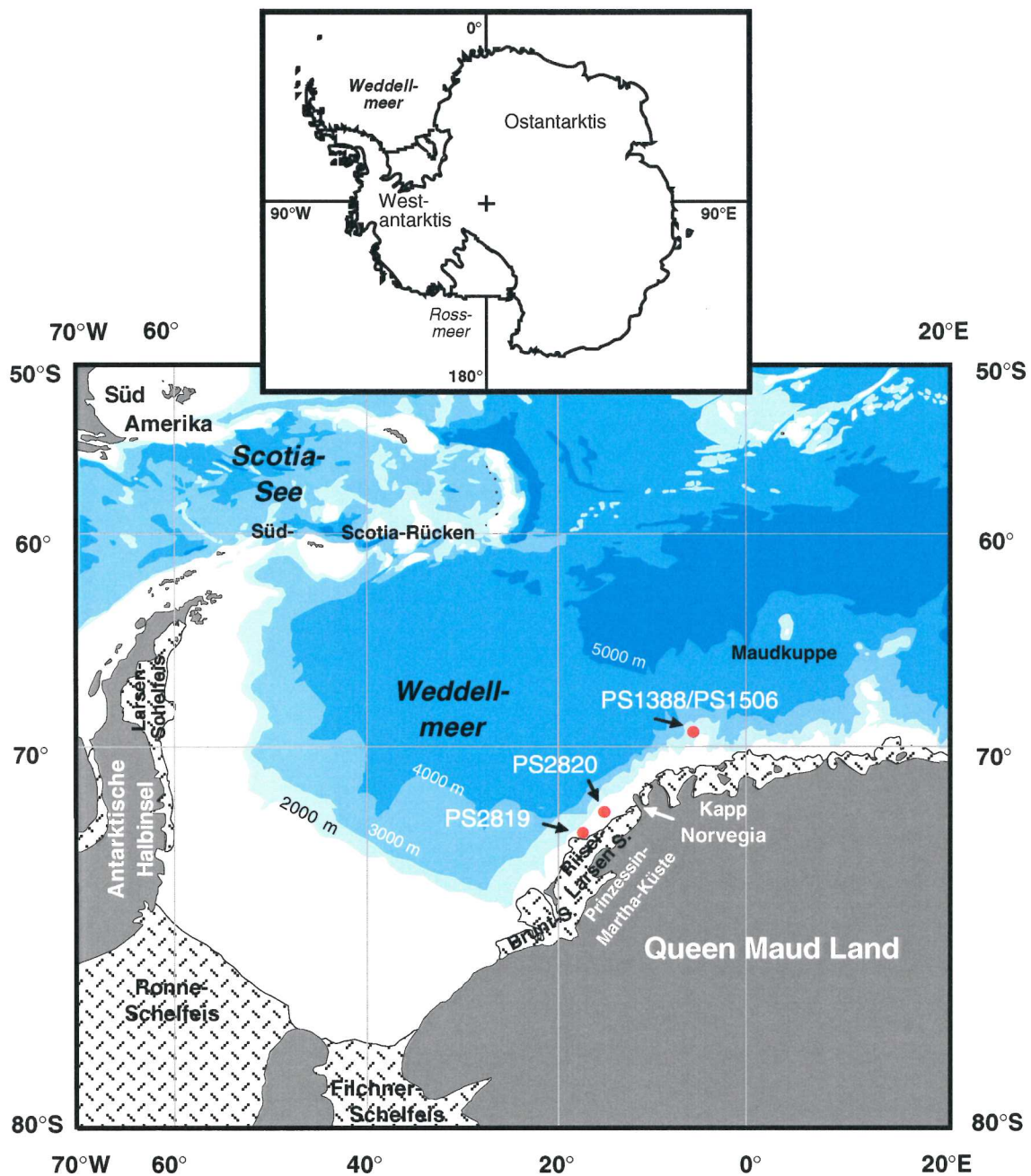


Abb. 2.1: Übersichtskarte der Antarktis und des Weddellmeeres mit angrenzenden Landmassen, Schelfeisen und Lage der Kernstationen PS1506, PS2819 und PS2820. Die Sedimentkerne (rote Punkte) liegen am antarktischen Kontinentalhang im östlichen Weddellmeer vor Kapp Norvegia.

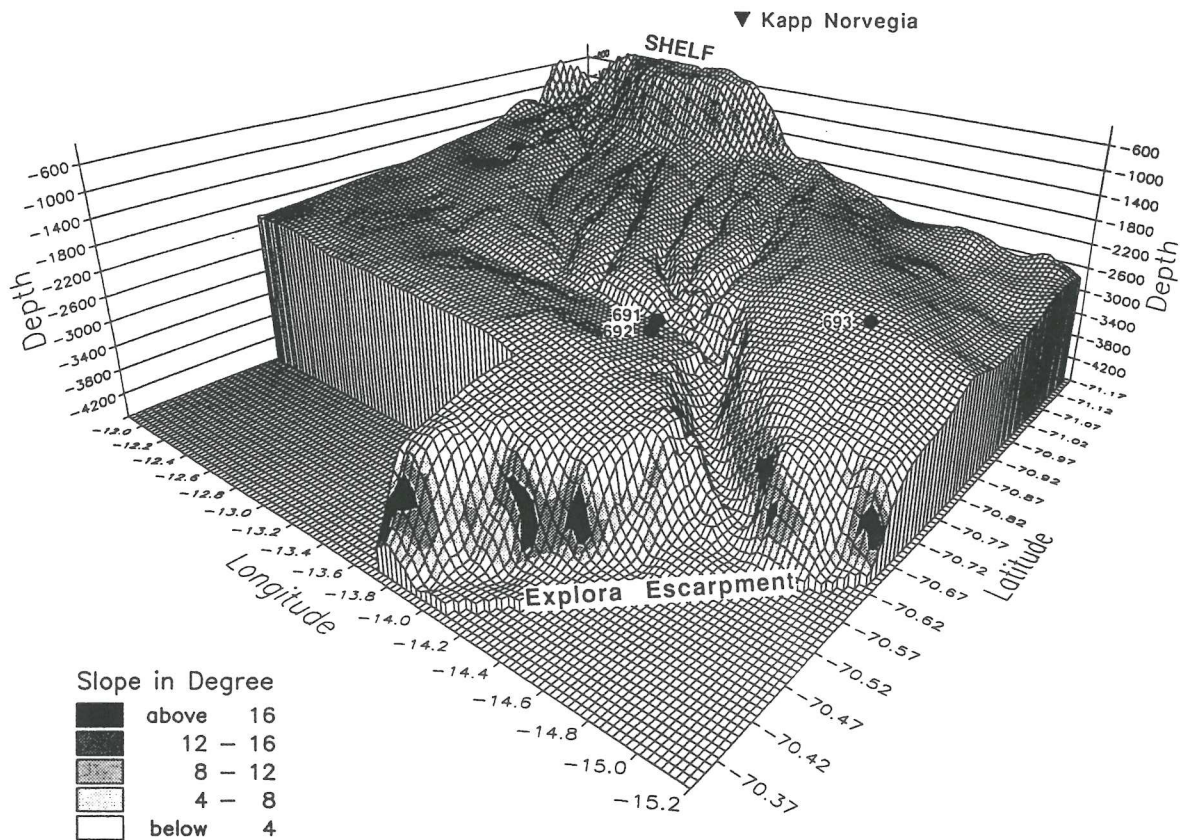


Abb. 2.2: Morphologie des Kontinentalrandes vor Kapp Norvegia (FÜTTERER et al., 1990). Das Bild zeigt die morphologischen Haupteinheiten: der steile Kontinentalhang im Hintergrund mit der davor liegenden Hangterrasse und der Wegener Canyon mit seinen fünf Seitenarmen, der das steile Explora-Escarpment durchschneidet. Die Punkte 691-693 kennzeichnen ODP Sites. (Bild der Bathymetrischen Arbeitsgruppe des Alfred-Wegener-Institutes).

morphologische Einheiten untergliedern. An den 300 m bis 400 m tiefen Schelf schließt sich der steile obere Hangbereich mit Hangneigungen bis zu 16° an. Bei 1700 m Wassertiefe im Westen und 1200 m Wassertiefe im Osten geht dieser in eine flachere Hangterrasse über, die mit 1,5° in Richtung Tiefsee abfällt und etwa 50-100 km breit ist. Unterhalb von 3000 m Wassertiefe bildet das Explora-Escarpment den unteren Hang (HINZ & KRAUSE, 1982). Diese Steilkante mit Hangneigungen bis zu 30° wird im Bereich vor Kapp Norvegia durch den Wegener Canyon zerschnitten (FÜTTERER et al., 1990), dessen Erosionsrinnen die Hangterrasse durchziehen und teilweise bis unter das Schelfeis reichen (Abb. 2.2). Der Kontinentalfuß geht bei 4400 m Wassertiefe in die Weddellmeer Tiefseeebene über.

2.2 Geologischer Überblick und tektonische Entwicklung des Weddellmeeres

Bis ins frühe Mesozoikum war die Antarktis zentraler Bestandteil des Großkontinents Gondwana, zu dem außerdem die heutigen Kontinente Südamerika, Afrika, Indien und Australien gehörten. Die Bildung des Weddellmeeres steht in engem Zusammenhang mit dem Zerfall des Großkontinents Gondwanas (LAWVER et al., 1985), der durch initiale Riftprozesse im Jura eingeleitet wurde. Nach WHITE & MCKENZIE (1989) wurde das Intraplatten-Rifting durch Intrusionen von Manteldiapiren verstärkt und von extrusivem Vulkanismus begleitet.

Mit der Trennung Australiens von der Antarktis vor 90 Ma (WEISSEL & HAYES, 1972; LAWVER et al., 1992) wurde die Voraussetzung für die Bildung eines zirkumpolaren Ringstromsystems geschaffen, das die Antarktis thermisch isolierte und die Vereisung der Polkappe einleitete (KVASOV & VERBITSKY, 1981; BARKER & BURRELL, 1982; EHRMANN, 1994). Wahrscheinlich gab es Gebirgsvergletscherungen schon in der Oberkreide, die sich aber nicht eindeutig nachweisen lassen (EHRMANN, 1994). Vorerst jedoch erreichten noch warme, äquatoriale Oberflächenwassermassen die südlichen hohen Breiten und beeinflussten das antarktische Klima erheblich. Zu Beginn des Oligozäns, vor 35 Ma, ermöglichte die Absenkung der Tasmanstraße den Durchfluß von Tiefenwassermassen, der vorher von der Tasmanschwelle zwischen der Antarktis und Australien unterbunden wurde. Nach Modellen von KVASOV & VERBITSKY (1981) existierte bereits ein kühler Ringstrom um die Antarktis, der durch eine Barriere zwischen der Antarktischen Halbinsel und Südamerika noch nicht vollkommen geschlossen war. Der Wärmetransport durch meridionale Strömungen wurde aber bereits verhindert, so daß regionale Gebirgsvergletscherungen in eine kontinentale Vereisung der Ostantarktis übergingen. Mit der Öffnung der Drakepassage im Oberoligozän, vor 29 Ma, konnten zunächst nur Oberflächenwassermassen passieren. Erst die vollständige Öffnung der Drakepassage an der Oligozän-Miozän-Grenze vor 23,5 Ma ermöglichte die Bildung des Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC) (BARKER & BURRELL, 1977). Die daraus resultierende thermische Isolation der Antarktis führte zur Intensivierung der känozoischen Vereisung. Die Ausbildung des westantarktischen Eisschildes und die Bildung der Weddellmeer- Schelfeise erfolgte im Obermiozän, vor 8,5 Ma. Zu dieser Zeit erreichten die antarktischen Eisschilde ihr maximales Volumen (CIESIELSKI et al., 1982;

EHRMANN, 1994). Im unteren Pliozän setzte eine Erwärmungsphase mit einem Klimaoptimum zwischen 4,8-4,4 Ma ein (ABELMANN et al., 1990). Infolgedessen ist ein verstärktes Abschmelzen des antarktischen Inlandeises und der Rückzug der Schelfeise zu verzeichnen (CIESIELSKI et al., 1982; HODELL & KENNETT, 1986). Im Oberpliozän kam es zu einer erneuten Abkühlungsphase und Ausdehnung des Eisvolumens (KENNETT, 1986). Seit 2,5 Ma spiegeln die Sedimente des Südpolarmeeres den Wechsel von Glazial-Interglazial-Zyklen wider.

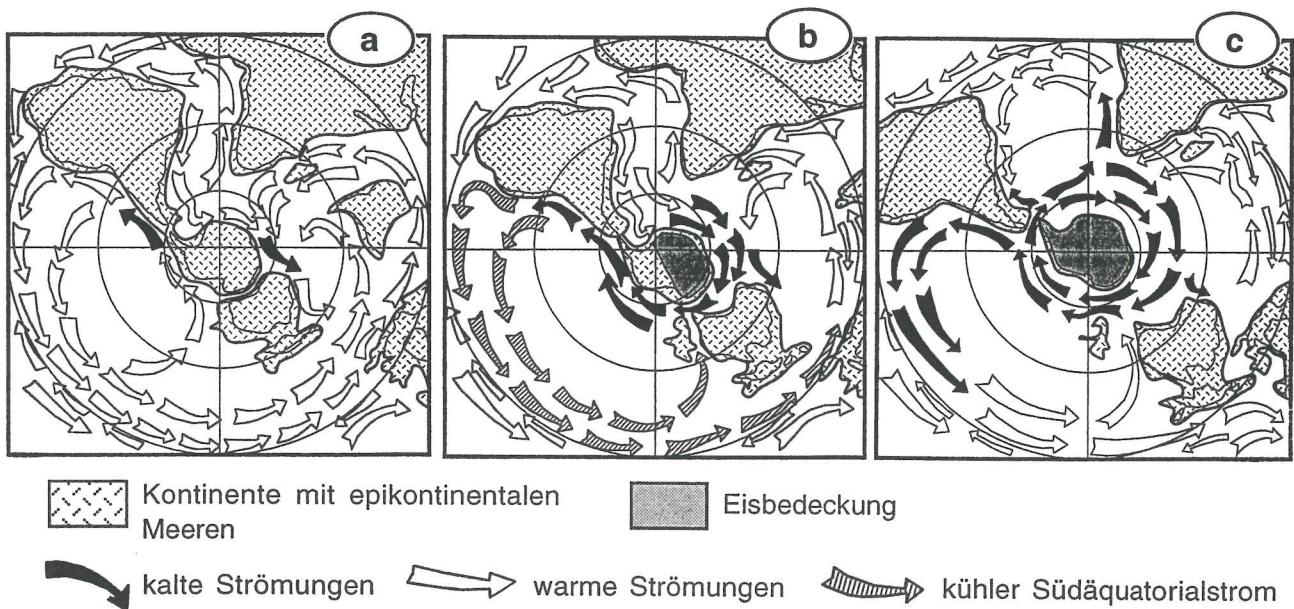


Abb. 2.3: Entwicklung der Strömungen in den Ozeanen der Südhemisphäre (aus EHRMANN, 1994: nach KVASOV & VERBITSKY, 1981). (a) Situation im Paläozän vor 60 Ma; (b) zu Beginn des Oligozäns vor 35 Ma existierte ein noch nicht ganz geschlossener kühler Ringstrom, der die kontinentale Vereisung der Ostantarktis unterstützte; (c) rezente Situation mit Antarktischem Zirkumpolarstrom und kontinentalem Eisschild.

Während der Trennung Afrikas von der Ostantarktis im Jura, begann sich das Weddellmeer zwischen den Mikroplatten der Westantarktis und dem Ostantarktischen Kraton zu öffnen, wobei das Weddellbecken auf der Südflanke eines "spreading"-Systems entstanden ist, dessen Nordflanke unter die Scotia-Platte subduziert wurde (BARKER et al., 1982). Anhand geomagnetischer Untersuchungen der ozeanischen Kruste des Weddellbeckens schließen LaBRECQUE & BARKER (1981) auf ein maximales Alter von mittlerem Jura oder unterster Kreide. Kenntnisse über die dominierenden tektonischen Einheiten vom Kontinentalrand des Queen Maud Landes im Bereich von Kapp Norvegia beruhen auf maringeophysikalischen Untersuchungen. Das Explora-Escarpment,

eine Verwerfungszone, die sich morphologisch als Steilstufe mit Sprunghöhen bis zu 2000 m darstellt, wird als Kontinent-Ozean-Grenze interpretiert (MILLER et al., 1990). Reflexionsseismische Profile zeigen einen markanten Reflektor, die „Weddell Sea Continental Margin Unconformity“. Diese Weddellmeer-Diskordanz trennt die parallel zur Küste von Queen Maud Land gelegenen ozeanwärts einfallenden Reflektoren des Explora-Wedges von einem überlagernden mächtigen ungestörten Sedimentpaket (HINZ, 1981; HINZ & KRAUSE, 1982). Die Bildung des magmatischen Explora-Wedges wird auf Riftingprozesse im mittleren Jura zurückgeführt (KRISTOFFERSEN & HINZ, 1991). Das Sedimentpaket läßt sich durch mehrere seismische Horizonte in verschiedene sedimentäre Einheiten untergliedern (HINZ & KRAUSE, 1982; MILLER et al., 1990). Die progradierenden Sedimente der jüngsten Einheit, zu der auch die Sedimente der Kernstationen PS2819 und PS2820 gehören, wurden durch glaziale und glazialmarine Prozesse abgelagert (GROBE, 1986).

2.3 Ozeanographischer Überblick

Das Südpolarmeer verbindet die drei großen Ozeanbecken des Atlantiks, Pazifiks und Indiks. Die ozeanische Zirkulation im Südpolarmeer verläuft ringförmig und ist seit der Oligozän-Miozän-Grenze nicht durch kontinentale Barrieren unterbrochen (BARKER & BURRELL, 1977). Nach Osten gerichtete Winde erzeugen eine tiefgreifende zirkumpolare Strömung (im Uhrzeigersinn), die durchschnittlich etwa $130 \text{ km}^3/\text{s}$ (130 Sv) Wasser transportiert (WHITWORTH, 1988). Dadurch behindert sie den meridionalen Wärmetransport der Wassermassen aus niederen Breiten in das Südpolarmeer (GORDON, 1971; HELLMER & BERSCH, 1985; WITHWORTH, 1988). Dieser zirkumpolare Strom, kurz ACC (ACC: Antarctic Circumpolar Current), wird in mehrere Strom- und Frontensysteme gegliedert (Abb.2.4). Die ozeanischen Fronten sind durch Temperatur- und Salzgehaltsgradienten charakterisiert und grenzen zonal verlaufende Stromsysteme voneinander ab (WHITWORTH & NOWLIN, 1987; WHITWORTH, 1988; PETERSON & STRAMMA, 1991).

Im Bereich der Polarfrontzone (PFZ: Polar Frontal Zone) oder Antarktischen Konvergenz, die sich von der Subantarktischen Front (SAF: Subantarctic Front) im Norden bis zur Polarfront (PF: Polar Front) im Süden erstreckt, fließt kaltes und salzarmes Antarktisches Oberflächenwasser (AASW: Antarctic Surface Water) unter wärmeres, salzreiches Subantarktisches Oberflächenwasser

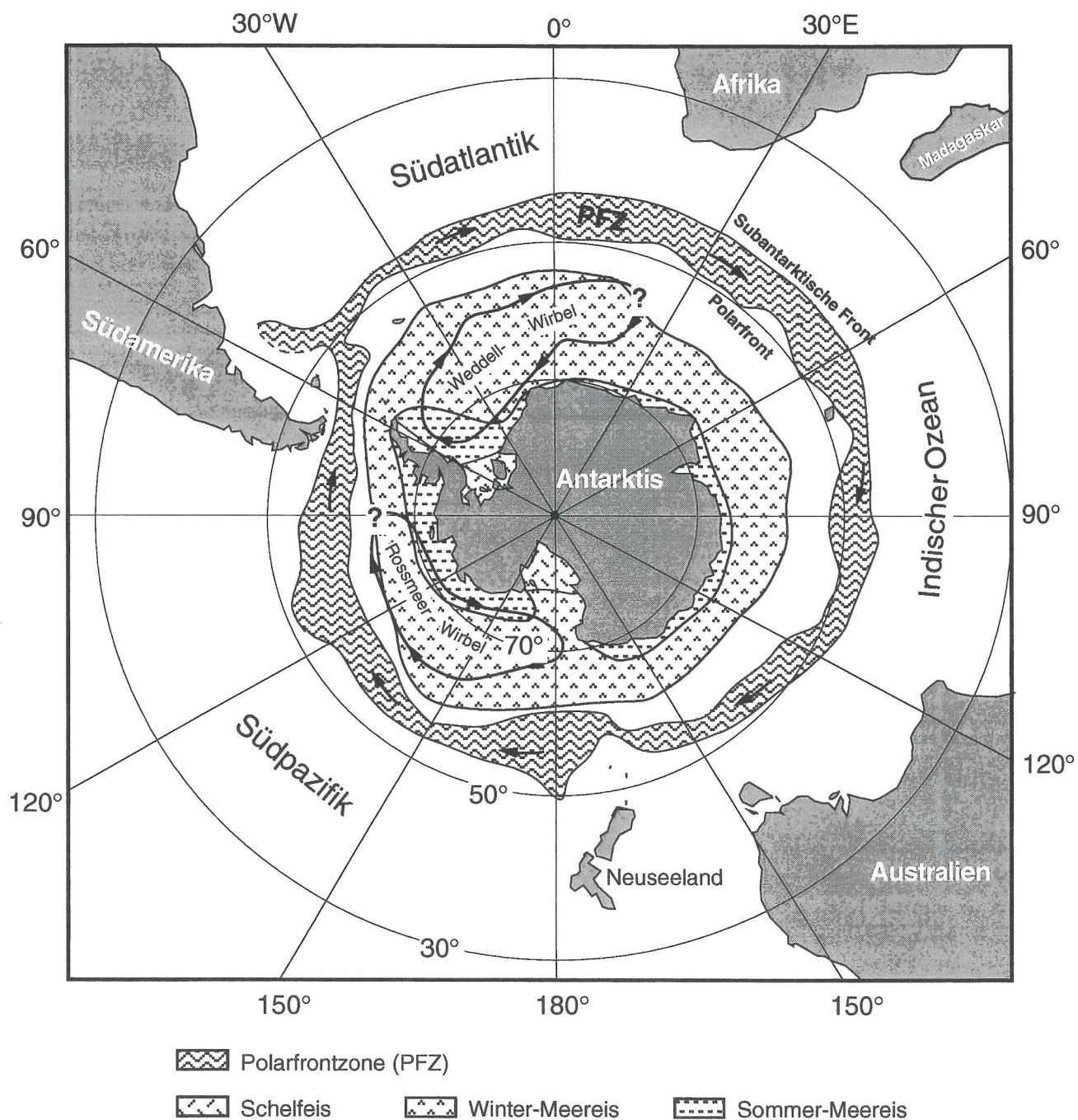


Abb. 2.4: Ringstromsystem des Südpolargebietes (nach WHITWORTH, 1988; GORDON & MOLINELLI, 1982). Dargestellt ist der Strömungsverlauf in der Polarfrontzone (PFZ), der Weddell- und Rossmeerwirbel sowie die mittlere Sommer- und Wintermeereisbedeckung (nach ACKLEY, 1981).

(SASW: Subantarctic Surface Water). Anschließend strömt es als Antarktisches Zwischenwasser (AAIW: Antarctic Intermediate Water) weiter nach Norden. Unterhalb des AASW fließt das bis in 4000 m Wassertiefe reichende Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW: Circumpolar Deep Water) nach Süden in Richtung Schelf, das sich aus einem Gemisch von Tiefen- und Bodenwassermassen aus Atlantik, Pazifik und Indik zusammensetzt und die Hauptwassermasse des ACC ausmacht (EMERY & MEINCKE, 1986). Im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres besteht das CDW im wesentlichen aus Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW: North Atlantic Deep Water). Die tiefste Wassermasse des ACC bildet das sehr kalte und salzreiche Antarktische Bodenwasser (AABW: Antarctic Bottom Water), eine Mischung von CDW und Schelfeiswasser (ISW: Ice Shelf Water), das aufgrund seiner hohen Dichte über den Kontinentalhang unter das CDW bis in die Tiefsee absinkt und in Richtung Norden fließt (Abb. 2.5).

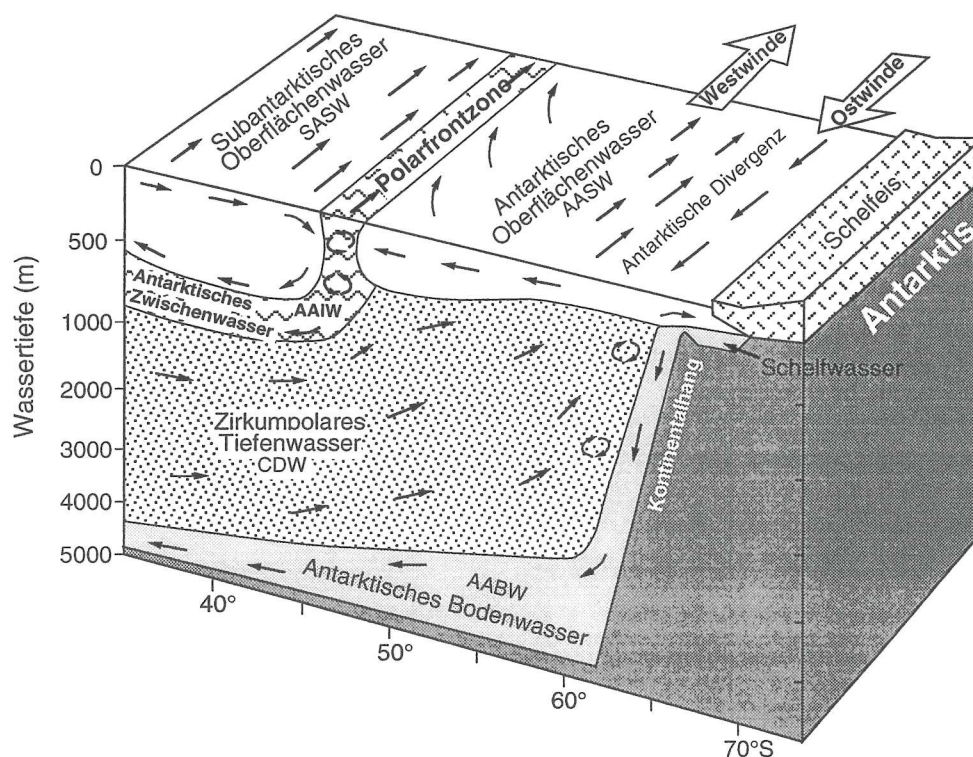


Abb. 2.5: Blockschema der Wassermassenverteilung und Strömungsverhältnisse im Südpolarmeer (verändert nach GORDON & GOLDBERG, 1970; EHRMANN, 1994).

Das Stromsystem des Weddellmeeres ist charakterisiert durch den Weddellwirbel, der durch Westwinde im Norden und Ostwinde im Süden im Uhrzeigersinn angetrieben wird (CAMARCK & FOSTER, 1977; DEACON, 1979; GORDON et al., 1981). Das Weddellmeer gilt als Hauptbildungsgebiet des Antarktischen Bodenwassers (BRENNECKE, 1921; MOSBY, 1934; DEACON, 1937). Hier werden etwa 70 % bis 80 % des kalten Bodenwassers der Weltozeane gebildet (CAMARCK, 1977; FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988). Die Wassersäule des Weddellmeeres läßt sich durch ihre unterschiedlichen Temperatur- und Salinitätsbereiche in verschiedene Wassermassen gliedern (FOSTER & CAMARCK, 1976; FOLDVIK et al., 1985; ORSI et al., 1993).

Das Antarktische Oberflächenwasser bildet die obersten 200 m der Wassersäule und erreicht im Winter (WW: Winter Water) Temperaturen nahe des Gefrierpunktes (-1,8 bis 0 °C). In einer Tiefe von 200 bis 1500 m folgt das warme Tiefenwasser (WDW: Warm Deep Water), dessen Temperaturen zwischen 0° und 0,8 °C liegen. Mischt sich WW mit WDW entsteht das Modifizierte Warme Tiefenwasser (MWDW: Modified Warm Deep Water). Ab einer Wassertiefe von 1500 m wird das WDW vom AABW mit Temperaturen von 0° bis -0,7 °C unterlagert, das im östlichen Teil des Weddellmeeres bis auf den Ozeanboden reicht. Durch Meereisbildung auf dem Schelf vor dem Filchner-Rønne Schelfeis kommt es zur Salzanreicherung im Meerwasser und Entstehung des Westlichen Schelfwassers (WSW). Nach FOLDVIK et al. (1985) wird das unter das Filchner-Schelfeis strömende Wasser stark abgekühlt (ISW: Ice Shelf Water). Am Kontinentalhang vor der Filchnersenke vermischt es sich mit dem WDW und bildet das Weddellmeer Bodenwasser (WSBW: Weddell Sea Bottom Water). Das Untersuchungsgebiet, liegt im Einflußbereich des Antarktischen Küstenstromes, der als Teil des Weddellwirbels entlang des Schelfrandes nach Südwesten fließt (DEACON, 1937). Er transportiert das salzarme Östliche Schelfwasser (ESW) entlang des Schelfrandes östlich der Filchnersenke nach Süden (CAMARCK & FOSTER, 1975). Westlich von 27° W fließt ein Teil weiter entlang des Schelfrandes nach Westen. Vor Kapp Norvegia weist der Antarktische Küstenstrom Strömungsgeschwindigkeiten von 10 bis 20 cm/s auf (FAHRBACH et al., 1992).

2.4 Glaziologie

Rezent ist der antarktische Kontinent zu 98 % mit Eis bedeckt. Variationen in Ausdehnung und Volumen der polaren Eisbedeckung verursachen Änderungen in der globalen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation. 85 % des antarktischen Eises macht der kontinentale ostantarktische Eisschild aus, der durch das Transantarktische Gebirge vom marinen westantarktischen Eisschild getrennt ist. Im Gegensatz zum ostantarktischen Eisschild, lagert die Basis des westantarktischen Eisschildes größtenteils auf einer Gesteinsoberfläche unterhalb des Meeresspiegels.

44 % der antarktischen Küste sind von mehreren hundert Meter mächtigen Schelfeisen umgeben (DREWRY et al., 1982), die vor allem durch das sich in Richtung Meer bewegende Inlandeis genährt werden. Während die westantarktischen Eismassen im wesentlichen über das Filchner-Rønne Schelfeis und das Ross Schelfeis abfließen, bildet das Amery-Schelfeis das größte Abflußsystem des ostantarktischen Eisschildes (EHRMANN, 1994). Ablative Prozesse beschränken sich vorwiegend auf das Kalben von Eisbergen an der Schelfeisfront und subglaziale Abschmelzung in kantennahen Bereichen der Schelfeise und der Grundlinie (grounding line) (OERTER et al., 1996). Die Grundlinie trennt das Inlandeis vom Schelfeis, d.h. dort beginnt der landeinwärts auf dem Untergrund aufliegende Eisschild aufzuschwimmen. Die Schelfeise bewegen sich mit einer Fließgeschwindigkeit von einigen hundert Metern pro Jahr (DREWRY & COOPER, 1981).

Die Meereisdrift und die Transportrichtungen der Eisberge im Weddellmeer werden hauptsächlich durch die Zirkulation des Oberflächenwassers bestimmt. Eisberge entstehen durch Abbrechen an der Schelfeiskante oder an der Gletscherstirn (Kalbung) und werden im Weddellmeer durch den Weddellwirbel verdriftet. Aufgrund der ozeanischen Zirkulation ist das südliche, westliche und nordwestliche Weddellmeer nahezu permanent von Packeis bedeckt, wobei die Antarktische Halbinsel als Barriere wirkt (GRÜNIG, 1991; Abb. 2.4). Im Gegensatz dazu unterliegt der östliche Teil starken, saisonalen Schwankungen in der Meereisbedeckung. Das Seegebiet vor Kapp Norvegia ist von November bis Februar frei von Packeis (GROBE, 1986). Dort sind die der Küste vorgelagerten, schmalen Schelfeisen weniger als 100 km breit. Die maximale Eisausdehnung wird im August/September mit einer Fläche von

4,36 Mio km² erreicht (ROPELEWSKY, 1983). Dann ist das gesamte Weddellmeer mit Packeis bedeckt. Ab Oktober setzen Schmelzprozesse ein, die die Eisfläche bis Ende Februar auf 1,14 Mio km² reduzieren (ROPELEWSKY, 1983), wobei das westliche Weddellmeer auch im Sommer größtenteils mit Eis bedeckt bleibt. Im südöstlichen Teil, vor dem Filchner-Rønne Schelfeis, erstreckt sich eine Küstenpolynia entlang der Schelfeiskante. Diese eisfreie Fläche entsteht durch kalte, katabatische Winde, die das Packeis seewärts treiben (ZWALLY et al., 1985). Im Sommer kann es auf der offenen Wasseroberfläche durch die kalten, ablandigen Winde zur Abkühlung der Wasseroberfläche und somit zur Neueisbildung kommen (FOSTER, 1972). Auch im Nordosten des Weddellmeeres, im Bereich des Gunnerus- und Astrid-Rückens, wurden während des antarktischen Winters Küstenpolynias beobachtet (GLOERSEN et al., 1992).

3 Material und Untersuchungsmethoden

Während der Antarktisexpedition ANT-XIV/3 (1997) mit dem Forschungsschiff "Polarstern" wurden die Sedimentkerne PS2819-2 und PS2820-1 mit dem Schwerelot (SL) im östlichen Weddellmeer westlich von Kapp Norvegia gewonnen (Kuhn et al., 1998). Zusätzlich wurde der Großkastengreifer (GKG) eingesetzt, mit dem es möglich ist ungestörte Oberflächenproben dem Meeresboden zu entnehmen, und somit Aussagen über das Ausmaß des Kernverlustes im Schwerelotkern zu treffen. Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Sedimentmaterial der Kernstationen PS2819 und PS2820 vom antarktischen Kontinentalhang mit sedimentologischen, sedimentphysikalischen und geochemischen Labormethoden untersucht.

Kernnummer	Expedition	Koordinaten	Wassertiefe (m)	Kerngewinn (cm)	Anzahl der Proben	Gerät
PS1375-3 ^{a)}	ANT-IV/3	72°09'S 17°06'W	1750	900		SL
PS1506 ^{b)}	ANT-V/4	68°45'S 5°53'W	2426	1150		SL
PS2819-1	ANT-XIV/3	72°23,41'S 17°51,21'W	1432	45	9	GKG
PS2819-2	ANT-XIV/3	72°23,05'S 17°49,01'W	1372	417	56	SL
PS2820-1	ANT-XIV/3	71°40,27'S 15°46,81'W	1341	712	84	SL
PS2820-2	ANT-XIV/3	71°40,36'S 15°46,91'W	1338	17	4	GKG

Tab. 3.1: Kenndaten der verwendeten und bearbeiteten Sedimentkerne (SL: Schwerelot, GKG: Großkastengreifer). Die Datensätze der von Grobe a) und Grobe & Mackensen b) (AWI) bearbeiteten Sedimentkerne fließen in die Diskussion ein.

Als Grundlage für die stratigraphische Interpretation wurden die Isotopendaten des Kerns PS1388/PS1506 in die Diskussion miteinbezogen, da dieser Kern der einzige ist, der eine detaillierte Isotopenstratigraphie für den antarktischen Kontinentalrand liefert (MACKENSEN et al., 1993). Für die Auswahl der Kernstationen PS2819 und PS2820 waren die in Kern PS1375-3 festgestellten zyklischen Kieslagen ausschlaggebend, da vermutet wird, daß in den Sedimentabfolgen am Kontinentalhang vor Kapp Norvegia 'Heinrich'-Ereignisse dokumentiert sind (KUHNS et al., 1998).

3.1 Kernbeprobung

An Bord wurden die PVC-Kernliner in 1 m lange Segmente geschnitten, verschlossen und bei + 4 C gelagert. Im Labor wurden die Kernsegmente der Länge nach mit einer zweiblättrigen Handkreissäge geöffnet und in zwei Hälften geteilt, wobei eine Hälfte zur Archivierung dient und die andere zur Beprobung (Abb.3.1).

Nach der Fotodokumentation beider Hälften erfolgte die Probenentnahme an der Arbeitshälfte. Zunächst wurden für die Herstellung von Radiographien rechteckige Plastikdeckel (25 x 10 x 1 cm) längsseitig in das Sediment der Arbeitshälfte gedrückt und mit einer Nylonschnur vom restlichen Kernmaterial gelöst. Die etwa 1 cm dicken Sedimentscheiben wurden in Schlauchfolie luftdicht verpackt.

In der Regel beträgt der Abstand der Probenhorizonte zur Bestimmung der Sedimentparameter 10 cm. Je nach lithologischer Beschaffenheit der Sedimente oder markanten Farbwechseln wurde der Abstand auch kleiner gewählt. Die Archiv-Liner der Großkastengreifer wurden nach denselben Kriterien beprobt, aber aufgrund der geringen Kernlänge mit einem Abstand von 5 cm. Im nachfolgenden Schema (Abb.3.1) ist die Probennahme und die weitere sedimentologische Bearbeitung der Sedimentkerne dargestellt.

Aus jedem Probenhorizont wurden zwei 10 cm³-Spritzenproben gezogen und das restliche Material des 15 mm breiten Probenhorizontes mit dem Spatel ausgekratzt. Eine Spritzenprobe wurde für die Analyse der Gesamtsedimentzusammensetzung (Wassergehalt, C_{Org}, Karbonat, Dichte, Opal) verwendet. Die andere wurde für tonmineralogische Untersuchungen und zur Analyse der Korngrößenverteilung im entkarbonatisierten Gesamtsediment (Kies/Sand/ Silt/Ton), insbesondere der Siltfraktion, verwendet. An der 65 cm³-Spatelprobe wurde die Korngrößenverteilung in der Fraktion >63 µm (Kies und Sand) untersucht und innerhalb der Sandfraktion Foraminiferen für Isotopenmessungen ausgelesen.

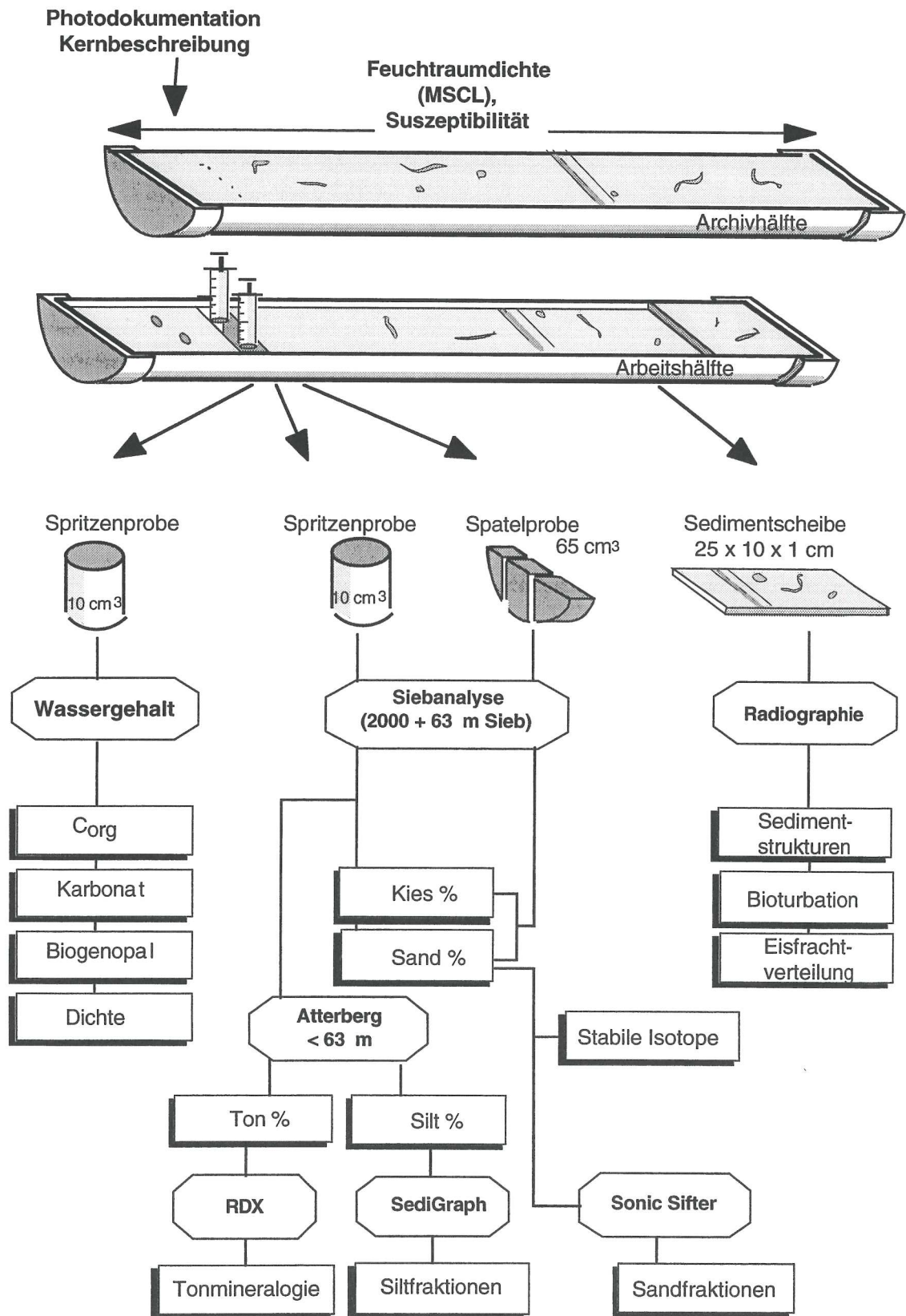


Abb. 3.1: Flußschema zur Sedimentkernaufbereitung und zur sedimentologischen Bearbeitung.

3.2 Kernbeschreibung

Direkt im Anschluß an die Beprobung erfolgte die Kernbeschreibung an den Oberflächen der Archivhälften. Die lithologische Beschreibung der Sedimente umfaßt Angaben über Sedimentstrukturen (z.B.: Lamination und Bioturbation), deren Ausmaß sowie Korngrößenzusammensetzung und Fossilinhalt. Der Gehalt an terrigenen und biogenen Komponenten wurde abgeschätzt. Für die objektive Farbansprache wurde neben der standardmäßigen Benutzung der Munsell Soil Color Chart (1990) auch ein Spektrophotometer (MINOLTA C11-2002, 400-700 nm) alle zwei Zentimeter auf der gesamten Kernlänge eingesetzt. Die Ergebnisse der Kernbeschreibung wurden auf einem Formblatt im Maßstab 1:5 dokumentiert und sind als Kernlog-Diagramme im Anhang A dargestellt.

3.3 Radiographien

Neben der Kernbeschreibung liefern Röntgenaufnahmen zusätzliche Informationen über Sedimentstrukturen. Lithologische Unterschiede, insbesondere feine Laminationen von Silt und Ton, Bereiche mit Bioturbationen und Verteilung des eistransportierten Materials, die für den Betrachter der Sedimentoberfläche oft nicht sichtbar sind, werden erst in den Radiographien deutlich erkennbar. Die Ergebnisse der strukturellen Untersuchungen fließen ergänzend in die Sedimentkernbeschreibung ein.

Für die Herstellung der Radiographien wurden die Sedimentscheiben aus der Arbeitshälfte (Kapitel 3.1) in einem Röntgengerät (HP Cabinet-X-Ray System) auf AGFA Gevaert Structurix D4 FW Röntgenfilm, 3-5 Minuten bei einer Spannung von 40 kV und einer Stromstärke von 3 mA, belichtet. Anschließend wurde der im Labor entwickelte Röntgenfilm auf einem Leuchttisch ausgewertet. Um die Auswertung der Radiographien zu erleichtern, wurden zusätzlich Positivabzüge auf AGFA Fotopapier von den Röntgenaufnahmen hergestellt. Einige Positive mit typischen Sedimentstrukturen der Kerne PS2819 und PS2820 sind in Kapitel 4.1 abgebildet.

3.3.1 Verteilungsanalyse der Eisfracht (IRD)

Um die Gehalte des eisverfrachteten Materials in glazialmarinen Sedimenten zu erfassen, wird die in GROBE (1986, 1987) beschriebene Methode an den Radiographien angewendet. In 1 cm breiten Horizonten werden alle Kieskomponenten (> 2 mm) ausgezählt (Abb. 3.2). Die Anzahl der Kieskörner pro 10 cm^3 Sediment wird gegen die jeweilige Horizonttiefe in Form von Linien aufgetragen. Über ein 5 cm Intervall wurde ein Mittelwert gebildet, der den IRD-Parameter für jede Probestiefe angibt (Abb. 4.8).

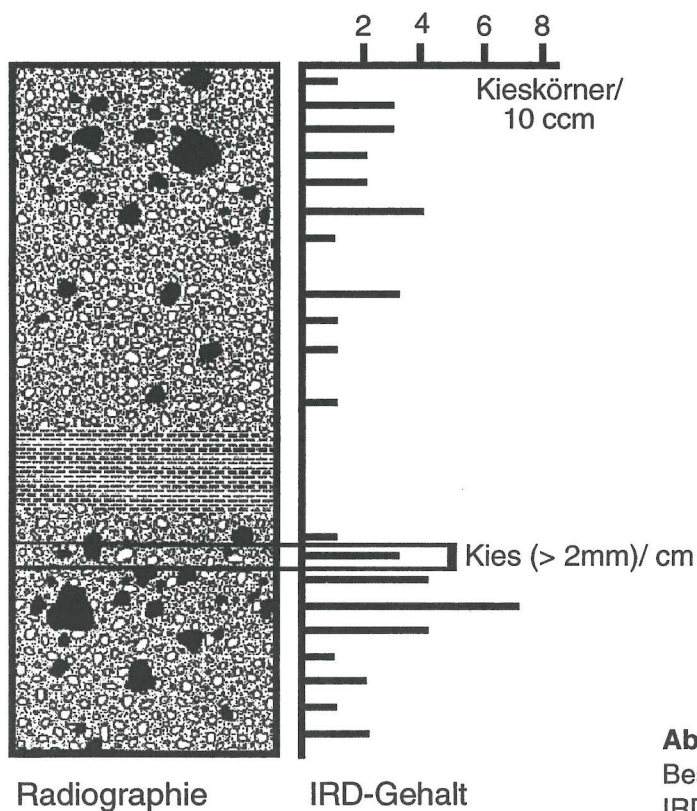


Abb. 3.2: Schema zur Bestimmung und Darstellung der IRD- Anteile im Kernverlauf (nach GROBE, 1986).

3.4 Messung sedimentphysikalischer Parameter

An Bord wurden bereits physikalische Eigenschaften der Sedimente, wie magnetische Suszeptibilität und Gammastrahlen-Absorption mit einem **Multi-Sensor Core Logger (MSCL, GEOTEK, Surrey, England)** in Abständen von 1 cm, aufgezeichnet. Der Datensatz dieser Parameter der Schwerelotkerne PS2819 und PS2820 wurde von G. Kuhn (AWI) für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

Die Meßbank ermittelt an den 1 m langen Kernsegmenten kontinuierliche Meßwerte mit hoher Auflösung, die erste Abschätzungen lithologischer Variationen (WEAVER & SCHULTHEISS, 1990; WEBER et al., 1997) an den noch ungeöffneten Sedimentkernen ermöglichen.

3.4.1 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität ist eine dimensionslose Materialkonstante, die ein Maß für die Magnetisierbarkeit der Substanzen im Sediment angibt und in 10^{-5} SI-Einheiten ausgedrückt wird. Die Magnetisierungsunterschiede im Kernverlauf werden durch den unterschiedlichen Mengenanteil an ferrimagnetischen Akzessorien (hauptsächlich Magnetit) bestimmt. Aufgrund des erhöhten Anteils an ferrimagnetischen Mineralen terrigener Sedimente ist die magnetische Suszeptibilität wesentlich höher als bei biogenen Sedimenten (GERLAND, 1993).

Zur Messung wird der geschlossene Kern rechnergesteuert auf einer Schiene durch eine Meßspule, die im Sediment eine Magnetisierung induziert, geschoben. Der Gehalt der magnetischen Trägerminerale im Sediment bestimmt die gemessene Spannung, die in die entsprechenden Suszeptibilitätswerte umgerechnet werden.

3.4.2 Wassergehalt

Um den Wassergehalt zu ermitteln, wurden aus jedem Probenhorizont eine der 10 cm^3 -Proben unmittelbar nach dem Öffnen des Kernes in ein vorgewogenes 15 ml Schnappdeckelglas gefüllt und auf einer SARTORIUS-Präzisionswaage gewogen. Für die Ermittlung des Trockengewichts wird die Gefriertrocknungsmethode angewandt, da bei der Trocknung im Trockenschrank das organische Material durch Überhitzung zerstört werden könnte. Die Proben wurden 24 Stunden (-25 °C) tiefgefroren, verblieben danach 48 Stunden im Gefriertrockner (LEYBOLD-HERAUS, Lyovac GT2) und wurden anschließend erneut gewogen.

Das Gewicht des evaporierten Wassers ergibt sich aus der Differenz von Naß- und Trockengewicht der Proben. Der Wassergehalt (W) wird in Gew.% angegeben und bezogen auf das Naßgewicht mit folgender Gleichung berechnet.

$$W [\%] = (M_n - M_{tr}) / M_n * 100 \quad (1)$$

M_n [g] Masse der Nassprobe

M_{tr} [g] Masse der Trockenprobe

3.4.3 Dichten und Porosität

Alle Proben, an denen der Wassergehalt bestimmt wurde, wurden mit einer Kugelmühle (Stahl) etwa 15 Minuten homogenisiert. Mit dem Gaspycnometer (MICROMERITICS AccuPyc 1330) wurde das Volumen (V_d) und die Dichte (ρ_d) jeder Probe gemessen sowie die jeweiligen Standardabweichungen abgeleitet. Nachdem das feingemahlene Sediment (3-4 g) in einen Meßzylinder eingewogen worden ist, wurde das ermittelte Probengewicht in das Pycnometer eingegeben und der Meßzylinder eingesetzt. Anschließend wird die Probe 5 mal mit Helium gespült und dreimal gemessen. Das Volumen der Probe wird über die Änderung des Heliumgasdruckes im Vergleich zu einem Referenzvolumen bestimmt. Die Sedimentdichte wird aus Probenvolumen und Probengewicht berechnet.

Aus diesen Ergebnissen und den Werten aus der Wassergehaltsgleichung wurden nach Gleichungen von GEALY (1971) und HAMILTON (1971) sowie der Zusammenstellung nach MELLES (1991) und WEBER (1992), die Parameter Porosität (P) (Glg.8), Feuchtraumdichte (ρ_f) (Glg.9) sowie die Korndichte (ρ_k) (Glg.10) unter Annahme eines Salzgehalts von 35 ‰ und einer Labortemperatur von 23 °C berechnet.

$$W''[\%] = (M_n - M_{tr}) / M_{tr} * 100 \quad \text{Wassergehalt} \quad (2)$$

M_n [g] Masse der Nassprobe

M_{tr} [g] Masse der Trockenprobe

$$M_d \text{ [g]} = \rho_d * V_d \quad \text{Masse der Trockenprobe} \quad (3)$$

ρ_d [g/cm³] Dichte der Trockenprobe

V_d [cm³] Volumen der Trockenprobe

$$M_w \text{ [g]} = W'' * M_d / 100 \quad \text{Masse des evaporierten} \\ \text{Wassers} \quad (4)$$

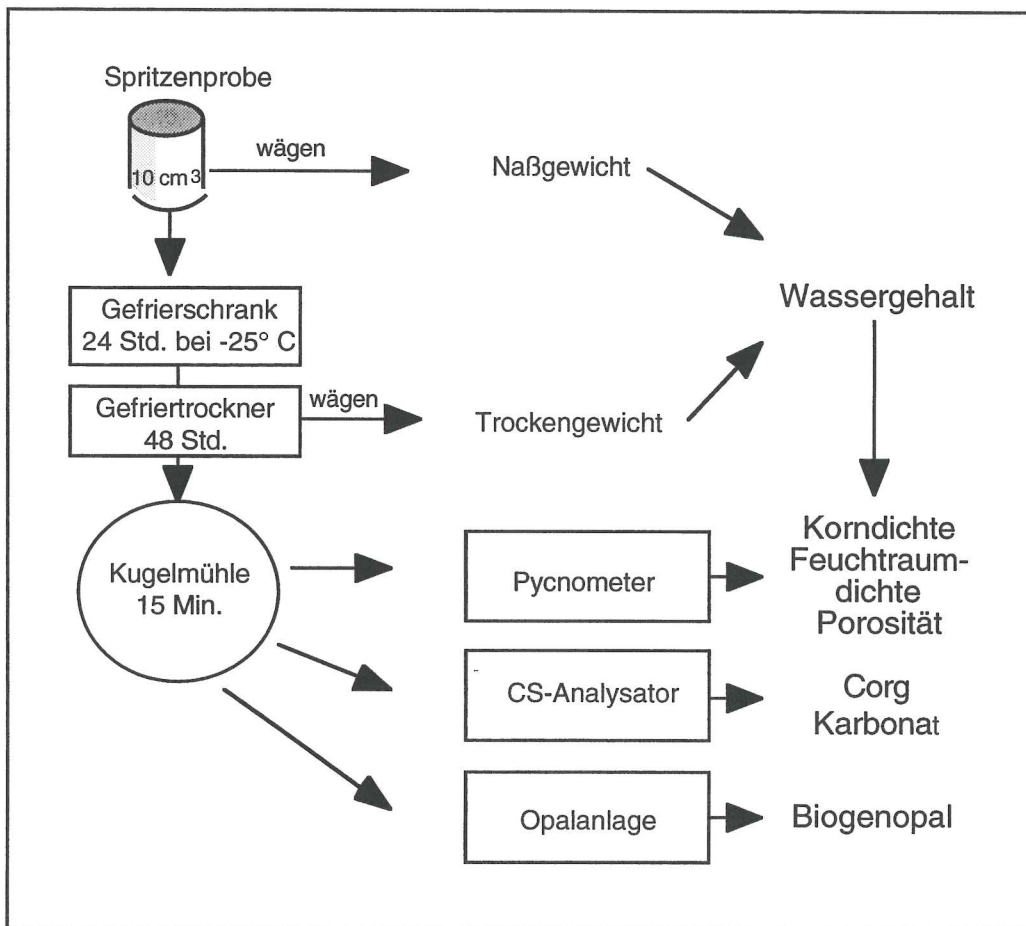


Abb. 3.3: Bearbeitungsschema der 10 cm³-Spritzenprobe zur Bestimmung des Wassergehalts, Dichte, Biogenopal sowie Corg- und Karbonatgehalte.

Bei einer Dichte der Porenlösung ρ_{WS} von 1,024 g/cm³ und einer Salzdichte ρ_S von 2,1 g/cm³ (WEBER 1992) ergibt sich:

$$M_S \text{ [g]} = M_W / 0,965 - M_W \quad \text{Masse des Salzes} \quad (5)$$

$$V_S \text{ [cm}^3\text{]} = M_S / 2,1 \quad \text{Volumen des Salzes} \quad (6)$$

$$V_{WS} \text{ [cm}^3\text{]} = (M_S + M_W) / 1,024 \quad \text{Volumen der Porenlösung} \quad (7)$$

daraus folgt:

$$P \text{ [Vol.\%]} = V_{WS} / (V_d - V_S + V_{WS}) * 100 \quad \text{Porosität} \quad (8)$$

$$\rho_f \text{ [g/cm}^3\text{]} = (M_d + M_W) / (V_d - V_S + V_{WS}) \quad \text{Feuchtraumdichte} \quad (9)$$

$$\rho_k \text{ [g/cm}^3\text{]} = (M_d - M_s) / (V_d - V_s) \quad \text{Korndichte} \quad (10)$$

3.5 Messung geochemischer Parameter

3.5.1 C_{org}- und CaCO₃

Mit dem CS-125-Analysator (LECO CORPORATION, Modell 788-400) wurden Messungen des Gesamtkohlenstoffs (C_{ges}) und des organisch gebundenen Kohlenstoffs (C_{org}) an jeder gemahlene Probe durchgeführt.

Zur Bestimmung des C_{ges} wurden 100-140 mg Sedimentpulver in einen feuerfesten Tiegel eingewogen. Für die Messung des C_{org} wurden jeweils 30-50 mg Probenmaterial eingewogen, mit Ethanol und anschließend mit 500 µl 37 %er HCl versetzt und 2 Stunden bei 250 °C auf einer Heizplatte abgeraucht. Bei diesem Vorgang wird der Anteil des karbonatisch gebundenen Kohlenstoffs aus der Probe herausgelöst.

Im Hochfrequenz-Induktionsofen des CS-125 wird das vorbereitete Probenmaterial bei ca. 1600 °C verbrannt. Der zu CO₂ oxidierte Kohlenstoff wird in einer Infrarotzelle gemessen. Ein Mikroprozessor rechnet die Ergebnisse unter Berücksichtigung der Kalibrationsfaktoren in Gew.% um. Aus der gebundenen Kohlenstoffs (C_{karb}) einer Probe.

$$C_{\text{karb}} \text{ [\%]} = C_{\text{ges}} - C_{\text{org}} \quad (11)$$

Das Ergebnis muß mit dem stöchiometrischen Faktor von Kalzit (8,333) multipliziert werden (Glg.12), da bei den bearbeiteten Sedimentproben davon ausgegangen wird, daß das Karbonat als Kalzit vorliegt.

$$\text{CaCO}_3 \text{ [\%]} = C_{\text{karb}} * 8,333 \quad (12)$$

3.5.2 Biogenopal

Die Gehalte an Biogenopal wurden in jedem Probenhorizont nach dem von MÜLLER & SCHNEIDER (1993) erweiterten Extraktionsverfahren von DeMASTER (1981) bestimmt. Diese ‚leaching‘ Methode beruht darauf, daß

in amorphen, biogenen Opal gebundenes Silizium bei erhöhten Temperaturen in alkalischem Milieu deutlich schneller in Lösung geht als kristalline Silikatminerale.

Für die Si-Messung werden 20 g homogenisiertes Sediment mit 100 ml 1 molarer Natronlauge in einen Stahlbecher eingespült und dieser in ein 80°C temperiertes Wasserbad eingesetzt. Während der gesamten Messung wird durch eine Fritte eine konstante Menge der Extraktionslösung in ein Pumpsystem eingeleitet, mit chemischen Lösungen versetzt (detaillierte Beschreibung bei GRASSHOFF et al., 1983), die je nach Si-Gehalt, die Lösung unterschiedlich stark blau färben.

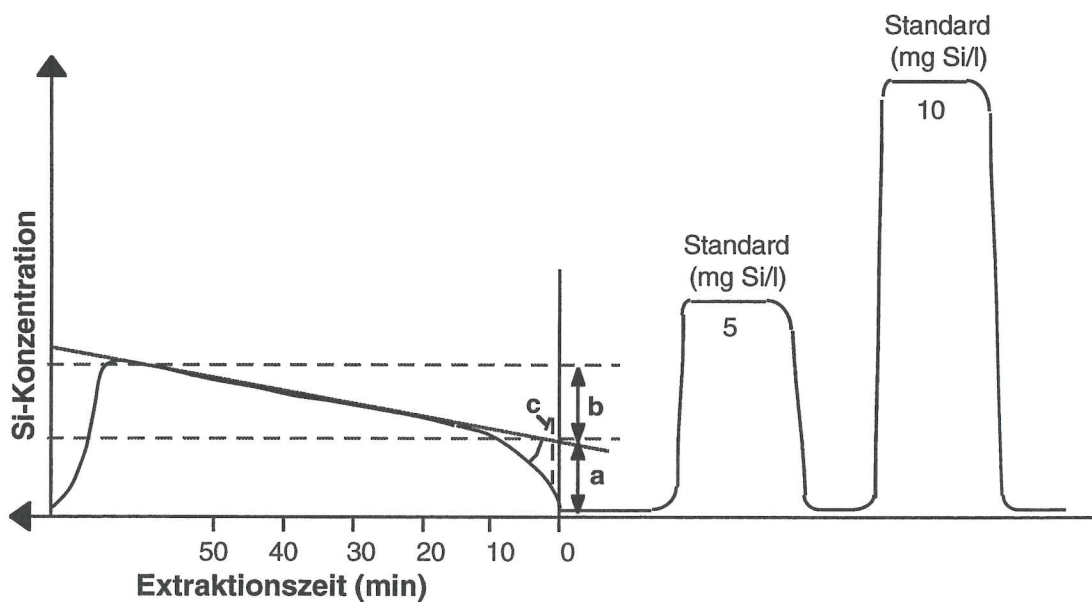


Abb. 3.4: Schema eines Anlogschriebs der Opalmessung nach MÜLLER & SCHNEIDER (1993). Abgebildet ist der idealisierte Kurvenverlauf der Si-Standardlösungen und einer Probenlösung. a: Extrapolationswert der Si-Lösung aus biogenem Opal, b: Extrapolationswert der Si-Lösung aus kristallinen Silikatmineralen, c: zeigt einen Anstieg, der durch die plötzliche Lösung von Diatomeen hervorgerufen wird.

Über die Intensität des Blaukomplexes mißt ein Spektralphotometer die Si-Konzentrationen in der Extraktionslösung, die gegen die Extraktionszeit in einem Diagramm (Abb. 3.4) von einem Anlogschreiber geplottet werden. Die Meßkurve nimmt zu Beginn einen steilen Verlauf, der auf die höhere Lösungsgeschwindigkeit des Si aus Biogenopal zurückzuführen ist, während die spätere Si-Lösung aus Tonmineralen und sonstigen kristallinen Silikatmineralen durch einen linearen Anstieg charakterisiert ist (SCHLÜTER, 1990; CORDES, 1990). Kurzfristig kann die Fritte zu Beginn der Messung durch

Diatomeen verstopft sein, die aber durch die Natronlauge schlagartig gelöst werden und im Analogschrieb als „peak“ am Anfang der Lösungskurve erscheint (BONN, 1995; c in Abb. 3.4).

Durch die Messung von Si-Standardlösungen zur Eichung können die Analogschriebe nach DeMASTER (1981) durch Extrapolation graphisch ausgewertet werden. Der Anteil an Si aus Opal wird durch die Extrapolation des linearen Anstiegs zur Extraktionszeit = 0 aus der Kurve abgelesen (Abb. 3.4) und mit Gleichung (13) in SiO₂ umgerechnet. Biogenopal enthält einen H₂O-Anteil zwischen 2 und 15 Gew.%. Um den mit Hilfe des Extraktionsverfahren ermittelten SiO₂-Anteil einer Probe auf ihren Biogenopalgehalt umzurechnen, müßten Korrekturwerte von 0,0068 bis 0,78 Gew.%, die sich für die bearbeiteten Sedimente ergeben, zu den SiO₂-Gehalten addiert werden. Auf eine Korrektur wurde in dieser Arbeit aber verzichtet, weil ein analytisch bedingter Untergrundwert zwischen 1,3 und 2,9 Gew.% Opal angenommen werden muß (BONN, 1995). In der vorliegenden Arbeit wird deshalb der SiO₂-Anteil aus Biogenopal dem Biogenopalgehalt gleichgesetzt.

$$\text{SiO}_2 \text{ [Gew. \%]} = \frac{\text{ABSspl} * \text{Sistd} * 21,39 * \text{mVspl}}{\text{ABSstd} * \text{Wt} * \text{mVstd}} \quad (13)$$

ABSspl	Skalenteile des Extrapolationswert bei Extraktionszeit = 0
ABSstd	Tagesfaktor der Standardlösungen (Skalenteile)
Sistd	Si-Konzentration der Standardlösung [mg Si / l]
Wt	Einwaage der Probe [mg]
21,39	molares Verhältnis SiO ₂ / Si * 10
mVspl , mVstd	Empfindlichkeitseinstellung am Recorder [mV] für Probe bzw. Standard

3.5.3 Isotopenmessung

Die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden an den Karbonatschalen der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (EHRENBERG) sinistral gemessen, da sie die einzige Art ist, die in den bearbeiteten Schwerelotkernen fast in jedem Probenhorizont vorhanden ist. Je Probe wurden 6-8 unbeschädigte Gehäuse, das entspricht etwa 30 µg, in der Sandfraktion der Spatelprobe ausgelesen (Aufbereitung in Kap. 3.6). Im

Verläufe der Ontogenese der planktischen Foraminifere kann es durch Variationen der Lebenstiefe zu Isotopenfraktionierungen kommen. Aus diesem Grunde werden möglichst gleichgroße Schalen beprobt.

In der automatischen Karbonataufbereitungsanlage (FINNIGAN MAT) werden die Proben mit 100 %iger Orthophosphorsäure aufgeschlossen. Das entstandene CO₂-Gas wird durch eine Kühlfalle geführt, um Verunreinigungen zu entfernen, dann in das Massenspektrometer (FINNIGAN MAT 251) eingeleitet. Die Isotopenzusammensetzung des Probengases wird gegen ein Laborstandardgas gemessen. Letzteres wird anhand des Referenzstandards NBS-20 (National Bureau of Standards) korrigiert und auf die internationale V-PDB-Skala (Vienna Pee Dee Belemnite) bezogen (HUT, 1987). Die Isotopenverhältnisse werden als δ -Werte in ‰ angegeben und nach Gleichung (14) berechnet. Nach HUBBERTEN & MEYER (1989) liegen die Standardabweichungen für $\delta^{18}\text{O} < 0,06 \text{ ‰}$ und für $\delta^{13}\text{C} < 0,04 \text{ ‰}$.

$$\delta \text{ Probe [‰]} = R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}} / R_{\text{Standard}} * 1000 \quad (14)$$

R = Isotopenverhältnis (¹⁸O / ¹⁶O), (¹³C / ¹²C)

3.6 Korngrößenanalyse

Um Informationen über Strömungsverhältnisse, Transport- und Umlagerungsprozesse zu erhalten, ist es wichtig die Korngrößenverteilung im Sediment zu kennen. Dazu wurden für die sedimentologischen Untersuchungen (Abb.3.5) aus jedem Probenhorizont zwei Proben (10 cm³ und 65 cm³) entnommen.

Die Kies/Sand/Silt/Ton-Verhältnisse und Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion wurden an der 10 cm³- Spritzenprobe durch die Naßsiebungsmethode und das Atterberg- Verfahren ermittelt. Um karbonatfreie Proben zu erhalten, wurde das suspendierte Material mit etwa 50 ml 96 prozentiger Essigsäure versetzt und 24 Stunden auf einem Rütteltablett bei 150 Umdrehungen pro Minute dispergiert. Anschließend wurde zur Entfernung organischer Substanzen etwa 150 ml 10 prozentiger H₂O₂-Lösung zu den Proben gegeben, die ebenfalls 24 Stunden auf dem Schüttler verblieben. Aufgrund des erwarteten hohen Kiesanteils wurde direkt während des Naßsiebens die Kies- von der Sandfraktion getrennt, und die Feinfraktion in

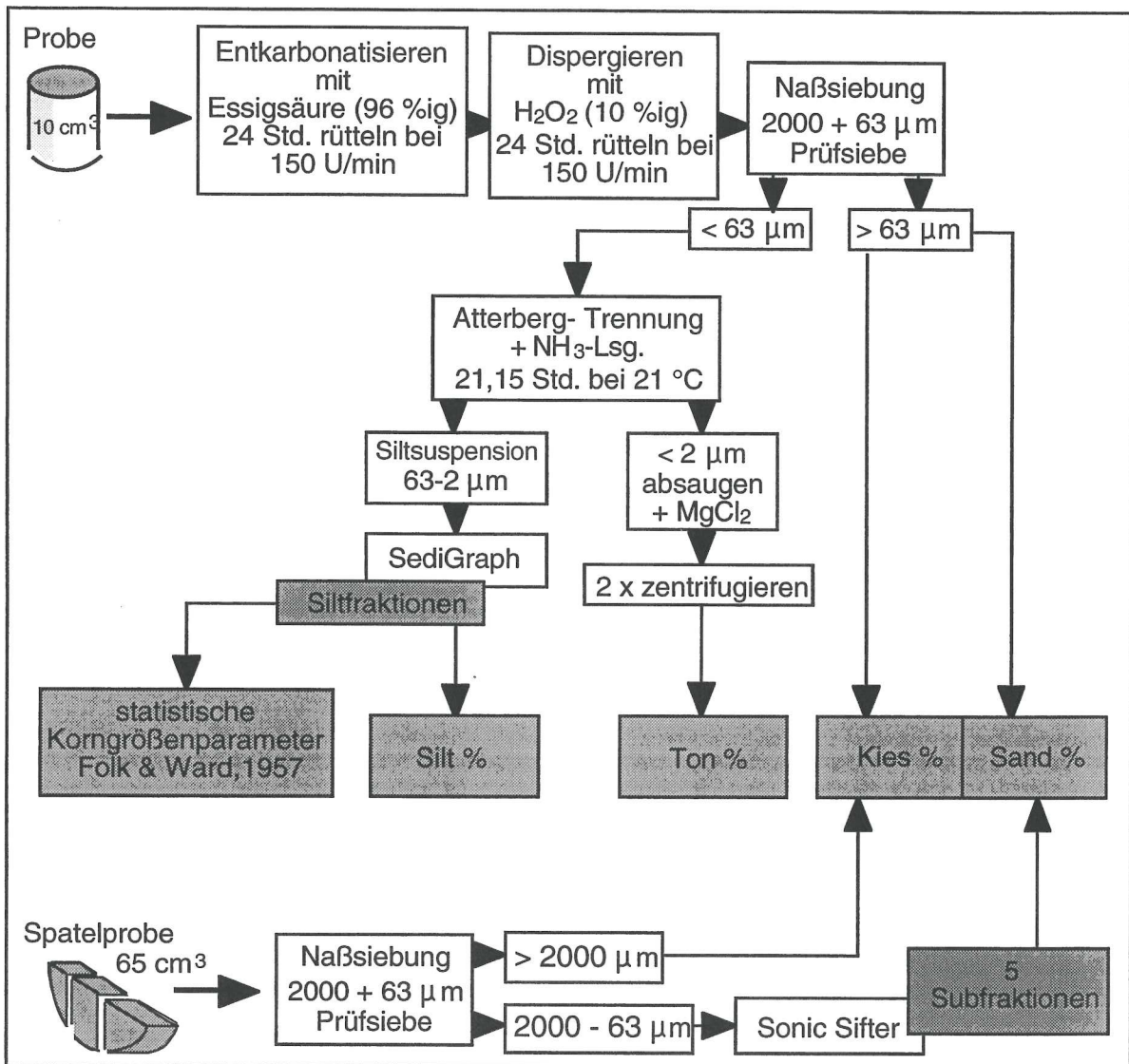


Abb. 3.5: Schematische Übersicht über die Bearbeitung der 10 cm³- und 65 cm³-Proben zur Korngrößenanalyse.

einem Becherglas aufgefangen. Dazu wurden Standard-Prüfsiebe mit Siebmaschenweiten von 2000 und 63 µm benutzt.

Durch das Atterberg-Verfahren (ATTERBERG, 1912; MÜLLER, 1964) wurde die Fraktion < 63 µm in Ton- und Siltfraktion aufgetrennt. Das Prinzip dieser Methode beruht auf der Kenntnis der Sedimentationsgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Korndurchmesser (Stokes'sches Gesetz). Das in Suspension befindliche Probenmaterial wurde mit Aqua dest. in Standzylinder gespült und mit einer Ammoniaklösung (10 ml NH₃/100 l H₂O) auf eine Wassersäule von

31 cm gebracht, wobei NH_3 als Dispersionsmittel dient. In Abhängigkeit von Zeit und Temperatur sinken die unterschiedlichen Kornfraktionen zu Boden. Bei einer durchschnittlichen Raumtemperatur von 21 °C und einer Fallhöhe von 31 cm beträgt die Sedimentationszeit 21 Stunden. Nach diesem Zeitraum wurde die in Schwebelagerung bleibende Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) abgesaugt, in 5 l Meßbechern gesammelt und mit einigen Tropfen 50 %iger Magnesiumchloridlösung (MgCl_2) versetzt. Das MgCl_2 bewirkt eine Ausflockung der Tonminerale und somit eine beschleunigte Sedimentation. Die Glaszylinder wurden 15-20 mal aufgefüllt und abgesaugt bis alle Tonpartikel aus der Wassersäule entfernt waren. Nach Beendigung des Trennvorganges wurden die Tonproben zweimal mit Aqua dest zentrifugiert, um das MgCl_2 zu entfernen.

Die im Standzylinder verbliebene Siltfraktion ($63-2 \mu\text{m}$) wurde mit dem SediGraphen 5100 auf ihre Korngrößenverteilung analysiert. Eine Beschreibung des röntgenographischen Meßverfahrens findet sich in Kapitel 3.6.2 .

Zur Feststellung ihrer Gewichtsverhältnisse (Gl. 15) wurden alle Fraktionen im Trockenschrank bei 50 °C getrocknet und anschließend ausgewogen.

$$K_{fr} [\%] = \frac{K_{fr} [\text{g}] \cdot 100}{(\text{Kies} [\text{g}] + \text{Sand} [\text{g}] + \text{Silt} [\text{g}] + \text{Ton} [\text{g}])} \quad (15)$$

$K_{fr} [\text{g}]$ Kornfraktion

Die 65 cm^3 Spatelproben wurden ebenfalls manuell naßgesiebt (Siebmaschenweite 2000 und $63 \mu\text{m}$). Jedoch wurde auf das Entkarbonatisieren des Sedimentes verzichtet, da die Grobfraktion neben ihrem terrigenen Komponenten auch auf biogene Bestandteile untersucht wurde. Für die Untersuchung von Kies/Sand-Verhältnis, Korngrößenverteilung innerhalb der Sandfraktion sowie für die Isotopenanalyse und die Radiolarienzählung wurde nur die Grobfraktion $> 63 \mu\text{m}$ aufgefangen. Anschließend wurde die Kies- und Sandfraktion bei 50 °C im Trockenschrank getrocknet, ausgewogen, und das prozentuale Gewichtsverhältnis berechnet.

3.6.1 Sandfraktion

Die aus der Spatelprobe gewonnene Sandfraktion wurde mit einer Siebmaschine (ATM Sonic Sifter, Fa. JÜRGENS) in fünf Subfraktionen unterteilt. Die aufeinander gestapelten Siebsätze ermöglichen bei einer Rütteldauer

von etwa 12 Minuten eine Korntrennung in regelmäßige Korngrößenintervalle ($1 \phi^\circ$): > 2000 , $2000-1000$, $1000-500$, $500-250$, $250-125$ und $125-63 \mu\text{m}$. Die einzelnen Subfraktionen jeder Probe wurden anschließend ausgewogen und prozentual auf den Sandanteil (10 cm^2 Spritzenprobe) des Gesamtsediments berechnet.

3.6.2 Siltfraction

Die Korngrößenverteilung, innerhalb der Siltfraction, wurde an jeder Probe mit dem Analysegerät SediGraph 5100 der Firma MICROMERITICS untersucht. Mit dem SediGraph ist es möglich bis zu 255 verschiedene Kornfraktionen im Meßbereich von $300 - 0,1 \mu\text{m}$ zu unterscheiden (Methodik bei STEIN, 1985). Alle Proben der Kerne PS2819 und PS2820 wurden im Bereich von 2 bis $63 \mu\text{m}$ in $10\text{tel } \phi^\circ$ -Schritten (50 Messungen) gemessen. Die Siltsuspension wird in einen Magnetrührer des Sedigraphen eingefüllt und rechnergesteuert in eine Meßzelle gepumpt. In der Meßzelle werden die sinkenden Körner mit Röntgenstrahlen abgetastet. Über die zeitliche Änderung der Intensitäten der Kornkonzentrationen ermittelt der Rechner die Fraktionen und stellt sie logarithmisch als Kornsummenkurve dar. Die Berechnung der statistischen Korngrößenparameter Mean, Median, Schiefe, Sortierung und Kurtosis erfolgte nach FOLK & Ward (1957). Die 50 gemessenen Siltfractionen wurden in $1 \phi^\circ$ -Intervalle umgerechnet (4 bis 8ϕ) und die jeweiligen prozentualen Anteile am Siltanteil des Gesamtsediments (10 cm^2 Spritzenprobe) berechnet. Die graphische Darstellung der prozentualen Anteile der Siltkorn- ϕ klassen erfolgte zusammen mit den Kies/Sand- und Tonanteilen als Histogramm. Einige ausgewählte Probenhorizonte sind in Kapitel 4.6 dargestellt.

3.7 Tonmineralanalyse

3.7.1 Herstellung von Texturpräparaten

Zur Herstellung der Vakuum-Filter-Präparate wurde die durch das Atterberg-Trennverfahren gewonnene Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$) im Achatmörser manuell gemahlen. 40 mg der Probe werden mit Aqua dest und 1 ml MoS_2 -Standardlösung versetzt und 10 Minuten im Ultraschallbad dispergiert. Mit einer Vakuum-Filter-Apparatur lassen sich anschließend Präparate auf Membranfiltern (SARTORIUS, Porengröße $0,2 \mu\text{m}$) mit einer gleichmäßigen

Belegungsdichte und orientierten Ausrichtung der Tonminerale erzeugen (DREVER, 1973). Die nach der Trocknung auf Aluträger aufgebrachten Texturpräparate haben eine Belegungsdichte von ca. 10 mg/cm² und eine Dicke von ca. 40 µm (EHRMANN et al., 1992). Der Vorteil der Vakuum-Filter-Präparate ist, daß die Tonminerale mit ihrer 001-Gitterebene parallel zur Oberfläche des Membranfilters ausgerichtet sind.

3.7.2 Röntgendiffraktometrische Analyse (RDX)

Die tonmineralogischen Analysen wurden mit einem PHILIPS Röntgendiffraktometer PW 1820 (40 kV, 40 mA) durchgeführt. Das Röntgendiffraktometer arbeitet mit CoK α -Strahlung, die eine Wellenlänge von 1,79 Å besitzt. Die qualitative und quantitative Identifizierung der Tonmineral-Gruppen erfolgte an allen Texturpräparaten lufttrocken und glykolisiert. An der 001-Netzebene der feinblättrigen Schichtsilikate werden die Röntgenstrahlen je nach Gitterabstand und Einfallswinkel nach der Bragg'schen Gleichung gebeugt und der mineralcharakteristische Reflektionswinkel (θ°) gemessen.

Reflexe	Winkel [2 θ°]	d-Wert [Å]	(hkl)
Smektit, aufgeweitet	~ 6	~ 17	001
Illit 1.Ordnung	9.96	10.0	001
Chlorit 3.Ordnung	21.84	4.72	003
7 Å Doppelpeak: Chlorit 4.Ordnung + Kaolinit	29.28	3.54 3.58	004
Quarz	24.26	4.26	100
Feldspäte	32.07	3.24	002
	32.53	3.19	002
MoS ₂	16.72	6.15	002

Tab. 3.2: Identifizierte Minerale in der Tonfraktion aufgrund der Reflexflächenmaxima mit Angabe von Winkel [2 θ°] für CoK α -Strahlung, kennzeichnenden Netzebenenabstand [Å] und Miller'schen Indizes (hkl) nach JCPDS (1980).

Die lufttrockenen Präparate wurden mit Beugungswinkel (2 θ°) zwischen 2° und 18° in Schritten von 0.02° 2 θ /s abgefahren. Um den quellfähigen Smektit von Chlorit zu unterscheiden, wurden zusätzlich alle Präparate etwa sechs Stunden im Vakuum bei 50 °C mit Ethylenglykol (Dampfphase) glykolisiert. Die glykolisierten Proben wurden einmal von 2 bis 40° 2 θ in 0,02°-Schritten und ein weiteres mal zur Differenzierung des 3,54/3,58 Å Kaolinit/Chlorit-Doppelpeak von 28 bis 30,5° 2 θ in 0,005°-Schritten abgefahren.

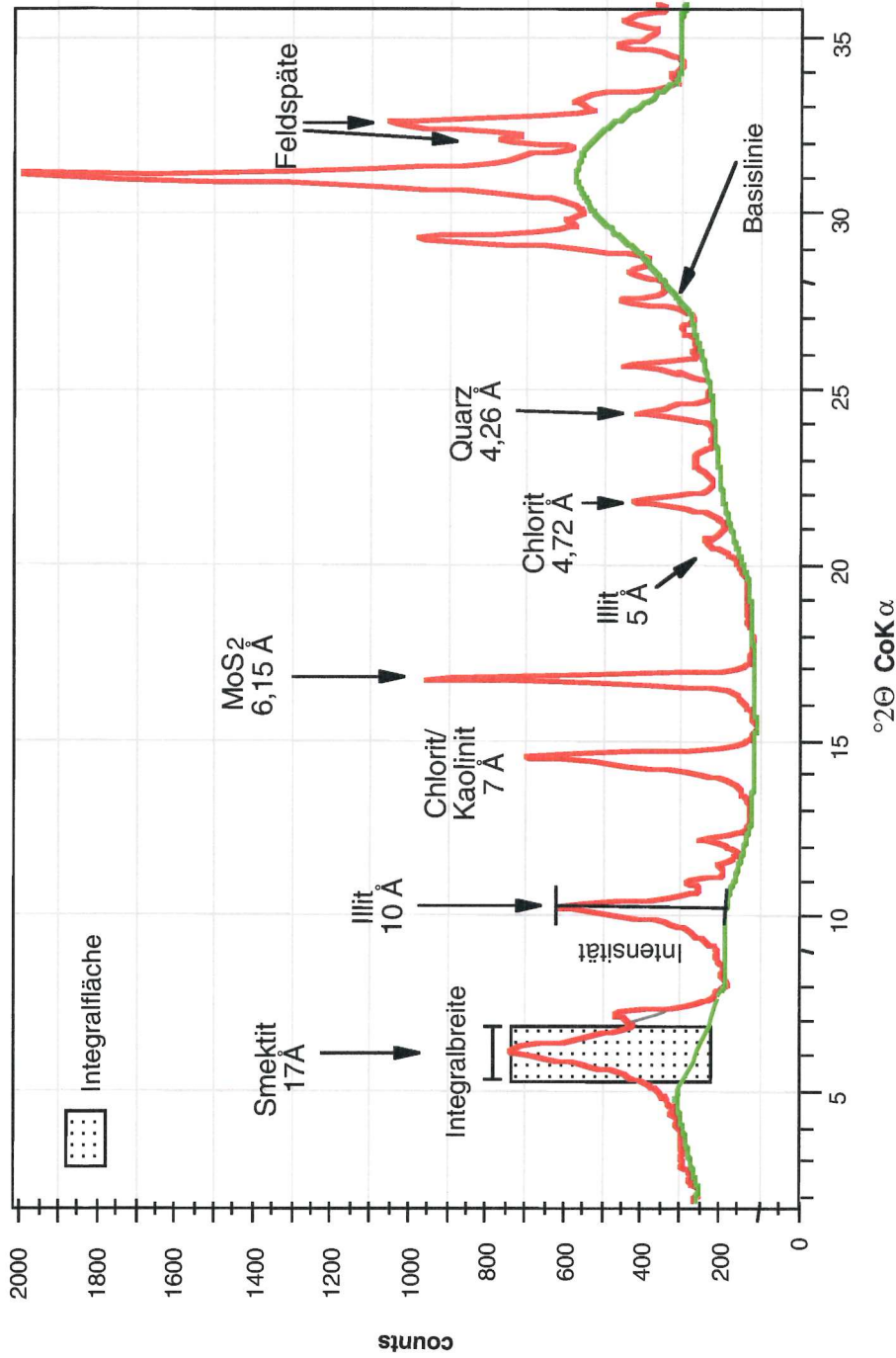


Abb. 3.6: Das Röntgendiffraktogramm einer Tonprobe zeigt die identifizierten Minerale und deren Peaks (nicht bezeichnete Peaks sind irrelevant für die Auswertung im Rahmen dieser Arbeit). Zur Veranschaulichung von Integralbreite, Integralfläche und Intensität wurde Smektit und Illit ausgewählt. Der Smektitpeak zeigt die graphische Abtrennung des 14 Å Chloritpeak. Die Basislinie markiert die Grenze des Rausuntergrundes.

3 Material und Untersuchungsmethoden

Die Auswertung der Diffraktogramme (Abb.3.6) erfolgte mit dem Computerprogramm ‚Mac Diff 3.3.1‘ von PETSCHICK (1996). Die verschiedenen Mineralgruppen werden über die maximale Intensität der Reflexflächen, die auf den jeweiligen Netzebenenabstand zurückzuführen ist, identifiziert (Tab.3.2). Nach der graphischen Abtrennung des Rauschuntergrundes, des 14 Å Chloritpeak vom 17 Å Smektit und der Flächenkorrektur, werden die Kurven geglättet und die Lage der Peaks am MoS₂-Standard korrigiert. Der prozentuale Anteil der Tonmineralgruppen wird nach Gleichung (16) über die Summe der gesamten integrierten Flächeninhalte der betreffenden Röntgenreflexe berechnet (nach BISCAYE, 1965)

$$M [\%] = Ma * Kf * 100 / (Sma * 1 + Illa * 4 + Chla * 2) \quad (16)$$

M [%]	prozentualer Anteil der Tonmineralgruppe
Ma * Kf	Flächeninhalt * Korrekturfaktor der Tonmineralgruppe
Sma * 1	Flächeninhalt * Korrekturfaktor von Smektit (17 Å)
Ill a * 4	Flächeninhalt * Korrekturfaktor von Illit (10 Å)
Chla * 2	Flächeninhalt * Korrekturfaktor von Chlorit (7Å)

Durch Bildung von Verhältnissen zwischen Flächeninhalten und Intensitäten lassen sich verschiedene Parameter berechnen. Informationen über den Grad der Kristallinität von Smektit oder Illit erhält man durch die Berechnung der Integralbreite der glykolisierten Mineralpeaks. Das Quarz-Feldspatverhältnis gibt Auskunft über den chemischen Charakter der Gesteine, dadurch lassen sich Rückschlüsse auf Liefergebiete ziehen. Das Intensitätsverhältnis des 5Å/10Å Peaks lässt auf Al-, Fe- und Mg-Gehalte des Illits schließen (ESQUEVIN, 1969; PETSCHICK et al., 1996).

4 Ergebnisse

Oberflächenproben, die mit dem Großkastengreifer (GKG) gewonnen werden, sind ungestört. Durch Parallelisierung der Ergebnisse aus den Analysen der GKG-Einzelproben mit den Datensätzen der jeweiligen Schwerelotkerne können Aussagen über einen eventuellen Oberflächen-Kernverlust, der durch die Kernentnahme mit dem Schwerelot (SL) entstehen kann, getroffen werden. Der Vergleich verschiedener Parameter zeigt, daß im Schwerelotkern PS2819-2 ein Kernverlust von 6 cm entstanden ist (Abb. 4.1), während ein Vergleich der Datensätze des Kernes PS2820 keinen Verlust zeigt. Der Datensatz des Kernes PS2819-2 ist durch entsprechende GKG-Daten zu einer vollständigen Sedimentabfolge ergänzt worden. Daher werden in den graphischen Darstellungen und Tabellen die Kerne mit PS2819 und PS2820 bezeichnet.

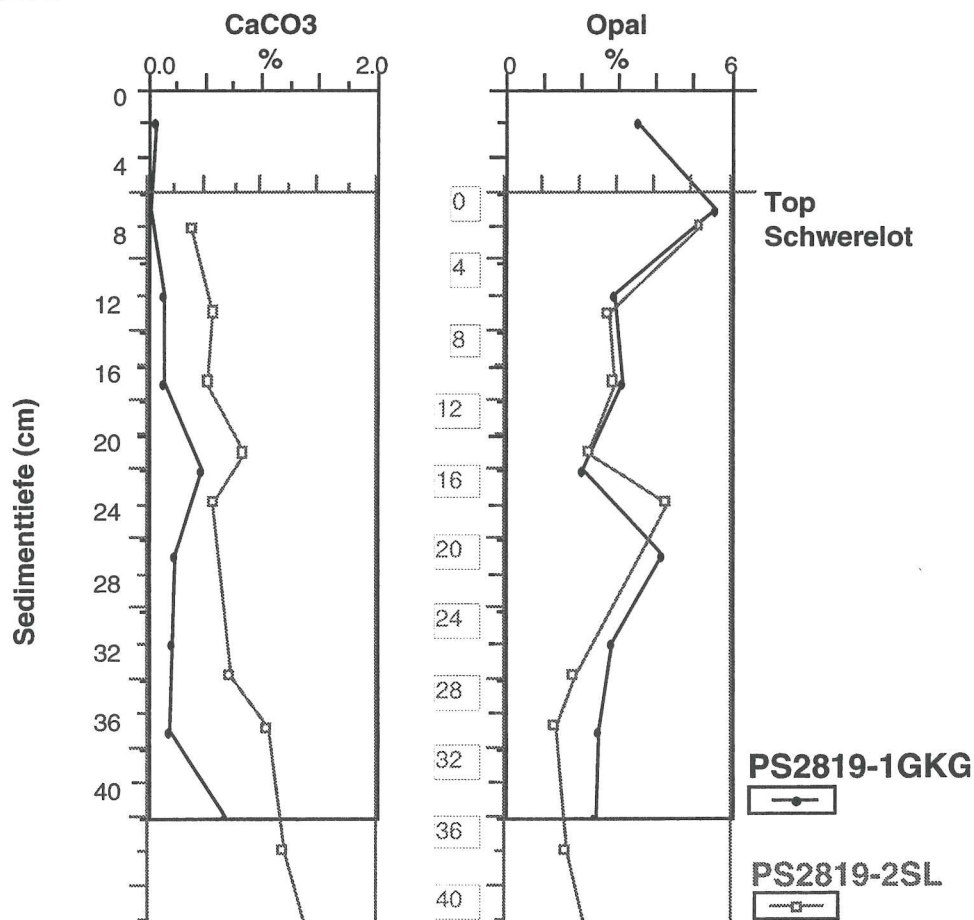


Abb. 4.1: Graphische Darstellung der GKG- und SL-Daten an ausgewählten Parametern zur Feststellung des Kernverlustes in Kern PS2819. Es sind die obersten 42 cm parallelisiert.

4.1 Sedimentfarbe, Lithologie und Sedimentstruktur

Die Bestimmung der Sedimentfarben (MUNSELL SOIL COLOR CHARTS, 1990) ergab für Kern PS2819 und PS2820 mit olivgrau (5y 4/2) bis dunkelolivgrau (5y 3/2) helle Farben und mit dunkelgrau (5y 4/1) und sehr dunkelgrau (5y 3/1) dunkle Farben. Bereiche mit Bioturbationen, wie an der Kernoberfläche, sind oft durch Vermischung von hellen und dunklen Farbtönen gekennzeichnet. Signifikante Farbwechsel gibt es an den Grenzen von Horizonten mit einem sehr hohen Kiesgehalt. Sie grenzen sich deutlich durch ihre sehr dunkelgraue (5y 3/1) Farbe von den helleren Sedimenten ab. In Kern PS2820 sind neben diesen Farben auch Horizonte mit olivbrauner (2,5y 4/3) und dunkelgrau-brauner Farbe (2,5y 4/2) eingeschaltet (Anhang A).

Die Sedimentabfolgen beider Kerne bestehen bis auf wenige Horizonte hauptsächlich aus terrigenen Komponenten. Das Korngrößenspektrum setzt sich aus Kies, Sand, Silt und Ton sowie größeren Dropstones zusammen. Horizonte mit siltigen Tonen und tonigen Silten werden durch Kies- und Sandlagen mit geringem Feinkornanteil abgelöst. In einigen feinkörnigen Ablagerungen sind bis zu 1 cm mächtige Sandlinsen eingeschaltet, die sich von den liegenden und hangenden Sedimenten deutlich abgrenzen.

Mit Hilfe der Radiographien lassen sich in den Sedimenten verschiedene Strukturen erkennen. Es werden in beiden Kernen IRD-reiche Lagen, strukturlose Sedimente und biogene sedimentäre Strukturen, wie Bioturbation und Spurenfossilien unterschieden. IRD reiche Horizonte (Abb. 4.2) liegen fast in allen Kernabschnitten vor. Strukturlose Sedimente mit sekundär entstandenem chaotischem Gefüge und Deformationen sind in beiden Kernen in den sandigen und kiesigen Kernabschnitten vorhanden (Abb. 4.3). Intensive Bioturbation kommt besonders an der Kernoberfläche vor, aber auch in tieferen Kernabschnitten. Horizonte mit höherem Tonanteil und niedrigen IRD-Gehalten zeigen Grab- und Freißpuren von endobenthonisch lebenden Organismen. Die in den Sedimenten auftretenden Spurenfossilien sind *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus* und *Thalassinoides* (vgl. EKDALE et al., 1984). Auffällig sind in Kern PS2819, vom Kernende bis 362 cm Tiefe, die grauen (5y 5/1) bis dunkelgrauen (5y 4/1) laminierten Sedimentabfolgen. Die etwa 1 mm bis zu 1 cm mächtigen, nicht bioturbirten Laminae bestehen aus einer Wechsellagerung von Silt- und Tonlagen und eingeschalteten sandigen Lagen mit geringem IRD-Anteil (Abb. 4.2, Anhang A).

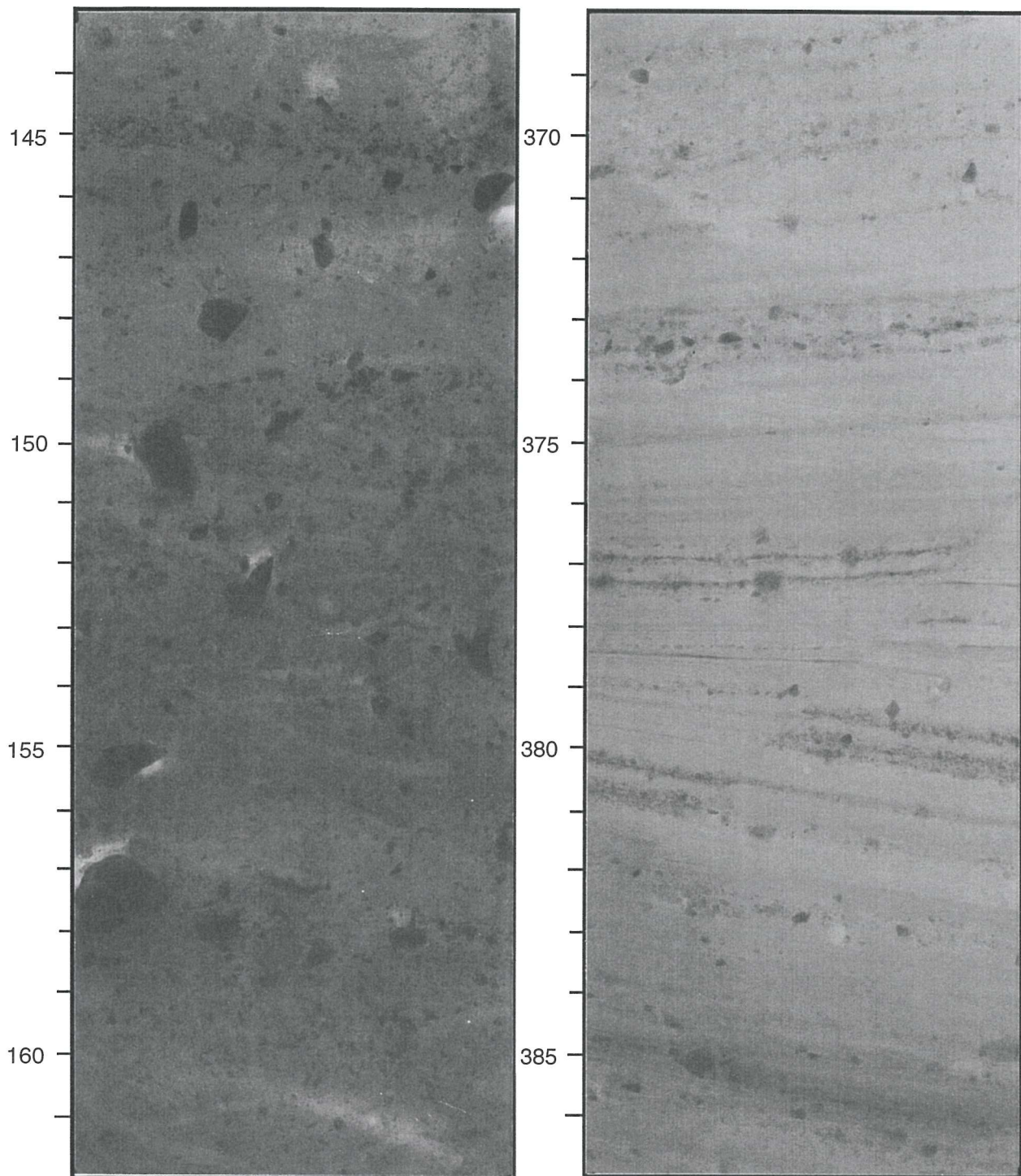


Abb. 4.2: Radiographien der Kernsegmente 143 cm bis 161 cm und 368 cm bis 386 cm des Kernes PS2819 mit unterschiedlichen Sedimenttypen (1:1).
143 cm bis 161 cm: Kiesführender toniger Silt mit Spurenfossilien *Planolites*.
368 cm bis 386 cm : Lamination. Wechsel von feinen bis groben Silt- und Tonlagen, im unteren Bereich Versatz im cm Bereich durch Kernentnahme.

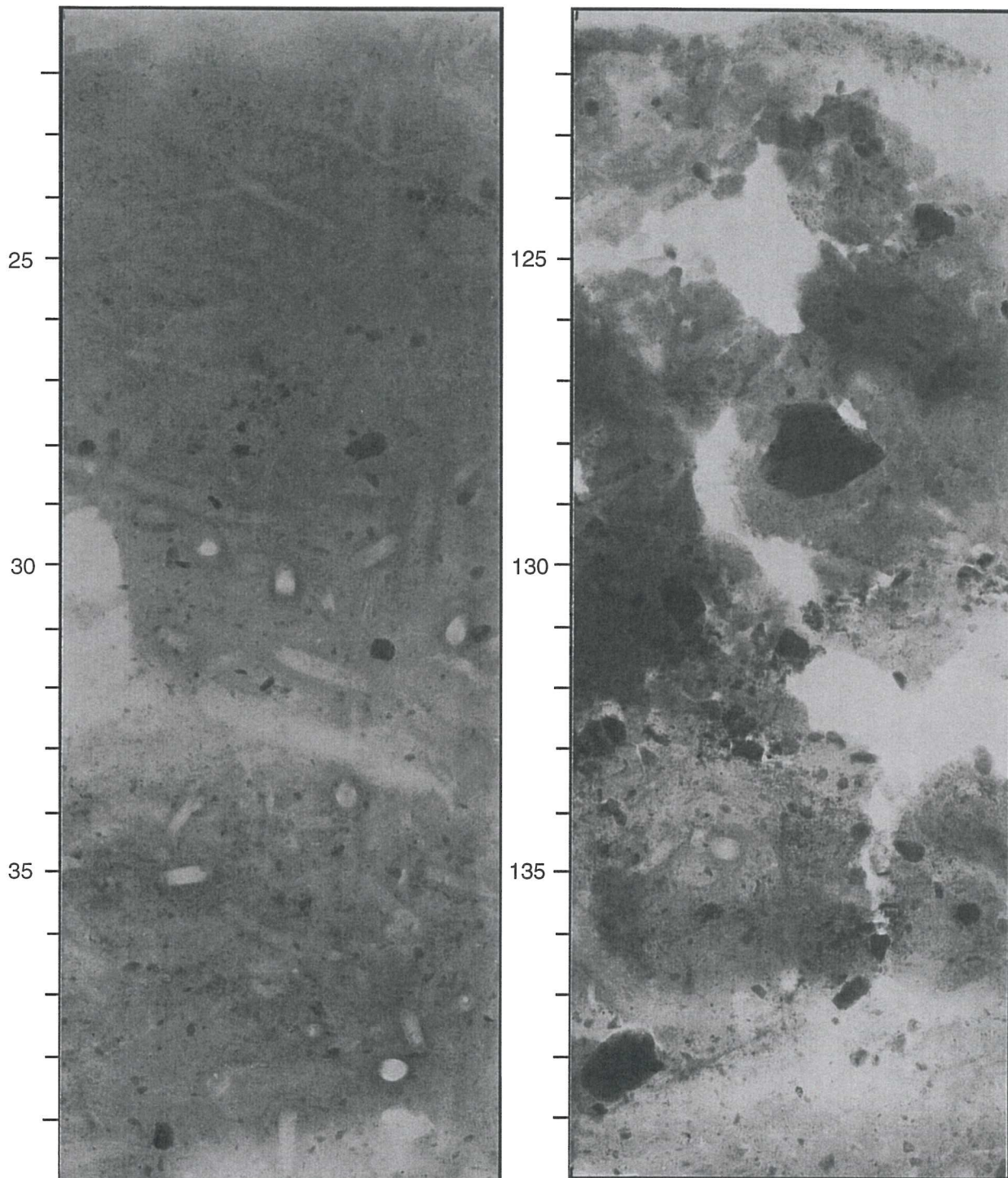


Abb. 4.3: Radiographien der Sedimentstrukturen in den Kernabschnitte 21 cm bis 40 cm und 121 cm bis 140 cm Sedimenttiefe des Kernes PS2820 (1:1).
21 cm bis 40 cm: Sediment mit sandig bis siltigem Ton, vereinzelt IRD und hoher Anteil von Spurenfossilien.
121 cm bis 140 cm: Chaotisches Sedimentgefüge, sandig bis siltiges Korngrößenspektrum mit erhöhtem IRD-Anteil.

4.2 Sedimentphysikalische Parameter

4.2.1 Magnetische Suszeptibilität

Die mit dem Multi-Sensor Core Logger gemessenen magnetischen Suszeptibilitäten in Kern PS2819 haben eine Schwankungsbreite von $450 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten und variieren zwischen $350 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten und $800 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten (Abb. 4.5). In 110 bis 115 cm Tiefe erreichen die Suszeptibilitätswerte ein Maximum von bis zu $1400 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten. In dieser kiesigen Lage befindet sich ein etwa 7×9 cm großer basaltischer Dropstone. Generell kann man feststellen, daß in grobkörnigen Lagen, besonders in den kiesreichen Horizonten, die magnetische Suszeptibilität maximale Werte erreicht. Auch in Kern PS2820 variieren die gemessenen Suszeptibilitäten zwischen $350 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten und $800 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten und erreichen deutlich höhere Werte in grobkörnigen Lagen. Das Maximum mit $1150 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten liegt im Bereich zwischen 653 cm und 659 cm Sedimenttiefe, wo ebenfalls ein basaltischer, etwa 6×10 cm großer Dropstone gefunden wurde.

4.2.2 Wassergehalt und Porosität

Generell zeigen die Kurven der Wassergehalte und Porositäten den gleichen Verlauf. Sie sind von den Korngrößenverteilungen abhängig und korrelieren positiv ($r=0,6$) mit den Tongehalten (Abb. 4.4). Maximalwerte werden in Silt und Tonlagen erreicht, während niedrige Wassergehalte die Kies- und Sandlagen charakterisieren.

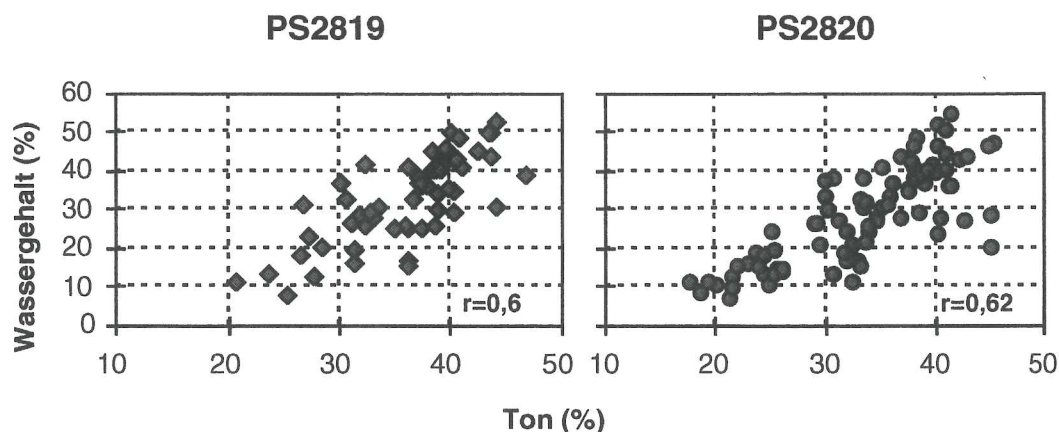


Abb. 4.4: Korrelationsdiagramme aller Einzelproben der Kerne PS2819 und PS2820 zwischen Wassergehalt und Tongehalt.

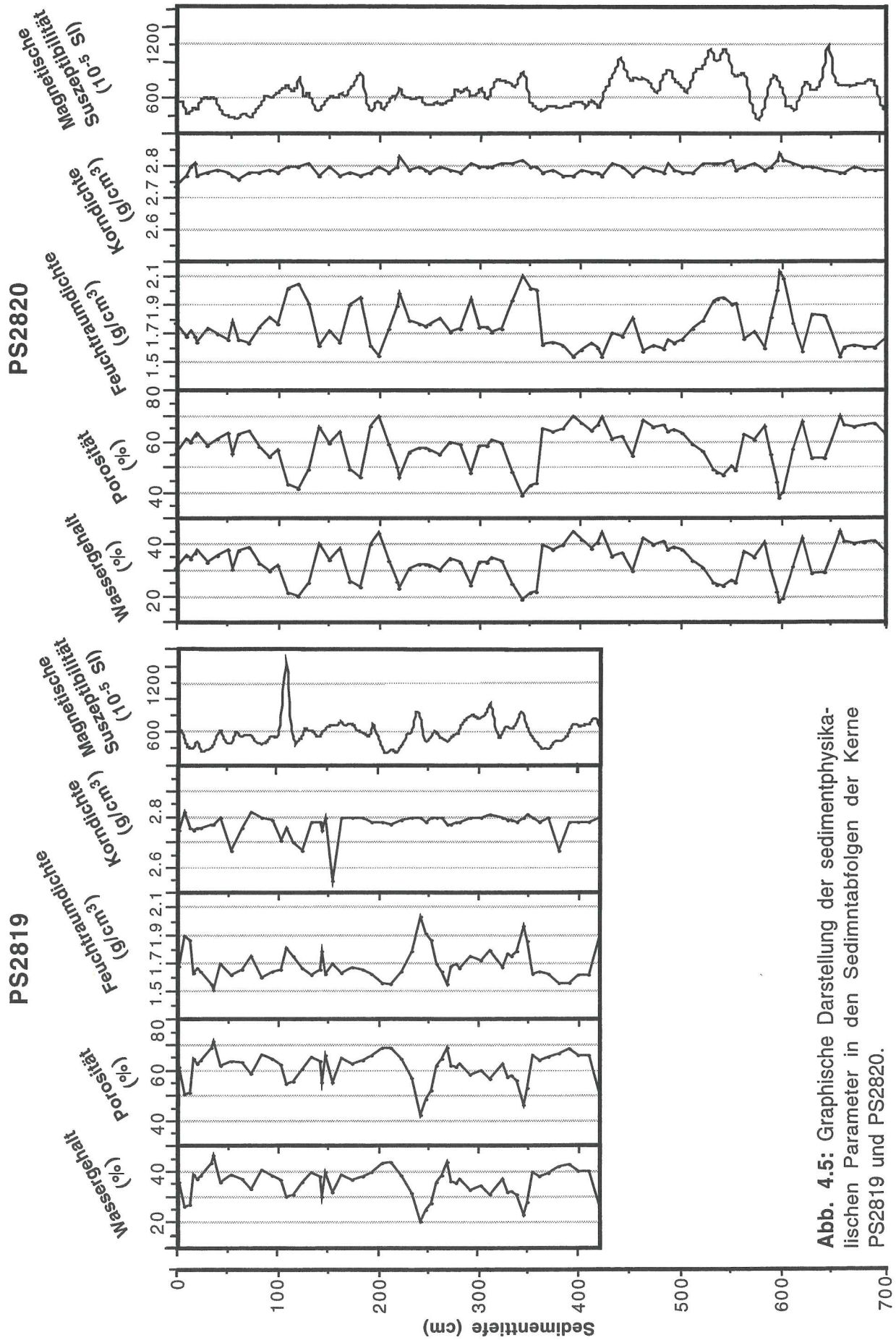


Abb. 4.5: Graphische Darstellung der sedimentphysikalischen Parameter in den Sedimentabfolgen der Kerne PS2819 und PS2820.

Die Wassergehalte des Kernes PS2819 schwanken zwischen 30 Gew.% bis 47 Gew.% und die Porositäten variieren zwischen 50 Vol.% und 72 Vol.%. Auffallend geringe Werte erreicht der Wassergehalt in kiesigen Sandlagen mit maximalen Sandgehalt bei 345 cm und 243 cm Tiefe mit 23 Gew.% bzw. 21 Gew.%, die Porositäten erreichen 47 bzw. 43 Vol.%. In Kern PS2820 schwanken die Wassergehaltswerte zwischen 24 Gew.% und 43 Gew.% und die Porositäten liegen zwischen 48 Vol.% und 69 Vol.%. Die geringsten Wassergehalte liegen in 604 cm, 344 - 359 cm und in 112 - 122 cm Tiefe bei 19 - 21 Gew.% bzw. 40 - 41 Vol.% der Porositäten.

4.2.3 Feuchtraumdichte und Korndichte

Maxima und Minima der Feuchtraumdichten, die aus den Pycnometer-Messdaten errechnet wurden, korrelieren positiv mit der Sandgehaltskurve (PS2819: $r=0,6$; PS2820: $r=0,66$) und sind gegenläufig zu den Wassergehalts- und Porositätswerten (Abb.4.5).

In Kern PS2819 schwankt die Feuchtraumdichte zwischen $1,6 \text{ g/cm}^3$ und $1,8 \text{ g/cm}^3$. Maximale Werte wurden nahe der Kernoberfläche in 8 - 13 cm Tiefe mit $1,9 \text{ g/cm}^3$ gemessen. In 269 cm Tiefe steigt die Feuchtraumdichte von Minimalwerten um $1,56 \text{ g/cm}^3$ auf ein Maximum von $2,04 \text{ g/cm}^3$ in 243 cm Tiefe an, sinkt dann wieder auf ein Minimum von $1,56 \text{ g/cm}^3$ in 204 cm Sedimenttiefe. Die Korndichte in Kern PS2819 zeigt vom Kernende bis in 154 cm Tiefe nur geringe Variationen zwischen $2,77 \text{ g/cm}^3$ und $2,8 \text{ g/cm}^3$. Dagegen sind starke Schwankungen zwischen $2,67 \text{ g/cm}^3$ und $2,82 \text{ g/cm}^3$ im oberen Bereich bis zu 154 cm Tiefe zu beobachten. Hier erreicht sie den niedrigsten Wert von $2,55 \text{ g/cm}^3$. Die Feuchtraumdichten in Kern PS2820 schwanken erheblich zwischen $1,6 \text{ g/cm}^3$ und $2,1 \text{ g/cm}^3$. Die Korndichtekurve zeigt relativ konstante Werte zwischen $2,77 \text{ g/cm}^3$ und $2,83 \text{ g/cm}^3$ im gesamten Kernverlauf.

4.3 Geochemische Parameter

4.3.1 CaCO_3 - und C_{Org} -Verteilung

In beiden Kernen sind die C_{Org} - und Kalziumkarbonatgehalte insgesamt niedrig (Abb. 4.6). Die Kalziumkarbonatwerte in Kern PS2819 schwanken

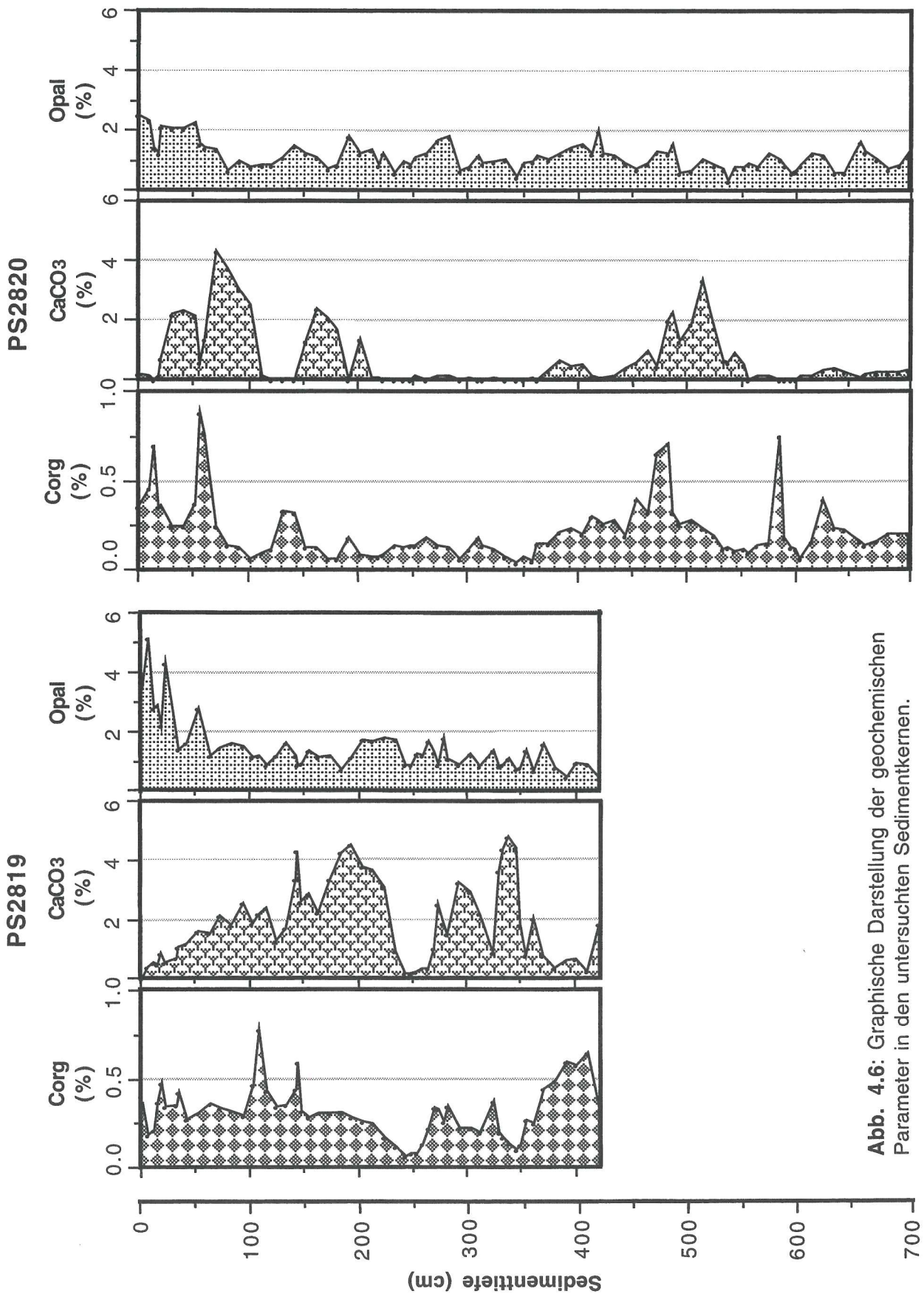


Abb. 4.6: Graphische Darstellung der geochemischen Parameter in den untersuchten Sedimentkernen.

zwischen 0 und 4,8 Gew.%. Ab dem Höchstwert von 4,78 Gew.% in 339 cm Tiefe nehmen die Kalziumkarbonatgehalte bis in 269 cm Tiefe ab, sinken dann bis 234 cm auf niedrige Werte um 0,2 Gew.% und steigen noch einmal auf ein Maximum von 4,55 Gew.% in 194 cm Tiefe an. Die sehr geringen Gehalte an organisch gebundenen Kohlenstoff in Kern PS2819 liegen im wesentlichen zwischen 0,07 und 0,35 Gew.%. Auffällige Maximalwerte mit 0,6 - 0,78 Gew.% liegen im Bereich von 411 cm, 391 cm sowie zwischen 145 cm und 108 cm. Zwischen 253 und 243 cm Kerntiefe wurden Minimalwerte um 0,07 Gew.% gemessen. Im Kern PS2820 sind die Kalziumkarbonat- und Corg-Gehalte wie in Kern PS2819 niedrig. Die Kalziumkarbonatwerte variieren erheblich zwischen 0 und 2,45 Gew.%, wobei karbonatfreie Bereiche zwischen Kernende und 556 cm, 364 cm und 222 cm und 142 cm und 112 cm Tiefe liegen. Die Gehalte an organisch gebundenem Kohlenstoff liegen zwischen 0,1 Gew.% und 0,47 Gew.%. Erhöhte Werte zwischen 0,7 und 0,9 Gew.% erreicht die Corg-Kurve in 584 cm, 484 cm, 57 cm und 16 cm Tiefe.

4.3.2 Verteilung des Biogenopal im Sediment

Die Opalkurve zeigt in Kern PS2819 und PS2820 eine Zunahme der Gehalte zur Kernoberfläche hin (Abb.4.6). In beiden Kernen variieren die Werte zwischen 0,3 und 1,9 Gew.% Biogenopal. Über 2 Gew.% steigen die Gehalte nur an der Kernoberfläche. In Kern PS2819 fallen die sprunghaften Anstiege bei 54 cm auf 2,78 Gew.%, bei 24 cm auf 4,38 und bei 8 cm auf 5,2 Gew.% auf. Die Opalwerte in Kern PS2820 liegen bis in 52 cm Kerntiefe nur geringfügig über 2 Gew.%. Der Maximalwert wurde bei 2 cm mit 2,55 Gew.% gemessen.

4.4 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse

Die Verhältnisse der stabilen Isotope, $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$, wurden an den Kalzitgehäusen der sinistralen planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* durchgeführt. Kern PS2819 konnte bis auf die karbonatfreien Horizonte zwischen 264 cm und 234 cm Kerntiefe und zwischen 37 cm und Kernoberfläche durchgehend gemessen werden. Kern PS2820 weist dagegen erhebliche Meßlücken auf, da eine kontinuierliche Messung aufgrund fehlender Foraminiferengehäuse nicht möglich war (Abb. 4.7).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Sedimenten des Kernes PS2819 bewegen sich zwischen 4,51 ‰ und 4,73 ‰. Die schwersten Isotopenwerte wurden bei

273 cm und im Bereich zwischen 64 cm und 94 cm mit bis zu 4,86 ‰ gemessen. Generell kann man eine Zunahme der Isotopenwerte zur Kernoberfläche hin beobachten. Der leichteste $\delta^{18}\text{O}$ -Wert liegt am Kernende bei 411 cm mit 4,28 ‰. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte schwanken zwischen 0,1 ‰ und -0,22 ‰ mit einem Maximum von 0,43 ‰ bei 224 cm. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Kernes PS2820 liegen um 4,60 ‰ und 4,79 ‰. Die leichtesten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind im unteren Bereich, zwischen 544 cm und 454 cm mit -0,3 ‰ bis -0,49 ‰ gemessen worden. Die höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden im oberen Teil des Kernes, zwischen 102 cm und 22 cm, mit 0,12 ‰ bis 0,23 ‰ gemessen.

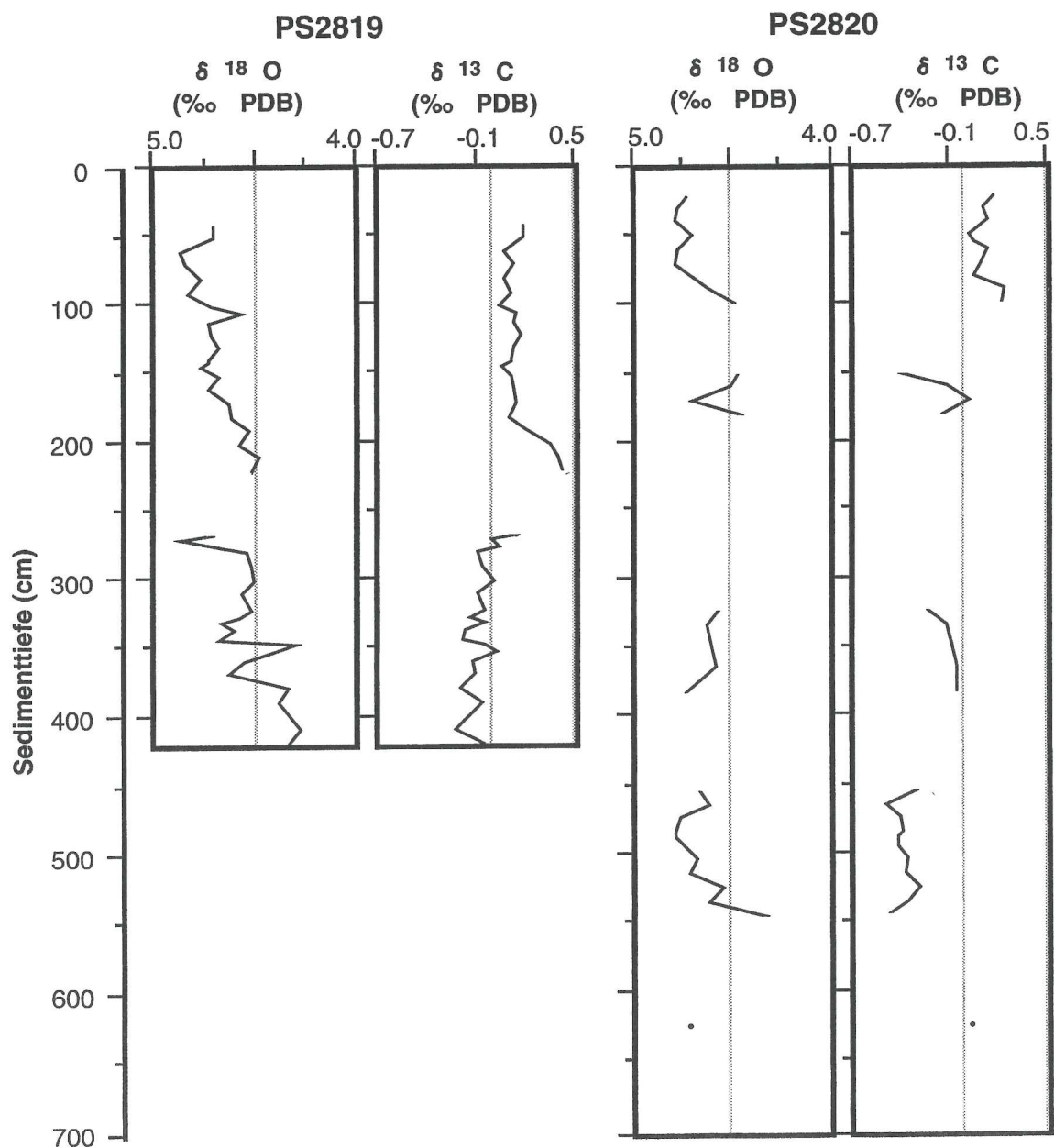


Abb. 4.7: Verhältnisse der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in den Sedimentabfolgen der Kerne PS2819 und PS2820. Die Lücken charakterisieren die Horizonte in denen keine *Neogloboquadrina pachyderma* zur Messung vorlagen.

4.5 Verteilung des eisverfrachteten Materials (IRD)

Das in den Radiographien ausgezählte eisverfrachtete Material variiert erheblich in beiden Kernen zwischen 2 bis 14 Kieskörnern pro 10 cm^3 Sediment (Abb. 4.8). Die IRD-reichen Horizonte spiegeln sich in der Kiesverteilungskurve wider. In Kern PS2819 wurden zwischen 228 cm und 226 cm Maxima mit bis zu 18 Kieskörnern pro 10 cm^3 ausgezählt. Generell kann man in beiden Kernen eine durchgehende Sedimentation von IRD feststellen. In Kern PS2820 ist der IRD-Anteil mit 3 Kieskörnern pro 10 cm^3 im Mittel im unteren Kernabschnitt bis 360 cm Tiefe deutlich geringer als im oberen Kernabschnitt.

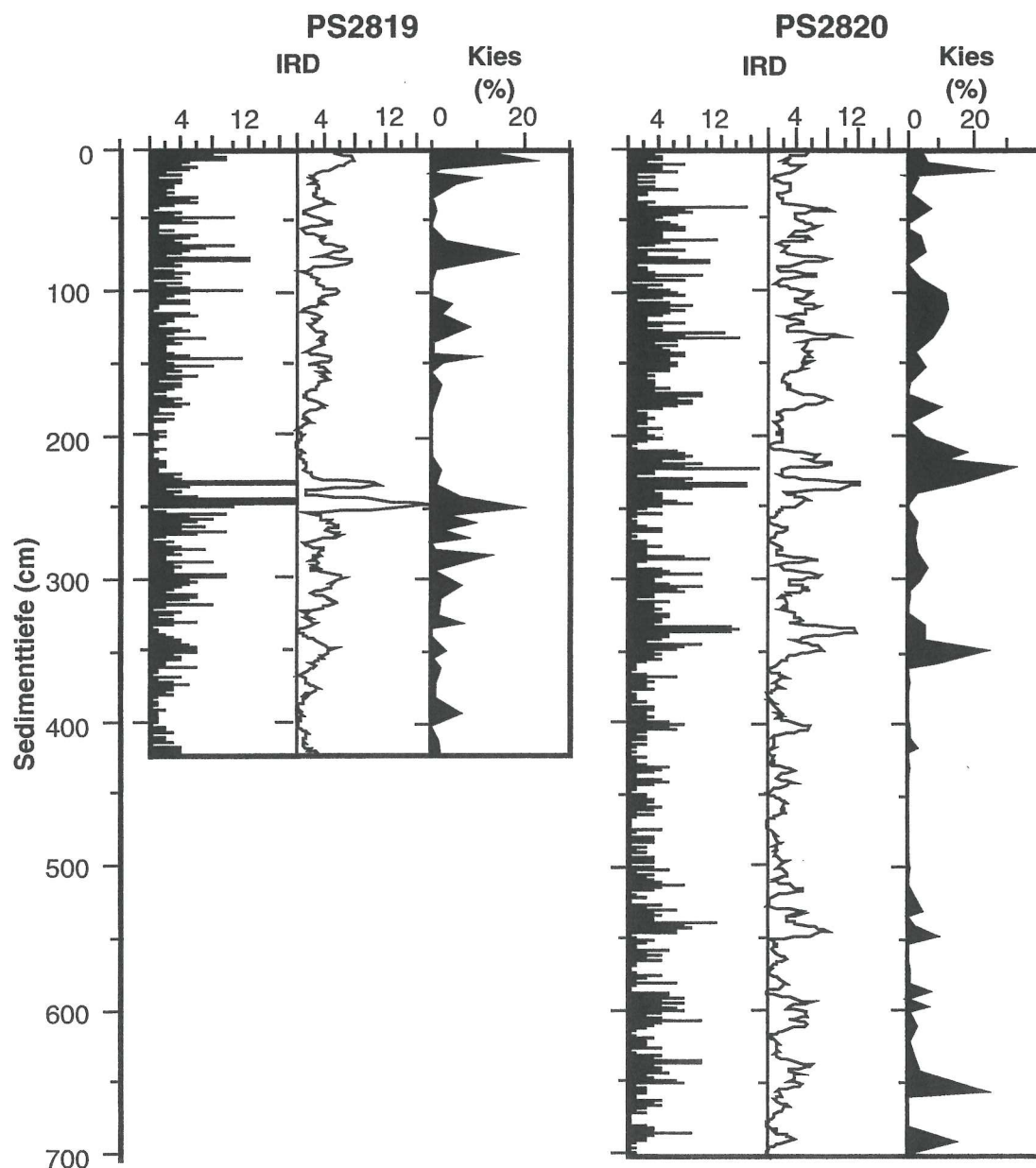


Abb. 4.8: Graphische Darstellung der IRD-Verteilung, des IRD-Parameters und des Kiesanteils in den Sedimentabfolgen der Kerne PS2819 und PS2820.

4.6 Korngrößenverteilung

Die Sedimente des Kerne PS2819 und PS2820, die ein breites Korngrößenspektrum aufweisen, wurden nach dem ternären Diagramm von SHEPARD (1954) klassifiziert (Abb. 4.9) und als Verteilungskurven (Abb.4.10) dargestellt. Nach der Klassifizierung von SHEPARD werden die Sedimente im wesentlichen in tonigen Silt, siltigen Kies-Sand und ‚mud‘ mit Kies und Sand eingeteilt, wobei PS2820 etwas höhere Anteile an grobkörnigem Material aufweist. Die Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilungskurven zeigen deutliche Schwankungen in den Korngrößengehalten. Die Siltgehalte in Kern PS2819 schwanken zwischen 30 und 55 Gew.% und die Tongehalte zwischen 20 und 45 Gew.%. Die Sand- und Kiesgehalte variieren zwischen 10 und 30 Gew.%,

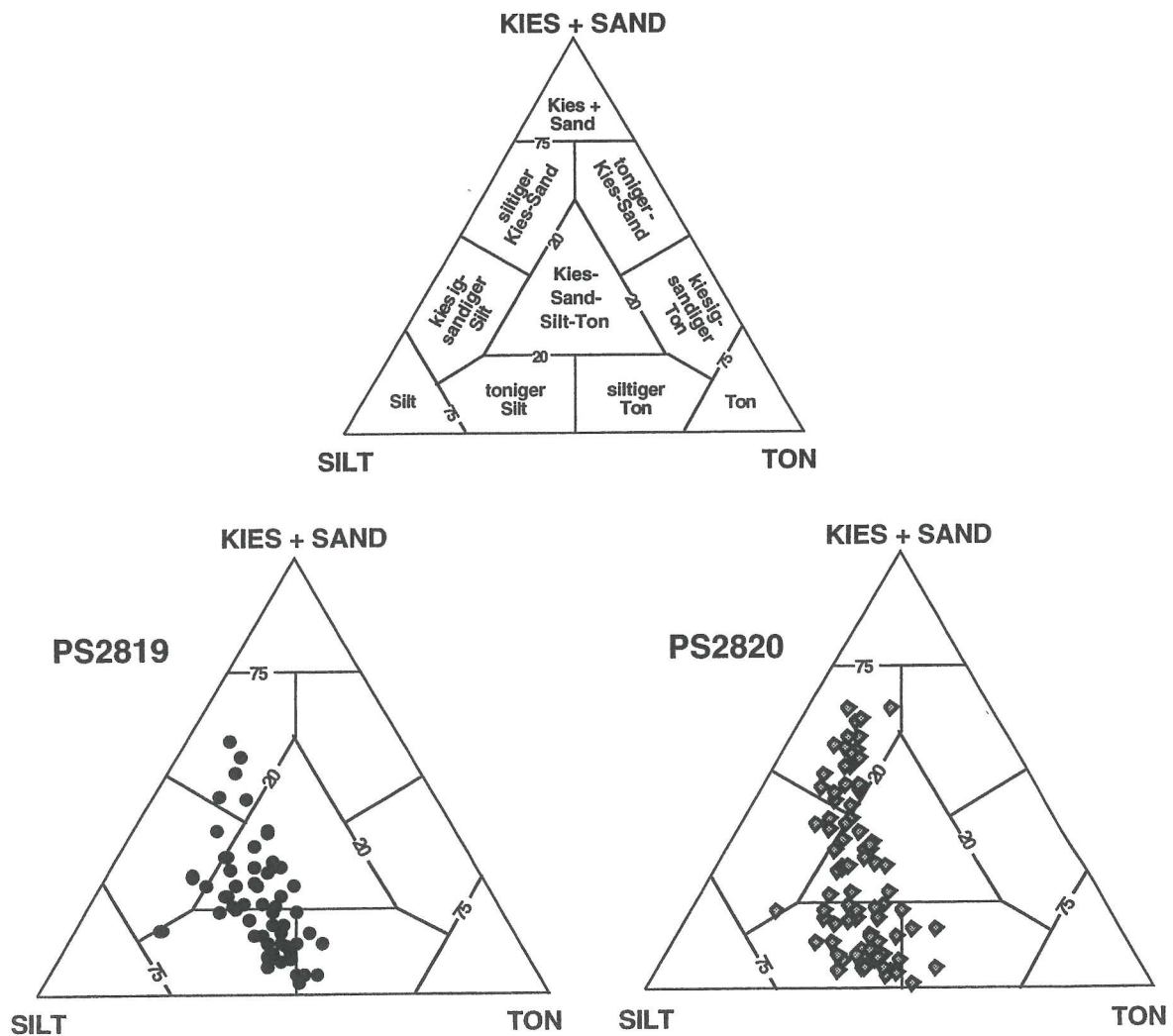


Abb. 4.9: Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung im ternären Diagramm (verändert nach SHEPARD, 1954). PS2819 und PS2820 zeigen ähnliche Verteilungen, die nach SHEPARD hauptsächlich im Bereich von tonigem Silt und siltigem Kies-Sand liegen.

wobei sie Minimalwerte von weniger als 10 Gew.% zwischen 224 cm und 184 cm Sedimenttiefe erreichen. In PS2820 ist sehr auffällig, daß die Kies- und Sandgehalte zwischen 504 cm und 364 cm Tiefe mit 2 bis 12 Gew.% sehr niedrig sind, während die Silt- und Tonfraktionen bis zu 50 Gew.% erreichen können. Im oberen Kernabschnitt wechseln dagegen silt- und tonreiche Horizonte mit kiesig-sandigen Horizonten bis in 92 cm Sedimenttiefe. Zur Kernoberfläche hin wird das Korngrößenspektrum mit Siltgehalten um 40 bis

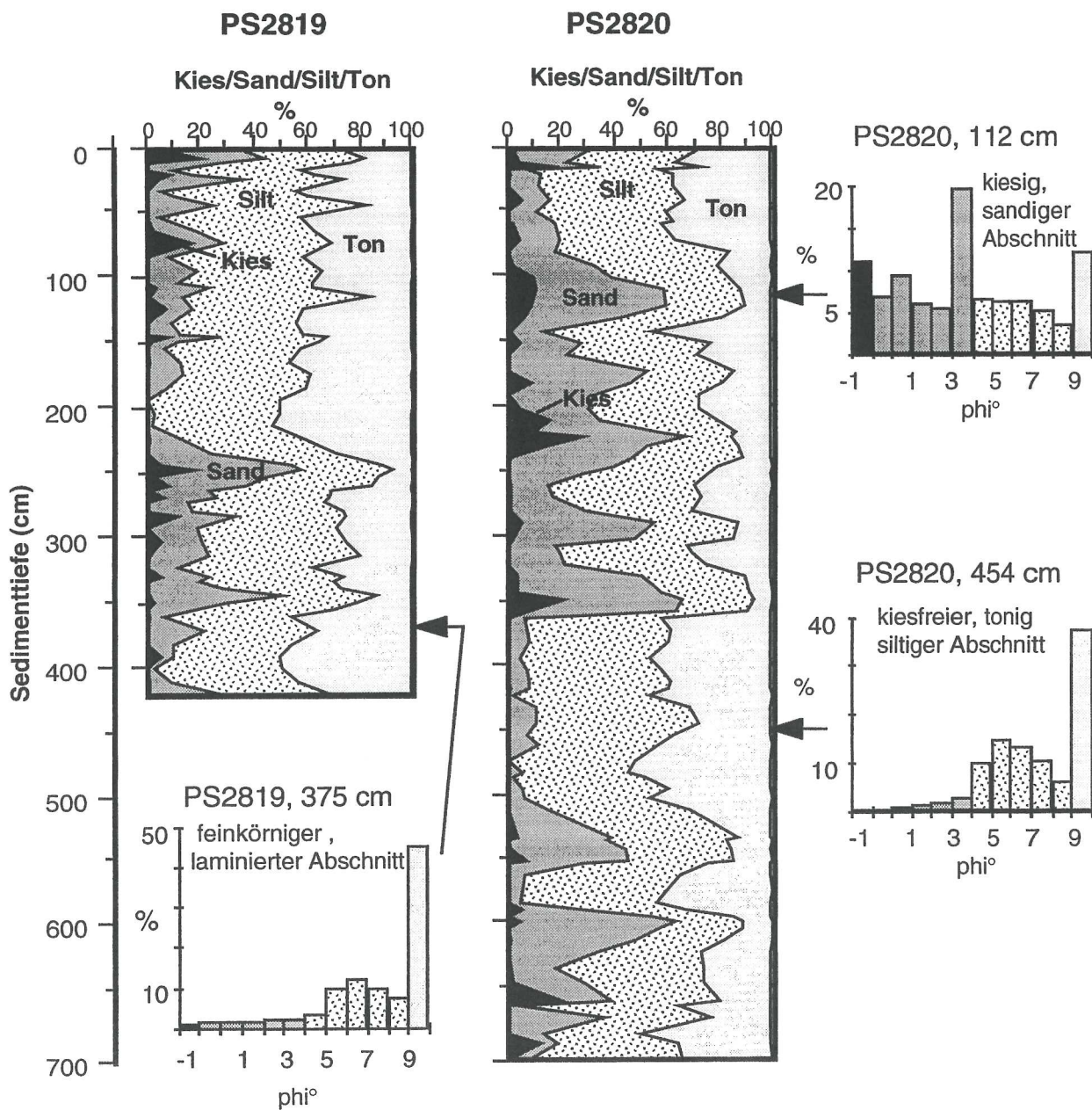


Abb. 4.10: Darstellung der prozentualen Kies/Sand/Silt/Ton-Anteile am Gesamtsediment in den Sedimentabfolgen der Kerne PS2819 und PS2820.

50 Gew.% wieder feinkörniger. Die Sedimente der obersten 20 cm sind, wie auch im Kern PS2819, mit Sandgehalten um 20 Gew.% grobkörniger. Die Korngrößenfraktionen innerhalb der Siltfraktion gibt das breite Korngrößenspektrum der untersuchten Sedimente wieder. Die meisten der Proben zeigen ein polymodales Verteilungsmuster mit einer mittleren Korngröße (Mean) von 4-7 Phi° im Grob- bis Mittelsiltbereich. In Sedimentabschnitten mit hohem Kies- und Sandanteil liegt der Mean mit 4-5 Phi° im Bereich des sehr groben Siltes. Feinkörnige Sedimentabschnitte mit hohem Ton- und Siltanteil liegen dagegen im Bereich von Mittelsilt mit 6-7 Phi° (Abb. 4.10).

4.7 Mineralverteilung in der Tonfraktion

Die Tonmineralvergesellschaftung in den Sedimentkernen bestehen hauptsächlich aus Illiten, Smektiten und Chloriten. Kaolinit lag aufgrund seiner sehr geringen Gehalte unter der Nachweisgrenze. Die Anteile der Tonmineralgruppen schwanken erheblich in den Sedimentabfolgen der bearbeiteten Kerne. In Kern PS2819 erreichen die Smektitgehalte etwa 10 bis 35 %. Der Illitanteil schwankt zwischen 25 und 60 % und Chlorit erreicht Gehalte von 30 bis 45 %. In Kern PS2820 variieren die Smektitgehalte zwischen 15 und 40 %, Illit erreicht Gehalte bis zu 50 % und Chlorit ist mit 20 bis 30 % vertreten.

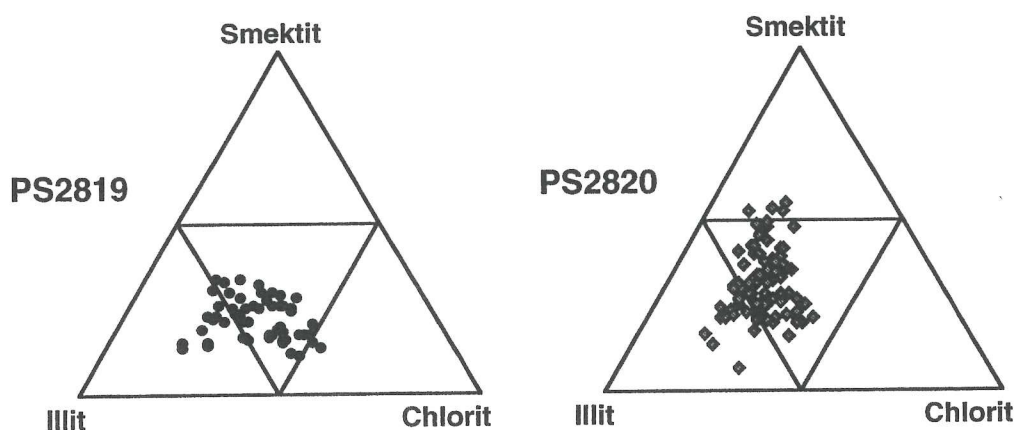


Abb. 4.11: Vergesellschaftung der röntgenographisch identifizierten Tonminerale Smektit, Illit und Chlorit in den Sedimenten der Kerne PS2819 und PS2820.

5 Diskussion

5.1 Eintrag des terrigenen Detritus durch Eisberge auf den Kontinentalhang

Die Meereisbedeckung und die oszillierende Schelfeiskante spielen als Steuerungsfaktoren der Sedimentationsprozesse im Weddellmeer eine wichtige Rolle. Die Verteilung des eistransportierten Materials glazialmariner Sedimente ist ein wichtiger Aspekt, der, unterstützt durch zusätzliche Parameter, Aussagen über den Wechsel von Interglazialen und Glazialen erlaubt. GROBE (1986, 1987) setzt voraus, daß in kontinentnahen Ablagerungen des Weddellmeeres der Kiesgehalt repräsentativ für den Eintrag durch Eisberge ist. Im Gegensatz zu Eisbergen, die von Gletschern oder Eisströmen kalben, führen Eisberge, die von Schelfeisen des ostantarktischen Schildes kalben, kein oder nur geringe Mengen detritischen Materials (DENTON et al., 1971). Überschreitet das Inlandeis die Grundlinie, schmilzt die basale Sedimentfracht aufgrund hoher Schmelzraten bereits im zusammenhängenden Schelfeis und sedimentiert auf den Schelf (DOMACK, 1982). Nach GROBE (1986) entstehen Eisberge von Schelfeisen, die ihre basal angefrorenen Sedimente über dem Kontinentalhang sedimentieren, durch steigenden Meeresspiegel, so daß der aufliegende Eisschelf mit dem Anheben sofort Eisberge produziert. Auch ein glazialer Vorstoß des Schelfeises bis zur Schelfkante produziert über dem Hang kalbende Eisberge. Von schmalen Schelfeisen, deren Kalbungslinie in geringer Entfernung der Grundlinie liegt, kalben ebenfalls sedimenttragende Eisberge (ELVERHØI & ROALDSET, 1983).

Die Korngrößenverteilungskurven der Sedimentabfolgen der Kerne PS2819 und PS2820, insbesondere die Schwankungen in den IRD-Gehalten, bestätigen die Theorie, daß der IRD-Gehalt insbesondere in den kurzen Übergangsphasen von Glazial zu Interglazial stark zunimmt. Der rasche Meeresspiegelanstieg führt zum Aufschwimmen der Eismassen, die zuvor auf dem Schelf auflagen und Sediment an ihrer Basis angefroren haben. Durch das anschließende Zerbrechen kommt es zu einer hohen Kalbungsrate, die zu einem verstärkten IRD-Eintrag führt. Der IRD-Gehalt nimmt ab, sobald sich die Schelfeise bis zur Grundlinie zurückgezogen haben und keine Eisberge mehr produziert werden. An den Übergängen von Warmzeiten zu Kaltzeiten ist in den Verteilungskurven der

gegenläufige Trend, nämlich eine Zunahme des feinkörnigen Materials deutlich zu erkennen, infolge wachsender Meereisbedeckung.

5.2 Stratigraphie

Durch Bestimmung der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverhältnisse mariner Karbonate lassen sich Aussagen über globale Klimaschwankungen des Quartärs treffen (MARTINSON et al., 1987). Die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an Sedimentkernen des Südpolarmeeres wurden an der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral durchgeführt und auf die globale Isotopenstratigraphie kalibriert (IMBRIE et al., 1984, GROBE et al., 1990, GROBE & MACKENSEN, 1992). Im CaCO_3 der Gehäuseschalen ist das jeweils herrschende $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis des Meerwassers zur Zeit der Wachstumsperiode gespeichert (EMILIANI, 1955). Insbesondere das $\delta^{18}\text{O}$ -Signal gibt Aufschluß über Änderungen im Eisvolumen. Durch Verdunstung über dem Meerwasser wird das isotopisch leichtere ^{16}O im Wasserdampf angereichert. Während Glazialzeiten werden bei der Bildung der Eiskappen diese ^{16}O -reichen Niederschläge in Form von Schnee und Eis kontinental gebunden, während das schwerere ^{18}O im Meerwasser, somit auch in den Karbonatschalen, relativ angereichert wird (globaler Eiseffekt) (SHACKLETON & OPDYKE, 1973). Im Interglazial sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse im Meerwasser erhöht, da das leichte ^{12}C verstärkt in der terrestrischen Biomasse (SHACKLETON, 1977) und in organischem Material kontinentaler Schelfsedimente gebunden ist (BROECKER, 1982).

Aufgrund fehlender Exemplare der Foraminiferenart *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral in Horizonten der bearbeiteten Sedimentkerne PS2819 und PS2820 entstanden erhebliche Meßlücken in den resultierenden Isotopenkurven. Da die Sedimente des Kontinentalhanges im Einflußbereich glaziologischer Prozesse liegen, ist zu erwarten, daß Schmelzwassereffekte zu leichteren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten führen (EMILIANI et al., 1975, WEBER, 1992). Jedoch erreichen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Proben nur schwere Werte zwischen 4,5 und 5 ‰. Die für das östliche Weddellmeer für Warmzeiten typischen leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 3,6 ‰ werden in beiden Kernen nicht erreicht (GROBE et al., 1993). Somit ist ein Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse mit der globalen Isotopenstratigraphie nicht oder nur teilweise möglich. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Sedimentabfolgen deshalb mit dem lithostratigraphischen Modell

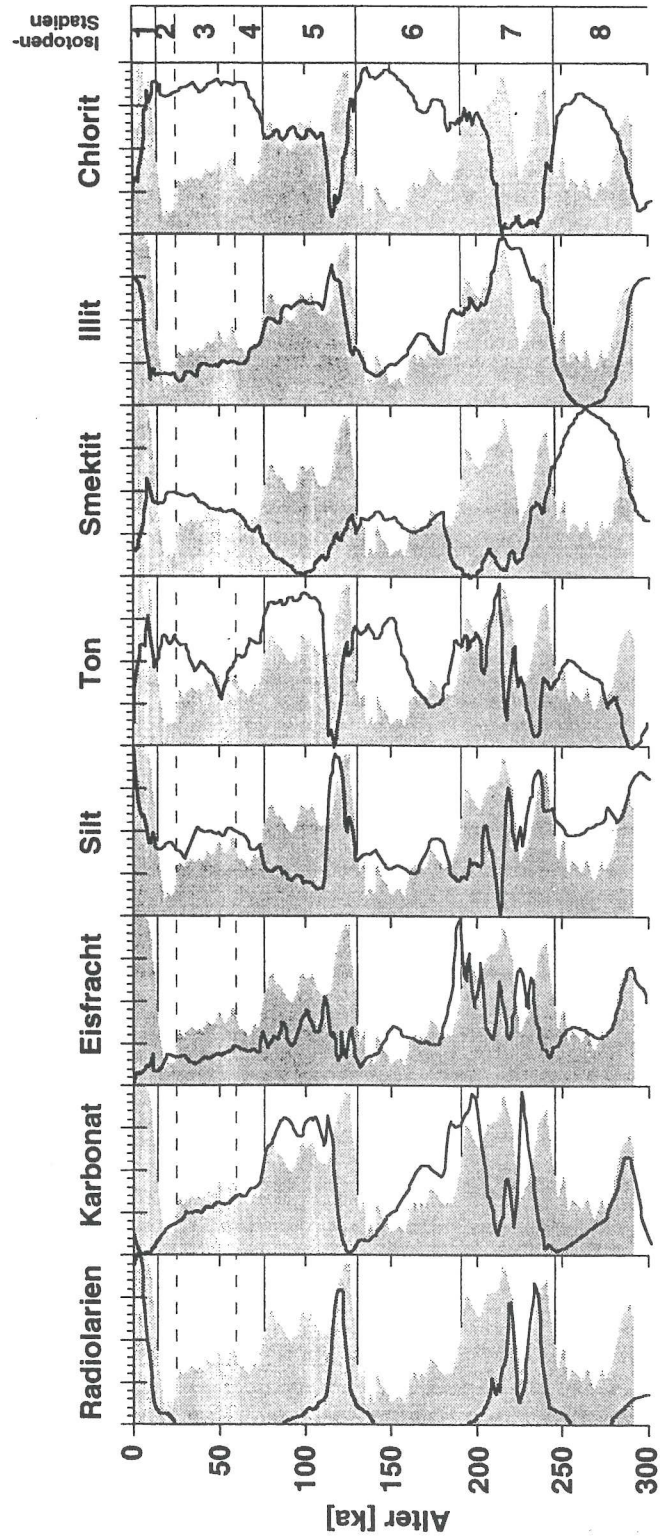


Abb. 5.1: Graphische Korrelation gestapelter Parameter von Hangsedimenten des östlichen Weddellmeeres mit der Isotopenstratigraphie (grau unterlegt) nach MARTINSON et al. (1987) für die beiden letzten Klimazyklen (GROBE & MACKENSEN, 1992).

von GROBE & MACKENSEN (1992) chronostratigraphisch datiert (Abb. 5.2/Abb. 5.3).

Das Modell basiert auf der Korrelation der Isotopenkurve des Kerns PS1388 mit verschiedenen sedimentologischen Parametern und zeigt, daß signifikante lithologische Variationen auf Änderungen in der Zusammensetzung und Eintrag des terrigenen Detritus sowie auf Änderungen in der Paläoproduktivität zurückzuführen sind, und diese mit klimatischen Wechseln korreliert werden können. Anhand Messungen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope dieses Kernes und des benachbarten Kerns PS1506 konnte erstmals eine detaillierte Stratigraphie für Sedimente vom antarktischen Kontinentalhang erstellt werden und mit der globalen Isotopenchronologie korreliert werden. Für die Erstellung des lithologischen Modells wurden an 11 Kernen eines ausgewählten Gebietes Altersmodelle berechnet, die verschiedenen Parameter auf identische Wertebereiche normiert und die Kerne in äquidistante Zeitschritte von 1000 Jahren unterteilt. Die resultierenden gestapelten Daten wurden graphisch mit der Isotopenstratigraphie nach MARTINSON et al. (1987) korreliert (GROBE & MACKENSEN, 1992, GROBE et al., 1993, Abb.5.1).

5.3 Fazielle Gliederung der Sedimente

Anhand der sedimentologischen Parameter kann eine Klassifizierung der Sedimente in verschiedene Sedimentfazies vorgenommen werden. So ist es möglich die Fazies verschiedenen Ablagerungsräumen und -bedingungen zuzuordnen (GROBE, 1987, GROBE & MACKENSEN, 1992). Zur Klassifizierung wurden geochemische Parameter, wie Biogenopal, Corg und CaCO₃, Korngrößenverteilungen und Tonmineralvergesellschaftungen herangezogen. Der Tongehalt und die Tonmineralvergesellschaftungen glazialmariner Sedimente im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres reflektieren Wechsel zwischen Glazialen und Interglazialen, und erlauben Aussagen über Herkunftsgebiete, Transportwege und Art der Anlieferung terrigenen Materials wie zum Beispiel durch Strömungen oder Eisberge (EHRMANN et al., 1992; PETSCHICK et al., 1996; DIEKMANN et al., 1996).

5.3.1 Opalfazies

Die charakteristischen Merkmale der von GROBE & MACKENSEN (1992) beschriebenen Opalfazies, die holozänen Ablagerungen zugeordnet wird, sind hier vertreten. Das Isotopenstadium 1 kann eindeutig in beiden Kernen zugeordnet werden. Der Opalanteil, der durch kieselige Mikrofossilien wie Radiolarien und Diatomeen hervorgerufen wird, ist im Vergleich relativ hoch. Das intensiv bioturbirte Sediment ist mit weniger als 1 Gew.% CaCO₃ in PS2819 fast karbonatfrei. In Kern PS2820 liegen sie um 2%. Zur Bestimmung der Isotopenverhältnisse lagen nicht genügend Exemplare der Foraminiferenart vor. Der IRD-Anteil nimmt durch verstärkten Eistransport zur Kernoberfläche deutlich zu, welches sich auch in höheren Illitgehalten bemerkbar macht.

5.3.2 Laminitfazies

Diese für das Hochglazial typische Fazies liegt in Kern PS2819 zwischen dem Kernende bis in 356 cm Tiefe vor. Die Laminitfazies ist durch feinlaminierte, nicht bioturbirte Sedimente ausgezeichnet, die aus einer Wechsellagerung von Silt und Ton besteht. Die Sedimente werden hauptsächlich durch Strömungen abgelagert, da eine geschlossene Meereisbedeckung die Drift von Eisbergen verhindert. Die siltigen Lagen führen einen sehr geringen IRD Anteil. Die für die Laminitfazies typisch hohen Smektit-Gehalte können hier nicht nachgewiesen werden. Jedoch liegen erhöhte Chloritgehalte vor, die auf Schwankungen in der Meereisbedeckung schließen lassen. Dafür sprechen auch die in den Siltlagen vereinzelt abgelagerten IRD-Anteile, die jedoch auch durch Schwankungen in der Strömungsintensität der am Hang fließenden Konturströme erklärt werden können. Sehr geringe Anteile von Karbonat und biogenem Opal deuten auf eine verminderte Bioproduktivität, die durch die geschlossene Meereisdecke hervorgerufen wird. Jedoch ist der Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff erhöht.

5.3.3 Karbonatfazies

In der Karbonatfazies ist ein signifikanter Anteil von Karbonat vertreten, der durch das Kalzitgehäuse der planktischen *Neogloboquadrina pachyderma* bestimmt wird. In beiden Kernen ist eine intensive bis moderate Bioturbation in den Abschnitten der Karbonatfazies zu beobachten. Im Gegensatz zur Opalfazies sind die Illitgehalte niedriger und der Tongehalt nimmt

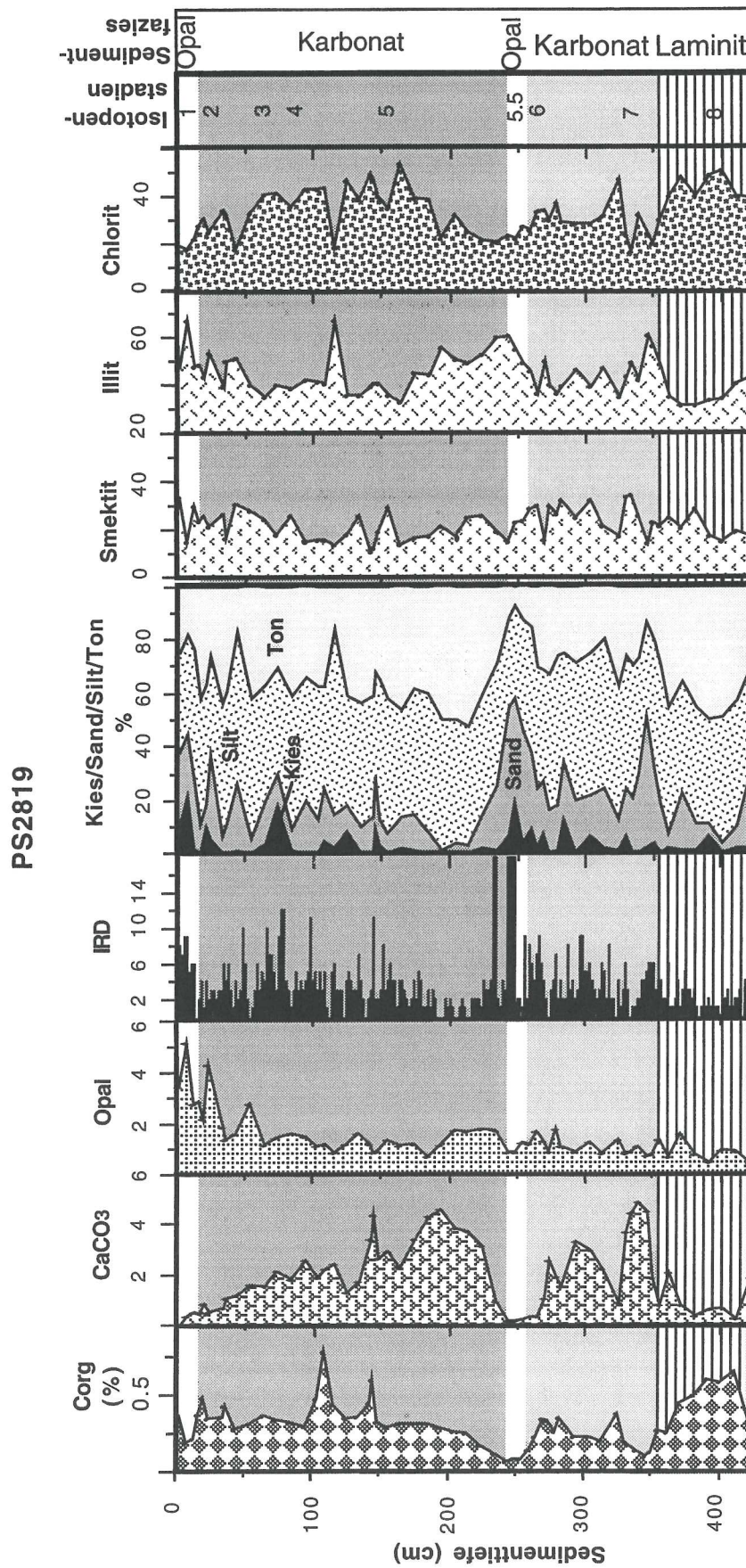


Abb. 5.2: Korrelation der sedimentologischen Parameter mit den marinen Isotopenstadien anhand der Sedimentfazies.

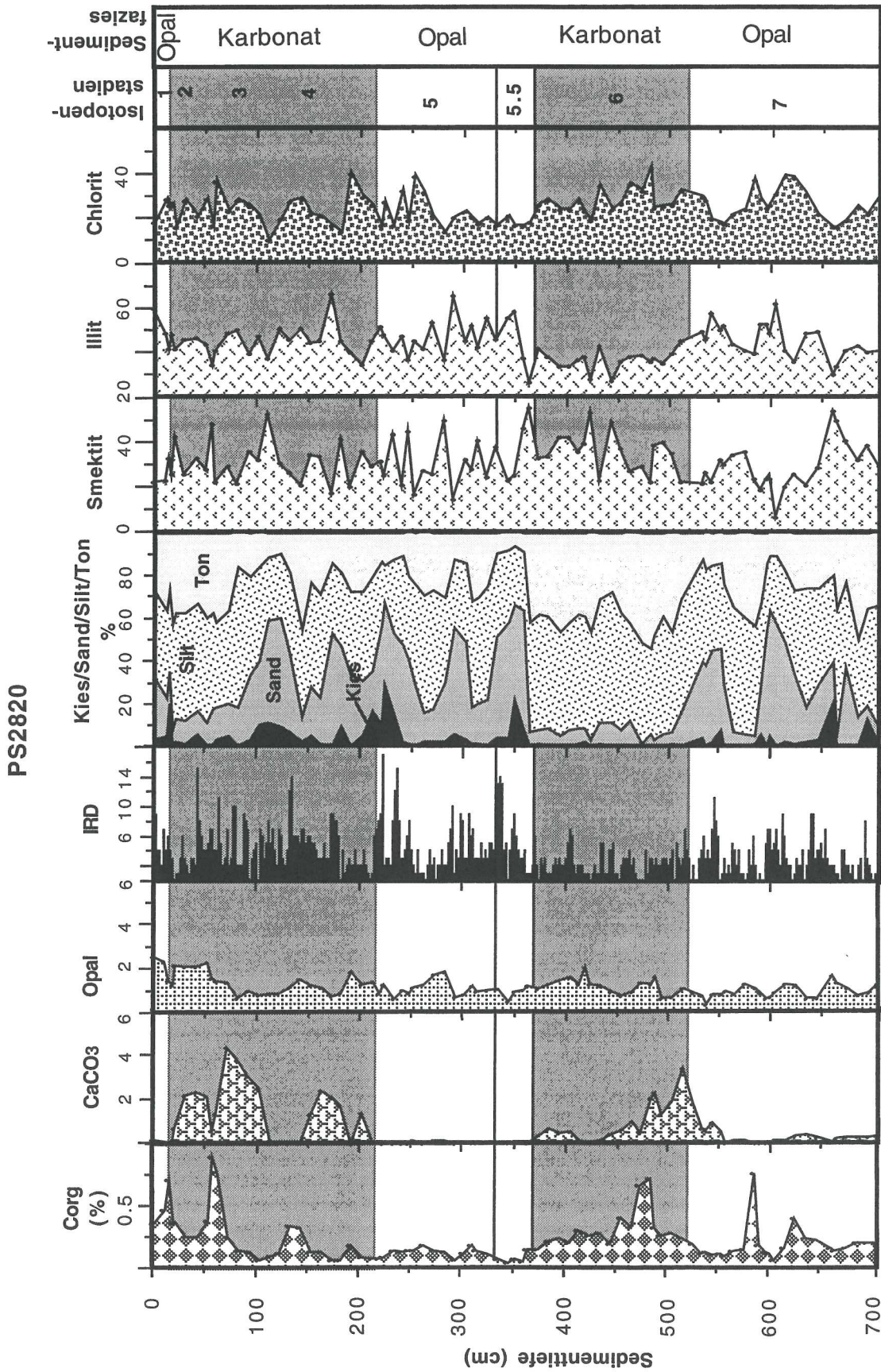


Abb. 5.3: Korrelation der sedimentologischen Parameter mit den marinen Isotopenstadien.

ab. Die Korngrößenverteilung wird durch Silt dominiert. Kies- und Sandanteile spielen im Vergleich zu den Silt- und Tongehalten eine untergeordnete Rolle.

5.4 Sedimentationsmodell für eine Glazial-Interglazial-Abfolge

Die kurzen Übergangsphasen von einem Glazial zu einem Interglazial sind durch hohe IRD-Gehalte in den Sedimenten dokumentiert. Durch den raschen Meeresspiegelanstieg werden die auf dem Schelf aufliegenden Eismassen angehoben und produzieren mit einer hohen Kalbungsrate sedimentbeladene Eisberge. Sie verlieren ihre Fracht über dem Kontinentalhang oder transportieren diese aufgrund der großen Mengen an basal eingefrorenen Schelfsedimenten bis in die Tiefsee. Durch die hohe Produktion der Eisberge kommt es am Übergang eines Glazials zu einem Interglazial zu erhöhten Sedimentationsraten, die mit dem Rückzug der Schelfeise bis zur Grundlinie abnehmen.

Im Interglazial wird der Rückzug der Meereisdecke und der Schelfeiskante durch das NADW als Wärmequelle gefördert. Durch erhöhten Lichteinfall ins Oberflächenwasser kommt es zur verstärkten Produktivität, die sich in erhöhten Opalgehalten in den Sedimenten auszeichnet. Zudem sind die Sedimente des Klimaoptimums karbonatfrei oder haben nur sehr geringe Kalziumkarbonatgehalte, da die Karbonatschalen der Mikrofossilien durch verstärkte CO₂-Produktion im Meerwasser gelöst werden. Das Korngrößenspektrum der interglazialen Fazies liegt im grobkörnigen Bereich, jedoch ist der IRD-Anteil relativ gering. Durch verstärkte Strömungen werden siltige Sedimente abgelagert. Die Tonmineralvergesellschaftung zeichnet sich durch erhöhte Illitanteile aus.

An der Grenze von Interglazial zu Glazial sinkt der Meeresspiegel und die Meereisbedeckung nimmt rasch zu. Durch Anwachsen der kontinentalen Eismassen kommt es direkt zu Beginn der Übergangsphase zu einem verstärkten IRD Eintrag durch Eisberge. Durch den reduzierten Lichteintrag vermindert sich die Primärproduktion im Oberflächenwasser, welches sich in den niedrigen Opalgehalten widerspiegelt. Infolge der Absenkung der CCD bis etwa 4000 m können karbonatschalige Mikrofossilien in den Hangsedimenten

erhalten werden. Aufgrund geringere Bodenströmungsgeschwindigkeiten nimmt der Anteil an feinkörnigem Material zu.

Das Glazial ist durch die ganzjährige Meereisdecke und den niedrigen Meeresspiegel gekennzeichnet. Geringe biologische Produktion führt im Sediment zu geringen Opal- und Karbonatgehalten. Die Eismassen liegen auf dem Schelf auf und reichen bis zur Schelfkante. Glaziale episodische Eisvorstöße tragen dazu bei, daß Schelfsedimente durch gravitativen Sedimenttransport als proximale Turbidite auf die flachere Hangterrasse abgelagert werden können. Während eines Hochglazials können unter der geschlossenen Meereisdecke Konturite am Hang abgelagert werden, die auf unterschiedliche Intensitäten der Bodenströmung zurückzuführen sind.

6 Danksagung

Herrn Prof. Dr. D. K. Fütterer danke ich für die Möglichkeit meine Diplomarbeit am Alfred-Wegener-Institut durchzuführen. Dem Initiator dieser Diplomarbeit, Herrn Dr. Hannes Grobe, danke ich für die wissenschaftliche Fragestellung und freundliche Bereitstellung von Datensätzen, ohne die die Durchführung dieser Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Meinen Betreuern, Herrn Dr. Gerhard Kuhn, der mein Interesse für die Geologie der Antarktis weckte, und Herrn Prof. Dr. Werner Ricken vom Geologischen Institut der Universität zu Köln, möchte ich für die gute Zusammenarbeit sowie der Begutachtung und dem Interesse an meiner Diplomarbeit herzlich danken.

Mein besonderer Dank gilt Claus-Dieter Hillenbrand, der durch sein ständiges Interesse am Fortgang dieser Arbeit, seinem Entgegenkommen, seiner Diskussionsbereitschaft sowie der kritischen Durchsicht des Manuskriptes zum wesentlichen Erfolg dieser Arbeit beigetragen hat. Ebenfalls besonders herzlich möchte ich mich bei Herrn Dr. B. Diekmann bedanken. Durch seine Bemühungen und fachlichen Anregungen konnte ich meine Kenntnisse über Tonmineralogie, Röntgendiffraktometrie sowie Korngrößenanalysen vertiefen.

Allen Mitarbeitern des Alfred-Wegener-Institutes, besonders Rita Fröhling, Michael Seebeck und Gabi Traue, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, sei herzlichst gedankt für die ständige Hilfsbereitschaft in allen labortechnischen Fragen. Erwähnt seien auch Anja Nimmergut, Miriam Rudolph, Stefanie Schuhmacher, Dominik Weiel und besonders Bernd Censarek, die mir mit Tips und Anregungen jeder Zeit zur Seite standen. Meinem Freund und Kollegen aus der Physik II, Michael Schodlok, danke ich für die Einführung in die Ozeanographie des Weddellmeeres und die Nachsichtigkeit gegenüber meinen Launen in den letzten Wochen.

Bedanken möchte ich mich auch bei Silvia Janisch, Heike Roeben, Gabi Traue, Maren Thomas und besonders bei Helga Rhodes für das

freundschaftliche Verhältnis, daß nicht nur im Arbeitszimmer bestand. Insbesondere Claudia Leng gilt mein Dank für die Lösung alltäglicher und nicht alltäglicher Probleme. Thorsten Büsselberg danke ich für die intensive mail-Freundschaft und seelische Betreuung über große Distanz (Neumayer-Bremerhaven). Volker Hericks, der mir stets ein hilfsbereiter Kommilitone und lieber Freund während meines gesamten Studiums gewesen ist, gilt mein ganz persönlicher Dank.

Nicht zuletzt möchte ich meinen größten Dank meinen Eltern und ihrer unendlichen Geduld aussprechen. Sie haben stets an mich geglaubt, und mein Studium in jeder Weise unterstützt.

7 Literaturverzeichnis

- ABELMANN, A. , GERSONDE, R. & SPIESS, V. (1990): Plio-Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - siliceous microfossil evidence. - In: Geological History of Polar Oceans, NATO ASI Series, **308C**: 729-759.
- ACKLEY, S.F. (1981): A review of sea ice weather relationships in the Southern Hemisphere. - In: ALLISON, I. (ed.) : Sea level, ice, and climatic change, IAHS Publication, **131**: 127-159.
- ANDERSON, J.B., KURTZ, D.D. & WEAVER, F.M. (1979): Sedimentation on the Antarctic continental slope. - In: PIKLEY, O. & DOYLE, L. (eds.): Geology of continental slopes, SEPM, Spec. Publ., **27**: 265-283.
- ANDERSON, J.B., BRAKE, C., DOMACK, E., MYERS, N. & SINGER, J. (1983): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental shelf. In: OLIVER, R. L., JAMES, P.R., JAGO, J.B. (eds.): Antarctic Earth Science, Australian Acad. Sci., 387-389.
- ATTERBERG, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. - Internationale Mitteilungen für Bodenkunde: 314 S.
- BARKER, P.F. & BURRELL, J. (1977): The opening of the Drake Passage. - Mar. Geol., **25**: 15-34.
- BARKER, P.F. & BURRELL, J. (1982): The influence upon Southern Ocean circulation, sedimentation, and climate of the opening of Drake Passage, - In: CRADDOCK, C. (ed.): Antarctic Geoscience, University of Wisconsin Press, 377-385.
- BARKER, P.F., HILL, I.A., WEAVER, S.D. & PANKHURST, R.J. (1982): The origin of the eastern South Scotia Ridge as an intraoceanic island arc. - In: CRADDOCK, C. (ed.): Antarctic Geoscience, University of Wisconsin Press, 203-211.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean adjacent seas and oceans. - Geol. Soc. Am. Bull., **76**: 803-832.
- BONN, W.J. (1995): Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor. - Berichte zur Polarforschung, **180**: 186 S., Bremerhaven.
- BRENNECKE, W. (1921): Die ozeanischen Arbeiten der deutschen antarktischen Expedition 1911-1912. - Arch. deutsche Seewarte, **39(1)**: 216 S.
- CAMARCK, E.C. (1977): Water characteristics of the Southern Ocean of the Polar Front. - Deep-Sea Res., Suppl., **24**: 15-41.
- CARMACK, E. C. & FOSTER, T. D. (1975): Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf. - Deep-Sea Res., **22**: 77-90.
- CAMARCK, E.C. & FOSTER, T.D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea. - In: DUNBAR, M.J. (ed.): Proc. Polar Oceans Conf., Montreal, 1974, 151-165.
- CIESIELSKI, P.F., LEDBETTER, M.T. & ELLWOOD, B.B. (1982): The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. - Mar. Geol., **46**: 1-51.

- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer) - Berichte zur Polarforschung, **71**: 158 S.
- DEACON, G.E.R. (1937): The hydrography of the southern Ocean. - Discovery Reports, **15**: 124 S.
- DEACON, G.E.R. (1979): The Weddell Gyre. - Deep-Sea Res., **26B**: 981-995.
- 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: TUREKIAN, K.K. (ed.): The late Cenozoicglacial ages, Yale Univ. Press, 267-306.
- DIEKMANN, B., PETSCHICK, R., GINGELE, F.X., FÜTTERER, D.K., ABELMANN, A., BRATHAUER, U., GERSONDE, R. & MACKENSEN, A. (1996): Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the the southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. - In WEFER, G., BERGER, W. H., SIEDLER, G., WEBB, D. J. (eds.): The South Atlantic: Present and Past Circulation, Springer, Berlin, 621-644.
- DOMACK, E. W. (1982): Sedimentology of glacial and glacial marine deposits on the George V-Adelie continental shelf, East Antarctica. - Boreas, **11**: 79-97.
- DREVER, J.I. (1973): The preparation of oriented clay mineral specimens for X-ray diffraction analysis by a filtermembrane peel technique. - Am. Miner., **58**: 553-554.
- DREWRY, D.J. & COOPER, A.P.R. (1981): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. - Ann. Glaciol., **2**: 117-122.
- DREWRY, D.J., JORDAN, S.R. & JANOWSKI, E. (1982): Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. - Ann. Glaciol., **3**: 83-91.
- EHRMANN, W.U. (1994): Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. - Berichte zur Polarforschung, **137**: 152 S., Bremerhaven.
- EHRMANN, W.U., MELLES, M., KUHN, G. & GROBE, H. (1992): Significance of clay mineral assemblages in the AntarcticOcean. - Mar. Geol., **107**: 249-273.
- 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, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, **15**: 317 S.
- ELVERHOI, A. & ROALDSET, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica. Polar Res. **1**: 1-21.
- EMERY, W.J. & MEINCKE, J. (1986): Global water masses: summary and review. - Oceanol. Acta, **9**: 383-391.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. - J. Geol., **63**: 538-578.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. - Bull. Cent. Rech. Pau. S.N.P.A., **3**: 147-154.
- FAHRBACH, E., ROHARDT, G. & KRAUSE, G. (1992): The Antarctic Coastal Current in the southeastern Weddell Sea. - Polar Biol., **12**: 171-182.
- FOLDVIK, A., GAMMELSRØD, T. & TØRRESEN, T. (1985): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. - In: Oceanology of the Antarctic Continental Shelf, Antarctic Res. Ser., **43**: 5-20.

- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 3-17.
- FOLK, R. L. & WARD, W. (1957): Brazos River bar: A study in significance of grain size parameters. - *Journal of Sedimentary Petrology* **27**: 3-26.
- FOSTER, T.D. (1972): Haline convection in polynyas and leads. - *J. Phys. Ocean.*, **2**: 462-469.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1976): Temperature and Salinity Structure in the Weddell Sea. - *J. Phys. Ocean.*, **6**: 36-45.
- FÜTTERER, D.K., KUHN, G. & SCHENKE, H.W. (1990): Wegener Canyon bathymetry and results from rock dredging near ODP sites 691-693, eastern Weddell Sea, Antarctica. - *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, **113**: 39-48.
- GEALY, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density and porosity of sediment cores from the Western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. - In: *Init. Repts. DSDP*, **VII(2)**: 1081-1104.
- GERLAND, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. - *Ber. Polarforsch.*, **123**: 130 S.
- GLOERSEN, P., CAMPBELL, W.J., CAVALIERI, D.J., COMISO, J.C., PARKINSON, C.L. & ZWALLY, H.J. (1992): Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. - NASA SP-511, Nation. Aeronaut. Space Admin.
- GORDON, A.L. (1971): Oceanography of antarctic waters. - *Antarct. Res. Ser.*, **15**: 169-203.
- 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): Thermohaline and chemical distributions. - In: GORDON, A.L.: *Southern Ocean Atlas*, Columbia University Press: 1-11.
- GORDON, A.L. & GOLDBERG, R.D. (1970): Circumpolar characteristics of Antarctic waters. - *Am. Geogr. Soc., Antarctic Map Folio Series, Folio 13*: 1-5.
- GRASSHOFF, K., EHRHARDT, M. & KREMLING, K. (1983): *Methods of Seawater Analysis.*, Weinheim. - Verlag Chemie, 417 S.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - *Ber. Polarforsch.*, **27**: 121 S.
- GROBE, H. (1987): A Simple Method for the Determination of Ice-Rafted Debris in Sediment Cores. - *Polarforschung*, **57(3)**: 123-126.
- GROBE, H. & MACKENSEN, A. (1992): Late quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. - *Antarctic Research Series*, **56**: 349-376.
- GRÜNIG, S. (1991): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). - *Berichte zur Polarforschung*, **75**: 196 S.
- HAMILTON, E.L. (1971): Prediction of in-situ acoustic and elastic properties of marine sediments. - *Geophysics*, **36(2)**: 266-284.

- HAYS, J.D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N.J. (1976): Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. - *Science*, **194**(4270), 1121-1132.
- HELLMER, H.H. & BERSCH, M. (1985): The Southern Ocean. A survey of oceanographic and marine meteorological research work. - *Ber. Polarforsch.*, **26**: 115 S.
- HINZ, K. (1981): A hypothesis on terrestrial catastrophes. Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. Their origin and palaeoenvironmental significance. - *Geol. Jb.*, **E22**: 3-28.
- HINZ, K. & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land / Antarctica: seismic sequences, structural elements, and geological development. - *Geol. Jb.*, **E23**: 17-41.
- HODELL, D.A. & KENNETT, J.P. (1986): Late Miocene - early Pliocene stratigraphy and paleoceanography of the South Atlantic and Southwest Pacific oceans: a synthesis. - *Paleoceanography*, **1**: 285-311.
- HUBBERTEN, H.-W. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: experiences with an automatic commercial carbonate preparation device. - *Terra abstracts*, **1**: 80.
- HUT, G. (1987): Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. - Consultants' group meeting IAEA, Vienna, Sept. 1985, 42 S.
- IMBRIE, J.D. (1994): Measuring the gain of the climate system's response to Milankovitch forcing in the precession and obliquity bands. - In: Long-term climatic variations, NATO ASI Series, **221**: 403-410.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., McINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. - In: Milankovitch and Climate, Part 1, NATO ASI Series, **126C**: 269-305.
- JOHNSON, G.L., VANNEY, J.R. & HAYES, D. (1982): The Antarctic continental shelf. - In: CRADDOCK, C. (ed.): Antarctic Geoscience, University of Wisconsin Press, 995-1002.
- KENNETT, J.P. (1986): Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90. - In: *Init. Repts. DSDP*, **90**: 1383-1411.
- KRISTOFFERSEN, Y. & HINZ, K. (1991): Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area. - In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (eds.): Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, 225-230.
- KUHN, G., DIEKMANN, B., HILLENBRAND, C.-D., SCHUMACHER, S. & USBECK, R. (1998): Marine Geologie. - In: Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS „Polarstern“ 1997, Berichte zur Polarforschung, **267**: 48-66, Bremerhaven.
- KURTZ, D.D. & ANDERSON, J.B. (1979): Recognition and sedimentologic description of recent debris flow deposits from the Ross Sea and Weddell Sea, Antarctica. - *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**: 1159-1170.
- KVASOV, D.D. & VERBITSKY, M.Y. (1981): Causes of Antarctic glaciation in the Cenozoic. - *Quat. Res.*, **15**: 1-17.
- LaBRECQUE, J.L. & BARKER, P. (1981): The age of the Weddell Basin. - *Nature*, **290**: 489-492.

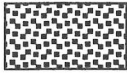
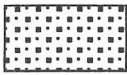
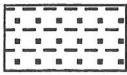
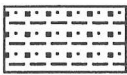


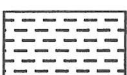

- LAWVER, L.A., SCLATER, J.G. & MEINKE, L. (1985): Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. - *Tectonophysics*, **114**: 233-254.
- LAWVER, L.A., GAHAGAN, L.M. & COFFIN, M.F. (1992): The development of paleoseaways around Antarctica. - *Antarctic Research Series*, **56**: 7-30.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W., SPIESS, V. & FÜTTERER, D.K. (1989): Stable Isotope stratigraphy from the Antarctic continental margin during the last one million years. - *Marine Geology*, **87**: 315-321, Amsterdam.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W. & KUHN, G. (1993): Benthic foraminiferal assemblages and the delta (super 13) C-signal in the Atlantic sector of the Southern Ocean; glacial-to-interglacial contrasts. - *NATO ASI Series. Series I: Global Environmental Change*, **17**: 105-135.
- MELLES, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Berichte zur Polarforschung*, **81**: 190 S.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. - *Royal Serb. Acad., Belgrad, Spec. Publ.* **133**: 1- 633.
- MILLER, H., HENRIET, J.P., KAUL, N. & MOONS, A. (1990): A fine scale seismic stratigraphy of the eastern margin of the Weddell Sea. - In: *Geological History of Polar Oceans*, NATO ASI Series, **308C**: 7131-162.
- MOSBY, H. (1934): The waters of the Atlantic Antarctic Ocean. - *Scientific results of the Norwegian Antarctic Expeditions 1927-1928*, **1(11)**: 131 S.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. Teil I: Sediment-Petrologie, 303 S., Stuttgart.
- MÜLLER, P.J. & SCHNEIDER, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep-Sea Res.*, **40(3)**: 425-444.
- MUNSELL SOIL COLOR CHART (1990): Loseblattsammlung. Munsell Color Co., Inc., Baltimore.
- OERTER, H., LAMBRECHT, A., MAYER, C. & NIXDORF, U. (1996): Das Filchner-Ronne-Schelfeis Projekt. - *Geowissenschaften* **14(9)**: 352-360.
- ORSI, A.H., WORTH, D.N.Jr. & WHITWORTH, T., III (1993): On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. - *Deep-Sea Res.* **40(1)**: 169-203.
- PETERSON, R.G. & STRAMMA, L. (1991): Upper level circulation in the South Atlantic Ocean. - *Prog. Oceanogr.*, **26**: 1-73.
- PETSCHICK, R., KUHN, G. & GINGELE, F. (1995): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. - *Mar. Geol.*, **130**: 203-229.
- PETSCHICK,
- ROPELEWSKI, C.F. (1983): Spatial and temporal variations in Antarctic sea-ice (1973-82). - *J. Clim. Appl. Met.* **22**: 470-473.
- SHACKLETON, N.J., & OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10.000 year and 100.000 year time scale. - *Quat. Res.*, **3**: 39-55.

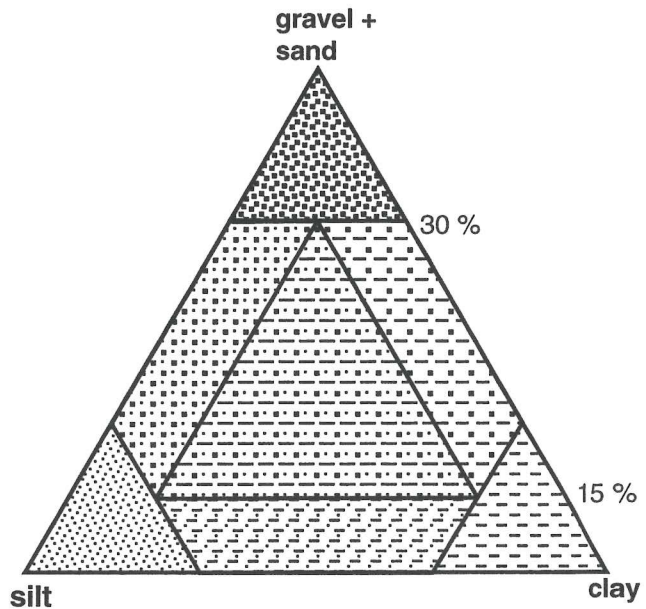
- SCHLÜTER, M. (1990): Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres. - Berichte zur Polarforschung, **73**: 156 S.
- SHEPARD, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay-ratios. - J. of Sed. Petr., **24(3)**: 151-158.
- STEIN, R. (1985): Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by sedigraph 5000D: comparison with coulter counter and Atterberg methods. - Journal of Sedimentary Petrology **55 (4)**: 590-593.
- WEAVER, P.P.E. & SCHULTHEISS, P.J. (1990): Current Methods for Obtaining, Logging and Splitting Marine Sediment Cores. - Mar. Geophys. Res. **12**: 85-100.
- WEBER, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis. - Berichte zur Polarforschung, **109**: 165 S., Bremerhaven.
- WEBER, M., NIESSEN, F., KUHN, G. & WIEDICKE, M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. - Mar. Geol., **136**: 151-172.
- WEISSEL, J.K. & HAYES, D.E. (1972): Magnetic anomalies in the southeast Indian Ocean. - Antarctic Research Series, **19**: 165-196.
- WHITE, R. & MCKENZIE, D. (1989): Magmatism at Rift zones: The Generation of Volcanic continental Margins and Flood Basalts. - J. Geophys. Res., **94(B6)**: 7685-7729.
- WHITWORTH, T., III (1988): The Antarctic Circumpolar Current. - Oceanus, **31**: 53-58.
- WHITWORTH, T. III & NOWLIN, W.D., Jr. (1987): Water masses and currents of the Southern Ocean at the Greenwich Meridian. - J. Geophys. Res., **92(C6)**: 6462-6476.
- WRIGHT, R. & ANDERSON, J. B. (1982): The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: Eastern Weddell Sea, Antarctica. - Geol. Soc. of Amer. Bull., **93**: 951-963.
- ZWALLY, H.J., COMISO, J.C. & GORDON, A.L. (1985): Antarctic offshore leads and polynyas and oceanographic effects. - Antarct. Res. Ser., **43**: 203-226.

Anhang A

Kernbeschreibung

Legend:



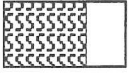
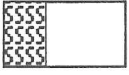




-  gravel + sand
-  gravelly-sandy silt
-  gravelly-sandy clay
-  gravel-sand mud
-  silt
-  mud
-  clay
-  dropstones (IRD >2 mm)



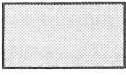


Lithology:

(modified after SHEPARD, 1954)

Structure:

-  lamination
-  **bioturbation**
strong
-  moderate
-  slight
-  sharp boundary
-  gradational boundary
-  transition zone
-  mud or sand-filled lens

Colors (after MUNSELL Soil Color Charts, 1990):

-  olive- and dark olivegrey
-  olive brown and dark grey brown
-  dark gray and very dark grey

PS2819

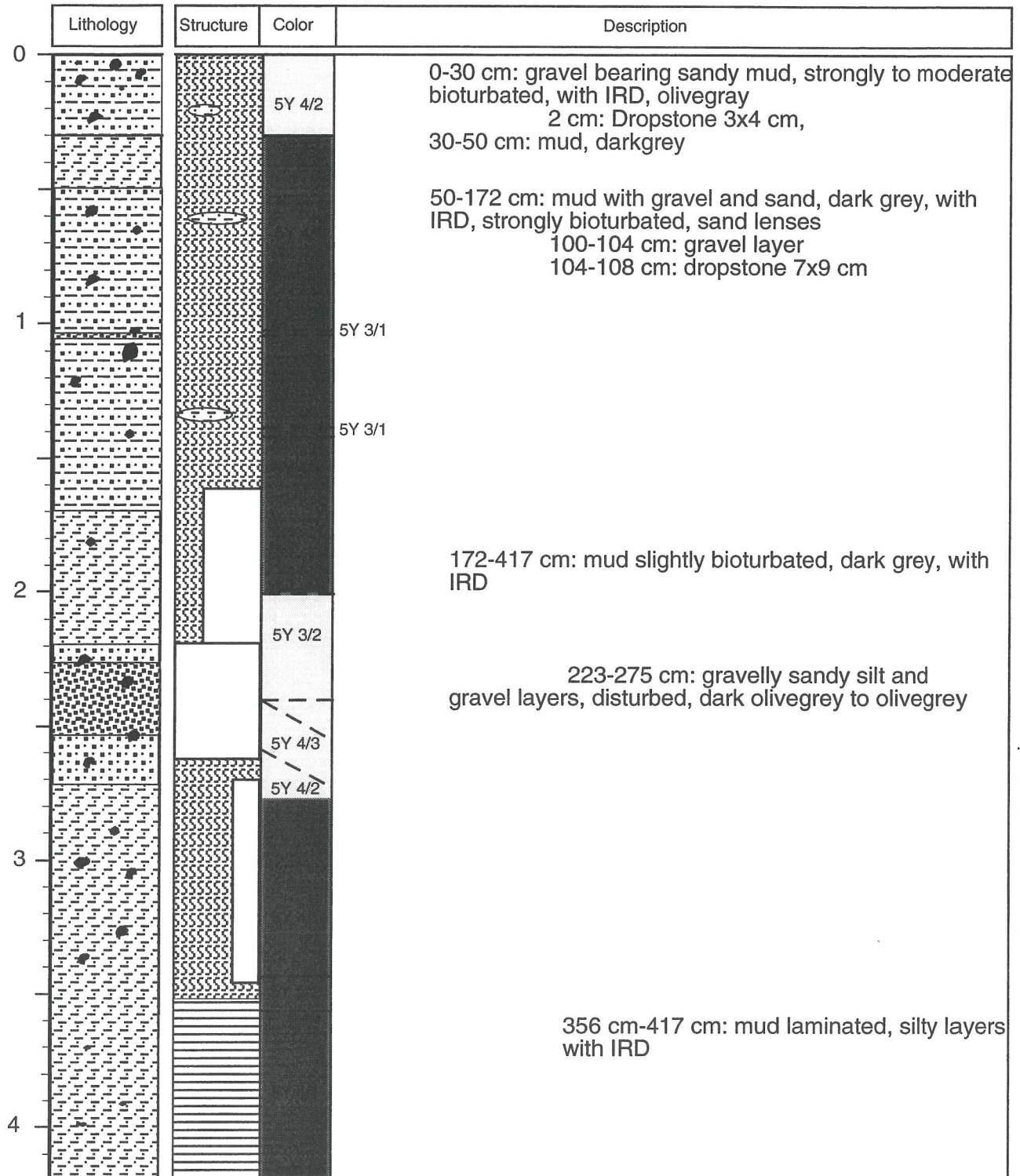
E-WEDDELL SEA

ANT-XIV/3

Recovery: 4.17 m

72°23.05'S, 17°49.01'W

Water depth: 1372 m



PS2820

E-WEDDELL SEA

ANT-XIV/3

Recovery: 7.12 m

71°40.27'S, 15°46.81'W

Water depth: 1341 m

Lithology	Structure	Color	Description
		<p>5y 4/2</p> <p>5y 3/2</p> <p>5y 4/2</p> <p>5y 4/4</p> <p>5y 4/2</p> <p>2.5y 4/3</p> <p>5y 4/2</p> <p>2.5y 4/3</p> <p>5y 4/2</p> <p>2.5y 4/2</p>	<p>0-17 cm: gravel bearing sandy mud, olivegrey to dark olive grey, strongly to moderately bioturbated, with IRD</p> <p>17-98: mud, olive brown, strongly to slightly bioturbated 31 cm: Dropstone 1x1 cm</p> <p>98-354: mud with gravel and sand, olivegrey to olive to olive brown, with IRD, slightly to strongly bioturbated 130 cm: Dropstone 2x3 cm 155 cm: Dropstone 3,5x3 cm 183-187: Dropstone 5x3 cm</p> <p>2.5Y 4/2</p> <p>354-454 cm: mud with IRD, strongly bioturbated 437-454 cm: disturbed layer</p>

PS2820

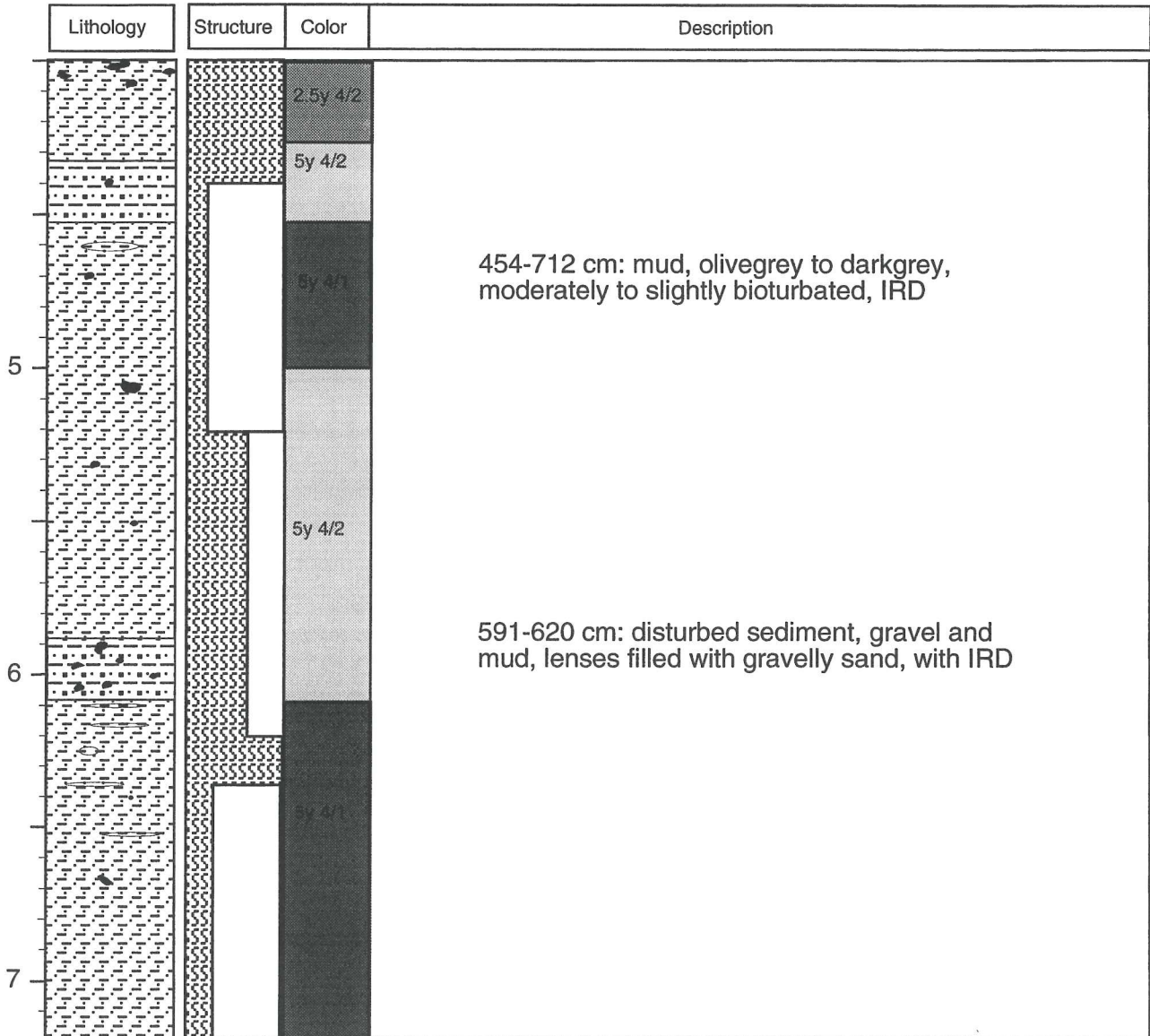
E-WEDDELL SEA

ANT-XIV/3

Recovery: 7.12 m

71°40.27'S, 15°46.81'W

Water depth: 1341 m



Anhang B

Tabellen

Tab. B.1: IRD-Gehalte des GKG-Kern **PS2819-1** und des korrelierten SL-Kern **PS2819** in Kieskörner/10 cm³.

PS2819-1				PS2819		
Sedimenttiefe		Sedimenttiefe		Sedimenttiefe		
im Kern	IRD	im Kern	IRD	im Kern	korreliert	IRD
(cm)	(Kies/ 10 cm ³)	(cm)	(Kies/ 10 cm ³)	(cm)	(cm)	(Kies/ 10 cm ³)
1	0	40	1		1	0
2	3	41	4		2	3
3	8	42	4		3	8
4	7	43	8		4	7
5	7	44	8		5	7
6	7	45	1		6	7
7	7			1	7	9
8	5			2	8	9
9	5			3	9	5
10	4			4	10	4
11	7			5	11	4
12	5			6	12	6
13	4			7	13	6
14	0			8	14	5
15	0			9	15	0
16	0			10	16	1
17	3			11	17	2
18	3			12	18	4
19	8			13	19	4
20	7			14	20	1
21	7			15	21	0
22	5			16	22	4
23	1			17	23	4
24	5			18	24	2
25	5			19	25	3
26	3			20	26	3
27	9			21	27	3
28	6			22	28	3
29	9			23	29	2
30	8			24	30	2
31	5			25	31	3
32	2			26	32	2
33	14			27	33	3
34	5			28	34	6
35	1			29	35	5
36	3			30	36	2
37	1			31	37	4
38	2			32	38	6
39	1			33	39	3

Tab. B.1: Fortsetzung

PS2819

Sedimenttiefe			Sedimenttiefe			Sedimenttiefe		
im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)
34	40	1	93	99	11	151	157	6
35	41	1	94	100	4	152	158	4
36	42	0	95	101	5	153	159	4
37	43	0	96	102	3	154	160	3
38	44	4	97	103	3	155	161	4
39	45	1	98	104	2	156	162	1
40	46	2	99	105	5	157	163	3
41	47	3	100	106	3	158	164	4
42	48	1	101	107	3	159	165	4
43	49	10	102	108	5	160	166	1
44	50	4	103	109	4	161	167	1
45	51	6	104	110	1	162	168	3
46	52	2	105	111	1	163	169	2
48	54	0	106	112	0	164	170	1
47	53	1	107	113	0	165	171	0
49	55	1	108	114	2	166	172	0
50	56	0	109	115	5	167	173	2
51	57	2	110	116	6	168	174	4
52	58	3	111	117	1	169	175	3
53	59	1	112	118	3	170	176	2
54	60	6	113	119	2	171	177	5
55	61	3	114	120	3	172	178	4
56	62	5	115	121	3	173	179	3
57	63	2	116	122	2	174	180	4
58	64	3	117	123	0	175	181	1
59	65	4	118	124	1	176	182	1
60	66	4	119	125	4	177	183	1
61	67	10	120	126	4	178	184	1
62	68	7	121	127	5	179	185	3
63	69	6	122	128	4	180	186	0
64	70	7	123	129	3	181	187	1
65	71	5	124	130	3	182	188	3
66	72	4	125	131	2	183	189	2
67	73	3	126	132	3	184	190	2
68	74	2	127	133	7	185	191	2
69	75	2	128	134	3	186	192	0
70	76	9	129	135	2	187	193	0
71	77	12	130	136	4	188	194	0
72	78	12	131	137	2	189	195	0
73	79	2	132	138	2	190	196	0
74	80	3	133	139	0	191	197	2
75	81	4	134	140	2	192	198	1
76	82	3	135	141	2	193	199	1
77	83	0	136	142	3	194	200	0
78	84	1	137	143	3	195	201	2
79	85	3	138	144	5	196	202	0
80	86	0	139	145	11	197	203	1
81	87	0	140	146	2	198	204	0
82	88	5	141	147	2	199	205	0
83	89	3	142	148	1	200	206	0
84	90	3	143	149	1	201	207	0
85	91	4	144	150	3	202	208	1
86	92	0	144	150	3	203	209	0
87	93	3	145	151	8	204	210	2
88	94	4	146	152	3	205	211	1
89	95	2	147	153	3	206	212	1
90	96	5	148	154	3	207	213	0
91	97	4	149	155	4	208	214	0
92	98	4	150	156	2	209	215	0

Tab. B.1: Fortsetzung

PS2819

Sedimenttiefe			Sedimenttiefe			Sedimenttiefe		
im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)
210	216	1	269	275	3	328	334	0
211	217	2	270	276	2	329	335	1
212	218	2	271	277	4	330	336	0
213	219	1	272	278	3	331	337	1
214	220	2	273	279	7	332	338	1
215	221	1	274	280	2	333	339	2
216	222	2	275	281	1	334	340	2
217	223	1	276	282	3	335	341	1
218	224	1	277	283	4	336	342	3
219	225	1	278	284	2	337	343	4
220	226	4	279	285	2	338	344	4
221	227	3	280	286	2	339	345	1
222	228	2	281	287	0	340	346	5
223	229	0	282	288	8	341	347	6
224	230	3	283	289	3	342	348	4
225	231	4	284	290	0	343	349	6
226	232	10	285	291	1	344	350	5
227	233	18	286	292	4	345	351	1
228	234	18	287	293	2	346	352	6
229	235	5	288	294	3	347	353	3
230	236	1	289	295	3	348	354	3
231	237	2	290	296	9	349	355	4
232	238	1	291	297	5	350	356	2
233	239	4	292	298	9	351	357	4
234	240	0	293	299	3	352	358	2
235	241	0	294	300	5	353	359	2
236	242	3	295	301	4	354	360	2
237	243	6	296	302	5	355	361	1
238	244	18	297	303	6	356	362	6
239	245	18	298	304	5	357	363	1
240	246	18	299	305	4	358	364	1
241	247	18	300	306	3	359	365	0
242	248	18	301	307	3	360	366	1
243	249	10	302	308	2	361	367	0
244	250	2	303	309	1	362	368	2
245	251	2	304	310	2	363	369	4
246	252	0	305	311	3	364	370	1
247	253	2	306	312	6	365	371	0
248	254	1	307	313	6	366	372	1
249	255	9	308	314	5	367	373	3
250	256	5	309	315	5	368	374	5
251	257	0	310	316	2	369	375	3
252	258	2	311	317	8	370	376	3
253	259	7	312	318	6	371	377	0
254	260	8	313	319	0	372	378	3
255	261	6	314	320	2	373	379	2
256	262	4	315	321	2	374	380	0
257	263	3	316	322	0	375	381	1
258	264	7	317	323	0	376	382	3
259	265	2	318	324	4	377	383	1
260	266	4	319	325	3	378	384	1
261	267	9	320	326	0	379	385	0
262	268	6	321	327	1	380	386	1
263	269	6	322	328	3	381	387	0
264	270	4	323	329	1	382	388	1
265	271	1	324	330	6	383	389	0
266	272	2	325	331	1	384	390	0
267	273	0	326	332	3	385	391	1
268	274	0	327	333	0	386	392	2

Tab. B.1: Fortsetzung

PS2819

Sedimenttiefe			Sedimenttiefe			Sedimenttiefe		
im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	korreliert (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)
387	393	0	398	404	1	409	415	3
388	394	1	399	405	2	410	416	0
389	395	1	400	406	2	411	417	0
390	396	0	401	407	3	412	418	4
391	397	1	402	408	1	413	419	4
392	398	1	403	409	0	414	420	1
393	399	1	404	410	1	415	421	4
394	400	0	405	411	2	416	422	3
395	401	0	406	412	1	417	423	4
396	402	1	407	413	2			
397	403	0	408	414	0			

Tab. B.2: IRD-Gehalte des SL-Kern PS2820-1 und des GKG-Kern PS2820-2 in Kieskörner/10 cm³.

PS2820-1

Sedimenttiefe		Sedimenttiefe		Sedimenttiefe		Sedimenttiefe		Sedimenttiefe	
im Kern (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	im Kern (cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)
1	16	36	1	71	1	106	3	141	4
2	7	37	3	72	7	107	1	142	3
3	9	38	3	73	2	108	4	143	5
4	3	39	2	74	0	109	5	144	4
5	4	40	1	75	2	110	4	145	7
6	3	41	2	76	3	111	8	146	7
7	4	42	15	77	6	112	7	147	2
8	2	43	4	78	10	113	5	148	5
9	2	44	7	79	9	114	4	149	5
10	2	45	8	80	10	115	7	150	4
11	0	46	6	81	2	116	5	151	6
12	7	47	3	82	2	117	3	152	6
13	1	48	3	83	1	118	4	153	2
14	4	49	4	84	1	119	0	154	3
15	4	50	3	85	2	120	2	155	5
16	6	51	4	86	2	121	2	156	5
17	4	52	5	87	1	122	7	157	5
18	1	53	4	88	3	123	6	158	4
19	0	54	5	89	9	124	4	159	2
20	3	55	6	90	8	125	3	160	3
21	0	56	7	91	3	126	2	161	2
22	1	57	6	92	7	127	2	162	2
23	0	58	7	93	3	128	2	163	3
24	1	59	2	94	0	129	4	164	1
25	3	60	4	95	0	130	4	165	2
26	1	61	4	96	0	131	12	166	3
27	3	62	2	97	3	132	7	167	3
28	2	63	4	98	4	133	14	168	5
29	6	64	11	99	2	134	10	169	3
30	3	65	5	100	5	135	3	170	2
31	2	66	1	101	2	136	6	171	1
32	2	67	2	102	6	137	3	172	3
33	2	68	0	103	7	138	6	173	6
34	1	69	3	104	6	139	4	174	9
35	1	70	1	105	4	140	6	175	9

Tab. B.2: Fortsetzung

PS2820-1

Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern	
(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)
176	6	234	8	292	2	350	7	408	3
177	5	235	7	293	0	351	9	409	5
178	8	236	12	294	1	352	7	410	6
179	8	237	15	295	1	353	6	411	4
180	8	238	15	296	4	354	6	412	2
181	6	239	8	297	3	355	3	413	0
182	4	240	3	298	3	356	3	414	1
183	4	241	3	299	5	357	4	415	0
184	2	242	1	300	9	358	2	416	2
185	1	243	2	301	7	359	3	417	1
186	1	244	3	302	8	360	3	418	2
187	1	245	4	303	4	361	1	419	0
188	2	246	4	304	3	362	4	420	0
189	2	247	4	305	3	363	2	421	2
190	3	248	3	306	3	364	1	422	1
191	2	249	6	307	2	365	0	423	1
192	1	250	8	308	5	366	0	424	1
193	2	251	2	309	9	367	1	425	0
194	2	252	2	310	3	368	1	426	0
195	0	253	4	311	6	369	0	427	1
196	1	254	2	312	2	370	0	428	0
197	4	255	1	313	7	371	2	429	1
198	2	256	1	314	3	372	6	430	2
199	2	257	1	315	2	373	1	431	1
200	2	258	4	316	0	374	2	432	0
201	0	259	1	317	3	375	2	433	1
202	2	260	1	318	3	376	0	434	1
203	1	261	0	319	1	377	0	435	0
204	3	262	0	320	5	378	3	436	2
205	4	263	1	321	1	379	2	437	5
206	0	264	1	322	3	380	2	438	5
207	2	265	1	323	3	381	1	439	4
208	1	266	2	324	0	382	3	440	3
209	0	267	2	325	4	383	0	441	1
210	0	268	4	326	3	384	0	442	1
211	0	269	4	327	3	385	0	443	1
212	1	270	1	328	2	386	1	444	1
213	1	271	2	329	5	387	0	445	4
214	3	272	3	330	4	388	1	446	3
215	6	273	0	331	5	389	1	447	1
216	7	274	1	332	4	390	1	448	4
217	4	275	0	333	4	391	0	449	5
218	8	276	0	334	4	392	2	450	3
219	7	277	2	335	2	393	0	451	1
220	2	278	0	336	3	394	3	452	0
221	4	279	0	337	3	395	0	453	0
222	9	280	2	338	13	396	2	454	1
223	17	281	4	339	11	397	3	455	0
224	7	282	2	340	14	398	2	456	0
225	2	283	2	341	13	399	1	457	2
226	2	284	1	342	5	400	2	458	2
227	3	285	1	343	4	401	1	459	3
228	1	286	2	344	3	402	2	460	2
229	2	287	2	345	5	403	3	461	2
230	3	288	5	346	5	404	2	462	3
231	2	289	7	347	4	405	2	463	3
232	1	290	7	348	3	406	5	464	2
233	4	291	10	349	2	407	7	465	0

Tab. B.2: Fortsetzung

PS2820-1

Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern		Sedimenttiefe im Kern	
(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)	(cm)	IRD (Kies/ 10 cm ³)
466	4	523	4	580	0	637	4	694	0
467	3	524	3	581	0	638	0	695	0
468	2	525	2	582	0	639	0	696	3
469	1	526	0	583	1	640	1	697	8
470	3	527	0	584	1	641	2	698	3
471	1	528	1	585	4	642	4	699	2
472	1	529	2	586	1	643	3	700	2
473	0	530	0	587	2	644	3	701	2
474	0	531	0	588	1	645	9	702	0
475	0	532	0	589	6	646	9	703	1
476	0	533	0	590	2	647	3	704	0
477	0	534	0	591	0	648	3	705	0
478	0	535	3	592	1	649	1	706	1
479	0	536	4	593	0	650	4	707	0
480	0	537	2	594	0	651	4	708	0
481	0	538	6	595	0	652	3	709	0
482	4	539	6	596	0	653	4	710	0
483	0	540	3	597	0	654	5	711	1
484	1	541	2	598	5	655	3	712	3
485	0	542	4	599	5	656	2		
486	3	543	3	600	5	657	3		
487	1	544	2	601	7	658	3		
488	3	545	3	602	4	659	6		
489	0	546	7	603	7	660	7		
490	2	547	2	604	0	661	3		
491	1	548	3	605	1	662	1		
492	3	549	11	606	4	663	1		
493	0	550	7	607	3	664	2		
494	2	551	8	608	5	665	2		
495	2	552	6	609	6	666	2		
496	1	553	6	610	7	667	2		
497	1	554	6	611	3	668	2		
498	2	555	0	612	4	669	1		
499	0	556	0	613	2	670	1		
500	3	557	0	614	2	671	1		
501	3	558	1	615	4	672	0		
502	1	559	1	616	9	673	4		
503	3	560	3	617	6	674	2		
504	3	561	1	618	4	675	3		
505	1	562	0	619	2	676	4		
506	2	563	2	620	3	677	2		
507	0	564	1	621	2	678	1		
508	3	565	1	622	0	679	0		
509	1	566	0	623	2	680	2		
510	4	567	0	624	1	681	1		
511	5	568	5	625	0	682	1		
512	1	569	2	626	0	683	2		
513	3	570	4	627	1	684	0		
514	1	571	1	628	0	685	0		
515	2	572	2	629	3	686	0		
516	0	573	4	630	1	687	0		
517	3	574	0	631	2	688	0		
518	0	575	1	632	2	689	0		
519	2	576	0	633	1	690	2		
520	4	577	1	634	2	691	2		
521	7	578	1	635	0	692	1		
522	4	579	1	636	2	693	3		

PS2820-2

1	12
2	4
3	10
4	12
5	9
6	8
7	3
8	6
9	3
10	3
11	2
12	1
13	11
14	1
15	3
16	1
17	2

Tab. B.3: Kies/Sand/Silt/Ton-Verhältnisse und Korngrößen der Sandfraktion PS2819.

PS2819 Sedimenttiefe (cm)	Sand					Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)
	2000-1000µm g	1000-500µm g	500-250µm g	250-125µm g	125-63µm g				
2	2.5812	2.2296	2.04	1.3673	4.0384	21.73	22.7	37.08	18.49
7	0.6168	0.7738	1.0295	1.4724	3.8524	2.22	25.95	48.36	23.46
11	0.2326	0.4305	0.6421	0.835	1.6723	0.25	11.06	46.92	41.77
15	0.7454	0.7983	0.8475	1.0845	2.6042	9.91	8.38	45.04	36.67
18	0.8893	1.2912	1.4314	2.0056	3.4858	5.7	30.85	37.42	26.03
28	0.6676	0.5929	0.7172	0.9757	1.4418	0.26	6.33	49.61	43.8
31	0.1995	0.4061	0.6069	0.87	1.5452	0.87	10.37	49.67	39.09
38	1.024	2.257	2.5961	1.871	1.7815	1.51	25	56.58	16.91
48	0.2015	0.2935	0.5019	0.7263	2.0613	0	5.97	52.31	41.73
58	1.2611	0.2935	1.4874	1.7834	1.9408	3.66	15.93	43.72	36.69
68	1.5501	0.2935	1.3843	1.9007	2.5863	17.87	12.01	39.23	30.89
78	0.3386	0.2935	0.5277	0.6627	1.2965	1.29	7.83	49.79	41.09
88	0.7074	0.2935	1.4472	2.7055	7.1473	0.35	19.91	45.59	34.16
98	0.6342	0.2935	1.0568	1.3904	1.926	0.42	12.29	49.83	37.46
102.5	1.4606	0.2935	2.0076	2.2762	2.6574	4.68	19.79	38.09	37.44
110	0.8109	0.2935	1.3251	1.4838	1.7973	2.36	12.18	68.89	16.57
118	1.1301	0.2935	1.2607	1.412	1.3772	8.3	9.57	40.63	41.5
128	0.7887	0.2935	1.3078	1.7272	2.1573	0.67	9.26	45.9	44.16
137	0.9379	0.2935	1.5343	1.5304	1.9839	0.76	12.66	45.69	40.89
139	1.2471	0.2935	2.2989	2.4295	2.6787	9.21	19.99	38.06	32.74
142	0.4927	0.2935	1.2269	1.3347	1.4238	2.94	10.2	51.5	35.36
148	0.3958	0.2935	0.668	0.6982	0.9588	0.5	6.87	50.69	41.94
158	0.9306	0.2935	1.1891	1.5111	1.633	2.43	11.27	39.94	46.37
168	0.7756	0.952	1.3894	1.5864	2.3853	1.28	13.6	46.47	38.65
178	0.2802	0.3606	0.8701	0.9994	1.3743	0.19	7.8	51.65	40.36
188	0.0673	0.1017	0.8339	0.7857	0.9485	0	1.68	48.15	50.18
198	0.0582	0.1168	0.5303	0.4669	0.4933	0	3.7	46.15	50.15
208	0.1147	0.2081	0.6597	0.559	0.5981	0	3.27	43.81	52.92
218	0.5272	0.5359	1.2217	1.599	2.758	2.35	12.39	44.58	40.68
228	2.0675	3.1469	2.461	2.6567	6.8313	1.52	23.81	45.52	29.15
237	7.8442	6.7653	5.045	3.4355	9.0762	6.93	47.46	33.79	11.83
242	1.8076	2.352	2.4856	2.7914	8.3396	19.19	39.2	33.72	7.89
247	2.3348	3.0427	4.1085	5.2539	14.0999	3.61	41.61	41.88	12.9
253	1.5878	1.8212	2.1993	2.5009	4.1572	9.33	28.63	46.38	15.66
258	0.8406	0.89385	1.181	1.6037	2.3956	2.27	22.06	45.51	30.16

Tab. B.3: Fortsetzung

PS2319 Sedimenttiefe (cm)	2000-1000µm		Sand 1000-500µm		500-250µm		250-125µm		125-63µm		Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)
	g	g	g	g	g	g	g	g						
263	0.7332	0.783	1.038	1.3209	1.7422	7.54	19.61	41.73	31.12					
267	0.425	0.8032	1.3604	2.4034	3.4789	0	16.74	50.07	33.2					
273	1.2564	0.6973	1.2385	1.9432	3.6082	1.1	17.23	55.43	26.24					
277	0.5913	0.8558	1.7098	2.2887	3.9029	12.82	21.11	40.9	25.17					
287	0.9461	0.8195	1.519	2.103	3.9239	0.64	18.89	52.04	28.43					
297	1.4443	1.4504	1.7105	2.2313	4.8416	6.86	15.08	52.6	25.47					
307	1.391	1.2996	1.4642	1.9916	4.0429	2.55	21.95	55.54	19.97					
318	0.6871	0.4734	0.6639	0.9438	1.476	1.71	10.96	49.91	37.42					
324	0.7628	0.8317	2.0617	2.4759	5.9834	6.65	18.04	49.2	26.11					
328	0.3079	0.5317	1.8416	3.119	8.1668	0	20.53	49.77	29.7					
333	0.4986	0.6471	2.2494	4.3451	11.7574	0.23	29.03	43.64	27.1					
339	2.1138	3.015	2.6842	3.648	8.9193	2.49	48.14	36.02	13.35					
344	0.9439	1.4684	2.5193	3.8049	8.8966	3.59	27.94	47.84	20.62					
349	0.4539	0.6261	1.1025	2.0497	4.0214	0.78	18.3	51.56	29.35					
355	0.456	0.4695	0.7271	1.1295	1.9088	2.26	5.35	46.61	45.77					
365	0.4649	0.4245	0.6248	0.9612	1.5396	1.55	20.64	41.74	36.07					
375	0.6091	0.4892	0.6147	0.7438	0.7594	1.12	10.3	43.4	45.17					
385	0.2137	0.1669	0.2442	0.2847	0.3545	6.57	4.59	38.67	50.17					
395	0.2122	0.2213	0.2891	0.3417	0.4026	0	3.83	47.18	48.99					
405	0.3713	0.4223	0.5055	0.6914	0.7498	1.87	8.45	46.41	43.27					
415	0.9218	1.2829	2.405	3.0848	4.9058	2.42	26.29	39.57	31.72					

Tab. B.4: Kies/Sand/Silt/Ton-Verhältnisse und Korngrößen der Sandfraktion des Kerns PS2820.

Sedimenttiefe (cm)	Sand					Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)
	2000-1000µm g	1000-500µm g	500-250µm g	250-125µm g	125-63µm g				
2	1.70	2.02	2.40	2.69	6.40	3.31	29.25	40.58	26.86
12	0.51	0.60	1.06	1.76	2.94	5.24	17.31	40.75	36.7
16	1.12	1.15	1.62	2.06	2.39	20.09	14.77	37.8	27.34
20	0.12	0.26	0.48	0.63	1.17	0.62	7.24	49.11	43.03
22	0.66	1.01	0.99	1.22	1.99	2.53	10.53	49.27	37.66
32	1.09	0.98	1.25	1.47	2.25	1.05	11.19	50.2	37.55
42	1.09	1.38	1.50	1.96	2.91	5.91	10.49	50.49	33.1
52	0.98	1.02	1.39	1.59	2.25	0.52	10.87	48.21	40.4
57	1.66	1.74	2.26	2.60	3.07	0.27	16.56	45.28	37.89
62	1.05	1.08	1.54	1.87	2.27	3.19	15.04	39.97	41.8
72	0.73	0.80	1.05	1.22	1.98	4.56	15.43	43.22	36.79
82	0.72	1.18	2.44	2.76	5.25	0	18.36	65.53	16.12
92	2.68	2.52	3.92	4.55	12.58	3.53	29.38	46.27	20.82
102	1.01	1.31	2.23	3.08	10.61	10.05	29.72	44.12	16.12
112	6.00	8.32	5.34	4.88	17.45	11.16	47.94	28.71	12.18
122	1.06	1.84	3.15	4.84	16.35	9.67	49.7	30.26	10.36
132	3.54	4.01	2.30	2.14	5.01	6.88	35.87	37.94	19.31
142	0.77	1.04	1.40	1.92	3.11	2.13	11.89	40	45.97
152	1.23	1.51	1.96	2.53	7.87	4.76	23.08	48.27	23.89
162	0.63	1.00	1.84	2.19	7.33	1.25	21.56	48	29.19
172	1.86	3.43	5.53	5.93	19.91	0.52	51.81	33.2	14.47
182	1.81	3.02	4.43	5.57	14.26	9.23	37.36	34.63	18.77
192	0.54	0.74	1.24	2.09	5.68	0.79	31.98	39.55	27.68
202	0.57	0.69	1.01	1.51	3.85	4.94	25.96	41.22	27.88
212	0.62	1.08	2.00	2.94	8.39	16.26	19	43.71	21.02
219	2.93	6.05	5.19	5.01	13.56	10.18	45.99	30.34	13.49
222	9.14	6.56	3.14	2.90	7.19	28.77	37.74	17.86	15.63
232	2.19	1.88	4.36	5.58	14.65	15.18	37.24	34.4	13.17
242	1.19	1.63	2.13	3.43	3.43	2.64	44.93	41.42	11.01
247	1.52	2.01	3.36	5.23	11.46	1.19	38.65	39.64	20.53
252	0.60	0.87	1.51	3.01	8.75	0.65	27.74	47.25	24.36
262	0.78	0.81	1.11	1.47	3.24	2.17	13.14	54.85	29.85
272	0.62	0.86	0.66	0.94	3.34	1.83	15.2	55.99	26.98
282	0.82	1.12	1.96	2.55	8.47	2.26	27.38	40.01	30.35
292	2.08	1.95	2.44	3.33	12.25	5.69	49.41	31.79	13.11

Tab. B.4: Fortsetzung

PS2820 Sedimenttiefe (cm)	Sand					Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)
	2000-1000µm g	1000-500µm g	500-250µm g	250-125µm g	125-63µm g				
302	1.27	1.44	1.83	2.47	5.49	3.37	45.29	36.41	14.93
310	0.74	0.85	0.96	1.18	2.85	1.36	17.14	49.49	32.01
314	0.98	1.33	1.74	2.15	5.28	1.32	18.65	49.87	30.16
324	0.61	1.00	1.36	1.80	7.93	0.25	21.49	53.02	25.24
334	2.44	3.45	3.88	4.66	19.77	4.37	46.62	38.99	10.01
344	4.03	4.52	6.45	8.51	29.46	4.31	53.6	34.07	8.03
351	2.12	1.67	2.07	3.00	10.80	21.38	44.8	27.2	6.62
359	1.09	1.40	2.28	3.53	11.37	8	55.52	26.88	9.6
364	0.55	0.81	1.19	1.73	5.24	0	6.9	51.48	41.62
374	0.31	0.40	0.62	1.01	2.06	1.23	6.71	53.96	38.1
384	0.21	0.40	0.61	0.67	1.14	0	8.51	52.21	39.28
394	0.15	0.25	0.35	0.41	0.74	0.22	4.38	48.71	46.69
404	0.47	0.54	0.74	0.89	1.31	0.85	6.24	50.48	42.43
414	0.41	0.60	0.83	1.11	1.52	1.38	7.26	53.12	38.24
420	0.33	0.31	0.44	0.56	0.92	2.51	6.28	51.44	39.77
424	0.09	0.10	0.13	0.17	0.34	0	2.66	51.3	46.05
434	0.47	0.60	0.96	1.34	2.19	1.42	9.84	57.59	31.15
444	0.69	0.81	0.95	1.09	1.54	0	11.12	61.12	27.76
454	0.32	0.45	0.67	0.96	1.61	0.31	7.61	54.62	37.46
464	0.78	0.93	1.12	1.53	1.93	0.19	12.07	44.61	43.14
474	0.09	0.14	0.19	0.24	0.50	0.59	0.93	46.85	51.62
484	0.17	0.17	0.27	0.45	1.08	0	5.38	39.96	54.66
488	0.23	0.28	0.65	0.65	0.91	0	3.26	48.78	47.95
494	0.23	0.27	0.41	0.53	0.94	0.28	5.12	54.93	39.67
504	0.55	0.72	1.01	1.14	1.61	1	5.8	46.8	46.41
514	0.66	0.98	1.57	2.38	2.87	0.54	15.2	52.5	31.76
534	1.24	1.41	3.16	4.10	18.03	3.73	35.79	47.26	13.22
537	2.16	2.95	2.58	3.33	11.33	0.59	36.66	45.23	17.53
544	2.25	3.73	3.91	4.78	18.00	2.14	42.78	40.01	15.07
552	2.60	3.06	2.88	4.09	15.00	7.93	37.94	39.7	14.44
556	1.38	1.76	2.44	2.96	9.33	0	28.87	47.04	24.09
564	0.39	0.48	0.66	0.87	1.80	0.14	6.57	58	35.29
574	0.46	0.57	0.66	0.74	1.25	0.76	4.65	53.91	40.69
584	0.37	0.20	0.27	0.41	0.82	1.03	3.9	51.1	43.97
590	1.16	1.39	2.17	3.08	7.79	5.75	22.95	38.31	32.99

Tab. B.4: Fortsetzung

PS2020 Sedimenttiefe (cm)	Sand					Kies (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)
	2000-1000µm g	1000-500µm g	500-250µm g	250-125µm g	125-63µm g				
596	0.16	3.30	3.13	7.35	32.92	0	54.48	30.67	14.85
599	3.80	5.96	4.14	4.91	20.37	5.01	58.65	25.51	10.83
604	4.61	7.06	4.09	4.40	19.80	0.79	56.15	32.38	10.68
614	1.01	1.11	1.82	3.15	17.65	2.55	45.67	33.63	18.16
624	1.11	1.12	1.76	3.22	16.28	1.33	32.55	39.39	26.73
634	0.44	0.72	1.23	1.73	6.33	2.11	16.35	55.53	26.01
645	1.02	1.20	1.89	2.06	1.01	3.31	25.41	45.41	25.87
660	2.32	2.35	1.78	2.38	8.78	20.82	18.46	40.93	19.79
664	0.20	0.23	0.45	0.77	2.34	0	4.22	60.23	35.54
674	0.17	0.27	0.57	1.30	6.53	0	36.91	39.87	23.22
684	0.14	0.15	0.37	0.81	0.58	0.2	13.9	35.56	50.34
694	0.26	0.28	0.53	0.94	3.53	13.03	5.72	45.43	35.82
704	0.26	0.22	0.36	0.60	2.58	0	8.11	57.8	34.1

Tab. B.5: Sedimentphysikalische Parameter, Corg, Karbonat, Biogenopal und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen Foraminiferen *Neogloboquadrina pachyderma* der Kerne PS2819-1 und PS2819.

PS2819-1										
Sedimenttiefe im Kern (cm)	Corg (%)	CaCO ₃ (%)	Opal (%)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> (‰)	Wasser- gehalt (%)	Porosität (%)	Feucht- raumdichte (g/cm ³)	Korn- dichte (g/cm ³)	
2	0.38	0.05	3.49			36.00	61.53	1.69	2.75	
7	0.20	0.00	5.54			29.40	54.22	1.82	2.77	
12	0.46	0.13	2.89			35.00	60.61	1.71	2.77	
17	0.31	0.12	3.10			39.80	65.66	1.63	2.79	
22	0.29	0.45	2.04			41.00	66.66	1.61	2.77	
27	0.38	0.22	4.12			42.20	67.95	1.59	2.80	
32	0.31	0.19	2.78			33.30	58.99	1.75	2.79	
37	0.35	0.18	2.47			40.70	66.42	1.61	2.78	
42	0.36	0.66	2.33	4.591	-0.082	43.60	69.27	1.57	2.79	
.....										
PS2819										
Sedimenttiefe im Kern (cm)	korreliert (cm)	Corg (%)	CaCO ₃ (%)	Opal (%)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> (‰)	Wasser- gehalt (%)	Porosität (%)	Feucht- raumdichte (g/cm ³)	Korn- dichte (g/cm ³)
	2	0.38	0.05	3.49			36.00	61.53	1.69	2.75
2	8	0.19	0.38	5.20			26.40	50.94	1.90	2.82
7	13	0.22	0.58	2.79			27.10	51.28	1.87	2.76
11	17	0.38	0.53	2.91			39.00	64.58	1.64	2.75
15	21	0.48	0.85	2.19			37.20	62.86	1.67	2.76
18	24	0.35	0.58	4.32			38.50	64.17	1.65	2.76
28	34	0.36	0.73	1.88			43.60	68.99	1.56	2.77
31	37	0.43	1.07	1.39			46.70	71.71	1.52	2.77
38	44	0.28	1.21	1.63	4.699	0.192	36.10	62.00	1.70	2.80
48	54	0.31	1.64	2.78	4.697	0.180	39.10	64.00	1.62	2.67
58	64	0.37	1.57	1.19	4.848	0.070	37.60	63.26	1.66	2.76
68	74	0.34	2.13	1.45	4.835	0.123	33.30	59.19	1.76	2.82
78	84	0.32	1.84	1.64	4.757	0.071	40.80	66.65	1.61	2.80
88	94	0.30	2.59	1.52	4.817	0.112	38.70	64.60	1.65	2.79
98	104	0.47	1.89	1.15	4.706	0.043	37.10	62.32	1.66	2.71
102.5	108.5	0.78	2.19	1.17	4.574	0.138	30.10	54.99	1.81	2.76
110	116	0.44	2.42	0.88	4.719	0.121	31.30	55.89	1.76	2.70
118	124	0.35	1.30	1.22	4.709	0.169	36.10	60.94	1.67	2.67
128	134	0.36	1.70	1.62	4.675	0.123	40.00	65.73	1.62	2.78
137	143	0.45	3.38	1.21	4.726	0.111	38.20	64.01	1.66	2.78
139	145	0.60	4.35	0.86	4.725	0.117	30.50	55.36	1.79	2.75
142	148	0.32	2.64	0.95	4.755	0.061	40.10	66.10	1.63	2.80
148	154	0.29	2.91	1.34	4.674	0.109	32.20	55.51	1.70	2.55
158	164	0.31	2.28	1.12	4.724	0.132	39.30	65.26	1.64	2.80
168	174	0.31	3.37	1.19	4.625	0.136	37.00	62.99	1.68	2.80
178	184	0.31	4.29	0.73	4.618	0.091	38.40	64.34	1.66	2.80
188	194	0.29	4.55	1.14	4.535	0.217	40.00	65.85	1.63	2.78
198	204	0.26	3.79	1.71	4.584	0.355	43.50	69.01	1.57	2.78
208	214	0.25	3.68	1.67	4.471	0.388	43.90	69.27	1.56	2.77
218	224	0.17	3.11	1.79	4.513	0.429	38.90	64.79	1.65	2.79
228	234	0.12	0.93	1.71			31.70	57.23	1.79	2.80
237	243	0.07	0.21	0.87			20.60	42.62	2.04	2.80
242	248	0.08	0.20	0.86			25.20	48.91	1.92	2.78
247	253	0.08	0.24	1.26			27.60	52.21	1.87	2.80
253	259	0.14	0.32	1.20			36.00	61.90	1.70	2.80
258	264	0.23	0.37	1.65			38.60	64.53	1.65	2.80
263	269	0.34	1.05	1.30	4.705	0.159	44.00	69.38	1.56	2.77

Tab. B.5: Fortsetzung

PS2819

Sedimenttiefe im Kern (cm)	korreliert (cm)	Corg (%)	CaCO ₃ (%)	Opal (%)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> (‰)	Wasser- gehalt (%)	Porosität (%)	Feucht- raumdicke (g/cm ³)	Korn- dicke (g/cm ³)
267	273	0.33	2.50	0.86	4.862	-0.003	36.40	62.16	1.69	2.77
273	279	0.26	1.86	1.77	4.682	0.035	35.80	61.61	1.70	2.78
277	283	0.35	1.53	1.09	4.552	-0.088	37.30	63.18	1.67	2.78
287	293	0.23	3.24	0.87	4.515	-0.062	32.80	58.45	1.76	2.80
297	303	0.23	2.93	1.25	4.504	0.013	34.70	60.53	1.73	2.80
307	313	0.20	2.21	0.82	4.571	-0.081	31.20	56.71	1.80	2.81
318	324	0.38	0.87	1.34	4.522	-0.045	37.20	63.16	1.68	2.80
324	330	0.20	3.65	0.81	4.586	-0.126	32.10	57.68	1.77	2.79
328	334	0.17	4.37	0.88	4.664	-0.040	32.70	58.31	1.76	2.79
333	339	0.14	4.78	1.10	4.601	-0.162	31.00	56.31	1.79	2.78
339	345	0.10	4.46	0.73	4.679	-0.166	23.40	46.73	1.97	2.80
344	350	0.13	1.82	0.76	4.298	-0.043	28.20	53.05	1.86	2.81
349	355	0.27	0.78	1.34	4.406	0.024	40.10	66.03	1.63	2.80
355	361	0.25	2.03	0.64	4.561	-0.118	38.30	64.12	1.65	2.78
365	371	0.45	0.79	1.59	4.625	-0.096	39.70	65.59	1.63	2.80
375	381	0.49	0.37	0.76	4.337	-0.184	42.20	66.98	1.57	2.67
385	391	0.60	0.62	0.45	4.377	-0.055	43.30	68.82	1.57	2.78
395	401	0.58	0.67	0.93			40.50	66.25	1.62	2.78
405	411	0.65	0.26	0.87	4.280	-0.224	40.40	66.21	1.62	2.78
415	421	0.32	1.81	0.42	4.338	-0.048	26.50	50.92	1.90	2.80

Tab. B6: Sedimentphysikalische Parameter, Corg, Karbonat, Biogenopal und Verhältnisse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope in planktischen Foraminiferen *Neoglobobulimina pachyderma* der Kerne PS2820-1 und PS2820-2.

PS2820-1

Sedimenttiefe im Kern (cm)	Corg (%)	CaCO ₃ (%)	Opal (%)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> (‰)	Wasser- gehalt (%)	Porosität (%)	Feucht- raumdicke (g/cm ³)	Korn- dicke (g/cm ³)
2	0.36	0.25	2.55			31.20	56.08	1.78	2.74
12	0.47	0.15	2.36			36.10	61.82	1.69	2.77
16	0.70	0.00	1.44			34.60	60.41	1.73	2.80
20	0.36	0.18	1.28			36.90	62.91	1.69	2.81
22	0.37	0.75	2.15	4.716	0.180	38.20	63.95	1.65	2.77
32	0.25	2.24	2.09	4.763	0.117	33.40	59.05	1.74	2.78
42	0.25	2.36	2.07	4.786	0.135	36.00	61.85	1.70	2.79
52	0.38	2.13	2.27	4.693	0.026	38.10	63.86	1.66	2.78
57	0.89	0.59	1.55	4.723	0.056	30.80	55.87	1.79	2.77
62	0.77	1.41	1.44	4.758	0.138	37.90	63.56	1.66	2.76
72	0.25	4.34	1.40	4.766	0.095	39.10	64.89	1.64	2.78
82	0.14	3.75	0.65	4.683	0.051	33.10	58.70	1.75	2.78
92	0.13	3.09	0.97	4.611	0.233	29.70	54.77	1.82	2.79
102	0.07	2.52	0.82	4.464	0.222	32.00	57.40	1.77	2.78
112	0.10	0.17	0.87			21.60	44.12	2.02	2.80
122	0.12	0.00	0.85			20.20	41.96	2.05	2.80
132	0.34	0.00	1.10			25.50	49.63	1.92	2.81
142	0.33	0.00	1.53			40.30	65.95	1.62	2.77
152	0.13	1.31	1.28	4.464	-0.396	34.10	59.91	1.73	2.80
162	0.13	2.45	1.12	4.503	-0.108	38.70	64.44	1.65	2.77
172	0.07	2.11	0.76	4.692	0.022	25.80	49.78	1.91	2.78
182	0.07	1.72	0.90	4.445	-0.144	23.70	46.81	1.96	2.77
192	0.19	0.00	1.83			40.50	66.29	1.62	2.78

Tab. B.6: Fortsetzung

PS2820-1									
Sedimenttiefe im Kern (cm)	Corg (%)	CaCO ₃ (%)	Opal (%)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> (‰)	Wasser- gehalt (%)	Porosität (%)	Feucht- raumdicke (g/cm ³)	Korn- dicke (g/cm ³)
202	0.09	1.39	1.23			45.10	70.58	1.55	2.80
212	0.08	0.09	1.39			33.80	59.37	1.74	2.78
219	0.08	6.56	0.87			26.10	50.36	1.90	2.80
222	0.09	0.02	1.26			23.10	46.54	1.99	2.83
232	0.14	0.00	0.59			30.90	56.12	1.80	2.79
242	0.13	0.00	1.01			32.50	58.16	1.77	2.80
247	0.14	0.03	0.84			32.60	58.12	1.76	2.79
252	0.14	0.16	1.11			32.00	57.43	1.77	2.78
262	0.19	0.00	1.25			30.30	55.57	1.81	2.80
272	0.14	0.19	1.71			34.60	60.40	1.72	2.79
282	0.13	0.18	1.81			33.60	59.26	1.74	2.78
292	0.07	0.06	0.65			24.50	48.28	1.95	2.81
302	0.12	0.07	0.78			33.20	58.93	1.75	2.80
310	0.19	0.00	1.22			33.20	58.96	1.75	2.80
314	0.14	0.03	0.94			35.20	61.13	1.72	2.80
324	0.12	0.08	0.97	4.555	-0.232	33.90	59.81	1.74	2.81
334	0.08	0.03	1.07	4.616	-0.121	24.90	48.75	1.94	2.81
344	0.05	0.01	0.50			18.60	39.64	2.11	2.82
351	0.08	0.00	0.92			21.40	43.71	2.02	2.80
359	0.06	0.08	0.98			21.70	44.21	2.01	2.80
364	0.16	0.05	1.21	4.573	-0.043	39.90	65.68	1.63	2.78
374	0.16	0.34	1.07			38.40	64.30	1.65	2.79
384	0.22	0.65	1.28	4.733	-0.046	40.00	65.73	1.62	2.77
394	0.24	0.48	1.45			45.50	70.68	1.54	2.77
404	0.21	0.57	1.60			42.20	67.92	1.59	2.79
414	0.31	0.18	1.27			38.80	64.63	1.64	2.78
420	0.28	0.07	2.00			41.10	66.80	1.61	2.78
424	0.26	0.09	1.28			45.00	70.22	1.54	2.77
434	0.28	0.16	1.17			35.70	61.65	1.71	2.81
444	0.20	0.45	0.92			36.80	62.71	1.69	2.80
454	0.40	0.59	0.72	4.653	-0.300	30.00	54.94	1.81	2.77
464	0.33	0.99	0.93	4.605	-0.491	42.90	68.57	1.58	2.80
474	0.66	0.47	1.30	4.750	-0.395	40.20	66.10	1.62	2.79
484	0.72	2.01	1.29	4.796	-0.379	41.50	67.16	1.60	2.78
488	0.33	2.29	1.58	4.787	-0.406	38.40	64.45	1.66	2.81
494	0.26	1.31	0.60	4.722	-0.414	39.20	65.03	1.64	2.79
504	0.28	1.90	0.69	4.666	-0.356	38.10	63.90	1.66	2.78
514	0.24	3.40	1.05	4.695	-0.369	33.80	59.46	1.74	2.78
524	0.20	1.79	0.85	4.535	-0.289	31.10	56.62	1.80	2.81
534	0.12	0.65	0.71	4.607	-0.350	25.40	49.54	1.93	2.81
537	0.13	0.61	0.34			24.50	48.26	1.95	2.81
544	0.11	0.95	0.81	4.312	-0.498	24.00	47.58	1.96	2.81
552	0.12	0.55	0.81			26.30	50.83	1.91	2.82
556	0.77	0.00	0.93			25.30	49.21	1.92	2.79
564	0.15	0.14	0.83			37.50	63.40	1.67	2.80
574	0.16	0.16	1.29			35.30	61.31	1.72	2.81
584	0.76	0.00	1.08			40.90	66.72	1.61	2.79
590	0.19	0.02	0.87			30.20	55.44	1.82	2.80
596	0.13	0.00	0.61			22.00	44.90	2.01	2.82
599	0.12	0.06	0.66			17.80	38.52	2.14	2.84
604	0.07	0.19	0.88			19.30	40.69	2.09	2.82
614	0.17	0.18	1.24			31.80	57.48	1.78	2.81
624	0.40	0.37	1.22	4.689	0.025	42.70	68.46	1.58	2.80

Tab. B.6: Fortsetzung

PS2820-1									
Sedimenttiefe im Kern (cm)	Corg (%)	CaCO ₃ (%)	Opal (%)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> (‰)	Wasser- gehalt (%)	Porosität (%)	Feucht- raumdichte (g/cm ³)	Korn- dichte (g/cm ³)
634	0.24	0.42	0.59			29.10	54.07	1.84	2.80
645	0.23	0.26	0.63			29.30	54.25	1.83	2.79
660	0.17	0.08	1.67			45.20	70.48	1.54	2.78
664	0.14	0.25	1.33			41.20	66.93	1.61	2.78
674	0.17	0.28	1.07			40.30	66.23	1.62	2.80
684	0.21	0.27	0.74			41.10	66.87	1.61	2.79
694	0.21	0.28	0.89			41.40	67.18	1.61	2.79
704	0.21	0.36	1.24			37.50	63.36	1.67	2.79

PS2820-2									
Sedimenttiefe im Kern (cm)	Corg (%)	CaCO ₃ (%)	Opal (%)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>N.pach.</i> (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pach.</i> (‰)	Wasser- gehalt (%)	Porosität (%)	Feucht- raumdichte (g/cm ³)	Korn- dichte (g/cm ³)
2	0.28	0.44	3.37			34.30	59.64	1.72	2.74
7	0.36	0.55	3.28			31.80	56.86	1.77	2.75
10.5	0.25	0.58	2.44			22.10	45.08	2.02	2.83
15	0.47	0.00	1.76			38.60	64.32	1.65	2.77

Tab. B.7: Prozentualer Anteil der Minerale in der Tonfraktion (< 2 mm) und Quarz/Feldspatverhältnis der Kerne PS2819-1 und PS2819.

PS2819-1					
Sedimenttiefe im Kern (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp	
2	33.21	47.7	19.09	0.73	
7	38.58	37.29	24.13	0.71	
12	54.51	34.55	10.94	0.89	
17	27.25	45.5	27.25	0.73	
22	28.07	44.58	27.34	0.76	
27	16.48	65.07	18.45	0.79	
32	19.16	40.65	40.2	0.92	
37	29.09	45.03	25.88	0.76	
42	24.69	49.21	26.1	0.81	

PS2819					
Sedimenttiefe im Kern (cm)	korreliert (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp
	2	33.21	47.7	19.09	0.73
2	8	15.08	66.79	18.13	0.83
7	13	30.2	47.57	22.23	0.86
11	17	23.6	48.38	28.02	0.94
15	21	25.97	43.4	30.62	0.93
18	24	21.53	53.26	25.21	0.91
28	34	26.33	39.16	34.51	0.92
31	37	16.71	50.28	33.02	0.8
38	44	30.46	51.68	17.85	0.8
48	54	27.53	39.83	32.64	0.9
58	64	24.7	34.95	40.35	0.97
68	74	18.35	40.07	41.57	0.98
78	84	25.7	38.91	35.4	0.88
88	94	15.03	42.04	42.93	0.83

Tab. B.7: Fortsetzung

PS2819

Sedimenttiefe (cm)	korreliert (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp
98	104	15.71	41.76	42.53	1.05
102.5	108.5	15.58	41.13	43.29	1.02
110	116	13.8	67.16	19.04	0.71
118	124	17.81	36.15	46.04	0.91
128	134	25.69	36.18	38.13	1.01
137	143	11.22	39.67	49.11	0.98
139	145	12.32	40.98	46.7	1.13
142	148	19.08	41	39.92	0.97
148	154	29.08	35.69	35.23	0.88
158	164	13.73	33.25	53.02	1.34
168	174	16.3	44.71	38.99	0.96
178	184	17.34	44.19	38.46	1.01
188	194	21.73	55.87	22.4	0.91
198	204	16.99	50.96	32.05	0.81
208	214	25.16	49.61	25.23	0.8
218	224	25.86	52.72	21.43	0.8
228	234	19.17	60.06	20.77	0.81
237	243	15.5	60.54	23.96	0.82
242	248	23.05	54.62	22.34	0.71
247	253	23.5	49.44	27.06	0.83
253	259	28.43	45.53	26.04	0.89
258	264	29.97	36.78	33.26	1
263	269	16.12	49.97	33.91	0.82
267	273	29.72	40	30.28	0.89
273	279	26.28	36.89	36.83	0.92
277	283	31.87	39.13	29	0.92
287	293	25.34	46.2	28.46	0.89
297	303	31.9	39.26	28.84	0.87
307	313	21.67	47.15	31.19	0.85
318	324	17.34	35.43	47.23	1.08
318	324	17.34	35.43	47.23	1.08
324	330	33.37	43.3	23.33	0.83
328	334	34.08	49.13	16.79	0.89
333	339	25.42	42.39	32.19	1
339	345	14.72	60.88	24.4	0.85
344	350	23.13	56.61	20.26	0.85
349	355	21.7	48.36	29.94	1.04
355	361	24.87	34.9	40.22	1.11
365	371	20.83	31.73	47.44	1.21
375	381	28.31	31.83	39.85	1.23
385	391	17.61	33.99	48.4	1.22
395	401	15.35	34.4	50.25	1.35
405	411	19.46	40.55	39.99	0.74
415	421	17.16	43.51	39.33	0.99

Tab. B.8: Prozentualer Anteil der Minerale in der Tonfraktion (< 2 mm) und Quarz/Feldspatverhältnis der Kerne PS2820-1 und PS2820-2.

PS2820-1

Sedimenttiefe im Kern (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp
12	23.09	48.44	28.47	0.91
16	32.8	41.18	26.02	0.81
20	25.87	47.65	26.48	0.87
22	42.82	41.45	15.74	0.76
32	26.1	45.84	28.06	0.89
42	32.65	46.65	20.7	0.79

Tab. B.8: Fortsetzung

PS2820-1

Sedimenttiefe im Kern (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp
52	27.57	43.92	28.51	0.96
57	48.69	34.52	16.79	0.89
62	22.53	40.89	36.58	1.23
72	29.03	48.26	22.72	0.85
82	21.72	50.25	28.03	0.9
92	35.73	39.37	24.9	0.74
102	32.4	47.07	20.53	0.8
112	52.77	37.09	10.15	0.97
122	30.45	50.47	19.07	0.82
132	26.82	45.93	27.24	0.81
142	20.95	50.71	28.34	1.02
152	34.15	44.15	21.69	0.84
162	33.66	45.26	21.08	0.72
172	17.17	66.01	16.82	0.84
182	41.24	45.28	13.48	0.77
192	20.29	39.94	39.76	1.01
202	35.72	34.7	29.58	0.87
212	29.17	44.96	25.87	0.86
219	31.36	51.72	16.92	0.82
222	24.86	47.87	27.27	0.91
232	43.15	40.51	16.34	0.98
242	20.63	47.04	32.33	1.07
247	44.91	36.53	18.55	1.03
252	16.62	45	38.38	1.13
262	27.11	41.65	31.25	0.9
272	25.6	53.3	21.1	0.71
282	49.6	36.42	13.98	0.88
292	14.72	65.27	20.01	0.72
302	32.14	45.22	22.64	0.93
310	27.7	52.17	20.13	0.77
314	40.43	42.15	17.42	0.88
324	24.23	55.98	19.79	0.81
334	37.62	45.62	16.76	0.81
344	23.18	55.91	20.91	0.82
351	24.99	58.51	16.51	0.87
359	45.98	37.43	16.59	0.99
364	55.64	26.54	17.82	0.75
374	32.65	41.44	25.91	0.89
384	33.73	38.32	27.95	0.93
394	41.92	34.11	23.97	0.78
404	42.06	33.97	23.97	0.6
414	35.91	36.37	27.72	0.88
420	38.93	37.95	23.12	0.72
424	53.34	28.15	18.51	0.88
434	22.94	42.75	34.31	0.91
444	48.75	27.48	23.77	0.97
454	37.4	35.89	26.71	1.1
464	27.32	37.72	34.97	1.16
474	29.01	38.6	32.39	1.13
484	22.08	35.95	41.97	1
488	38.39	37.57	24.04	1
494	40.1	35.08	24.82	0.85
504	34.96	39.39	25.66	1.11
514	22.32	45.22	32.46	0.93
524	26.5	49.31	24.2	0.91
534	21.69	48.97	29.34	0.88
537	26.17	45.99	27.84	1

Tab. B.8: Fortsetzung

PS2820-1

Sedimenttiefe im Kern (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp
544	22.42	58.01	19.58	0.86
552	32.02	49.95	18.03	0.89
556	30.34	52.4	17.26	0.78
564	34.53	43.75	21.72	0.79
574	35.79	40.57	23.63	0.82
584	23.39	39.61	37	1.18
590	18.6	52.9	28.5	0.94
596	23.35	52.57	24.08	0.8
599	25.8	48.5	25.7	0.94
604	7	62.31	30.69	0.62
614	20.17	41.12	38.71	1.03
624	25.85	36.11	38.04	0.98
634	20.95	48.29	30.76	0.92
645	28.86	49.28	21.86	0.96
660	53.91	30.23	15.86	0.88
664	49.76	34.04	16.2	0.91
674	40.93	40.6	18.47	0.9
684	31.9	43.09	25.01	0.76
694	38.6	39.98	21.42	0.7
704	29.35	41.02	29.62	0.85

PS2819-2

Sedimenttiefe im Kern (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Qz/Fsp
7	12.98	64.04	22.98	0.79
10.5	18.29	55.57	26.14	0.75
15	16.74	51.14	32.12	0.98

Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfaßt und keine anderen Hilfsmittel, als die im Quellen- und Literaturverzeichnis genannten, verwendet habe.

Bremerhaven, September 1999

Jutta Vernaleken