

Glazialmarine Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des westlichen Weddellmeeres

Diplomarbeit
Teil 1: Laborarbeit

vorgelegt von

Christine Holz

Geologisch-Paläontologisches Institut der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

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

Bremerhaven, März 2001

Inhaltsverzeichnis

KURZFASSUNG	4
1. EINLEITUNG.....	6
2. UNTERSUCHUNGSGEBIET.....	8
2.1 Physiographie und Bathymetrie des Weddellmeeres	8
2.2 Geologischer Überblick	8
2.3 Ozeanographie.....	10
2.4 Glaziologie	13
3. MATERIAL UND METHODIK.....	15
3.1 Bathymetrische Vermessung.....	15
3.2 Sedimentechographie.....	15
3.3 Kernbeprobung.....	16
3.4 Lithologische Beschreibung	16
3.5 Radiographien und Verteilungsanalyse der Eisfracht (IRD)	18
3.6 Bestimmung sedimentphysikalischer Eigenschaften	18
3.6.1 Wassergehalt	18
3.6.2 Berechnung von Porosität und Dichte	18
3.6.3 Magnetische Suszeptibilität	19
3.7 Bestimmung geochemischer Parameter.....	20
3.7.1 CaCO ₃ und C _{org}	20
3.7.2 Biogenopal	22
3.8 Bestimmung der Korngrößenverteilung.....	23
3.9 Komponentenanalyse der Grobfraktion (> 63 µm)	24
3.10 Tonmineralanalyse	25
3.10.1 Abtrennung der Tonfraktion	25
3.10.2 Vakuumfilterpräparate	25
3.10.3 Bestimmung der Tonminerale.....	26
3.11 Bestimmung der magnetischen Paläointensitäten	28

3.12	Gamma-Spektrometrie.....	29
4.	ERGEBNISSE.....	30
4.1	Sedimentechographie.....	31
4.2	Sedimentfarbe, Sedimentstruktur und Lithologie.....	32
4.3	Eisfrachtverteilung	33
4.4	Sedimentphysikalische Eigenschaften.....	33
4.4.1	Wassergehalt und Porosität.....	33
4.4.2	Dichten.....	35
4.4.3	Magnetische Suszeptibilität	35
4.5	Geochemische Parameter.....	36
4.5.1	Verteilung von Karbonat und organischem Kohlenstoff.....	36
4.5.2	Biogenopal	36
4.6	Korngrößenverteilung.....	37
4.7	Komponentenanalyse.....	38
4.7.1	Terrigene Komponenten	38
4.7.2	Biogene Komponenten.....	41
4.7.3	Authigene Komponenten	42
4.8	Tonmineralvergesellschaftung.....	42
4.9	Magnetische Paläointensitäten	42
4.10	Radionuklide	43
5.	INTERPRETATION UND DISKUSSION.....	45
5.1	Interpretation des Parasound-Profiles	45
5.2	Faziesmodell	46
5.2.1	Laminitfazies.....	46
5.2.2	Homogene Fazies.....	48
5.2.3	IRD-Fazies	48
5.2.4	Karbonatfazies	49
5.3	Stratigraphie.....	50
5.3.1	Lithostratigraphie.....	50
5.3.2	Paläomagnetik.....	52
5.3.3	Gamma-Spektrometrie.....	54
5.4	Paläoproduktivität	55
5.5	Sedimentationsmodell für ein Rinnen-Rückensystem im Wechsel spätquartärer Klimazyklen	55
5.5.1	Glazial.....	56
5.5.2	Übergang Glazial/Interglazial.....	58

5.5.3	Interglazial	59
5.5.4	Übergang Interglazial/Glazial	59
6.	DANKSAGUNG.....	62
7.	LITERATUR.....	63
	ANHANG A.....	71
	ANHANG B.....	76

Kurzfassung

Die Rekonstruktion des Einflusses von Strömungen und glazialmarinen Prozessen auf das Sedimentationsgeschehen am Kontinentalhang der Antarktischen Halbinsel im westlichen Weddellmeer basiert auf sedimentologischen und geophysikalischen Daten eines Kolbenlotkerns. Der Sedimentkern wurde während des Fahrtabschnitts ANT-XIV/3 mit dem FS „Polarstern“ aus einer mächtigen „Levee“-Struktur eines Rinnen-Rückensystems gewonnen. Es wurden sedimentologische sowie sedimentphysikalische Untersuchungen an dem Kernmaterial durchgeführt. Die textuellen Änderungen im Kern und die Variationen der gemessenen Parameter ermöglichen eine lithofazielle Gliederung und stratigraphische Einstufung der Sedimentabfolge.

Die untersuchten Sedimente umfassen den Zeitraum der vier letzten Klimazyklen bis heute und repräsentieren die Ablagerungsbedingungen von mehr als 340 000 Jahren. Vier Faziestypen wurden unterschieden, die sowohl glaziale als auch interglaziale Ablagerungsräume charakterisieren. (1) Die überwiegend groblaminierten Sedimentabfolgen wurden der Laminitfazies zugeordnet. Unter glazialen Umweltbedingungen kam es infolge schwacher Bodenströmungen zur Ablagerung feinkörniger, laminiertes, strömungsbetonter Sedimente. (2) Strukturlose, sehr homogene Sedimentabfolgen des Kerns beschreiben einen weiteren, den Kaltzeiten zugeordneten, Faziestyp, der durch geringe Variationen in den Sedimenteigenschaften charakterisiert ist. (3) Kernabschnitte, die weitgehend strukturlos sind bzw. leichte Bioturbationen und relativ viel eistransportiertes Material aufweisen, wurden als IRD-Fazies bezeichnet. Sie repräsentiert den Übergang vom Glazial zum Interglazial, in dem sich das Schelfeis und die Meeresbeckung zurückzogen. In den Sedimenten kam es infolge der gesteigerten Kalbungsrate zur Anreicherung der Eisfracht. (4) Die relativ biogenreichen, hellen Ablagerungen wurden der interglazialzeitlichen Karbonatfazies zugeteilt. Der signifikant erhöhte Anteil planktischer Foraminiferen weist auf eine gesteigerte Bioproduktivität im Oberflächenwasser hin, die aus verstärkten jahreszeitlichen Schwankungen der Meeresbedeckung resultiert.

Die betrachteten Sedimentationsprozesse, wie biologische Produktivität, Umlagerungsprozesse durch Meeresströmungen, gravitativer Sedimenttransport und Eistransport, sind das Abbild komplexer Wechselwirkungen aus Meeresspiegelschwankungen, Änderungen ozeanographischer Bedingungen und der Vereisungsdynamik. Das Sedimentationsgeschehen im Untersuchungsgebiet wurde folglich durch die Variationen der vorherrschenden Umweltbedingungen bestimmt. Im Glazial kam es unter einer geschlossenen Meeresbedeckung zur Ablagerung feinkörniger, geschichteter Sedimente. Vorwiegend Turbiditströmungen kontrollierten das Sedimentationsgeschehen innerhalb des betrachteten Rinnen-Rückensystems. Unter dem Einfluß der Coriolis-Kraft und wahrscheinlich einer Konturströmung wurden die suspendierten, feinkörnigen Partikel aus dem zentralen Bereich der Rinne verdriftet und über dem nördlichen Uferwall abgelagert. Höherenergetische gravitative Prozesse beeinflussten das Sedimentationsgeschehen episodisch und sind durch gut sortierte Ablagerungen mit erhöhten Gehalten im Mittel- bis Grobsiltbereich dokumentiert. Höhere Sedimentationsraten in den Glazialen trugen verstärkt zur Bildung des Uferwalls bei. Die Ablagerungen der ebenfalls glazialzeitlichen Homogenen Fazies belegen unterschiedliche Ablagerungsbedingungen und eine Verschiebung der dominierenden Prozesse. Während des Übergangs vom Glazial zum Interglazial nahm die

Bodenwasserbildungsrate durch das Aufschwimmen des Schelfeises zu, wodurch die Strömungsintensität gesteigert wurde. Eine verstärkte Eisbergaktivität wird durch die Anreicherung des IRD-Materials dokumentiert. Während interglazialer Zeiten ermöglichten offen-marine Bedingungen im Südsommer eine leicht erhöhte biologische Produktivität, so daß der Ablagerungsraum durch die Sedimentation biogener Komponenten verstärkt beeinflusst wurde.

1. Einleitung

Die Antarktis und das sie umgebende Südpolarmeer üben durch die Variationen in der Meereisbedeckung und die Ausdehnung der mächtigen Eisschilde großen Einfluß auf das globale Klimageschehen aus. Die Meereisbedeckung bewirkt eine Erhöhung der Albedo und nimmt so direkten Einfluß auf den Energiehaushalt der Antarktis. Die Ausdehnung der Schelfeismassen in der Antarktis beeinflussen die Bildungsrate des Bodenwassers und dadurch auch den Ausstrom der Bodenwassermassen in das globale Zirkulationssystem (GRÜNIG, 1991; BREHME, 1992; PUDSEY, 1992).

Das Oberflächenwasser des Südpolarmeeres ist außerordentlich nährstoffreich. Strömungsturbulenzen sowie die Antarktische Divergenz, die eine große Auftriebszone darstellt, sorgen für eine ausreichende Nährstoffzufuhr aus der Tiefe. Limitierender Faktor für die biogene Produktion wiederum ist die Meereisausbreitung und der damit verbundene Lichteinfall.

Die periodischen Wechsel zwischen Glazial- und Interglazial-Stadien des Quartärs ergeben sich aus den zyklischen Variationen der Erdbahnparameter, den sogenannten Milankovitch-Zyklen. Lithologische Veränderungen in glazialmarinen Sedimenten des antarktischen Kontinentalhangs im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres deuten darauf hin, daß sich die klimatischen Veränderungen des Spätquartärs in den Sedimenten widerspiegeln. Im östlichen Weddellmeer konnten lithologische Wechsel auf Änderungen in der Sedimentzufuhr zurückgeführt werden, die eine starke klimatische Steuerung zeigen. Dieser Wechsel in der Ablagerung glazialmariner Sedimente kann somit als Abbild der Klimaschwankungen betrachtet werden.

Die Beziehung zwischen Klimaänderungen, Meeresströmungen und den Sedimenten ist für die Gebiete des zentralen und nordwestlichen Weddellmeeres relativ gut durch Arbeiten von GRÜNIG (1991), BREHME (1992), PUDSEY (1992) und GILBERT et al. (1998) dokumentiert. Ebenso sind die Zusammenhänge für das südliche und südöstliche Weddellmeer durch diverse Untersuchungen (u.a. MELLES, 1991; WEBER, 1992; DIEKMANN & KUHN, 1997) eingehend beschrieben worden. Über die Sedimentabfolgen vom Kontinentalhang östlich der Antarktischen Halbinsel ist bisher relativ wenig bekannt. Eine wesentliche Rolle spielt dabei, daß das westliche Weddellmeer häufig auch während des Südsommers durch mächtiges Packeis unzugänglich bleibt (GILBERT et al., 1998).

Glaziologischen Modellen zufolge unterliegt das Eisvolumen des Westantarktischen Eisschildes starken Schwankungen und scheint nach dem Modell von MACAYEAL (1992) grundsätzlich instabil zu sein. Direkte Auswirkungen vom Abschmelzen des Westantarktischen Eisschildes zeichnen sich durch eine signifikante Erhöhung der Eisdrainage im Weddell- und Rossmeer ab. Zahlreiche sedimentologische sowie geophysikalische Untersuchungen des Kontinentalschelfs liefern durch Erosionsstrukturen im Meeresboden Hinweise auf einen erhöhten Eintrag von Eisbergen, die als Anzeichen für Größenänderungen des Westantarktischen Eisschildes gedeutet werden können. Direkte Beweise für einen Zusammenbruch konnten bisher jedoch nicht gefunden werden (ANDERSON & ANDREWS, 1999).

Das in dieser Arbeit untersuchte Probenmaterial stammt vom unteren Kontinentalhang östlich der Antarktischen Halbinsel und eignet sich durch die, insbesondere während der Glaziale, proximale Lage zur Larsen-Schelfeiskante gut zur Rekonstruktion von Klimaänderungen. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den Einfluß von Strömungen auf das Sedimentationsgeschehen im Bereich eines Rinnen-Rückensystems am Kontinentalhang des westlichen Weddellmeeres, im Verlauf der spätquartären Klimazyklen zu rekonstruieren. Dabei wurde versucht, ähnlich wie für benachbarte Gebiete des nordwestlichen Weddellmeeres (GILBERT et al., 1998) und des südöstlichen Weddellmeeres (WEBER et al., 1994), die sedimentologischen Parameter mit den geophysikalischen Informationen, insbesondere den akustischen Daten, zusammenzuführen. Anhand der erhobenen Daten wurde ein Sedimentationsmodell für einen spätquartären Klimazyklus entwickelt. Es soll die auf die Sedimentation einwirkenden Prozesse im Hinblick auf Variationen des Meereises sowie der Strömungsdynamik beschreiben und mit den Sedimentationsprozessen der bisher untersuchten Gebiete des Weddellmeeres verglichen werden.

2. Untersuchungsgebiet

Das Weddellmeer liegt im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres (Abb. 2.1). Es erstreckt sich vom antarktischen Kontinent im Süden bis zum Süd-Scotia-Rücken im Norden. Die Antarktische Halbinsel stellt eine klar definierte westliche Begrenzung des Weddellmeeres dar, wohingegen der Übergang in den Atlantischen und Indischen Ozean fließend ist. Im Südosten wird es durch Dronning-Maud-Land und die Coats-Land-Küste der Ostantarktis begrenzt. Die Kernposition PS2813-1 befindet sich am unteren Kontinentalhang östlich der Antarktischen Halbinsel bei $66^{\circ}43,80' \text{ S}$ und $50^{\circ}00,04' \text{ W}$ in 3499 m Wassertiefe (Abb. 2.1).

2.1 Physiographie und Bathymetrie des Weddellmeeres

Im Gegensatz zu Schelfzonen anderer Kontinente ist der antarktische Kontinentalschelf relativ schmal, liegt jedoch, bedingt durch die auflagernden Eismassen, mit 350 bis 500 m sehr tief. Charakteristisch ist sein landwärts geneigtes Profil. Ausnahmen bilden die Schelfgebiete des Weddell- und Rossmerees (FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988). Der Kontinentalschelf im Bereich des Larsen- und Filchner-Rønne-Schelfeises ist sehr breit und mehrere hundert Meter tief (PUDSEY et al., 1988). Durchschnittlich weist der etwa 300 km breite Larsenschelf Wassertiefen von 350 m auf und wird von großen Trögen, die tiefer als 500 m sind, durchzogen (Abb. 2.1). Sie sind durch frühere Eisströme, die von der Antarktischen Halbinsel ins Weddellmeer führten, entstanden (BENTLEY & ANDERSON, 1998).

Der Kontinentalhang des östlichen Weddellmeeres erweist sich mit einer Hangneigung von ca. 9° als stellenweise sehr steil und ist von mehreren Rinnen durchzogen (MELLES, 1991). Im westlichen Bereich scheint er jedoch wesentlich flacher abzufallen (PUDSEY et al., 1988).

Sedimentecholotaufnahmen (Abb. 4.2) sowie die in Abb. 4.3 dargestellte Morphologie des Untersuchungsgebietes dokumentieren asymmetrisch ausgebildete, W-E verlaufende Rinnen-Rückensysteme im unteren Kontinentalhang des westlichen Weddellmeeres, die durch Erosions- und Sedimentumlagerungsprozesse gekennzeichnet sind. Der größte Teil des Weddellmeeres liegt in mehr als 4000 m Wassertiefe und bildet die weite Tiefsee-Ebene.

2.2 Geologischer Überblick

Bis ins frühe Mesozoikum war die Antarktis noch Bestandteil des Gondwana-Kontinents, der Antarktis, Australien, Südamerika, Afrika und Indien in sich vereinigte. Vor etwa 180 Ma begann Gondwana sukzessiv zu zerbrechen (STOREY et al., 1996; ROGENHAGEN & JOKAT, 2000). Die während des Mittleren Jura gebildeten Flutbasalte, wie die von COX (1992) beschriebene Karoo-Provinz in Südafrika, Dronning-Maud-Land und Ferrar-Provinz der Antarktis (ELLIOT, 1992) und die von HERGT et al. (1989) beschriebene Tasman-Provinz in Australien werden als Anfangsstadium des Zerbrechens von Gondwana interpretiert (KING et al., 1996). Über einen langen Zeitraum war die Antarktis jedoch noch mit Australien und der

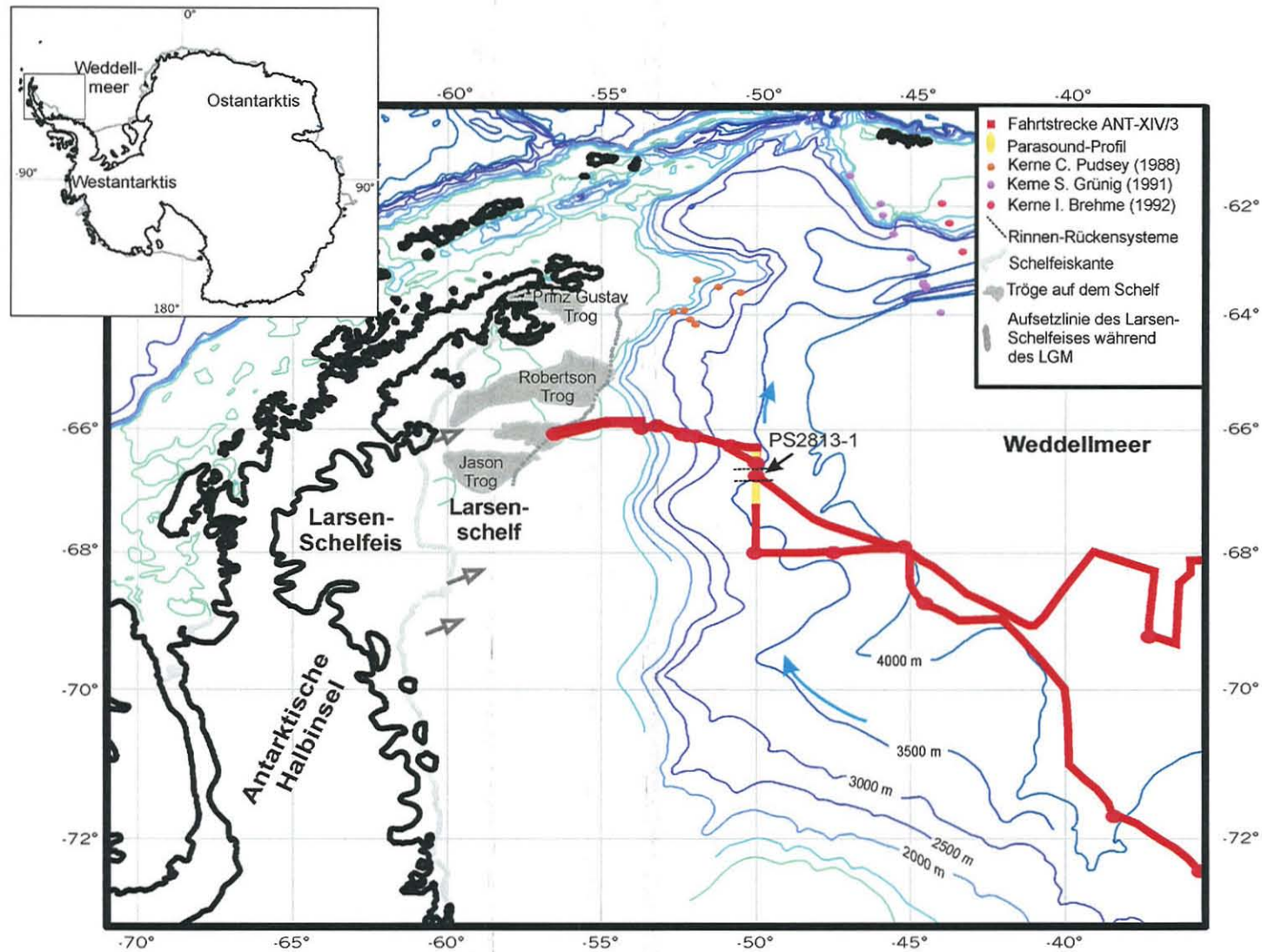


Abb. 2.1: Übersichtskarte des westlichen Weddellmeeres mit der Antarktischen Halbinsel und dem daran angrenzenden Larsen-Schelfeis. Dargestellt sind neben der Fahrtroute ANT-XIV/3 und der Kernposition PS2813-1 am unteren Kontinentalhang östlich der Antarktischen Halbinsel die Kernpositionen angrenzender Untersuchungsgebiete sowie Trogbereiche und die Aufsetzlinie des Larsen-Schelfeises während des letzten glazialen Maximums (LGM) (BENTLEY & ANDERSON, 1998). Das unter dem Larsen-Schelfeis neugebildete Bodenwasser (WSBW, graue Pfeile) fließt den Kontinentalhang hinab und folgt als Konturstrom dem Weddellwirbel (blaue Pfeile) (vergl. Kap. 2.3).

Spitze Südamerikas verbunden. Vor 90 Ma kam es zunächst zur Trennung von Australien (WEISSEL & HAYES, 1972; LAWVER et al., 1992). Als letztes trennten sich Südamerika und die Antarktische Halbinsel. Erst mit der Öffnung der Drake-Passage vor etwa 23 Ma (LAWVER et al., 1992) kam es zur Bildung des zirkumpolaren Ringstromsystems (BARKER & BURRELL, 1982). Dieses hatte eine thermische Isolierung des Kontinents zur Folge, wodurch die Vereisung der Antarktis initiiert wurde (KVASOV & VERBITSKY, 1981; BARKER & BURRELL, 1982; EHRMANN, 1994). Nach WHITE & MCKENZIE (1989) und COX (1992) wurde das Gebiet des Weddellmeeres hauptsächlich von magmatischen Events beeinflusst, die mit dem Rifting des südwestlichen Gondwanalandes und mit den sich an den Magmatismus anschließenden Prozessen in Verbindung stehen. Die ozeanische Kruste des Weddellmeeres, die Teil der antarktischen Lithosphärenplatte ist, wurde weitgehend an der südlichen Flanke der Spreizungszone, dem heutigen Südamerika-Antarktis-Rücken, gebildet.

Die auf der Polarsternfahrt ANT-XIV/3 erhobenen seismischen Daten haben erstmals einen Einblick in die seismische Struktur und Sedimentverteilung des westlichen Weddellmeeres gewährt. Jüngste Untersuchungsergebnisse von ROGENHAGEN & JOKAT (2000) bestätigen die von STOREY et al. (1996) gemachte Annahme, daß das Zerbrechen Gondwanas im westlichen Weddellmeer während des Oberen Jura (180 Ma) einsetzte. Die Hauptphase der Öffnung des Weddellmeeres vollzog sich schließlich in der Unter-Kreide (MACDONALD & BUTTERWORTH, 1990).

Die Antarktische Halbinsel bildet eine von fünf kontinentalen Krustenblöcken der Westantarktis und charakterisiert den vom Mesozoikum bis zum Tertiär herrschenden Inselbogenvulkanismus. Durch die nordöstlich verlaufende Subduktion der Proto-Pazifischen Platte unter den Kontinentalrand Gondwanas (STOREY & GARRETT, 1985) bildeten sich hauptsächlich kalkalkalische Gesteinsserien (PANKHURST, 1982). Erst während der Oberkreide, mit der Verlagerung des Magmatismus von der Ost- zur Westküste der Antarktischen Halbinsel, wurden die Gesteine mafischer (STOREY & GARRETT, 1985; PANKHURST et al., 1988), welches mit einer Änderung des Subduktionswinkels einhergeht.

2.3 Ozeanographie

Das globale thermohaline Zirkulationssystem der Weltozeane wird in erster Linie durch die Wassermassenbildung im Nord- und Südatlantik sowie der angrenzenden Polarmeere gesteuert. Angetrieben und aufrechterhalten wird es dabei durch die unterschiedlichen Dichten der einzelnen Wassermassen. Das Oberflächenwasser der hohen Breiten wird durch die Abkühlung spezifisch schwerer, sinkt in tiefere Stockwerke ab und verdrängt so andere Wassermassen. Neben der Temperaturabnahme bewirkt auch ein zunehmender Salzgehalt, der beispielsweise durch das Freisetzen von Solewasser bei der Bildung von Meereis entsteht, eine Erhöhung der Dichte.

Charakteristisch für das Südpolarmeer ist sein zonal verlaufendes Strömungssystem, der Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC) (Abb. 2.2). Der im wesentlichen oberflächlich durch Westwinde angetriebene Ringstrom umfaßt alle Wassermassen von der Meeresoberfläche bis zum Meeresboden und ist mit allen drei Weltozeanen durch den Austausch von Wassermassen verbunden. Diverse Strombänder, sogenannte ozeanische Fronten, unterteilen den ACC in drei verschiedene Zonen. Die ozeanischen Fronten werden durch abrupte Änderungen der Wassermasseneigenschaften, insbesondere ihrer konservativen Eigenschaften, wie Salzgehalt und Temperatur, charakterisiert (WHITWORTH, 1988). In der

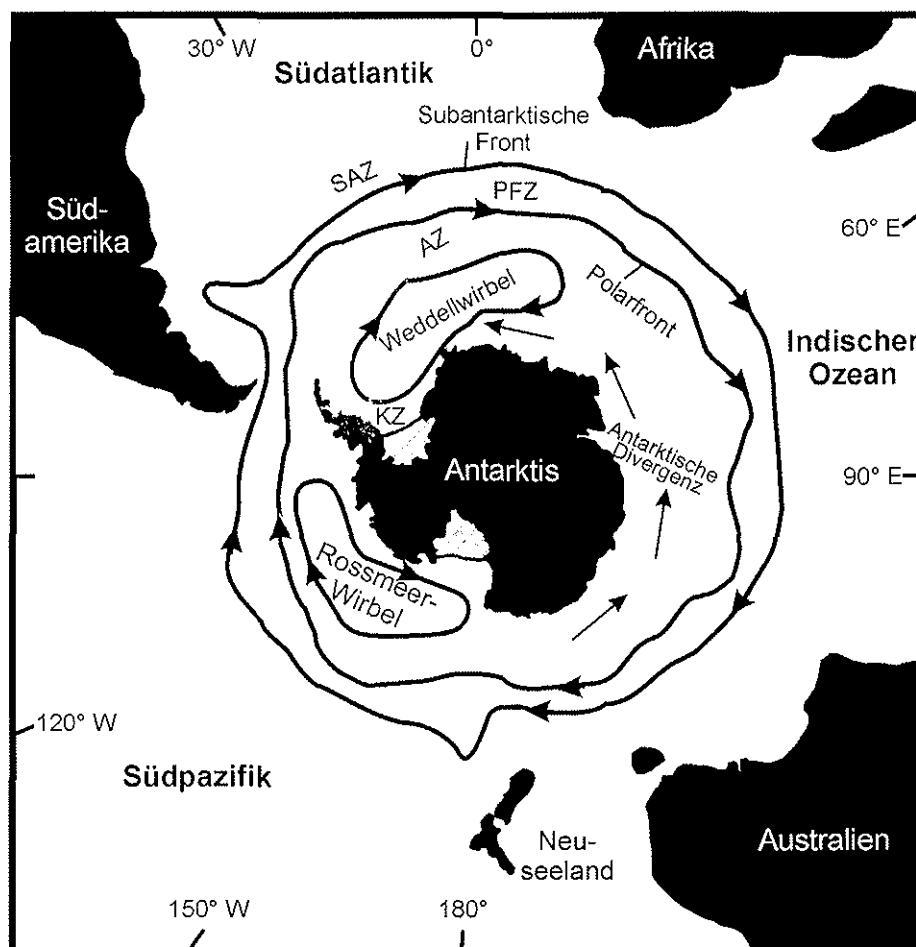
Drake-Passage wird der ACC im Norden durch die Subtropische Front (STF) vom nördlichen Südatlantik abgegrenzt. Im Süden bildet die nördliche Begrenzung des Weddellwirbels (ACC-, Weddell Gyre Boundary“) die Abgrenzung zum Weddellmeer (PETERSON & STRAMMA, 1991; ORSI et al., 1993). Zwischen diesen beiden Begrenzungen liegen zwei weitere Fronten, die Subantarktische Front (SAF) und die Polarfront (PF). Die Zonierung des ACC beginnt im Norden mit der Subantarktischen Zone (SAZ), die von der STF und der SAF begrenzt wird. Durch die SAF im Norden und die PF im Süden ist die Polarfrontzone (PFZ) charakterisiert, an die die südlichste Zone des ACC, die Antarktische Zone (AZ), angrenzt. Südlich an den ACC schließt sich die unter dem Einfluß der Ostwinddrift stehende Kontinentale Zone (KZ) an. Innerhalb der PFZ mischt sich kaltes, salzarmes Antarktisches Oberflächenwasser (AASW) der AZ mit dem warmen, salzreichen Subantarktischen Oberflächenwasser (SASW) der SAZ und bildet Antarktisches Zwischenwasser (AAIW) (vergl. Abb. 2.3). Die Hauptwassermasse des ACC bildet das Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW), an dessen Bildung neben Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) sowohl Weddellmeerwassermassen als auch Zwischenwasser aus dem Indischen und Pazifischen Ozean beteiligt sind (BROECKER & TAKAHASHI, 1985). Das kalte und salzreiche Antarktische Bodenwasser (AABW) bildet aufgrund seiner hohen Dichte die tiefste Wassermasse des ACC.

Bereits Anfang des 20. Jahrhunderts unterschied BRENNECKE (1921) drei unterschiedliche Wassermassen voneinander. Unterhalb einer dünnen, kalten Deckschicht stieß er auf relativ warmes Tiefenwasser und schließlich auf kaltes Bodenwasser. Die Bedeutung des Weddellmeeres als wichtigstes Bildungsgebiet des kalten AABW wurde früh durch die Arbeiten von BRENNECKE (1921), MOSBY (1934) und DEACON (1937) erkannt. Nach CARMACK (1977) werden ca. 70 % und nach FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988) sogar 80 % des AABW im Weddellmeer gebildet. Diese Erkenntnisse verstärkten die Bedeutung des Weddellmeeres in Bezug auf die globale thermohaline Zirkulation und somit auf das Klimageschehen der Erde.

Innerhalb des Weddellmeeres wird die Zirkulation durch den zyklonischen Weddellwirbel bestimmt, der sich von der Antarktischen Halbinsel bis 20° oder 30° E (DEACON, 1979; GORDON, 1998) und von 55° bis 60° nach Süden (GORDON et al., 1981) erstreckt. Wie der ACC umfaßt auch der Weddellwirbel alle Wassermassen bis zum Meeresboden (CARMACK & FOSTER, 1975; DEACON, 1979; GORDON et al., 1981).

Die obersten 200 m der Wassersäule des Weddellmeeres werden vom Winterwasser (WW) mit Temperaturen von unter -1,8 °C eingenommen. Infolge der Meereisschmelze wird dieses im Sommer von dem wärmeren, salzärmeren AASW überschichtet (FAHRBACH, 1995). Unterhalb der kalten Deckschicht erstreckt sich, mit Temperaturen über 0 °C, relativ warmes Tiefenwasser (WDW) bis in 1500 m Tiefe (FOSTER & CARMACK, 1976), das auch als Weddell Deep Water (u.a. FOLDVIK et al., 1985) bezeichnet wird. Dieses wird wiederum von dem kälteren AABW unterschichtet. Das AABW, charakterisiert durch Temperaturen zwischen -0,7 °C und 0 °C, breitet sich allerdings nur im östlichen Weddellmeer bis zum Meeresboden aus. Im südwestlichen, westlichen und nördlichen Weddellmeer hingegen schichtet sich eine neu gebildete, kältere Variante des AABW, das sogenannte Weddellmeer Bodenwasser (WSBW), ein. Im Zusammenhang des dichtereren WSBW werden zwei Bildungsprozesse diskutiert, bei denen zum einen kaltes Eisschelfwasser (ISW) und zum anderen salzreiches Westliches Schelfwasser (WSW) eine wichtige Rolle spielen. Die WSBW-Bildung vollzieht sich nach FOSTER & CARMACK (1976) in zwei Schritten. Zunächst entsteht durch die Mischung von kaltem Oberflächenwasser (WW) mit dem von Norden advectierten warmen Tiefenwasser (WDW) modifiziertes warmes Tiefenwasser (MWDW). Vermischt sich

anschließend das neu gebildet MWDW mit WSW, das aufgrund der Meereisbildung hohe Salzgehalte aufweist, bildet sich schließlich WSBW. Dieses sinkt bedingt durch die hohe Dichte entlang des Kontinentalhangs bis in die Tiefsee ab und wird über den Weddellwirbel nach Norden transportiert. Im südlichen Weddellmeer bietet sich unterhalb des Filchner-Rønne-Schelfeises eine zweite Variante der WSBW-Bildung. ISW unterströmt das Schelfeis und wird durch den Kontakt mit diesem, ohne zu gefrieren, bis auf $-2,2\text{ °C}$ abgekühlt. An der Westflanke der Filchner-Rinne strömt diese Wassermasse unter dem Schelfeis wieder hervor und es entsteht durch die Vermischung mit WDW am Kontinentalhang das WSBW (FOLDVIK et al., 1985). Das neugebildete, dichte WSBW fließt schließlich entlang des westlichen Beckenrandes als Konturstrom nordwärts (FOSTER & MIDDELTON, 1980; ORSI et al., 1993).



SAZ: Subantarktische Zone SAF: Subantarktische Front
 PFZ: Polarfrontzone PF: Polarfront
 AZ: Antarktische Zone
 KZ: Kontinentale Zone

Abb. 2.2: Der Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC) – Ringstromsystem des Südpolarmees (verändert nach GORDON, 1967; ANDERSON, 1999). Eingezeichnet sind die Subantarktische Front und die Polarfront, die die Polarfrontzone begrenzen, die Antarktische Divergenz sowie der Weddell- und Rossmeer-Wirbel. Lediglich angedeutet sind die Subantarktische und Antarktische Zone des ACC sowie die sich südlich anschließende Kontinentale Zone.

Der Hauptausstrom des dichten WSBW vollzieht sich über den Süd-Sandwich-Graben (PUDSEY et al., 1988). Weniger dichtes Bodenwasser kann zum Teil bereits über den Süd-Scotia-Rücken ausströmen (FOSTER & MIDDLETON, 1980). Das AABW breitet sich über große Gebiete aus und nimmt nach WORTHINGTON (1981) etwa 30 % des Volumens der Weltmeere ein. Es kann bis weit in den Nordatlantik hinein verfolgt werden, wobei es dort jedoch nicht mehr unvermischt vorliegt. Aufgrund des hohen Silikatgehaltes der Wassermasse kann diese eindeutig als Wasser antarktischen Ursprungs ausgewiesen werden (FAHRBACH, 1995).

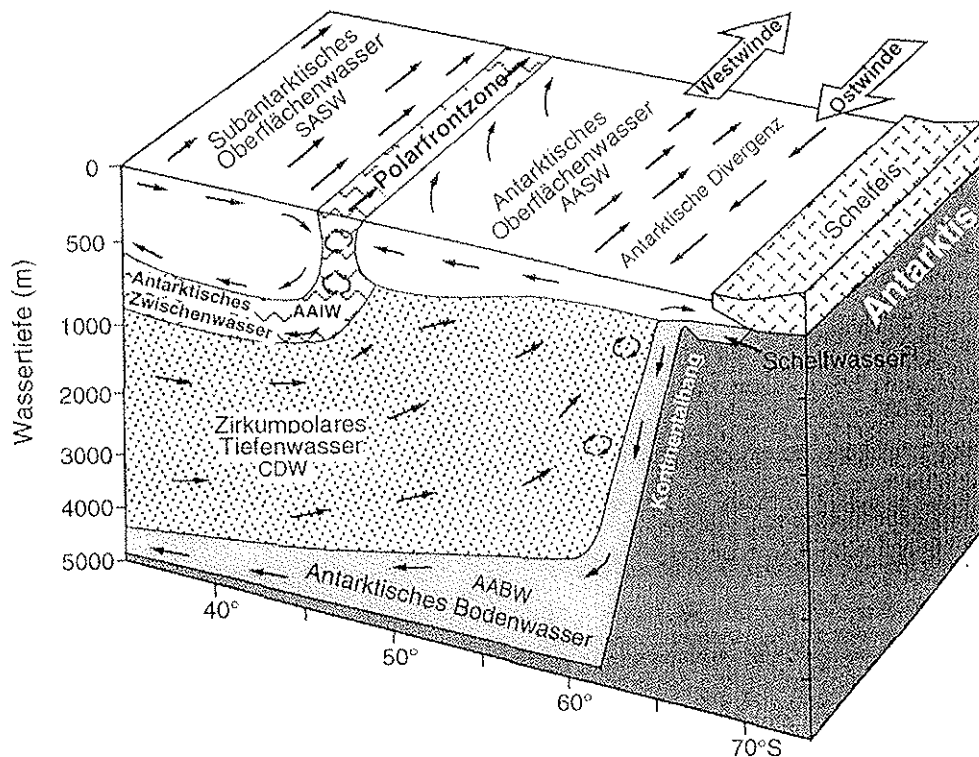


Abb. 2.3: Schematische Darstellung der Wassermassenverteilung und der Strömungsverhältnisse im Südpolarmeer (verändert nach GORDON & GOLDBERG, 1970; EHRMANN, 1994).

2.4 Glaziologie

Satellitenaufnahmen zeigen, daß der antarktische Kontinent zu 99,4 % von Eis bedeckt ist. Mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2 km bildet es insgesamt eine Fläche von $13,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ (BARKER et al., 1999).

Ost- und Westantarktis heben sich neben der unterschiedlichen geologischen Entwicklung auch im Hinblick auf ihre Eisschilde voneinander ab. Die Eismassen der Ostantarktis (EAIS) lagern im wesentlichen auf dem kontinentalen Grundgebirge auf, wohingegen sich die Basis des westantarktischen Eisschildes (WAIS) größtenteils unterhalb des Meeresspiegels befindet. Das Transantarktische Gebirge bildet die Grenze zwischen dem marinen WAIS und dem kontinentalen EAIS.

Von wesentlicher Bedeutung für das globale ozeanische Zirkulationssystem und Klima der Erde sind die großen Schelfeisgebiete. 44 % der antarktischen Küste werden von Schelfeis umsäumt (DREWRY et al., 1982) und bedecken mit insgesamt $1,5 \times 10^6$ km² etwa 4 % der Fläche des Südpolarmeeres (FAHRBACH, 1995). Die für das Untersuchungsgebiet wichtigen Schelfeisgebiete des Weddellmeeres sind das im Süden gelegene Filchner-Rønne-Schelfeis und das Larsen-Schelfeis östlich der Antarktischen Halbinsel. Das Larsen-Schelfeis wird im wesentlichen direkt durch Niederschläge, basales Gefrieren und durch Eisströme vorwiegend terrestrischer Quellen genährt (ANDERSON, 1999), wohingegen das Filchner-Rønne-Schelfeis hauptsächlich durch Eisströme aus der West- und Ostantarktis genährt wird.

Die verdichtete Eisbedeckung im westlichen Weddellmeer ist auf die bei FOSTER (1972) beschriebenen ablandigen, kalten, katabatischen Winde vor dem Filchner-Rønne-Schelfeis zurückzuführen, die auch im Südsommer zur Bildung von Neueis führen (BREHME, 1992).

Während des Südwinters (Juni bis November) ist nahezu das gesamte Weddellmeer zu mehr als 80 % von Meereis bedeckt (SEA ICE CLIMATIC ATLAS, 1985). Bis Mitte Februar zieht sich die Eisbedeckung bis auf ihr Minimum zurück. Große Gebiete des westlichen und südwestlichen Weddellmeeres liegen jedoch weiterhin zu mehr als 80 % unter einer Meereisdecke (Abb. 2.4). Durch Divergenzen im Windfeld und in Meeresströmungen kann die normalerweise geschlossene Eisbedeckung lokal aufbrechen. Diese eisfreien Flächen werden Polynias genannt. Die entlang der antarktischen Küste herrschenden ostwärtigen Winde mit ablandigen Komponenten treiben das Eis von der Küste fort, wodurch sich die Küstenpolynias bilden (FAHRBACH et al., 1994). So können lokal intensive Austauschprozesse des Oberflächenwassers mit der Atmosphäre stattfinden, die bei permanenter Meereisdecke nicht möglich sind (FAHRBACH, 1993). Das Aufbrechen der Eisdecke wirkt sich beispielsweise direkt auf die Primärproduktion aus. Die Albedo nimmt ab und der limitierende Faktor Licht dringt in die oberste Wasserschicht, die photische Zone, ein.

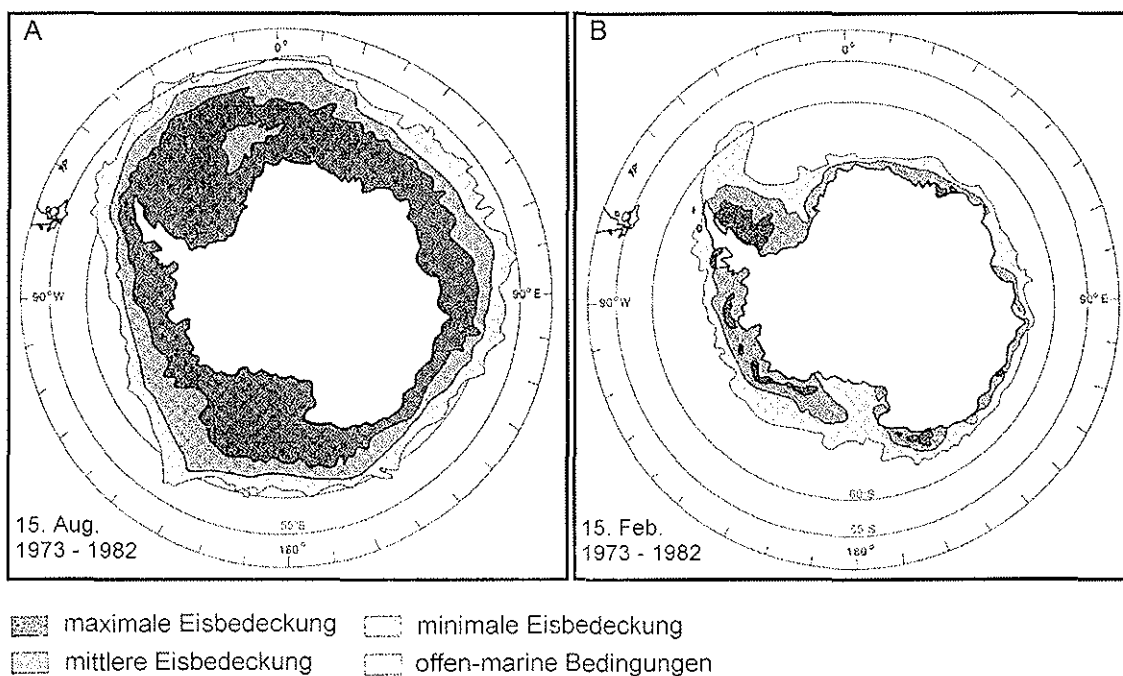


Abb. 2.4: Durchschnittliche Meereisbedeckung um die Antarktis für den Südwinter (A) und Südsommer (B). (Verändert nach SEA ICE CLIMATIC ATLAS, 1985; ANDERSON, 1999).

3. Material und Methodik

Bisher konzentrierten sich die marin-geologischen Forschungsarbeiten im wesentlichen auf das südliche, südöstliche und nordwestliche Weddellmeer. Große Bereiche des westlichen Weddellmeeres sind häufig auch während des Südsommers von dichtem, kompaktem Meereis bedeckt (Abb. 2.4). Im Rahmen der Polarstern-Expedition ANT-XIV/3 (JOKAT & OERTER, 1998) gelang es, in die bisher sedimentologisch unbearbeiteten Gebiete des zentralen und westlichen Weddellmeeres vorzustoßen und Proben zu nehmen. Sedimentechogramme des Parasound-Systems, die nahezu während des gesamten Fahrtabschnitts aufgezeichnet wurden, dienten neben der Erfassung verschiedener Sediment-Echotypen auch zur Festlegung der Probenlokationen. Aus der Fahrtroute, die von der Tiefsee-Ebene über den Kontinentalhang bis auf den Larsenschelf verläuft, wurde der Kolbenlotkern PS2813-1 vom unteren Kontinentalhang östlich der Antarktischen Halbinsel anhand hochauflösender flachseismischer Parasound-Profile zur Bearbeitung ausgewählt. Eine Oberflächenprobe wurde durch das Voreillot gewonnen. Um Aussagen über den eventuellen Kernverlust treffen zu können, wurde das 70 cm lange Voreillot von PS2813-1 in die Analysen mit einbezogen und die Ergebnisse miteinander korreliert.

Tab. 3.1: Geographische Lage der Station PS2813-1 sowie Angaben zur Wassertiefe, eingesetztem Gerät und Kerngewinn.

Kern	geogr. Breite	geogr. Länge	Wassertiefe (m)	Gerät	Kerngewinn (m)
PS2813-1	66°43,80'S	50°00,04'W	-3499	KOL 20 m	10,64

3.1 Bathymetrische Vermessung

Zur bathymetrischen Vermessung wurde ein ATLAS HYDROSWEEP DS MULTIBEAM ECHOSOUNDER (15,5 kHz) verwendet. Senkrecht zur Schiffsachse werden 59 Signale über einen Transducer, der die Umwandlung von elektrischer in akustische Energie und umgekehrt ermöglicht, fächerförmig ausgesendet. Der von dem Sonarfächer abgetastete Streifen auf dem Meeresboden beträgt das Doppelte der Wassertiefe. Die ermittelten Wassertiefen wurden von der bathymetrischen Arbeitsgruppe des Alfred-Wegener-Instituts Bremerhaven korrigiert und zur Verfügung gestellt. Basierend auf diesen Daten wurde ein morphologisches Modell des Ablagerungsraumes um die Kernstation von PS2813-1 (s. Kap. 4 Ergebnisse, Abb. 4.3) berechnet, das als dreidimensionale Ergänzung der Parasound-Profile dient.

3.2 Sedimentechographie

Als Sedimentecholot wurde das auf der „Polarstern“ fest installierte Parasound-System verwendet. Dieses besitzt im Vergleich zu herkömmlichen 3,5 kHz-Systemen sowohl eine verbesserte horizontale als auch vertikale Auflösung und Eindringtiefe in das Sediment

(KUHN & WEBER, 1993). Vor- und Nachteile beider Systeme werden bei KUHN & WEBER (1993) diskutiert. Das mit 4 kHz betriebene Parasound-System wurde zur Bestimmung der Probenlokationen und der geologischen Stationen, zur Erfassung verschiedener Sediment-Echotypen sowie der physikalischen Eigenschaften der Sedimente verwendet (JOKAT & OERTER, 1998). Die hohe akustische Eindringtiefe bei bestimmten Echotypen gewährt einen Einblick in tiefere Sedimenteinheiten (WEBER, 1992). Das Parasound-System bietet die Möglichkeit die topographischen Strukturen, das Schichtgefüge und die Reflexionsmuster in den Echogrammen zu betrachten, wodurch bereits vor der Untersuchung der Sedimentabfolgen Rückschlüsse auf das Sedimentationsgeschehen gezogen werden können.

3.3 Kernbeprobung

Die maximal 1 m langen Kernsegmente wurden der Länge nach mit einer zweiblättrigen Säge geöffnet und in Arbeits- und Archivhälfte geteilt. Zur Anfertigung von Radiographien wurden zunächst mit Plexiglasdeckeln 25 x 10 x 1 cm große Sedimentscheiben von der Arbeitshälfte abgetrennt. Nach dem Glätten der Oberflächen wurden Arbeits- und Archivhälfte fotografiert. Anschließend erfolgte die lithologische Beschreibung an der Archivhälfte.

Mit drei 10 ml-Spritzen je Probenhorizont wurden die Proben in 10 cm-Intervallen entnommen, wohingegen bei der Beprobung des Voreillots ein Abstand von 5 cm gewählt wurde. Aus dem verbleibenden Sediment jedes Probenhorizontes wurde eine etwa 2 cm breite Spatelprobe herausgenommen, die zur Korngrößenanalyse verwendet wurde. Anhand eines 10 ml-Spritzenprobensatzes wurden für jeden Probenhorizont die aus Abb. 3.1 hervorgehenden physikalischen und geochemischen Parameter bestimmt. Zusätzlich wurden 22 Spatelproben für die Gamma-Spektrometrie-Analyse entnommen, wobei der Probenabstand nach unten logarithmisch zunahm. Schließlich wurde der Kern für die Messung der Paläointensitäten mit 2 x 2 x 1,6 cm Plexiglas-Döschen im Abstand von 5 cm nachbeprob.

Unmittelbar nach der Kernbeprobung wurden die Proben zur Bestimmung des Wassergehaltes ausgewogen. Im Anschluß wurden alle entnommenen Spatel- und Spritzenproben tiefgefroren und in ca. 48 Stunden gefriergetrocknet.

3.4 Lithologische Beschreibung

Bei der lithologischen Beschreibung wurde das Sedimentgefüge wie Lamination und Bioturbation sowie die Farbe des Sedimentkerns und die Korngrößenverteilung beschrieben und in einem Kernlog (Anhang A) festgehalten. Neben der Farbbestimmung mit Hilfe der MUNSELL SOIL COLOR CHART (1975) wurde die Farbe zusätzlich im Abstand von 1 cm spektralphotometrisch (MINOLTA C11-2002) im Bereich zwischen 400 und 700 nm gemessen.

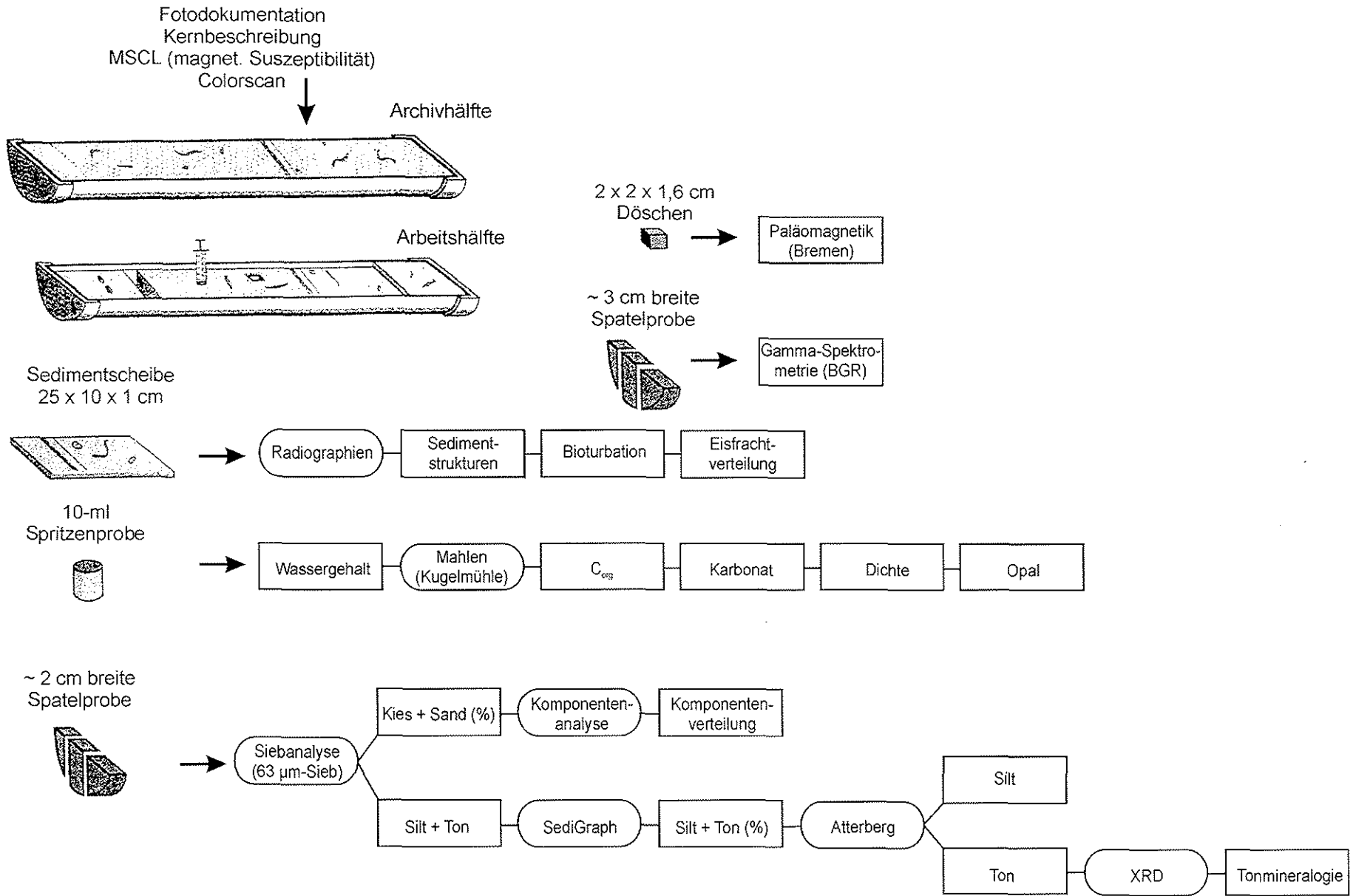


Abb. 3.1: Arbeitsschema zur Probennahme und zur sedimentologischen Bearbeitung.

3.5 Radiographien und Verteilungsanalyse der Eisfracht (IRD)

Zur detaillierten Beschreibung der Sedimentstrukturen (z.B. Bioturbation und Lamination) und zur Ermittlung des im Sedimentkern enthaltenen eistransportierten Materials („ice rafted debris“, IRD) wurden Radiographie-Negative und Abzüge hiervon hergestellt. Die 25 x 10 x 1 cm großen Sedimentscheiben wurden dazu in einem Röntgengerät der Firma Hewlett Packard (HP Cabinet X-Ray System) bei einer Spannung von 40 kV und einer Stromstärke von 3 mA auf AGFA Gevaert Structurix D4 FW Röntgenfilm drei Minuten belichtet. Von den im Labor entwickelten Röntgenaufnahmen wurden anschließend auf ILFORD Fotopapier Positiv-Abzüge hergestellt.

Der Anteil an eistransportiertem Material in den Sedimenten wurde nach der Methode von GROBE (1986, 1987) ermittelt. Die Radiographien wurden, häufig unter Berücksichtigung der Positive, mit Hilfe von Leuchttisch und Millimeterpapier abgerastert, um alle Komponenten mit einem Durchmesser von 2 mm und größer in 1 cm breiten Horizonten auszuzählen. Die ausgezählten Partikel eines Probenhorizontes repräsentieren jeweils den IRD-Gehalt für 10 cm³ Sediment (1 x 10 x 1 cm). Um die granulometrischen Daten mit den IRD-Gehalten der optischen Analyse korrelieren zu können, wurden die Ergebnisse über 5 cm gemittelt als IRD-Parameter angegeben (s. Kap. 4 Ergebnisse, Abb. 4.4).

3.6 Bestimmung sedimentphysikalischer Eigenschaften

3.6.1 Wassergehalt

Um den Wassergehalt des Sediments bestimmen zu können, wurden die 10 ml-Spritzenproben direkt nach der Kernbeprobung mit einer SATORIUS-Präzisionswaage ausgewogen und anschließend tiefgefroren. Danach wurden die vollständig durchgefrorenen Proben 48 Stunden im Lyovac GT2, LEYBOL-HERAEUS, gefriergetrocknet und erneut gewogen. Der Wassergehalt errechnet sich wie folgt aus Gleichung (3.1):

$$W [\%] = \frac{\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}}{\text{Trockengewicht [g]}} \cdot 100 \quad (3.1)$$

3.6.2 Berechnung von Porosität und Dichte

Um physikalische Eigenschaften wie Porosität, Feuchtraumdichte und Korndichte berechnen zu können, mußten zunächst die Dichte (ρ_d) und das Volumen (V_d) der Sedimentproben bestimmt werden. Dazu wurden die Proben 15 Minuten in einer Stahlkugelmühle homogenisiert. 3 bis 4 g des feingemahlten Sediments wurden in den Meßzylinder des Gaspycnometers (MICROMERITICS Accupyc 1330) eingewogen und das exakte Probengewicht in das Pycnometer eingegeben. Im Pycnometer wurden Dichte und Volumen der Proben unter Berücksichtigung eines Referenzvolumens über die Gasdruckänderung von Helium ermittelt (WEBER, 1992).

Unter Annahme eines Salzgehalts von 35 ‰ und einer Labortemperatur von 23 °C wurden die Porosität (P), Feuchtraumdichte (ρ_{wbd}) und Korndichte (ρ_{gd}) nach HAMILTON (1969) und GEALY (1971) mit folgenden in MELLES (1991) zusammengestellten Gleichungen berechnet.

Aus der Masse der Trockenprobe (M_d) und dem aus Gleichung (3.1) errechneten Wassergehalt (W) wurde die Masse des evaporierten Wassers (M_w) nach Gleichung (3.3) ermittelt:

$$\text{wobei} \quad M_d [\text{g}] = \rho_d * V_d \quad (3.2)$$

$$M_w [\text{g}] = \frac{W * M_d}{100} \quad (3.3)$$

Unter der Annahme einer Porenlösung mit einem Salzgehalt von 35 ‰ und einer Dichte des Salzes von 2,1 g/cm³ ergeben sich die Masse (M_s) und Volumen (V_s) des Salzes wie folgt aus Gleichung (3.4) und (3.5):

$$M_s [\text{g}] = \frac{M_w}{0,965} - M_w \quad (3.4)$$

$$V_s [\text{cm}^3] = \frac{M_s}{2,1} \quad (3.5)$$

Die Dichte der Porenlösung bei einem Salzgehalt von 35 ‰ und einer Temperatur von 23 °C beträgt 1,024 g/cm³, wodurch sich das Volumen der Porenlösung (V_{ws}) nach Gleichung (3.6) berechnet:

$$V_{\text{ws}} [\text{cm}^3] = \frac{M_s + M_w}{1,024} \quad (3.6)$$

Danach ergibt sich folgendes:

$$\text{Porosität} \quad P[\%] = \frac{V_{\text{ws}}}{V_d - V_s + V_{\text{ws}}} \cdot 100 \quad (3.7)$$

$$\text{Feuchtraumdichte} \quad \rho_{\text{wbd}} [\text{g/cm}^3] = \frac{M_d + M_w}{V_d - V_s + V_{\text{ws}}} \quad (3.8)$$

$$\text{Korndichte} \quad \rho_{\text{gd}} [\text{g/cm}^3] = \frac{M_d - M_s}{V_d - V_s} \quad (3.9)$$

3.6.3 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität ist ein Maß für die Magnetisierbarkeit von Körpern und wird in 10⁻⁵ SI-Einheiten angegeben. Die Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität spiegelt in der Regel den Anteil ferrimagnetischer Minerale, hauptsächlich Magnetit, in den Sedimenten wider. Terrigene Sedimente, deren Anteil an ferrimagnetischen Mineralen gegenüber

biogenen Ablagerungen größer ist, weisen dementsprechend auch eine höhere magnetische Suszeptibilität auf. Diese kann in marinen Sedimenten als Anzeiger für terrigenen Materialeintrag verwendet werden (GERLAND, 1993).

An sämtlichen Sedimentkernen des Fahrtabschnitts ANT-XIV/3 wurden bereits an Bord sedimentphysikalische Parameter, wie die magnetische Suszeptibilität, mit einem Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL #25, GEOTEK) gemessen. Im Abstand von 1 cm wurde an den ungeöffneten und auf Labortemperatur aufgewärmten Sedimentkernen neben der magnetischen Suszeptibilität auch die Temperatur, die Schallwellen-Laufzeit (V_p) und die Gammastrahlen-Abschwächung bestimmt. Mit entsprechenden Kalibrierungen (WEBER et al., 1997) konnten daraus Schallgeschwindigkeit und Sedimentdichte abgeleitet werden.

Im Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven wurde die magnetische Suszeptibilität zudem an der Archivhälfte des Sedimentkerns unter Verwendung eines Punktsensors (MS2F #188) mit dem MSCL gemessen. Die Messungen erfolgten im Abstand von 1 cm. Mit Hilfe des Core-Loggers wurde neben der Suszeptibilitätsmessung ebenfalls eine Farbbestimmung mit einem Color Scanner durchgeführt (Abb. 3.2).

3.7 Bestimmung geochemischer Parameter

3.7.1 CaCO_3 und C_{org}

Um den Kalziumkarbonatgehalt (CaCO_3) des Sediments bestimmen zu können, wurden zunächst der Gesamtkohlenstoff (C_{ges}) und der organisch gebundene Kohlenstoff (C_{org}) quantitativ ermittelt. Dazu wurden die bereits für Porositäts- und Dichtebestimmung verwendeten, feingemahlten Proben herangezogen.

Der Gesamtkohlenstoff wurde in einem Hochfrequenz-Induktionsofen, Leco CS-400 (LECO CORPORATION) bestimmt. 150 bis 200 mg des Probenmaterials wurden in einen feuerfesten Keramiktiegel eingewogen und mit Eisenspänen als Induktionsmittel und Wolframspänen als Flußmittel versetzt. Durch die Verbrennung der Probe wurde der Kohlenstoff zu CO_2 oxidiert, von einer Infrarotzelle gemessen und unter Berücksichtigung der Kalibrationsfaktoren in Gew.-% umgerechnet.

Zur Bestimmung des organischen Kohlenstoffs wurden jeweils ca. 30 bis 50 mg der gemörserten Proben in den Tiegel eingewogen. Um den karbonatisch gebundenen Kohlenstoff herauszulösen wurden diese mit Ethanol benetzt und mit 37 %iger HCl mindestens zwei Stunden auf einer Heizplatte bei 250 °C abgeraucht. Anschließend wurde der C_{org} -Gehalt unter Zufügen des Fluß- sowie des Induktionsmittels mit dem LECO CS-125 anhand des zu CO_2 oxidierten Kohlenstoffs ermittelt.

Der Kalziumkarbonatgehalt läßt sich nun nach folgenden Gleichungen berechnen:

$$C_{\text{karb}} [\%] = C_{\text{ges}} - C_{\text{org}} \quad (3.10)$$

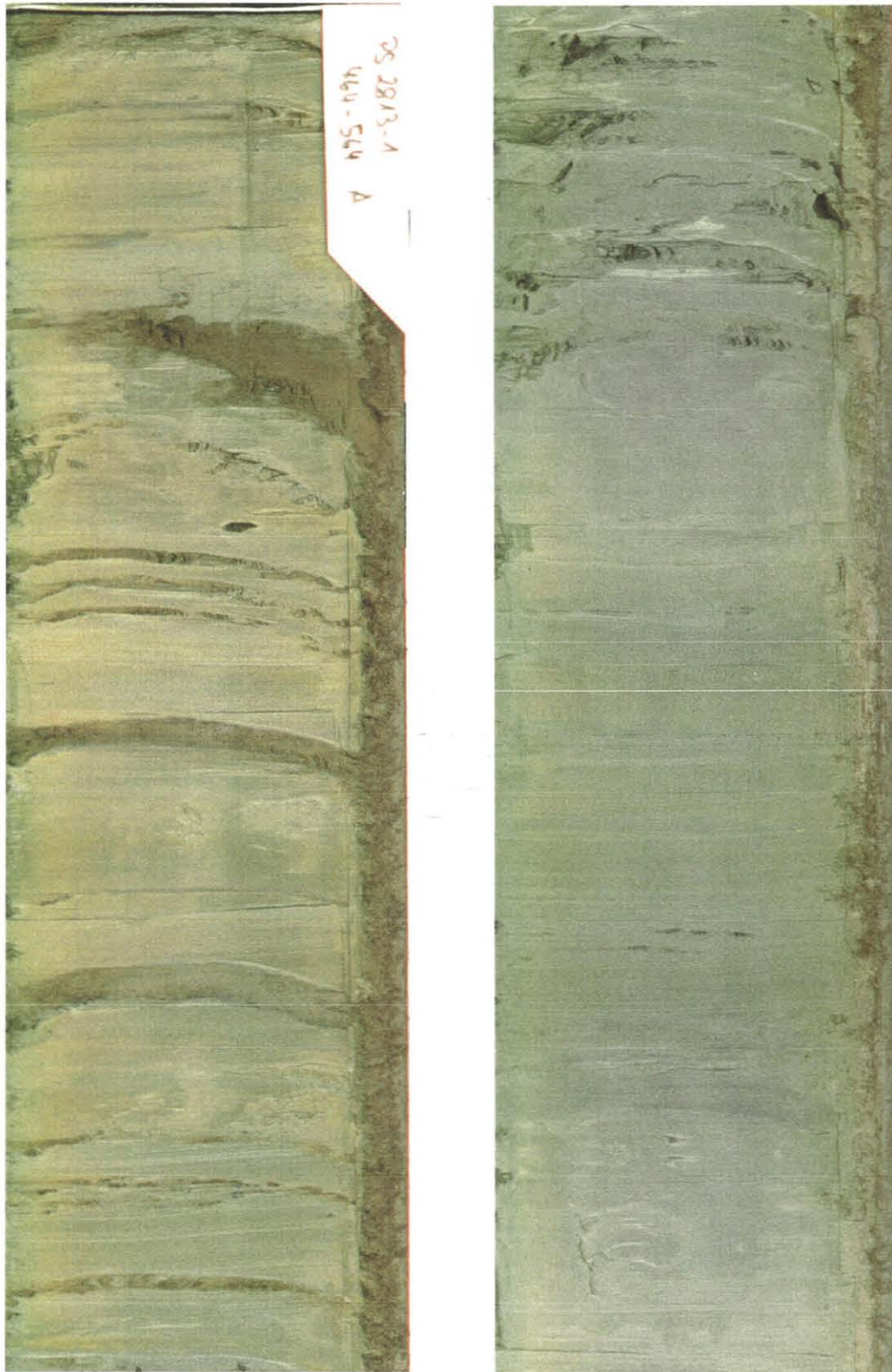


Abb. 3.2: Color-Scan des Kernabschnitts von 464 bis 504 cm und von 504 bis 544 cm. Deutlich erkennbar sind die eingeschalteten grobkörnigen Lagen. Die Korngrößenanalyse ergab, daß diese Lagen hauptsächlich durch die Sand- bzw. Grobsiltfraktion charakterisiert sind.

Zunächst errechnet sich der karbonatisch gebundene Kohlenstoff (C_{karb}) des Sediments aus dem Gesamtkohlenstoff (C_{ges}) und dem organisch gebundenen Kohlenstoff (C_{org}) nach Gleichung (3.10). Da man davon ausgeht, daß Karbonat als reiner Kalzit vorliegt, wurde der karbonatisch gebundene Kohlenstoff mit dem Elementarmassenverhältnis des CaCO_3 (8,333) multipliziert (Gleichung 3.11).

$$\text{CaCO}_3 [\%] = C_{\text{karb}} \cdot 8,333 \quad (3.11)$$

3.7.2 Biogenopal

Der geringe Anteil an kieseligen Organismen in der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ ließ vermuten, daß die Sedimente insgesamt nur geringe Gehalte an biogenem Opal aufweisen würden. Daraus resultierend wurden exemplarisch über den Kernverlauf lediglich einzelne Proben nach der Extraktionsmethode von MÜLLER & SCHNEIDER (1993) aufbereitet. Die Auswahl der zu messenden Proben stützte sich auf die in GROBE & MACKENSEN (1992) beschriebene typische Abfolge von Opal- und Karbonatvorkommen für das Weddellmeer. Bei dem Extraktionsverfahren wird vorausgesetzt, daß die amorphe Kieselsäure (Opal) bei erhöhten Temperaturen leichter in Lösung geht als kristalline Kieselsäure.

20 mg der gemörserten Probe wurden mit 100 ml 1 M NaOH in einen Stahlzylinder überführt und im Wasserbad auf ca. 85°C erhitzt. Ein Magnetrührer sorgte dafür, daß das so extrahierte Biogenopal gleichmäßig in der Suspension verteilt wurde. Die Probensuspension wurde kontinuierlich über eine Fritte einem Pumpensystem zugeführt, wobei die Probe größtenteils wieder in den Stahlzylinder zurückgeleitet wurde. In das Pumpensystem wurden sukzessiv Luftblasen zur Unterteilung der Extraktionsflüssigkeit eingeleitet. Die Zugabe von Schwefelsäure bewirkte eine Ansäuerung der Probenlösung. Außerdem wurden Na-Molybdat, Oxal- und Ascorbinsäure zugeführt, wodurch sich ein blauer Molybdat-Komplex bildete. Die Intensität des gebildeten Komplexes wurde von einem Spektralphotometer ermittelt und über eine Extraktionszeit von 20 bis 25 Minuten als Si-Konzentration in einem Analogschrieb aufgezeichnet.

Durch die vorherige Messung von Laborstandards konnte die Auswertung der Diagramme graphisch nach der Methode von DEMASTER (1981) erfolgen (Abb. 3.3).

$$\text{SiO}_2 [\text{Gew.}\%] = \frac{\text{ABS}_{\text{spl}} \cdot \text{Si}_{\text{Std}} \cdot 21,39 \cdot \text{mV}_{\text{spl}}}{\text{ABS}_{\text{Std}} \cdot \text{Wt} \cdot \text{mV}_{\text{Std}}} \quad (3.12)$$

ABS_{spl}	Skalenteile des Extrapolationswertes bei Extraktionszeit = 0
ABS_{Std}	Skalenteile des Laborstandards
Si_{Std}	Si-Konzentration des Standards [mg Si/l]
Wt	Einwaage der Probe [mg]
21,39	molares Verhältnis $\text{SiO}_2/\text{Si} \cdot 10$
$\text{mV}_{\text{spl}}; \text{mV}_{\text{Std}}$	Empfindlichkeitseinstellung am Recorder [mV] für die Probe bzw. den Standard

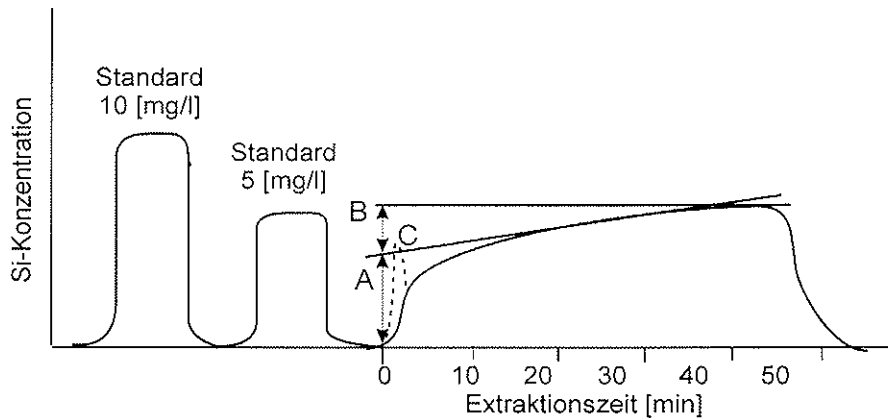


Abb. 3.3: Schematische Darstellung eines Anlogschriebs der Opalmessung nach MÜLLER & SCHNEIDER (1993). A entspricht dem Anteil an biogenem Opal, wobei B das aus Alumosilikaten sowie aus Quarz freigesetzte Opal repräsentiert. C zeigt einen Anstieg, der durch die plötzliche Lösung von Diatomeen hervorgerufen wird.

3.8 Bestimmung der Korngrößenverteilung

Um eventuelle Aussagen zur Paläoströmungsdynamik sowie zu Transport- und Umlagerungsprozessen machen zu können, ist es wichtig, die Korngrößenverteilung im Sediment zu kennen. Neben der Bestimmung des Kies/Sand/Silt/Ton-Verhältnisses wurde die Korngrößenverteilung für die Siltfraktion mit Hilfe des SediGraphen bestimmt.

Die gefriergetrocknete Sedimentprobe wurde mit etwa 100 ml 10 %igem H_2O_2 versetzt und für 24 Stunden auf einem Schütteltisch bei 150 Umdrehungen pro Minute dispergiert, so daß durch Oxidation die organische Substanz herausgelöst wurde. Anschließend wurde die Grobfraction ($> 63 \mu m$) mit einem Standard-Prüfsieb (Siebmaschenweite $63 \mu m$) naß gesiebt, im Trockenschrank bei etwa $50 \text{ }^\circ C$ getrocknet, ausgewogen und der prozentuale Anteil an der Gesamtfraction nach Gleichung (3.13) berechnet. Wegen des geringen Kies-Anteils wurde auf eine Trennung der Sand- und Kiesfraction verzichtet.

$$\text{Kornfraktion [Gew.\%]} = \frac{\text{Kornfraktion [g]} \cdot 100}{\text{Kies + Sand [g]} + \text{Silt [g]} + \text{Ton [g]}} \quad (3.13)$$

Durch zweimaliges Zentrifugieren wurde aus der im Becherglas aufgefangenen Feinfraktion $< 63 \mu m$ das restliche H_2O_2 ausgewaschen. Zur Ermittlung einer detaillierten Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion wurde die Fraktion $< 63 \mu m$ in einem SediGraph 5100 der Firma MICROMERITICS gemessen. Dieser ermöglicht eine Erfassung von 255 verschiedenen Kornklassen in einem Meßbereich von 300 bis $0,1 \mu m$ (STEIN, 1985; COAKLEY & SYVITSKI, 1991).

Die Feinfraktion der Proben wurde in zehntel Phi-Schritten von 63 bis $0,43 \mu m$ gemessen. Als Dispersionsmittel wurde den Proben zuvor eine Spatelspitze Natrium-Polyphosphat zugegeben. Vor der Analyse wurden die Proben mindestens zwei Stunden geschüttelt. Anschließend wurde die Suspension in den mit einem Magnetrührer ausgestatteten Probenbehälter überführt und rechnergesteuert in die Meßzelle des SediGraphen gepumpt. Da die Konzentration der Suspension zu hoch war, mußte jede Probe zuvor mit demineralisiertem Wasser verdünnt werden.

Das Prinzip des SediGraphen basiert auf dem Stokes'schen Gesetz, das besagt, daß die Sinkgeschwindigkeit der Partikel in Suspension in Abhängigkeit zum Korndurchmesser steht. Es wurde eine kumulative Summenkurve ermittelt, indem die Meßzelle in einem bestimmten Zeitintervall durch einen Röntgenstrahl wandert. Die Korngrößenverteilung wird aus der zeitlichen Änderung der Abschwächung des Röntgenstrahls durch die Suspension bestimmt.

Die ermittelten Konzentrationen der einzelnen Kornklassen in μm wurden anschließend in 0,1-Phi-Intervalle über den Bereich von 4 bis 9 Phi umgerechnet (s. Kap. 4 Ergebnisse, Abb. 4.8). Anhand der bestimmten Konzentrationen wurden die prozentualen Anteile der Silt- und Tonfraktion, bezogen auf das Gesamtsediment, berechnet (s. Kap. 4 Ergebnisse, Abb. 4.6).

3.9 Komponentenanalyse der Grobfraktion ($> 63 \mu\text{m}$)

Die Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ wurde anschließend für die Komponentenanalyse unter einem Auflicht-Binokular herangezogen. Dazu wurden die Proben so oft mit einem Handriffel-Probenteiler gesplittet bis eine lockere Streuung in ein Ausleseschälchen möglich war. Die Einteilung der Komponenten erfolgte nach deren äußeren Eigenschaften wie Farbe und Form. Für jeden Probenhorizont wurden mindestens 300 Komponenten ausgezählt, um eine statistische Aussage über die Komponentenverteilung in der Probe machen zu können. Unterschieden wurden folgende Komponenten:

- Terrigene Komponenten: Gesteinsfragmente
Quarz und Feldspäte
Glimmer
Schwerminerale (opake,
Granat, Amphibole und Pyroxene)
sonstige Minerale
- Biogene Komponenten: Radiolarien
planktische Foraminiferen
Foraminiferen-Bruchstücke
- Authigene Komponenten: Mikromanganknollen

Der prozentuale Anteil der Komponenten wurde wie folgt nach Gleichung (3.14) berechnet:

$$\text{Komponenten [\%]} = \frac{\text{Anzahl der Komponenten einer Gruppe}}{\text{Anzahl gesamt}} \cdot 100 \quad (3.14)$$

3.10 Tonmineralanalyse

3.10.1 Abtrennung der Tonfraktion

Die Trennung der Ton- und Siltfraktion erfolgte nach der Atterberg-Methode (ATTERBERG, 1912; MÜLLER 1964), die auf dem Stokes'schen Gesetz beruht. Die Sinkgeschwindigkeit der Partikel verschiedener Korngrößen in Suspension ist dabei abhängig von Temperatur und Zeit. Da der prozentuale Anteil der Tonfraktion bereits aus den SediGraph-Messungen errechnet wurde und für die Tonmineralanalyse nur eine geringe Menge Ton benötigt wurde, konnte an dieser Stelle auf eine vollständige Trennung von Silt und Ton verzichtet werden. Daraus resultierend wurde die oben erwähnte Atterberg-Methode ein wenig abgewandelt. An Stelle der großen Standzylinder wurden die Proben in 400 ml-Bechergläser überführt und mit Ammoniak angereichertem demineralisiertem Wasser (10 ml NH₃ / 100 l H₂O) bis zu einer Sedimentationssäule von 9 cm Höhe aufgefüllt. Das Ammoniak diente dabei als Dispersionsmittel. Die für eine konstante Raumtemperatur von 22 °C berechnete Sedimentationszeit betrug sieben Stunden, so daß sich alle Partikel > 2 µm (Silt) bereits am Boden abgesetzt hatten. Der sich noch in Suspension befindende Ton wurde vorsichtig abdekantiert und mit einem Tropfen 50 %iger Magnesiumchloridlösung (MgCl₂) ausgeflockt. Bereits nach zwei bis vier Wiederholungsdurchgängen war ein Großteil des gesamten Tones abdekantiert. Anschließend wurde das MgCl₂ durch zweimaliges Zentrifugieren herausgewaschen.

3.10.2 Vakuumfilterpräparate

Die in der Literatur beschriebene Anfertigung der Vakuumfilterpräparate aus der eingedampften und gemörserten Tonfraktion (u.a. EHRMANN et al., 1992; PETSCHICK et al., 1996) wurde ein wenig abgewandelt und erfolgte direkt aus der Suspensionslösung. Da eine definierte Probenmenge von 40 mg zur Präparation benötigt wurde, mußte zunächst die Suspensionsdichte jeder Probe bestimmt werden. Dazu wurden 500 µl der gut dispergierten Suspension in vorgewogene Schnappdeckelchen gegeben und anschließend ausgewogen. Nach Gleichung (3.15) wurde die für 40 mg Ton benötigte Suspensionsmenge berechnet.

$$\text{Suspension [ml]} = \frac{0,5 \text{ [ml]}}{\text{Nettogewicht [g]}} \cdot 0,04 \text{ [g]} \quad (3.15)$$

wobei:

Suspension [ml]: für 40 mg Ton benötigte Suspension
 0,5 [ml]: 0,5 ml Tonsuspension
 Nettogewicht [g]: Gewicht von 500 µl Suspension
 0,04 [g]: 40 mg Einwaage der Probe für Präparate

Die für jede Probe ermittelte Menge Suspension wurde mit wenig demineralisiertem Wasser etwa zehn Minuten im Ultraschallbad dispergiert und in eine Vakuumfilter-Anlage mit Membranfiltern (SATORIUS, Porengröße 0,2 µm) überführt. Mit Hilfe einer Vakuumpumpe wurde die Suspension angesaugt, so daß sich die Tonminerale mit der 001-Gitterebene

parallel zur Filteroberfläche einregelten. Die fertigen Präparate wurden schließlich bei 50 °C etwa 15 Minuten getrocknet und mit doppelseitigem Klebeband auf Aluminiumträgern befestigt.

3.10.3 Bestimmung der Tonminerale

Die Bestimmung der Tonminerale wurde mit einem Röntgendiffraktrometer PHILIPS PW 1820 mit einer $\text{CoK}\alpha$ -Strahlung (40 kV, 40 mA) durchgeführt. Nachdem die Proben luftgetrocknet mit Beugungswinkeln (2θ) von 2° bis 18° gemessen worden sind, wurden sie mindestens sechs Stunden mit Ethylenglykol im Vakuum bei 50 °C glykolisiert. Die Glykolisierung bewirkte bei den quellfähigen Tonmineralen, wie beispielsweise dem Smektit, eine Aufweitung des Gitterbasisabstandes auf ca. 17 Å. Diese Aufweitung des Gitters ermöglichte in einer zweiten Messung der Präparate, mit Winkeln von 2° bis 40° 2θ mit einer Geschwindigkeit von 0,02° 2θ /s, die Unterscheidung von Smektit und Chlorit. In einem dritten Durchgang wurde der 3,54 Å/3,575 Å Kaolinit/Chlorit-Doppelpeak noch einmal hochauflösend in 0,005°-Schritten von 28° bis 30,5° gemessen.

Die Diffraktogramme wurden mit der Software „MacDiff 4.0.5“ (PETSCHICK, 1999) ausgewertet (Abb. 3.4). Nach der Bragg'schen Gleichung (3.16) wurden die 2θ -Winkel der Reflexe in Gitterebenenabstände d (Å) umgerechnet. Zunächst wurden bei allen Diffraktogrammen die Basislinie zur Abtrennung des Rauschuntergrundes gebildet, die Profile geglättet und die Lage der Peaks anhand des 4,26 Å-Quarz korrigiert. Weiterhin mußte vor jeder Probenanalyse der 14 Å-Chloritpeak graphisch von dem 17 Å-Smektitpeak abgezogen werden (Abb. 3.4). Die Bildung von prozentualen Anteilen der Tonmineralgruppen (Gleichung 3.17) konzentrierte sich auf die am häufigsten vorkommenden Tonminerale Smektit, Illit, Kaolinit und Chlorit, die semi-quantitativ über die integrierte Peakfläche der Tonmineralreflexe und dem jeweiligen Gewichtungskorrekturfaktor ermittelt wurden. Dabei wurden die empirisch bestimmten Korrekturfaktoren Smektit x 1, Illit x 4 und Chlorit sowie Kaolinit jeweils x 2 nach BISCAYE (1965) verwendet.

Bragg'sche Gleichung:

$$d = \frac{n\lambda}{(2 \sin \theta)} \quad (3.16)$$

wobei: d: Gitterebenenabstand in Ångström (Å)
 n: ganze Zahl
 λ : Wellenlänge der Röntgenstrahlen
 θ : Beugungswinkel

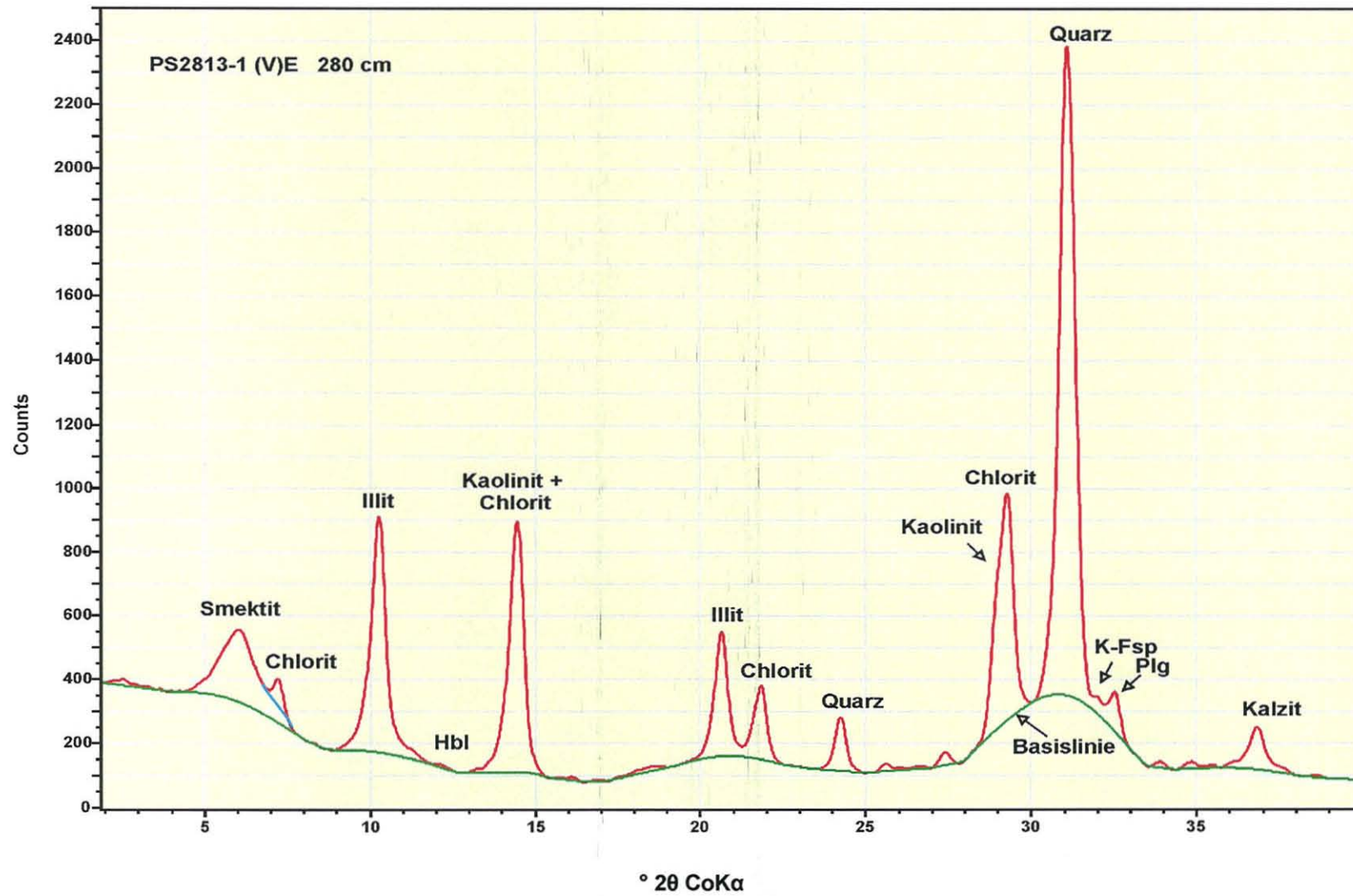


Abb. 3.4: Das Röntgendiffraktrogramm zeigt die aufgezeichneten Reflexe (rot) der verschiedenen Tonminerale. Der Rauschuntergrund wurde durch die Bildung einer Basislinie (grün) abgetrennt. Vor der Bestimmung verschiedener Intensitäten und Flächen wurde zunächst der 14 Å-Chloritpeak vom 17 Å-Smektitpeak abgezogen (blaue Linie).

$$TM [\%] = \frac{TM \cdot Kf}{(S_{mA} \cdot 1) + (I_{lA} \cdot 4) + (K_{aOA} \cdot 2) + (Ch_{lA} \cdot 2)} \cdot 100 \quad (3.17)$$

wobei:

TM [%]:	prozentuale Anteil einer Tonmineralgruppe
TM · Kf :	Fläche der zu bestimmenden Tonmineralgruppe · spezifischem Korrekturfaktor
S _{mA} · 1 :	Fläche des Smektits (17 Å) · Korrekturfaktor
I _{lA} · 4 :	Fläche des Illits (10 Å) · Korrekturfaktor
K _{aOA} · 2 :	Fläche des Kaolinites (7,1 Å) · Korrekturfaktor
Ch _{lA} · 2 :	Fläche des Chlorit (gebildet aus dem Kao/(Kao+Chl)-Verhältnis) · Korrekturfaktor

Neben der Häufigkeitsverteilung zwischen den vier genannten Tonmineralgruppen wurden durch die Bildung verschiedener Verhältnisse zwischen Peakflächen und Intensitäten weitere Parameter bestimmt. So wurde das 5 Å/10 Å-Verhältnis aus den ermittelten Illit-Intensitäten gebildet, um eine Aussage über die Kristallinität und somit den Chemismus treffen zu können. Nach ESQUEVIN (1969) entspricht ein hohes 5 Å/10 Å-Verhältnis (>0,40) einem Al-reichen Illit, dem Muskovit. Nimmt das Verhältnis ab, deutet das auf eine zunehmende Substitution des Al durch Mg oder Fe hin. Biotit, ein Mg-Fe-reicher Illit, hingegen weist charakteristische Verhältnisse von < 0,15 auf. Außerdem wurde das Verhältnis zwischen Kaolinit und Chlorit aus den gemessenen Peakflächen gebildet, das eventuell Rückschlüsse auf Quellgebiete sowie Transportmechanismen ermöglicht (PETSCHICK et al., 1996; DIEKMANN & KUHN, 1997). Die Bildung von Verhältnissen beim Vergleich von zwei Komponenten bietet den Vorteil, daß Verdünnungseffekte durch Komponenten eliminiert werden.

3.11 Bestimmung der magnetischen Paläointensitäten

Die Messung magnetischer Remanenzparameter wurde an der Universität Bremen im Fachbereich Geowissenschaften von Dr. T. Frederichs mit einem Kryogenmagnetometer des Typs 2G ENTERPRICES 755 HR durchgeführt. Zunächst wurde die natürliche remanente Magnetisierung (NRM), welche die Magnetisierung der Proben darstellt, bestimmt. Anschließend wurden die orientierten Einzelproben mit kleinem Wechselfeld (20 mT) entmagnetisiert. Die charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) ist die Magnetisierung, von der angenommen wird, daß sie zur Zeit der Ablagerung des Sediments bzw. kurz danach entstanden ist. Diese wurde durch die Interpretation der Wechselfeldabmagnetisierungskurven der NRM ermittelt. Um leichte viskose Überprägungen der remanenten Magnetisierung, wie sie beispielsweise durch das gegenwärtige Erdmagnetfeld bewirkt werden, abzubauen, verwendet man zur Bestimmung der relativen Paläointensitäten in der Regel nicht die ursprüngliche NRM, sondern die Magnetisierung nach einer Entmagnetisierung (mündl. Mittl. T. Frederichs). Zur Normierung auf die Konzentration der magnetischen Partikel im Sediment wurde zunächst eine künstliche Laborremanenz, die anhysteretische remanente Magnetisierung (ARM), erzeugt, die schließlich mit gleicher Feldstärke wie die NRM entmagnetisiert wurde. Die relativen magnetischen Paläointensitäten ergeben sich aus dem Quotienten NRM/ARM. Die Theorie ist in TAUXE (1993) beschrieben.

3.12 Gamma-Spektrometrie

An ausgewählten Proben des Sedimentkerns wurde an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover von Dr. A. Suckow die Aktivität verschiedener Radionuklide mittels der Gamma-Spektrometrie ermittelt, um eventuell die Sedimentabfolge datieren zu können. Die zwei Uranisotope, ^{238}U und ^{235}U , zerfallen schrittweise unter α - und β -Zerfall und Aussendung von γ -Strahlen zu den stabilen Endprodukten ^{206}Pb und ^{207}Pb , wodurch verschiedene natürliche Radionuklide gebildet werden. Die am Anfang der Zerfallsreihe gebildeten Tochternuklide ^{231}Pa und ^{230}Th eignen sich insbesondere durch ihre chemischen Eigenschaften und ihrer Halbwertszeiten im allgemeinen zur Altersbestimmung mariner Sedimente. ^{231}Pa weist eine Halbwertszeit von etwa 34 300 a und ^{230}Th von 75 000 a auf (TUREKIAN, 1985). Beide Radionuklide werden aus dem Meerwasser als unlösliche Phase ausgefällt und am Meeresboden sedimentiert. Ausgehend von einem konstanten Fluß von ^{230}Th und ^{231}Pa zum Meeresboden, kann anhand der Halbwertszeiten das Alter einzelner Probenhorizonte bestimmt werden. Aus der Abschwächung der radioaktiven Strahlung in Abhängigkeit zur Kerntiefe ergeben sich schließlich die Sedimentationsraten.

Anhand der gefriergetrockneten Proben von etwa 50 g Trockengewicht wurde die Aktivität der Radionuklide in einem Germanium-Detektor (EG&G Ortec GMX 25190) mit Standard Elektronik (92X Spectrum Master) und kommerzieller Software (Gamma Vision) bestimmt. Zur Kalibration wurden Standards des International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna, verwendet. Für die Messung der Proben und der Standards ist eine gleiche Geometrie der Proben notwendig, so daß diese teilweise in den Probenbehälter gepreßt wurden, um eine gleiche Füllhöhe zu erzielen.

4. Ergebnisse

Bei der Kernnahme mit Kolben- und Schwereloten vom Meeresboden wird die Sedimentoberfläche häufig zerstört, so daß in der Regel zusätzlich eine ungestörte Oberflächenprobe mit einem Multicorer oder einem Großkastengreifer geborgen wird. Für die Kernstation PS2813-1 steht nur das Voreillot als Oberflächenprobe zur Verfügung, das in die Analysen mit einbezogen wurde. Anschließend wurden die Sedimente des Voreil- und Kolbenlots anhand verschiedener geochemischer Parameter, insbesondere des Karbonatgehalts, korreliert. Der Vergleich der Kernbeschreibungen (Anhang A) verdeutlicht durch signifikante Ablagerungshorizonte, daß das Sediment des Voreillots im oberen Bereich komprimiert worden ist. Die gegenüber den Sedimenten des Kerns PS2813-1 geringfügig höheren Karbonatgehalte an der Lotoberfläche führen zu der Annahme, daß es sich um die Sedimentoberfläche handelt. Demnach ergibt sich für den Kolbenlotkern ein Kernverlust von etwa 2 cm.

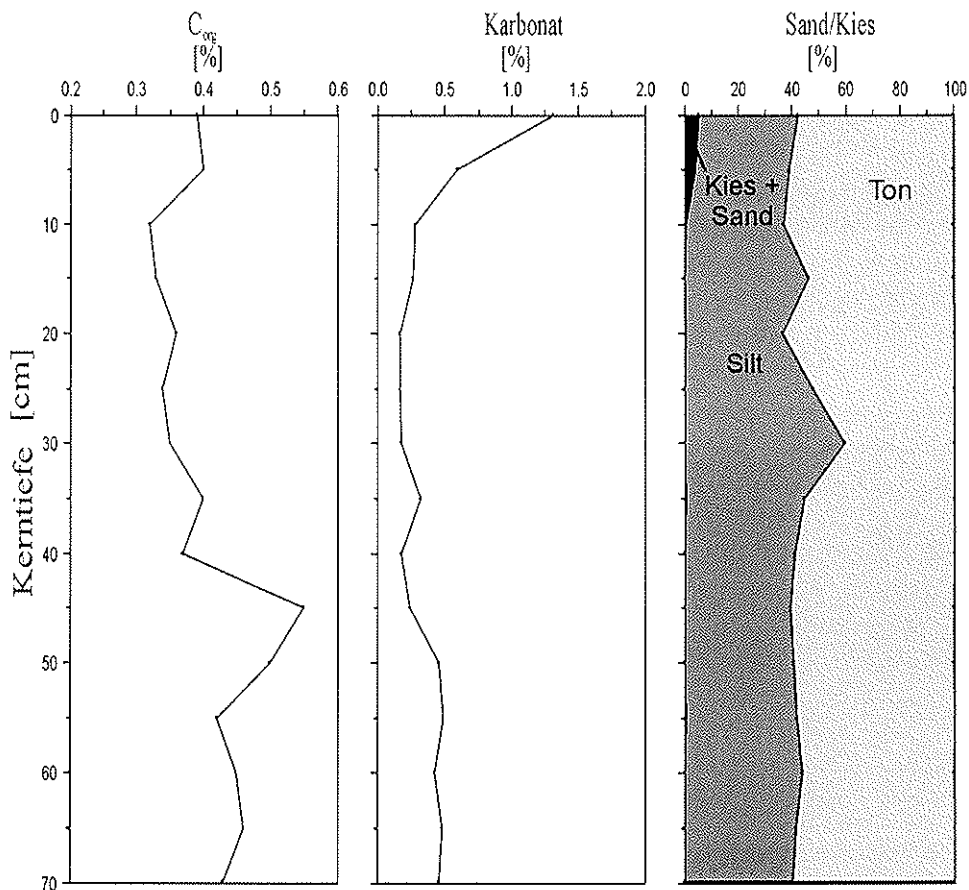


Abb. 4.1: Sedimentologische Parameter des Voreillots.

4.1 Sedimentechographie

Das Parasound-Profil (Abb. 4.2) stellt einen Ausschnitt des unteren Kontinentalhangs östlich der Antarktischen Halbinsel dar (vergl. Abb. 2.1). Es zeigt einen Querschnitt durch zwei W-E verlaufende, asymmetrische Rinnen-Rückensysteme mit typischen Überflutungssedimenten („overspill deposits“) nördlich der Rinnenachsen. Anhand des Echogramms lassen sich zwei Sedimentecho-Typen nach KUHN & WEBER (1993) unterscheiden. Die mächtigen Uferwallablagerungen sind durch eine Vielzahl von parallel und subparallel zur Sedimentoberfläche angeordneten Reflektoren und einer tiefen Eindringung (ca. 50 m) ins Sediment charakterisiert und entsprechen dem Sedimentecho-Typ L („layered“). An den Rinnenhängen hingegen ist die Eindringung ins Sediment nur gering und der Verlauf der Reflektoren unterbrochen. Dieser Bereich entspricht dem Sedimentecho-Typ L_{di} („discontinuous layers“). Die weiter südlich verlaufende Rinne weist signifikante Erosionsstrukturen auf. Das Rinnenbett ist tief in den Untergrund eingeschnitten. Das Sedimentechogramm zeigt im Bereich der nicht-erosiven Rinne, daß diese mit Ausnahme des hangnahen Randbereichs bereits von Sedimenten aufgefüllt ist. Ein tiefenseismisches Profil (ROGENHAGEN, 2000) belegt, daß beide Rinnensysteme in geologischer Vergangenheit deutlich tiefer lagen und sich außerdem auf gleichem Niveau befanden. Das Profil verdeutlicht weiterhin, daß zum einem der Querschnitt der erosiven Rinne wesentlich größer war und zum anderen die Rinnen-Rückensysteme sich nach Norden verlagert haben. Die erosive Rinne erstreckte sich von dem gegenwärtig südlichen Rinnenhang über den gesamten angrenzenden Uferwall (Abb. 4.2). Die Rinnen-Rückensysteme bilden

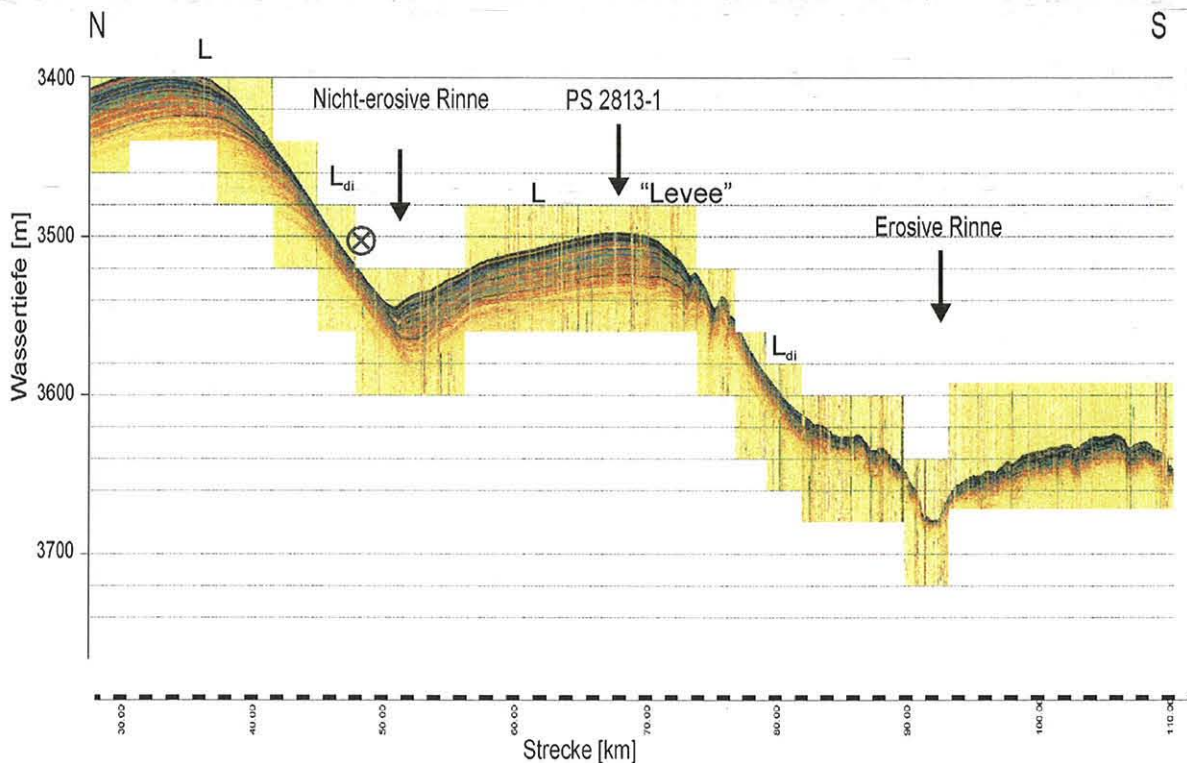


Abb. 4.2: Das Parasound-Profil vom unteren Kontinentalhang östlich der Antarktischen Halbinsel zeigt einen signifikant asymmetrischen Querschnitt zweier Rinnensysteme. Die Kernposition befindet sich auf dem aus mächtigen Überflutungssedimenten aufgebauten Uferwall („Levee“) nördlich der Rinnenachse des rezent erosiven Rinnensystems. Mit L („layered“) und L_{di} („discontinuous layers“) sind die verschiedenen Sedimentecho-Typen nach KUHN & WEBER (1993) bezeichnet.

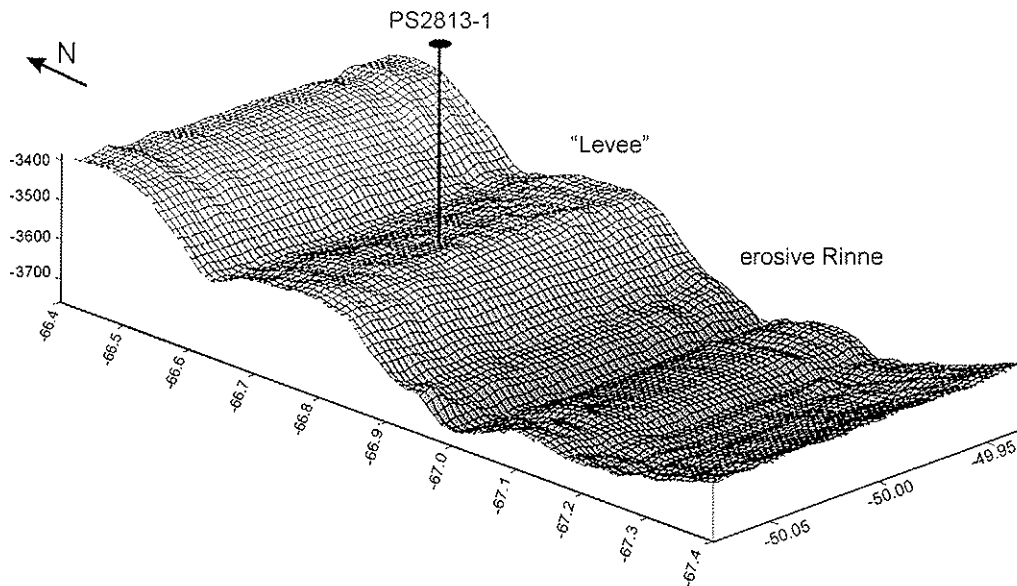


Abb. 4.3: Die Morphologie des Rinnen-Rückensystems basiert auf den während ANT-XIV/3 erhobenen Hydrosweep-Daten. Der abgebildete Ausschnitt entspricht dem in der Übersichtskarte (Abb. 2.1) eingezeichneten Parasound-Profil. Die Morphologie zeigt einen W-E-Verlauf des Rinnen-Rückensystems. Deutlich zu erkennen sind die Rinnen und „Levees“.

markante Geländekanten im Kontinentalhang (Abb. 4.3). Der Höhenunterschied zwischen dem zentralen Rinnenbereich und dem mächtigen Sedimentstapel, aus dem das untersuchte Kolbenlot entnommen wurde, beträgt ca. 180 m. Besonders hoch scheint die Akkumulation der nördlichen Uferwälle („Levee“-Strukturen) proximal zur Rinne zu sein.

4.2 Sedimentfarbe, Sedimentstruktur und Lithologie

Sedimentfarbe

Die Farben des Sedimentkerns PS2813-1 variieren zwischen braun (2.5Y 5/2), olivbraun bis olivgrau (5Y 4/2 und 5Y 5/1) und deutlich helleren, blaß olivenfarbenen Abschnitten (5Y 6/2 und 5Y 5/2). In den obersten 50 cm des Kerns ist die braune Matrix von dünnen, bis zu 1 cm breiten rötlichen Bändern durchzogen. In den dunkleren Abschnitten des Kolbenlotkerns kommt es häufig zu allmählichen Farbübergängen (z.B. 5Y 5/1 und 5Y 4/2). Bereiche mit Bioturbation sind häufig durch das Auftreten sowohl heller als auch dunkler Farben gekennzeichnet, wodurch diese Abschnitte meliert oder marmoriert erscheinen (Anhang A).

Sedimentstruktur

Im Kernverlauf zeigt sich anhand der Kernbeschreibung (Anhang A) und der Radiographien ein Wechsel zwischen laminierten, teilweise bioturbaten sowie völlig strukturlosen Abschnitten. Einige Bereiche weisen einen deutlich erhöhten Anteil an IRD auf. Insgesamt dominieren laminierte bzw. strukturlose Abschnitte. Die Laminae können dabei einerseits durch einen Farbwechsel und andererseits durch eine Änderung in der Korngröße bedingt sein. Die Mächtigkeit der Laminae variiert im mm- bis cm-Bereich. Auffällige Strukturen, die auf Bioturbation zurückzuführen sind, lassen sich besonders deutlich im unteren Teil des Sedimentkerns erkennen.

Lithologie

Der Sedimentkern besteht vorwiegend aus terrigenen Komponenten im Silt- und Tonspektrum. Nur wenige Abschnitte weisen erhöhte Anteile an biogenem Material auf. In unregelmäßigen Abständen sind der hauptsächlich feinkörnigen Matrix Sandlagen oder -linsen eingeschaltet (vergl. Abb. 3.2; Anhang A). Die Maxima der Sandfraktion korrelieren gut mit der IRD-Verteilung (Abb. 4.4) bzw. mit dem erhöhten Anteil an planktischen Foraminiferen in einigen Horizonten (z.B. 130 bis 170 cm und 280 bis 340 cm).

4.3 Eisfrachtverteilung

Als repräsentativ für den Eintrag an eistransportiertem Material (IRD) wird in glaziomarinen Sedimenten die Verteilung der Kiesfraktion (> 2 mm) betrachtet. Die Auszählung der Eisfracht anhand der Radiographien ergab mit 0 bis 8 Kieskörner/10 cm³ über den Kernverlauf insgesamt geringe IRD-Gehalte. Markante Maxima des IRD-Parameters korrelieren dabei mit den Kernabschnitten, die auch einen erhöhten Kies- und Sandanteil aufweisen, z.B. 140 bis 160 cm und 380 bis 410 cm (Abb. 4.4). Deutliche Peaks treten bei 138 cm mit 8 Kieskörnern/10 cm³, bei 898 cm und zum Kernende in 1037 cm Tiefe mit jeweils 5 Kieskörnern/10 cm³ auf. Kernabschnitte ohne IRD-Eintrag zeigen, daß keine kontinuierliche Sedimentation von IRD stattgefunden hat.

4.4 Sedimentphysikalische Eigenschaften

4.4.1 Wassergehalt und Porosität

Porosität und Feuchtraumdichte sind direkte Funktionen des Wassergehaltes. Dieses wird bereits durch Betrachtung der beiden Parameter in Abb. 4.5 verdeutlicht. Der Wassergehalt, die Porosität und die Feuchtraumdichte eines Sediments werden von verschiedenen Faktoren beeinflusst (HAMILTON, 1969). Hier ist vor allem die Korngrößenverteilung zu nennen, die sich in einer relativ guten Korrelation bzw. Antikorrelation mit dem Wassergehalt ($r = 0,65$), der Porosität ($r = 0,67$) sowie der Feuchtraumdichte ($r = -0,58$) zum Tongehalt zeigt. Andere Faktoren wie die Kornform, Sedimentationsrate, Sedimentstruktur und Überlagerungsdruck haben ebenfalls Einfluß auf die sedimentphysikalischen Parameter (MELLES, 1991).

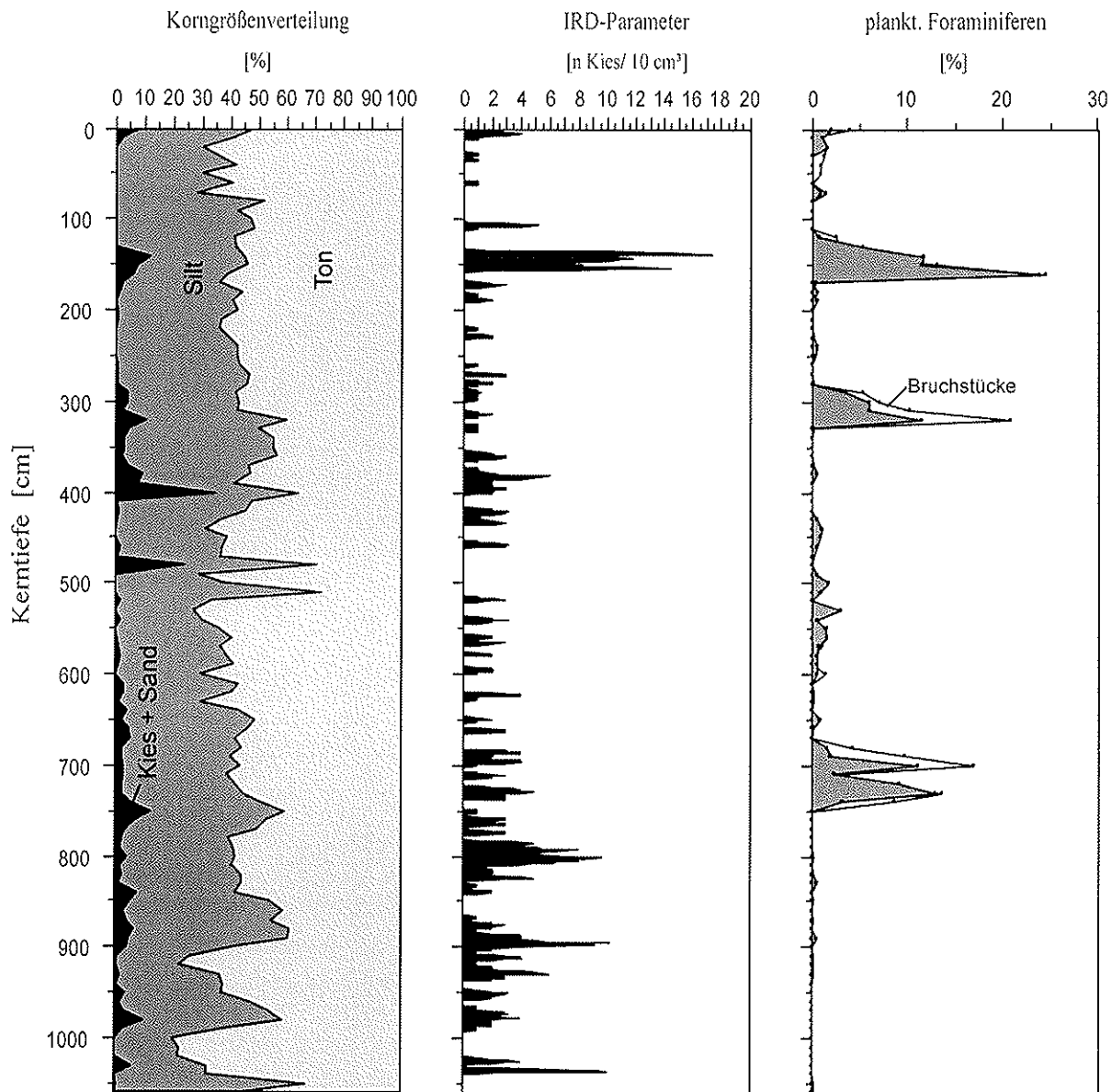


Abb. 4.4: Vergleich zwischen den Probenhorizonten mit einem erhöhten Kies+Sandgehalt, dem IRD-Parameter und den planktischen Foraminiferen.

Wassergehalt

Die Wassergehalte des Sedimentkerns liegen zwischen 19 und 50 Gew.-%. Abgesehen von Schwankungen in den obersten 40 cm nimmt der Wassergehalt bis in 350 cm Kerntiefe tendenziell deutlich ab. Dieses ist auf Kompaktion zurückzuführen. Unterhalb von 350 cm läßt sich kein genereller Trend erkennen. Zwischen 370 und 530 cm Kerntiefe weist die Wassergehaltskurve besonders deutliche Variationen auf. Im unteren Teil des Kerns ist die Schwankungsbreite geringer.

Porosität

Die Porosität im Kern variiert zwischen 34,5 und 56,4 %. Die Kurve gleicht in ihren Trends sehr derjenigen des Wassergehalts.

4.4.2 Dichten

Feuchtraumdichte

Die aus den Pycnometer-Messungen berechneten Feuchtraumdichten liegen zwischen 1,66 und 2,12 g/cm³. Bei einem Vergleich der Feuchtraumdichte mit dem Wassergehalt und der Porosität ergibt sich in beiden Fällen eine negative, gute Korrelation ($r = -0,86$ bzw. $r = -0,76$).

Korndichte

Die Korndichte liegt zwischen 2,66 und 2,73 g/cm³. Insgesamt zeigt die Korndichte im Kernverlauf große Schwankungen und scheint mit keinem der anderen Parameter gut zu korrelieren.

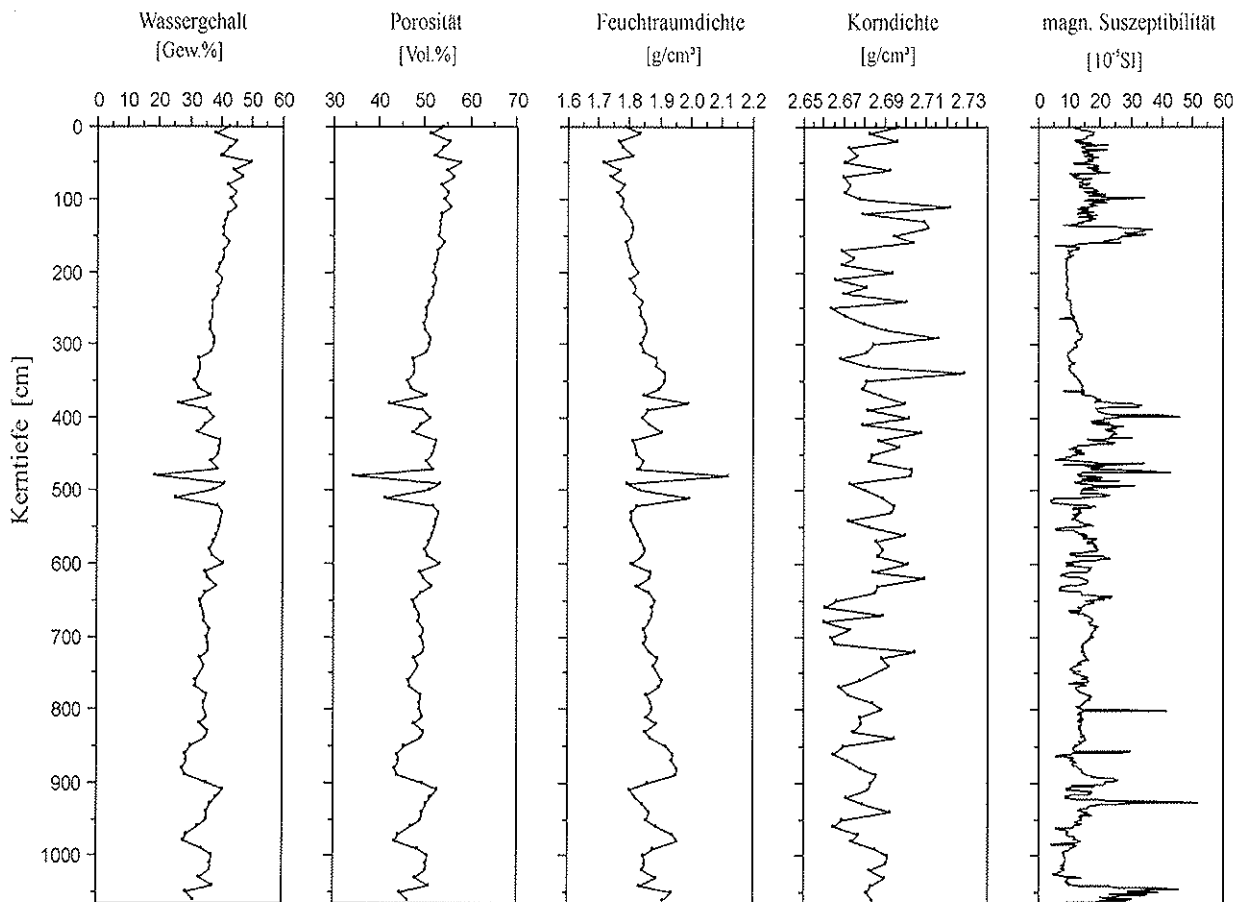


Abb. 4.5: Sedimentphysikalische Parameter des Kerns PS2813-1.

4.4.3 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität weist Werte zwischen $5 \cdot 10^{-5}$ und $65 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten auf (Abb. 4.5). Es besteht ein deutlicher Wechsel zwischen relativ homogenen Bereichen (z.B. 175 bis 275 cm) und Bereichen, in denen die magnetische Suszeptibilität ausgeprägte Schwankungen aufweist. Im unteren Kernbereich (zwischen ca. 700 und 1040 cm) ist die

magnetische Suszeptibilität niedrig und zeigt bis auf einige hohe Peaks keine starken Variationen auf. Diese markanten Maxima sind auf Anreicherungen an ferrimagnetischem Material, also einer erhöhten Terrigenzufuhr zurückzuführen. Generell zeigt sich, daß Bereiche mit erhöhten IRD-Gehalten in der Regel auch durch einen erhöhten Anteil ferrimagnetischer Minerale signifikante Maxima in der magnetischen Suszeptibilität aufweisen (vergl. Abb. 4.4, IRD-Parameter). In der Kurve der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 4.5) zeigen sich insgesamt drei Abschnitte mit großer Schwankungsbreite (30 bis 130 cm, 380 bis 650 cm und 1040 bis 1060 cm), die durch zwei Abschnitte mit relativ konstanten Werten getrennt sind.

4.5 Geochemische Parameter

4.5.1 Verteilung von Karbonat und organischem Kohlenstoff

Karbonat

Charakteristisch für antarktische Sedimente sind geringe Kalziumkarbonatgehalte. Mit durchschnittlichen CaCO_3 -Gehalten zwischen 0,10 und 4,45 % bildet dabei auch der Kern PS2813-1 keine Ausnahme. Im Karbonatgehalt (Abb. 4.6) spiegelt sich durch drei Maxima, alle durch einen Doppelpeak gekennzeichnet, und dazwischenliegenden Minima eine auffällige Zyklizität wider. Der Karbonatgehalt von 1,01 % an der Kernoberfläche nimmt zunächst bis zum ersten Minimum in 80 cm Tiefe ab. Das erste signifikante Maximum mit Karbonatgehalten von bis zu 4,45 % umfaßt den Bereich zwischen 130 und 170 cm Tiefe. Das zweite Maximum, zwischen 280 und 330 cm Kerntiefe, erreicht mit 3,77 % Karbonat insgesamt geringere Gehalte. Dieser Trend setzt sich weiter fort, so daß zwischen 650 und 740 cm Kerntiefe der Karbonatgehalt maximal 3,47 % beträgt. In den Minima variiert der Karbonatgehalt zwischen 0,11 und 1,04 %. Die CaCO_3 -Maxima korrelieren gut mit denen der planktischen Foraminiferen (vergl. Abb. 4.4) der Komponentenanalyse. Beim Vergleich der CaCO_3 -Kurve mit den Stichprobemessungen des Biogenopals (Abb. 4.6) zeigt sich, daß lediglich die unteren beiden CaCO_3 -Maxima auch Biogenopal-Maxima darstellen.

Organischer Kohlenstoff

Die Kurve des organischen Kohlenstoffs untergliedert sich in zwei deutliche Minima und drei Maxima. Der Gehalt des organischen Kohlenstoffs ist im gesamten Kern mit Werten zwischen 0,08 und 0,62 % sehr gering. Deutliche Maxima mit bis zu 0,62 % liegen nahe an der Oberfläche (40 bis 140 cm) und im unteren Bereich des Kerns zwischen 990 cm und dem Kernende. Im mittleren Kernbereich weist die C_{org} -Kurve viele Schwankungen auf, hebt sich jedoch mit einem höheren C_{org} -Anteil von den Minima ab.

4.5.2 Biogenopal

Die Komponentenanalyse ließ bereits vermuten, daß keine hohen Gehalte an biogenem Opal im Kern vorhanden sein würden. Aus diesem Grund wurden die Analysen zunächst exemplarisch an 12 Probenhorizonten durchgeführt. Die Auswahl der Proben wurde unter

Berücksichtigung der CaCO_3 - und C_{org} -Kurven getroffen. Da der Gehalt an biogenem Opal sich als sehr gering herausstellte und die Analysen keine über die Karbonat- oder Kohlenstoffanalysen hinausgehenden Ergebnisse erwarten ließ, wurde auf die Bestimmung des Biogehalts der gesamten Proben verzichtet.

Die analysierten Proben weisen Opalgehalte zwischen 0,76 und 1,47 % auf. Die sich aus den wenigen Messungen ergebenden Maxima scheinen mit den unteren beiden Maxima des Kalziumkarbonats zu korrelieren. Der oberste Karbonatpeak weist kein Pendant in der Opalkurve auf (Abb. 4.6).

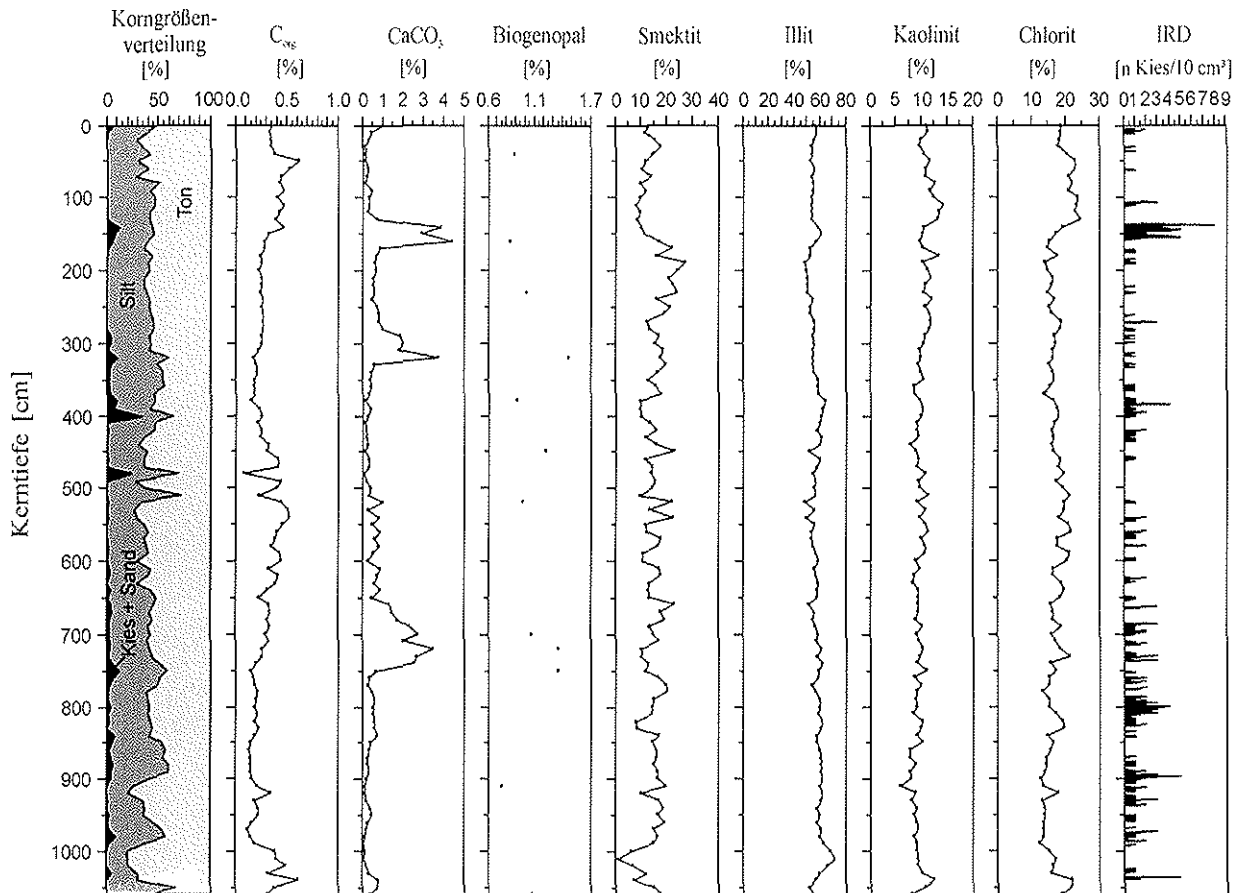


Abb. 4.6: Sedimentologische Parameter des Kerns PS2813-1.

4.6 Korngrößenverteilung

Das Korngrößenspektrum in PS2813-1 ist in dem ternären Diagramm nach SHEPARD (1954) (Abb. 4.7) und über den gesamten Kernverlauf in einer Verteilungskurve (Abb. 4.6) dargestellt. Nach der Klassifizierung von SHEPARD (1954) setzen sich die Sedimente des Kerns im wesentlichen aus siltigem Ton zusammen. Ein geringer Anteil wird durch tonigen Silt bzw. auch den Bereich von Kies-Sand-Silt-Ton repräsentiert. Die Siltfraktion weist Gehalte von 20,1 bis 71,9 % auf. Fast über den gesamten Kernverlauf bildet die Tonfraktion mit Werten zwischen 27,7 bis 79,6 % den größten Anteil. In der Verteilungskurve der Korngrößen treten die eingeschalteten Sand- und Siltlagen deutlich hervor (Abb. 4.6 und 4.8). Diese werden insbesondere durch erhöhte Gehalte eistransportierten Materials und

planktischer Foraminiferen bestimmt (vergl. Abb. 4.4). Weiterhin besteht auch eine Korrelation des Kies- und Sandanteils mit der magnetischen Suszeptibilität. Der mittlere Bereich des Kerns wird durch häufige Wechsel von grobkörnigeren und feinkörnigen Sedimenten charakterisiert. Die detaillierte Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion (4 bis 9 Phi) zeigt über den gesamten Kernverlauf, daß die Siltfraktion weitgehend aus Feinsilt (7 bis 9 Phi) besteht (Abb. 4.8). Der Grobsilt (4 bis 6 Phi) konzentriert sich hingegen nur auf einzelne Probenhorizonte, die gut mit den erhöhten Kies-Sand-Gehalten korrelieren.

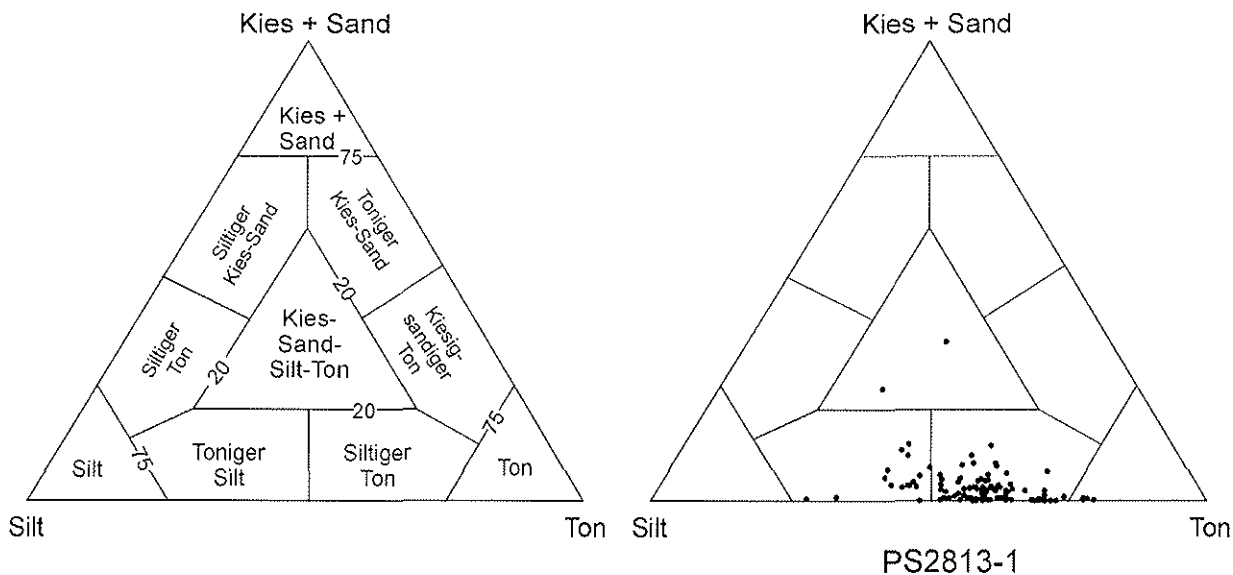


Abb. 4.7: Korngrößenverteilung nach SHEPARD (1954).

4.7 Komponentenanalyse

Wie die meisten marinen Sedimente ist auch der Sedimentkern PS2813-1 polymodal sowohl aus terrigenen als auch aus biogenen Komponenten zusammengesetzt. Die Ergebnisse der prozentualen Komponentenverteilung der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ sind in Abb. 4.9 für die terrigenen Komponenten und in Abb. 4.10 für die biogenen Bestandteile dargestellt.

4.7.1 Terrigene Komponenten

Lithoklasten

Zu der Gruppe der Lithoklasten zählen alle nicht monomineralischen Partikel. Da die Gesteinsfragmente unter dem Auflichtbinokular häufig zu klein waren, um zwischen Vulkanit, Plutonit und Metamorphit eindeutig zu unterscheiden, erfolgte keine Unterteilung nach dem Gesteinstyp. Die Gesteinsbruchstücke bilden mit durchschnittlich 0,6 % nur einen Nebenbestandteil aller Komponenten. Die Gehalte bewegen sich generell zwischen 0 und 3,4 %. Eine Ausnahme bilden dabei mit 12,7 % der Probenhorizont in 500 cm Kerntiefe und mit einem Anteil von 48,7 % der Probenhorizont in 1020 cm Tiefe. Besonders auffällig bei der Probe aus 1020 cm Kerntiefe ist, daß die Gruppe der Gesteinsfragmente sich vorwiegend aus hellen und dunklen Siltsteinen zusammensetzt.

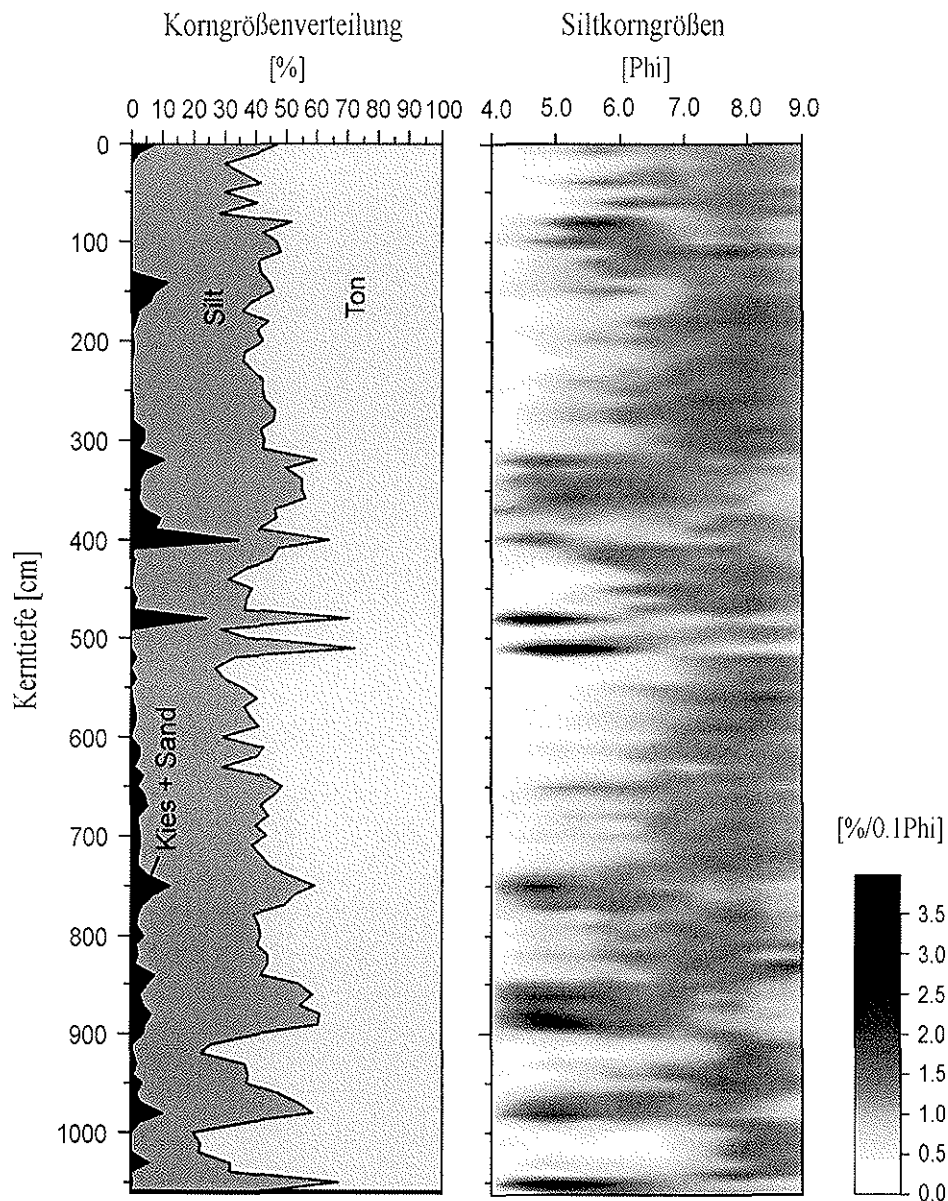


Abb. 4.8: Korngrößenverteilung des Gesamtsediments und die Verteilung innerhalb der Siltfraktion, dargestellt in Konzentration pro 0,1-Phi.

Quarz und Feldspat

Quarz und Feldspat bilden mit Gehalten von bis zu 86,3 % überwiegend den Hauptanteil in der Komponentenzusammensetzung. Die Kernabschnitte mit minimalem Anteil an Quarz und Feldspat sind insbesondere auf die Anreicherung biogener Bestandteile sowie von Mikromanganknollen (vergl. Abb. 4.10) zurückzuführen.

Glimmer

Muskovit und Biotit bilden die wichtigsten Glimmer. Sie sind im Kernverlauf mit Anteilen zwischen 2 und 40 % durchgehend vertreten. Die höchsten Gehalte liegen im oberen Kernabschnitt zwischen 50 und 120 cm. Die Glimmer umfassen dort einen

Schwankungsbereich von etwa 5 bis 40 %. Im weiteren Verlauf schwankt der Glimmeranteil zwischen ca. 2 und 12 %.

Schwerminerale

Der Anteil der Schwerminerale variiert im Verlauf des Kerns zwischen 2 und 24 %. Im Mittel liegen die Werte jedoch bei etwa 5 %. Im Bereich von 50 bis 90 cm weist die Kurve der Schwermineralverteilung (Abb. 4.9) mit 24 % ein signifikantes Maximum auf. Ein weiterer Bereich der durch einen erhöhten Anteil an Schwermineralen charakterisiert ist, der aber auch deutlichen Schwankungen unterliegt, befindet zwischen 340 und 510 cm Kerntiefe.

Sonstige Minerale

Unter „sonstige Minerale“ sind alle Minerale zusammengefaßt, die durch die Betrachtung unter dem Auflichtbinokular einer Mineralgruppe nicht eindeutig zugeordnet werden konnten. Ihr Anteil bewegt sich in der Regel deutlich unter 10 %.

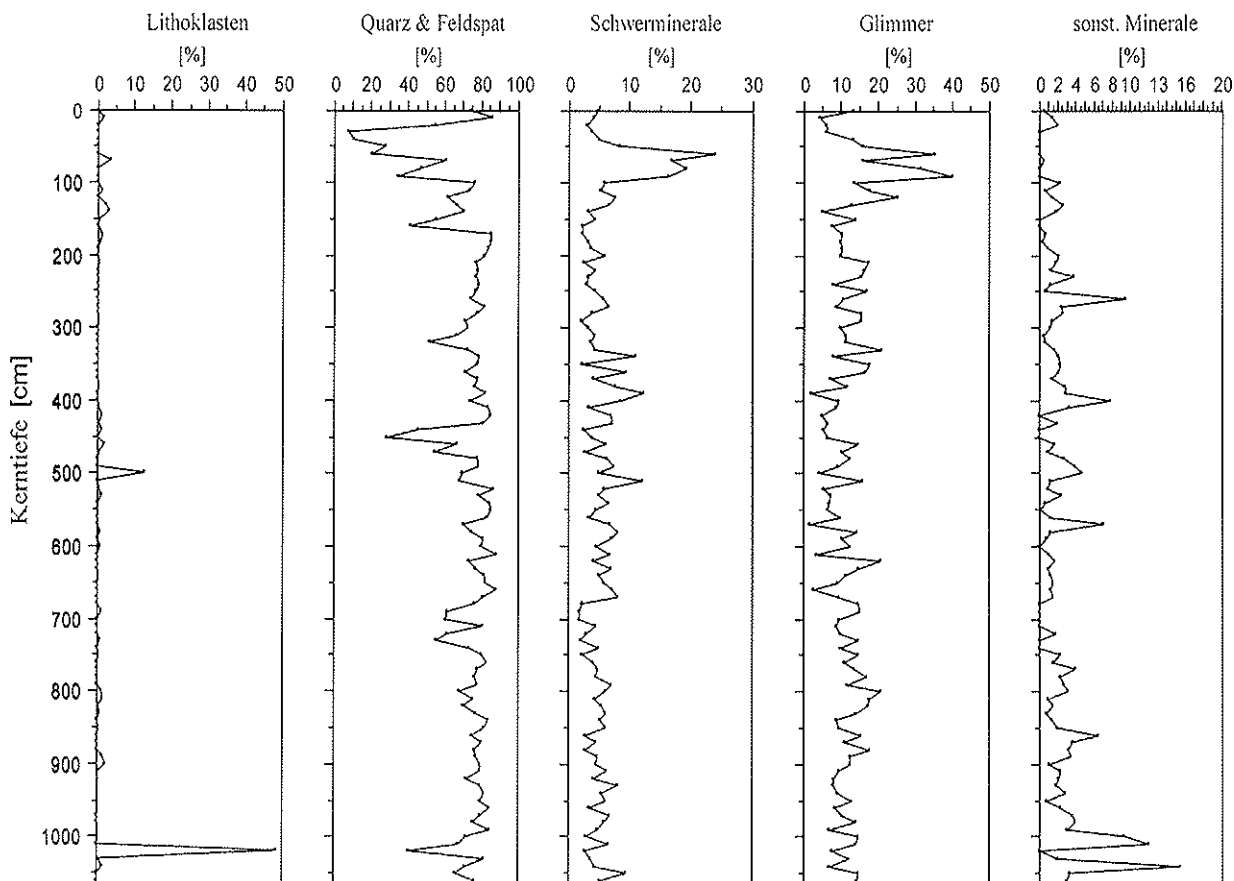


Abb. 4.9: Verteilung der terrigenen Komponenten in der Grobfraktion des Kerns PS2813-1.

4.7.2 Biogene Komponenten

Planktische Foraminiferen

Die planktischen Foraminiferen in PS2813-1 (Abb. 4.10) werden fast ausschließlich von der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sin. gebildet. Bis auf drei signifikante Maxima sind die kalkigen, planktischen Foraminiferen im Kern mit Anteilen zwischen 0 und 3,2 % nur von geringer Bedeutung. Die an Foraminiferen angereicherten Sedimentbereiche korrelieren mit den Horizonten, die erhöhte Sandgehalte aufweisen (vergl. Abb. 4.4).

Radiolarien und sonstige biogene Komponenten

Ausschließlich in 30 cm Kerntiefe sind Radiolarien mit einem Anteil von 0,3 % in der Komponentenverteilung vertreten. Schwammnadeln und Bruchstücke von Radiolarien werden unter „sonstige biogene Bestandteile“ zusammengefaßt. Sie bilden ein relatives Maximum mit einem Anteil von bis zu 20 % in den oberen 90 cm, wobei dieses durch zwei Minima in drei Einzel-Peaks unterteilt ist. Ein zweites Maximum sonstiger biogener Komponenten ist in 570 cm Tiefe ausgebildet. Eine Korrelation mit anderen Komponenten ist nicht zu erkennen.

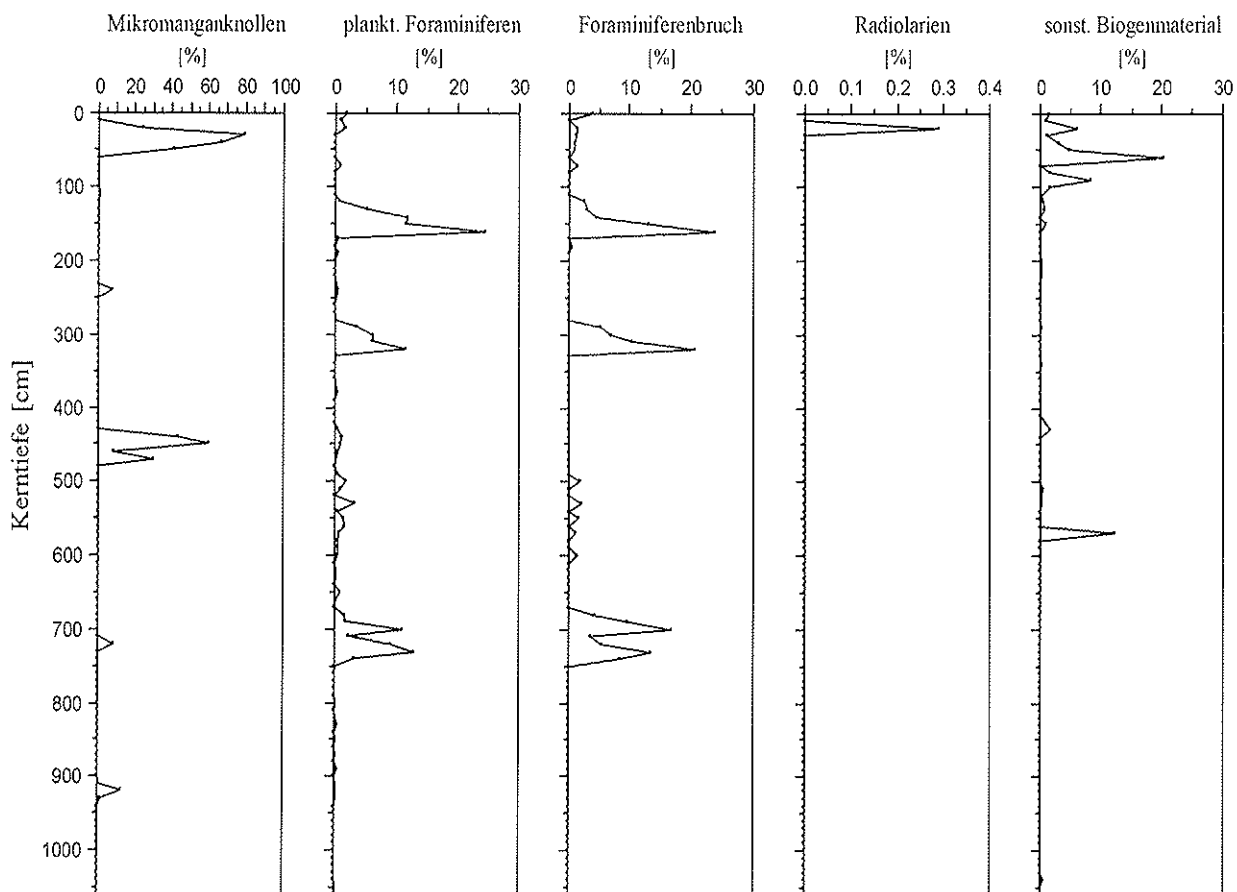


Abb. 4.10: Verteilung der authigenen und biogenen Komponenten in der Grobfraktion des Kerns PS2813-1.

4.7.3 Authigene Komponenten

Mikromanganknollen

Die Kernabschnitte zwischen 30 und 60 cm sowie zwischen 440 und 470 cm Tiefe werden von häufig traubenförmigen Mikromanganknollen dominiert. Auch Foraminiferen und andere Minerale sind oftmals von Mangan umkrustet. Der obere Bereich des Kerns (30 bis 50 cm) weist Gehalte von bis zu 80 % auf und auch der Bereich zwischen 440 und 470 cm ist mit 60 % durch einen hohen Anteil an Mikromanganknollen charakterisiert. Neben diesen deutlich von Mikromanganknollen dominierten Horizonten treten drei weitere Bereiche des Kerns mit Gehalten von durchschnittlich 10 % in 240 cm, 720 cm und 920 cm deutlich hervor. Die Mikromanganknollenverteilung konzentriert sich allerdings nur auf die bereits genannten Kernabschnitte. Im übrigen Kern sind keine Konkretionen vorhanden. Das Auftreten von Manganknollen im Sediment läßt auf ein oxidierendes Milieu auch im Porenraum schließen. Ein Hinweis darauf liefern auch die geringen Gehalte an organischem Kohlenstoff (um ca. 0,30 bis 0,35 %, vergl. Kap. 4.5.1).

4.8 Tonmineralvergesellschaftung

Die Tonminerale in den Sedimenten des Südatlantiks sind mit Ausnahme des Smektit, der sich frühdiagenetisch/halmyrolytisch bildet, nahezu ausschließlich terrigener Herkunft. Ihre Vergesellschaftung ist stark Breitengradabhängig und reflektiert das Verwitterungsregime der angrenzenden Kontinente, das im wesentlichen vom jeweiligen Klima gesteuert wird (BISCAYE, 1965; PETSCHICK et al. 1996). Durch das kalt-aride Klima der hohen Breiten dominiert die physikalische Verwitterung, so daß in glazialmarinen Sedimenten vorwiegend Illit und Chlorit auftreten (EHRMANN et al., 1992).

Zu unterschiedlichen Anteilen setzt sich die Tonmineralvergesellschaftung aus den Mineralen Illit, Chlorit, Smektit und seltener auch aus Kaolinit zusammen (Abb. 4.6). Den Hauptanteil bildet mit durchschnittlich 65 % der Illit. Das 5 Å/10 Å-Verhältnis von größer 0,4 zeigt, daß es sich um Al-reichen Illit, Muskovit, handelt. Chlorit, im Mittel mit 20,4 %, und Smektit mit durchschnittlich 17,2 % sind je nach Kerntiefe zu etwa gleichen Anteilen vertreten. Den geringsten Anteil (11,6 % im Mittel) bildet der Kaolinit. Die Gehalte der Tonmineralgruppen variieren erheblich über den gesamten Kernverlauf. Besonders signifikant ist die Korrelation zwischen den Minima des Illits und den Maxima des Smektit. Außerdem zeigt sich beim Vergleich von Smektit und Chlorit ein deutlich gegensätzlicher Verlauf der beiden Kurven.

4.9 Magnetische Paläointensitäten

Die Bestimmung der magnetischen Paläointensitäten ergab deutlich drei Abschnitte mit signifikant hohen Intensitäten, die durch zwei Bereiche geringerer magnetischer Paläointensitäten voneinander abgegrenzt sind. Das Maximum zwischen 30 und 100 cm Kerntiefe und das Maximum von 1000 cm Tiefe bis zum Kernende korrelieren relativ gut mit den laminierten Abschnitten der Lithologie, wobei das für die erhöhten Paläointensitäten zwischen etwa 470 und 550 cm nur bedingt zutrifft (Abb. 4.11).

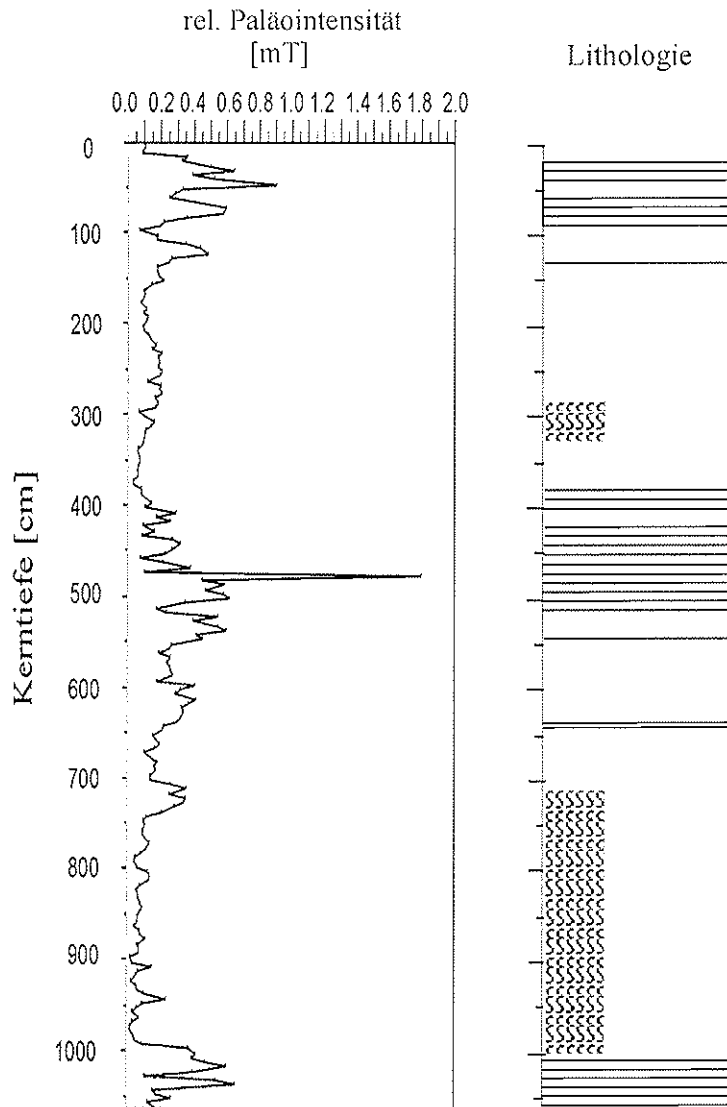


Abb. 4.11: Die relative magnetische Paläointensität des Sedimentkerns PS2813-1 im Vergleich mit den lithologischen Änderungen.

4.10 Radionuklide

Die Radionuklide ^{230}Th und ^{231}Pa konnten über die Gamma-Strahlung meßtechnisch nicht nachgewiesen werden. ^{234}Th , das nach der Meßtechnik der Aktivität des ^{238}U entspricht, ist über die Kerntiefe konstant (Abb. 4.12). Die mittlere Kurve in Abb. 4.12 zeigt ein ausgeprägtes Profil mit ^{214}Pb , ^{214}Bi und ^{210}Pb , das einen unerklärlichen Anstieg der Aktivität in etwa 500 cm Kerntiefe aufweist. In den obersten 50 cm des Sedimentkerns zeigt sich im Profil ein ^{210}Pb -Exzeß. ^{227}Th ist in einigen Proben mit einer Aktivität zwischen etwa 1,5 und 7,2 Bq/kg gerade noch nachweisbar.

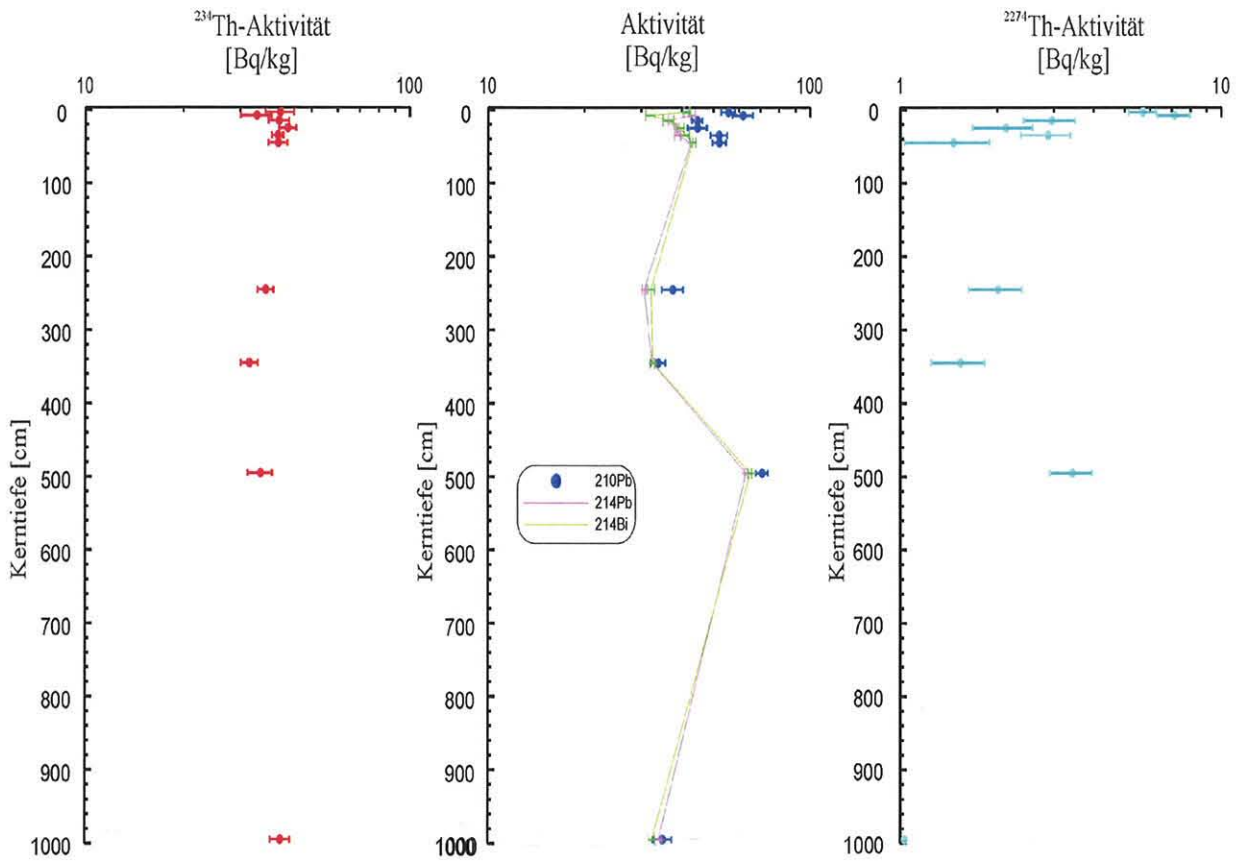


Abb. 4.12: Aktivitätsprofile der für den Kern PS2813-1 nachgewiesenen Radionuklide ^{234}Th , ^{210}Pb , ^{214}Pb , ^{214}Bi und ^{227}Th .

5. Interpretation und Diskussion

5.1 Interpretation des Parasound-Profiles

Sowohl die Eindringtiefe als auch die große Anzahl an Reflektoren im Bereich der Uferwälle weisen darauf hin, daß es sich um feinkörnige, geschichtete Sedimente handelt. Am Rinnenhang hingegen ist der Verlauf der Reflektoren häufig unterbrochen. Dieses deutet, insbesondere am Hang der erosiven Rinne, auf Sedimentumlagerungsprozesse hin (KUHN & WEBER, 1993). Aus dem Echogramm läßt sich außerdem ableiten, daß die beiden Rinnensysteme von unterschiedlichen Prozessen beeinflusst werden. Das tief in den Untergrund eingeschnittene Bett der erosiven Rinne weist deutlich auf den Einfluß gravitativer Prozesse hin. Aus der Akkumulation von Sedimenten in der nicht-erosiven Rinne läßt sich hingegen ein Einfluß geostrophischer Ströme ableiten. Trubestrome und vom Kontinentalschelf abströmende, kalte Wassermassen, die einer Ablagerung von Sedimenten entgegenwirken, sind vermutlich von geringerer Bedeutung. Das in geologischer Zeit ebenfalls tief in den Meeresboden eingeschnittene Rinnenbett des rezent nicht-erosiven Rinnen-Rückensystems (ROGENHAGEN, 2000) verdeutlicht jedoch, daß dieses zuvor wahrscheinlich auch von turbiditischen Strömungen beeinflusst wurde oder zumindest aber deren Entstehung darauf zurückzuführen ist. Die Verlagerung der Rinnen-Rückensysteme nach Norden spiegelt vor allem den Einfluß der Coriolis-Kraft auf den Ablagerungsraum wider, die in der Sudhemisphere eine Ablenkung der Strömung und Partikel nach links bewirkt.

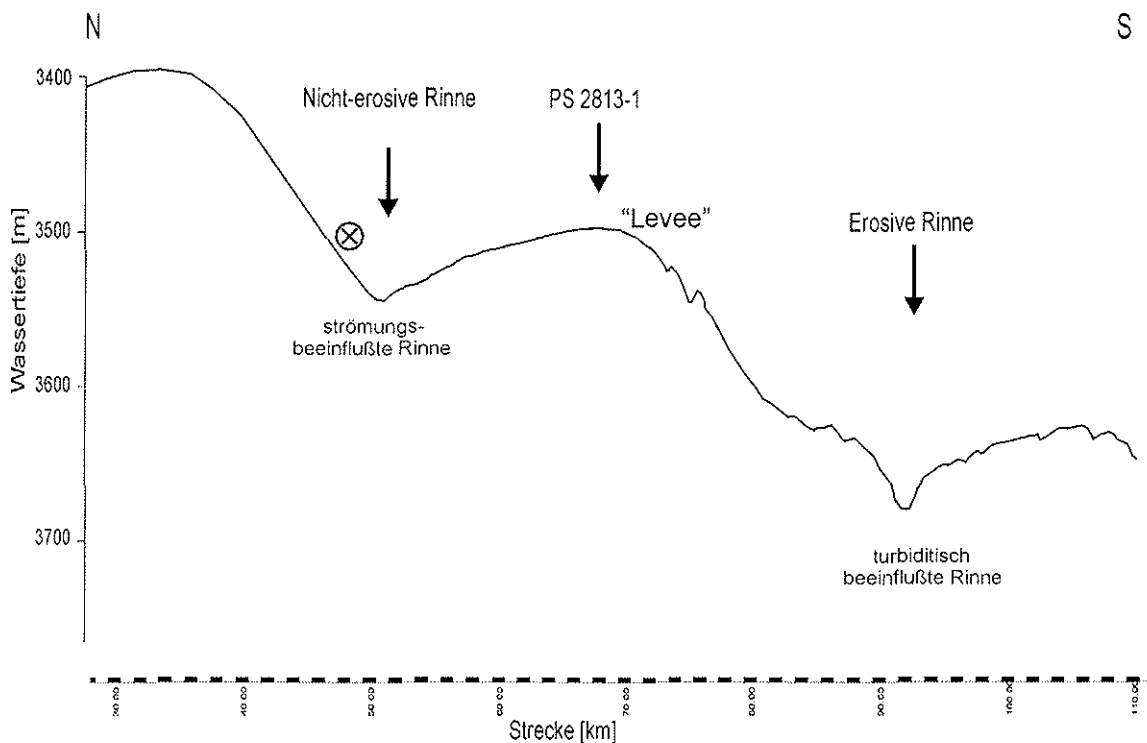


Abb. 5.1: Schematischer Querschnitt der gravitativ-erosiven Rinne im Süden und der geostrophisch-akkumulierenden Rinne im Norden.

5.2 Faziesmodell

Anhand lithologischer Wechsel und Änderungen sedimentologischer Parameter lassen sich die Sedimente des antarktischen Kontinentalhangs in verschiedene Faziestypen unterteilen, die unterschiedlichen Ablagerungsräumen zugeordnet werden können (GROBE & MACKENSEN, 1992). Die erstellte Faziesabfolge läßt sich nach der stratigraphischen Einordnung mit den pleistozänen Klimazyklen korrelieren. Für die Sedimentabfolgen der Station PS2813-1 wurden die aus Abb. 5.2 hervorgehenden sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parameter miteinander verglichen und folgenden vier Faziestypen zugeordnet:

- (1) Laminitfazies
- (2) Homogene Fazies
- (3) IRD-Fazies
- (4) Karbonatfazies

Die Tonmineralverteilung weist innerhalb der Faziestypen keine charakteristischen Variationen auf und wird wahrscheinlich weniger von klimatischen als von lokalen Bedingungen beeinflusst.

5.2.1 Laminitfazies

Die Laminitfazies umfaßt sowohl grob- als auch feinclaminierte Sedimente des Kerns (Abb. 5.3, A), in die gelegentlich strukturlose Abschnitte eingeschaltet sind (Abb. 5.2). Die laminierten Ablagerungen sind vorwiegend aus terrigenem siltigen Ton zusammengesetzt. Die markanten Laminae sind das Abbild vielfacher Korngrößenwechsel. In die Laminitfazies sind teilweise grobsiltige, gut sortierte Horizonte eingeschaltet. Der Karbonatgehalt und der Anteil planktischer Foraminiferen ist gering. Die Sedimente weisen in der Regel wenig IRD auf. Ein weiteres Merkmal der Laminitfazies stellen die signifikanten Schwankungen in der magnetischen Suszeptibilität dar. Es zeigt sich, daß die hohen Suszeptibilitätswerte gut mit den erhöhten Siltgehalten, insbesondere im Grob- bis Mittelsiltbereich, korrelieren. Episodisch weisen die Laminiten auch Horizonte mit Mikromanganknollen auf.

Die Laminitfazies des Kerns PS2813-1 repräsentiert die glazialen Ablagerungen im unteren Bereich der Isotopenstadien 10 und 8 sowie die Stadien 4 bis 2. Die Ausbildung der Laminitfazies deutet darauf hin, daß der Ablagerungsraum durch eine nahezu permanente Meereisdecke, eine Lage unterhalb der sedimentären Paläo-Kalzitkompensationstiefe (CCD) und durch einen lateralen Eintrag von Partikeln charakterisiert war. Der geringe Eintrag eistransportierten Materials resultiert aus einer weitgehend geschlossenen Eisbedeckung, die eine Eisbergdrift deutlich einschränkt. Die erhöhte magnetische Suszeptibilität reflektiert vermutlich einen verstärkten Eintrag an Silt, der zum einen mit dem Vorstoß des Schelfeises und zum anderen aber auch durch Variationen in der Strömungsintensität der Konturströme erklärt werden kann. Die Laminationen spiegeln im wesentlichen den Einfluß hydrodynamischer Prozesse auf das Sedimentationsgeschehen wider. Die Erhaltung der einzelnen Laminae wird zum einen indirekt durch die geringe Produktivität in den Oberflächenwässern, in erster Linie jedoch durch eine verminderte benthische Aktivität gewährleistet. Verdünnungseffekte im terrigenen Detritus, die sich durch einen hohen Anteil an Mikrofossilien ergeben, sind während glazialer Zeiten unbedeutend. Die Bildung der Mikromanganknollen in den Laminiten deutet im allgemeinen auf eine niedrige

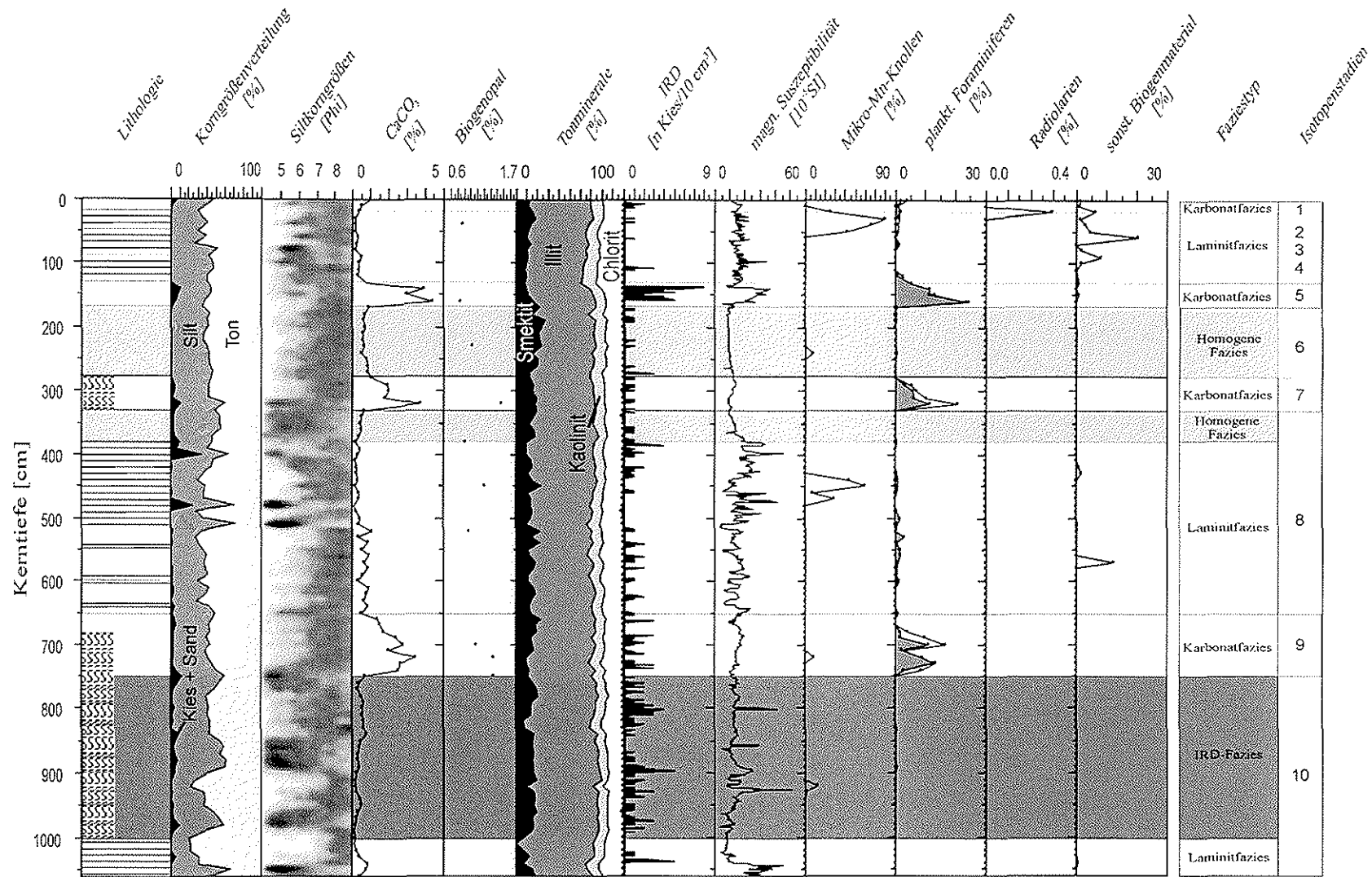


Abb. 5.2: Signifikante Parameter, die zur Einordnung der Sedimentabfolge in verschiedene Faziestypen herangezogen wurden. Die Laminitfazies ist hellgrau hinterlegt. Grau entspricht der Homogenen Fazies, dunkelgrau der IRD-Fazies und weiß der Karbonatfazies. Die Isotopenstadien basieren im wesentlichen auf der zyklischen Variabilität der Karbonatkurve.

Sedimentationsrate sowie oxidierende Bedingungen im Sediment bzw. an der Sedimentoberfläche hin (vergl. Kap. 5.3.1).

5.2.2 Homogene Fazies

Die sehr homogenen Sedimente (Abb. 5.3, B) setzen sich größtenteils aus terrigenem siltigen Ton oder tonigen Silt zusammen. Die Siltfraktion wird vorwiegend von Mittel- und Feinsilt repräsentiert. Die Karbonatgehalte sind gering und zeigen nahezu keine Variationen. Der Anteil planktischer Foraminiferen in der Sedimentabfolge ist vernachlässigbar. Geringe IRD-Gehalte dokumentieren den verminderten Eintrag eistransportierten Materials. Weiterhin ist der Faziestyp durch eine niedrige magnetische Suszeptibilität, die nahezu keinen Schwankungen unterlegen ist, charakterisiert.

Dieser Faziestyp wurde den glazialen Isotopenstadien 8 und 6 zugeordnet. Die geringen Fluktuationen zeigen, daß während des Ablagerungszeitraums relativ stabile Umweltbedingungen vorgelegen haben. Die feinkörnigen Sedimente deuten auf geringe Strömungsgeschwindigkeiten hin. Die Korngrößenverteilung im Zusammenhang mit der geringen Eisbergfracht und dem niedrigen Anteil an Karbonat reflektieren, daß sich diese Fazies im Gegensatz zur IRD-Fazies wahrscheinlich unter dem Einfluß einer permanent geschlossenen Meereisbedeckung gebildet hat. Der signifikant geradlinige Verlauf der Suszeptibilitätskurve steht in Verbindung mit einem reduzierten Eintrag terrigenen Materials und kann ein Hinweis auf einen relativ stabilen Zustand in der Vereisungsdynamik sein, der eine starke Terrigenzufuhr verhindert.

5.2.3 IRD-Fazies

Die Ablagerungen der glazialzeitlichen IRD-Fazies heben sich lithologisch durch leichte Bioturbation von der Laminitfazies ab (Abb. 5.3, D). Sie setzen sich aus terrigenen Komponenten, vorwiegend siltigem Ton und tonigem Silt, zusammen, wobei der Silt- und Tonanteil signifikanten Schwankungen unterliegt. Siltreiche Abschnitte sind durch einen deutlich erhöhten Anteil an Grobsilt charakterisiert. Insgesamt ist der Karbonatgehalt und der Anteil an planktischen Foraminiferen gering. Ein wesentliches Faziesmerkmal stellt der signifikant erhöhte Anteil eistransportierten Materials dar. Die magnetische Suszeptibilität weist im Vergleich zur Laminitfazies geringere Variationen auf.

Die IRD-Fazies wird im Kernprofil im oberen Bereich des Isotopenstadiums 10 (750 bis 1000 cm Kerntiefe) angetroffen. Sie kann als Übergangsfazies von glazialen (Laminitfazies) zu interglazialen (Karbonatfazies) Sedimentationsbedingungen betrachtet werden. Voraussetzung für die Bildung dieser fossilarmen Ablagerungen der IRD-Fazies ist eine größtenteils geschlossene Meereisdecke und damit eine verminderte Bioproduktivität. Hinweis darauf geben sowohl der geringe Karbonatgehalt als auch die geringe bis fehlende Überlieferung von Organismenresten in den Ablagerungen. Bioturbierte Abschnitte lassen jedoch auf eine vorhandene Benthosfauna schließen. Beim Übergang vom Glazial zum Interglazial vollzieht sich der Meereisrückzug und der damit verbundene globale Meeresspiegelanstieg relativ rasch (GROBE & MACKENSEN, 1992). Die deutliche Zunahme

des IRD-Gehaltes in den Ablagerungen kann durch eine Rückverlagerung der Aufsetzlinie erklärt werden. Verstärkt kommt es zur Bildung von Eisbergen, deren basaler Detritus unter dem Einfluß wärmeren Wassers ausschmilzt und akkumuliert.

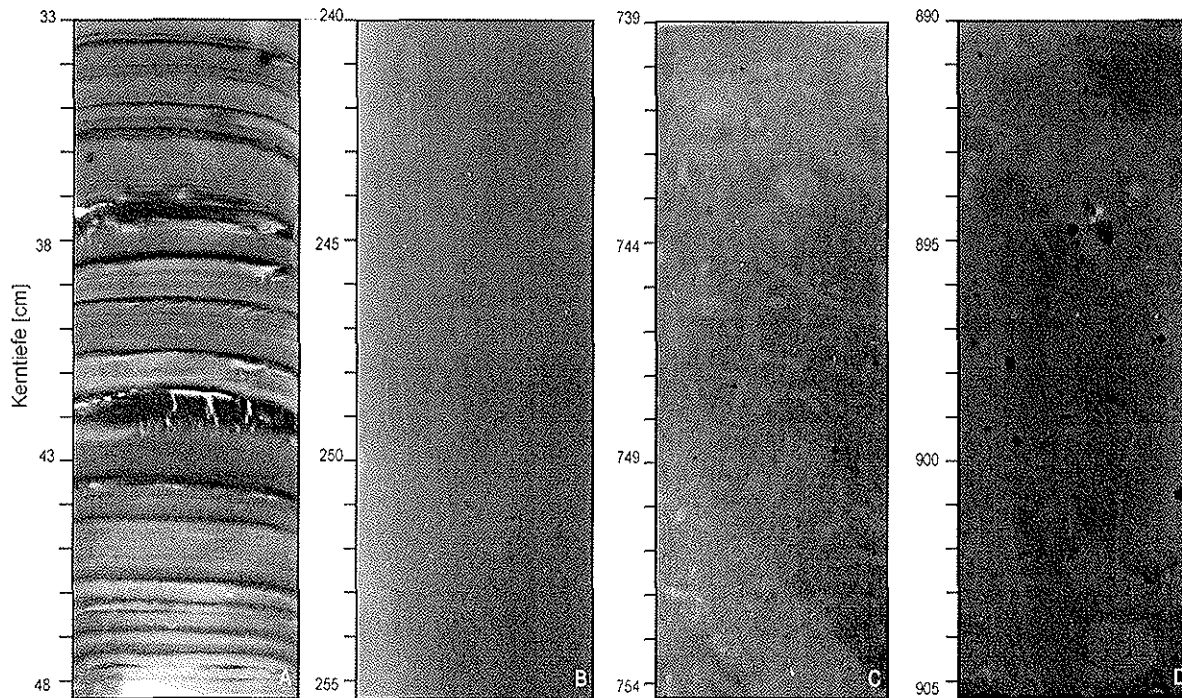


Abb. 5.3: Die Radiographien (Positive) dokumentieren die verschiedenen Lithofaziestypen des Kerns PS2813-1 (Maßstab in cm). Abb. A zeigt eine laminierte, geschichtete Sedimentabfolge (33 bis 48,5 cm) der Laminitfazies. Die Sedimente des Ausschnitts B (240 bis 255,5 cm) sind strukturlos und repräsentieren die Homogene Fazies. Die Sedimentabfolge im Ausschnitt C (739 bis 754,5 cm), mit mäßiger Bioturbation, repräsentiert die Karbonatfazies und die an Eisfracht angereicherten Sedimente (890 bis 905,5 cm) der IRD-Fazies sind in D exemplarisch dargestellt.

5.2.4 Karbonatfazies

Die Karbonatfazies ist durch bioturbirte bzw. homogene Ablagerungen (Abb. 5.3, C) charakterisiert und setzt sich vorwiegend aus siltigem Ton und tonigem Silt zusammen. Innerhalb der Siltfraktion dominiert der Feinsiltanteil. Der Faziestyp ist durch einen zwar geringen, aber signifikanten Karbonatanteil und die Anreicherung planktischer Foraminiferen sowie Foraminiferen-Bruchstücken charakterisiert. Der Opalgehalt weist im unteren Kernprofil relative Maxima auf, die denen des Karbonatgehalts entsprechen. Der Anteil an eistransportiertem Material ist insgesamt gering, weist jedoch im oberen Kernbereich eine markant hohe Eisfracht auf. Die magnetische Suszeptibilität der Karbonatfaziesabfolge ist in der Regel niedrig. Der erhöhte IRD-Eintrag spiegelt sich jedoch auch in der magnetischen Suszeptibilität in Form eines Anstiegs der Werte wider.

Die Karbonatfaziesabschnitte wurde den interglazialen Isotopenstadien 9, 7, 5 und 1 zugeordnet. Ähnlich wie in den Ablagerungen der Station PS2551 des zentralen

Amundsenmeeres (HILLENBRAND, 2000) werden die Interglaziale in der Sedimentabfolge der Kernposition PS2813-1 ausschließlich von der Karbonatfazies repräsentiert. Die im östlichen Weddellmeer und im Amundsenmeer den Höhepunkt des Interglazials charakterisierende Opalfazies wird im Kern PS2813-1 nicht angetroffen. Wichtige Bildungsbedingungen der Karbonatfazies sind ein zumindest saisonaler Rückzug des Meereises sowie eine Lage der Kernposition oberhalb der sedimentären Paläo-CCD. Die signifikant erhöhten Karbonatgehalte reflektieren die gesteigerte Bioproduktivität in den Oberflächenwässern, die durch den Rückgang der Meereisbedeckung und den dadurch ermöglichten Lichteinfall gefördert wird. Dieses führt zu einer Verdünnung des terrigenen Detritus, wobei die Terrigenzufuhr ohnehin durch den Rückzug der Eismassen verringert ist. Sie konzentriert sich vorwiegend auf den Eintrag durch Eisberge und Meeresströmungen und spiegelt sich im teilweise erhöhten IRD-Gehalt, insbesondere aber in der Korngrößenverteilung wider. Dieses wird im Kernprofil durch die geringe magnetische Suszeptibilität dokumentiert, die nur im Zusammenhang mit einer gesteigerten IRD-Zufuhr und einer verstärkten Eisbergaktivität relativ hohe Suszeptibilitätswerte aufweist.

5.3 Stratigraphie

Die Datierung spätquartärer Sedimente des antarktischen Kontinentalrandes bereitet bis heute große Schwierigkeiten (MELLES, 1991). Das Fehlen bzw. seltene Auftreten von Mikrofossilien in den Sedimenten stellt den wichtigsten limitierenden Faktor dar. Aber auch eine terrigene Verdünnung und Lösungsprozesse an den Schalenresten verhindern häufig sowohl eine biostratigraphische Zuordnung als auch die Erstellung eindeutig interpretierbarer Sauerstoff- bzw. Kohlenstoffisotopenkurven. Die glazialmarinen Sedimente des antarktischen Kontinentalrandes lassen sich häufig nur durch eine Kombination diverser Datierungsmethoden stratigraphisch zuordnen (GROBE et al., 1990).

Das Vorkommen der Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* sin. beschränkt sich auch in den Ablagerungen der Station PS2813-1 auf wenige Probenhorizonte, so daß eine stratigraphische Einordnung der Sedimente mit Hilfe von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen nicht möglich war. Eine Messung der Isotope in den karbonathaltigen Sedimenten hätte lediglich eine lückenhafte Isotopenkurve ergeben, die keine stratigraphische Einordnung ermöglicht hätte.

5.3.1 Lithostratigraphie

Der stratigraphischen Interpretation des Sedimentkerns wurde das von GROBE & MACKENSEN (1992) entwickelte lithostratigraphische Modell zugrunde gelegt. Für Ablagerungen vom Kontinentalhang des östlichen Weddellmeeres (PS1388) konnte erstmals eine $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve erstellt werden (MACKENSEN et al., 1989; korrigiert in MACKENSEN et al., 1994), die mit der globalen Isotopenstratigraphie nach MARTINSON et al. (1987) kalibriert wurde. Das lithostratigraphische Modell basiert auf der Korrelation der Isotopenkurve des Kerns PS1388 mit gestapelten, sedimentspezifischen Parametern von zehn weiteren Sedimentkernen aus dem Weddellmeer (GROBE & MACKENSEN, 1992). In den Kernen zeigen sich lithologische Wechsel, die auf einen veränderten Eintrag von terrigenem Detritus sowie auf Änderungen der Paläo-Bioproduktivität zurückzuführen sind und den globalen Klimazyklen entsprechen. Anhand der stratigraphischen Fixpunkte wurde anschließend für jeden Kern ein Altersmodell erstellt.

Die untersuchte Sedimentabfolge aus dem westlichen Weddellmeer wurde zunächst mit Hilfe des lithostratigraphischen Modells datiert. Im CaCO_3 -Signal zeichnet sich eine eindeutige Zyklizität der Sedimente ab, so daß die relativen Karbonatmaxima den interglazialen Isotopenstadien 9, 7, 5 und 1 zugeordnet wurden.

Die Ergebnisse lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Tab. 5.1: Stratigraphische Fixpunkte des Altersmodells der Kernstation PS2813-1. Angegeben sind die Isotopenstadiengrenzen nach IMBRIE et al. (1984).

Isotopenstadien- grenzen	Alter [ka]	Sedimenttiefe [cm]
2/1	12	34
5/4	71	131
6/5	128	173
7/6	186	283
8/7	245	333
9/8	303	653
10/9	339	753

Das zugehörige Altersmodell für den Kern PS2813-1 ist in Abb. 5.4 dargestellt. Es zeigen sich signifikante Unterschiede in den Sedimentationsraten. Die zyklischen Variationen, die sich durch den Glazial-Interglazial-Wechsel ergeben, spiegeln sich sowohl in den lithologischen Änderungen als auch in den unterschiedlichen Sedimentationsraten wider. Die interglazialen Stadien sind im Vergleich zu den Glazialen durch niedrigere Sedimentationsraten (Abb. 5.4) charakterisiert. Die höchste Sedimentationsrate von etwa 5,5 cm/ka wird in Stadium 8 erreicht. Diese hohe Rate während des Glazials verdeutlicht, daß vergleichsweise viel Material während dieser Zeit eingetragen wurde. Da glaziale Sedimente sehr geringe Biogehalte aufweisen, ist die hohe Sedimentationsrate durch einen hohen Eintrag von terrigenem Material zu erklären (PUDSEY et al., 1988; PUDSEY, 1992). Einerseits haben Turbiditströme mit hoher Suspensionsfracht zur verstärkten Sedimentation beigetragen und andererseits steht die erhöhte Sedimentzufuhr auch in Verbindung mit der Vereisungsdynamik (vergl. Kap. 5.5): Ein Eisvorstoß während des Glazials und eine Lage der Aufsetzlinie näher an der Schelfkante führen zur gesteigerten Materialanlieferung. Das Vorkommen von Mikromanganknollen im Isotopenstadium 8 weist jedoch darauf hin, daß die Sedimentationsrate innerhalb des Stadiums Schwankungen unterlegen hat, denn Manganknollen wachsen generell bei geringen Sedimentationsraten. Für das Isotopenstadium 10 sind ähnlich hohe Raten zu vermuten. Allgemein scheinen die Sedimentabfolgen, die älter als 245 ka sind, höhere Sedimentationsraten aufzuweisen.

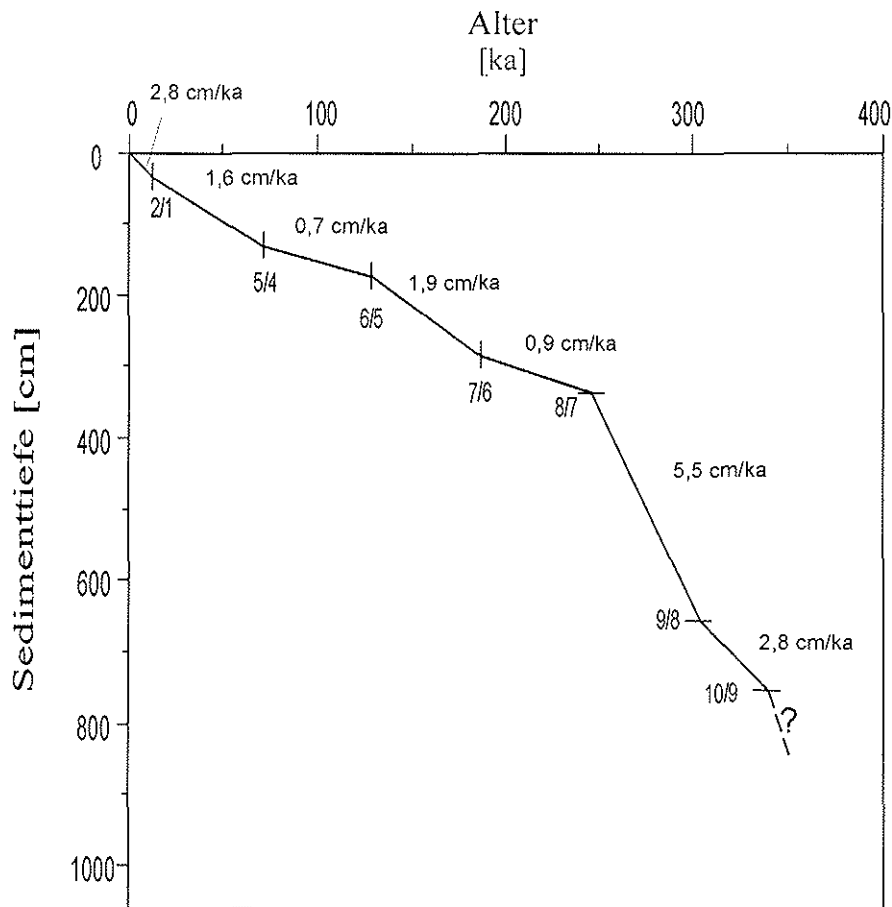


Abb. 5.4: Altersmodell für den Kern PS2813-1. Es wurden die Isotopenstadiengrenzen nach IMBRIE et al. (1984) verwendet (Tab. 5.1). Eingezeichnet sind die Isotopenstadien bis zur Basis des Sauerstoffisotopenstadiums 9 und die durchschnittlichen Sedimentationsraten.

Neben der lithostratigraphischen Einordnung der Sedimentabfolge sollten die Messung der paläomagnetischen Paläointensitäten sowie eine Datierung über die Radionuklide ^{230}Th und ^{231}Pa weitere Altersinformationen liefern.

5.3.2 Paläomagnetik

Schwankungen in der natürlichen remanenten Magnetisierung können durch die Mineralogie, die Korngröße sowie die Magnetisierungsintensität und -stabilität der Remanenzträger gesteuert werden (COLLINSON, 1983). Große Partikel sind im allgemeinen magnetisch instabil (TAUXE, 1993). Die relativ hohen Werte (um 30 mT) des mittleren entmagnetisierten Feldes (MDF) (Abb. 5.5) deuten auf kleine Partikel hin, in denen das Signal in der Regel gut erhalten ist. Aus dem MDF ergibt sich, daß diese Methode der Altersbestimmung für die Sedimentabfolge des Kerns PS2813-1 relativ gut geeignet sein müßte, wobei für den antarktischen Bereich mittels der Paläomagnetik bisher keine eindeutigen Ergebnisse erzielt wurden. Signifikante Schwankungen, insbesondere im mittleren Kernbereich, deuten auf einen Materialwechsel hin, die eine Interpretation der magnetischen Paläointensitäten erschwert. Die Schwankungen der relativen Paläointensitäten lassen sich nicht eindeutig mit den anderen sedimentologischen Parametern (vergl. Abb. 4.11, Abb. 5.2), wie beispielsweise den lithologischen Änderungen korrelieren und sich dadurch nicht begründen. Eine erste Korrelation der relativen magnetischen Paläointensitäten des Kerns PS2813-1 mit den

Schwankungen der Paläointensitäten während der letzten 800 ka (GUYODO & VALET, 1999) ergab ein Altersmodell mit einem Basisalter von ca. 480 ka (Abb. 5.5). Dieses stimmt zwar im Detail nicht mit dem lithostratigraphischen Altersmodell (Abb. 5.4) überein, widerlegt dieses grundsätzlich jedoch nicht (mündl. Mittl. T. Frederichs). Ein zweiter Korrelationsversuch ergab hingegen lediglich ein Basisalter von etwa 270 ka (Abb. 5.6). Die Kurve der relativen Paläointensitäten ist jedoch nicht charakteristisch genug, um eines der paläomagnetischen Altersmodelle dem anderen gegenüber vorzuziehen. Die Schwankungen in der Kurve des MDF weisen auf Änderungen im Eintrag magnetischer Partikel hin, wodurch keine eindeutige Altersinformation aus den Paläointensitäten abgeleitet werden kann. Weiterhin ist auch nicht bekannt, inwiefern das Modell nach GUYODO & VALET (1999) zur Interpretation magnetischer Paläointensitäten in hohen südlichen Breiten herangezogen werden kann, so daß die Interpretation und Diskussion im folgenden auf dem lithostratigraphischen Altersmodell (Abb. 5.4) basiert.

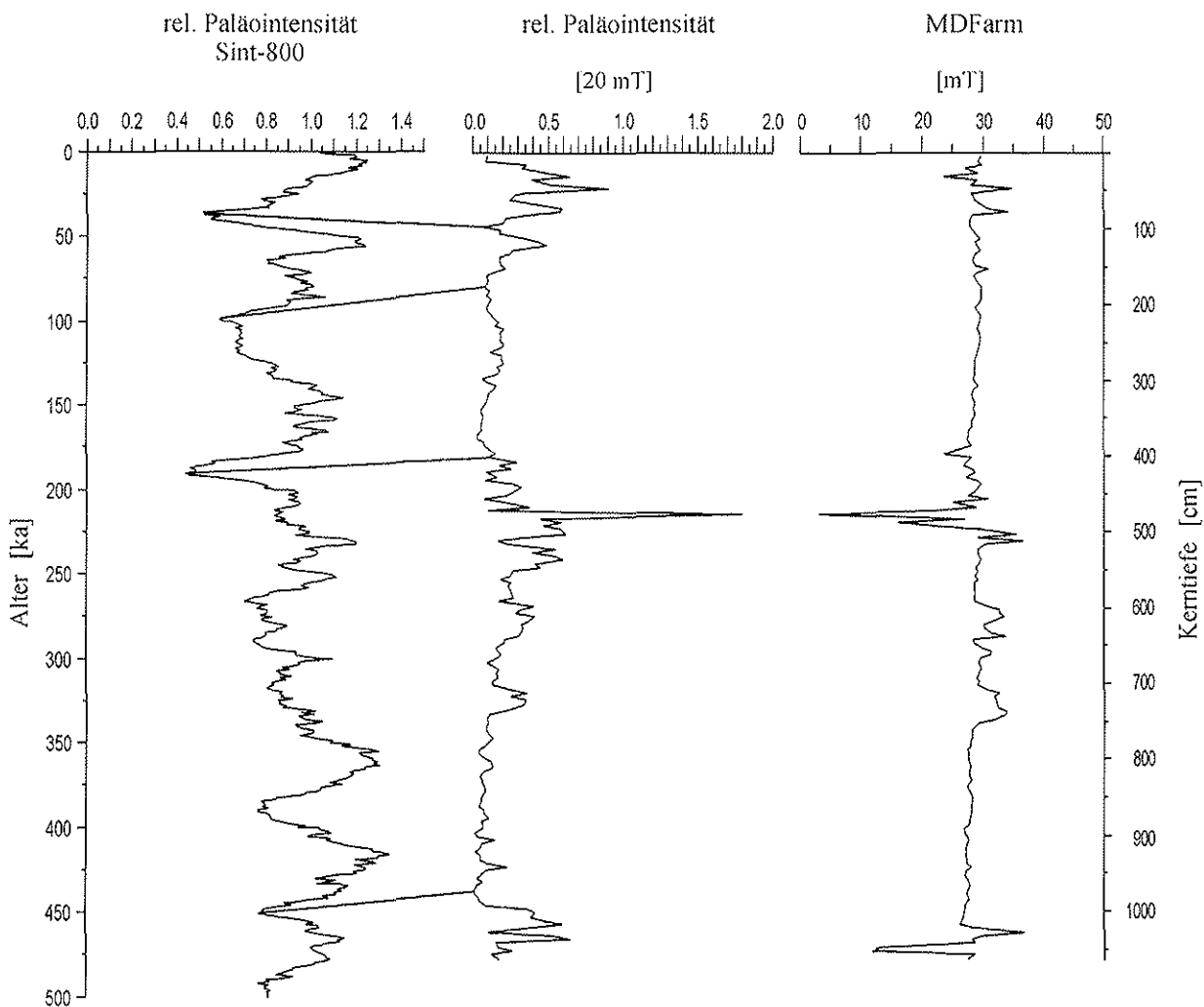


Abb. 5.5: Aus einer ersten Korrelation der relativen magnetischen Paläointensitäten des Kerns PS2813-1 mit dem Modell nach GUYODO & VALET (1999) ergibt sich für den bearbeiteten Sedimentkern ein Basisalter von etwa 480 ka. Ebenfalls dargestellt ist das mittlere entmagnetisierte Feld (MDF) des Sedimentkerns.

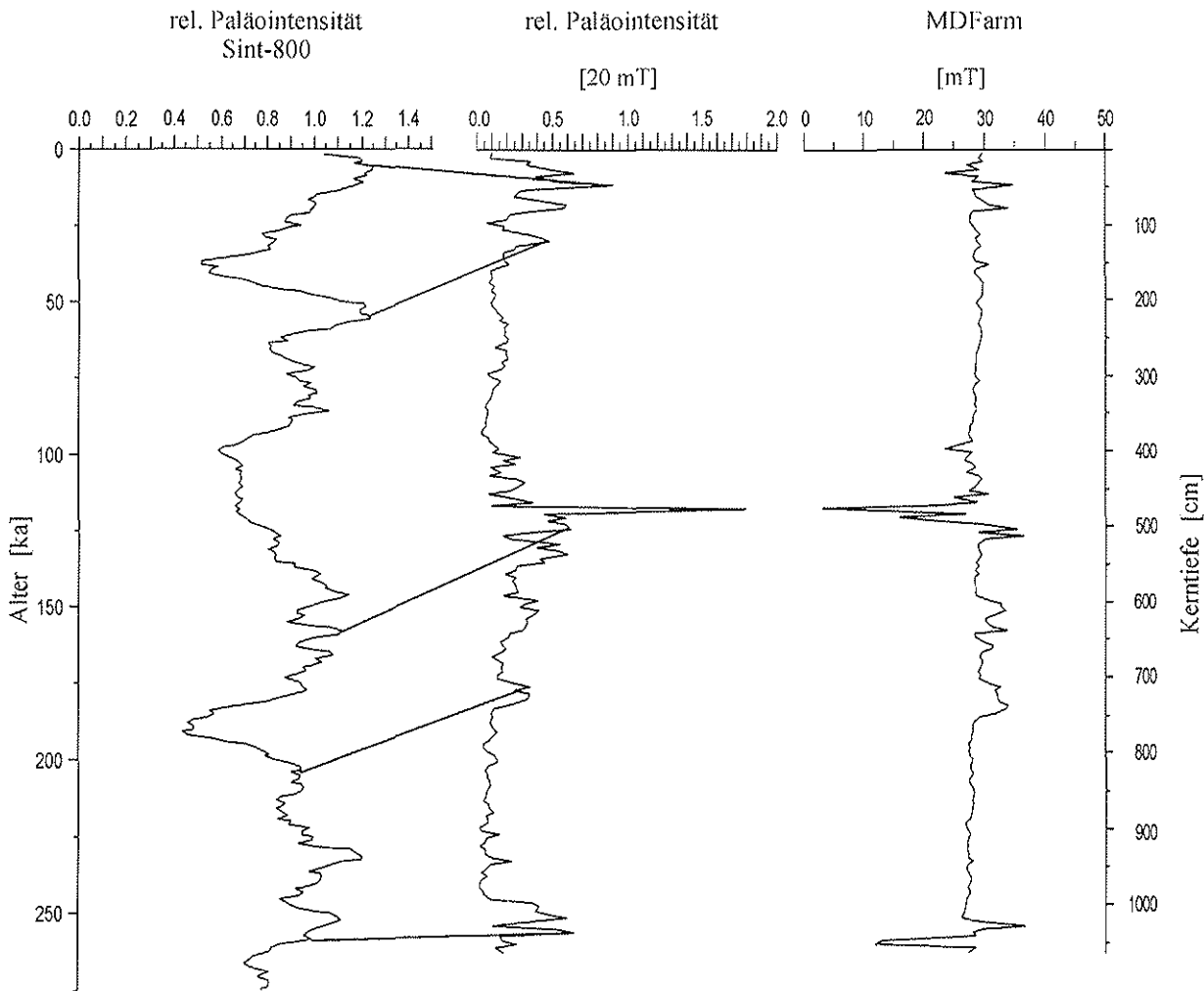


Abb. 5.6: Ein zweiter Korrelationsversuch der relativen magnetischen Paläointensitäten mit dem Modell nach GUYODO & VALET (1999) ergibt hingegen ein Basisalter der Sedimentabfolge von etwa 270 ka.

5.3.3 Gamma-Spektrometrie

Eine Altersbestimmung über die Radionuklide ^{230}Th und ^{231}Pa mittels der Gamma-Spektrometrie erwies sich für den Sedimentkern PS2813-1 als nicht geeignet, da beide Nuklide meßtechnisch nicht nachweisbar waren. Es wurden jedoch andere Tochternuklide des ^{238}U -Isotops nachgewiesen: Die Aktivität von ^{214}Pb , ^{214}Bi und ^{210}Pb zeigt ein ausgeprägtes Profil, wobei die Zunahme der Aktivität in 500 cm Kerntiefe unerklärlich ist. Hieraus ließe sich theoretisch die ^{210}Pb -Methode, die erstmals von GOLDBERG (1963) verwendet wurde, zur Altersbestimmung für die letzten 100 bis 150 a (APPLEBY & OLDFIELD, 1992) heranziehen. Dazu muß zwischen dem gemessenen gesamten ^{210}Pb und dem „supported“ ^{210}Pb , das in situ aus ^{226}Ra gebildet wird, unterschieden werden. Dieses ergibt sich durch die Gamma-Spektrometrie über ^{214}Pb und ^{214}Bi . Die Differenz zwischen dem gesamten und dem „supported“ ^{210}Pb wird als „unsupported“ ^{210}Pb oder ^{210}Pb -Exzeß bezeichnet und bildet die Grundlage der Altersbestimmung (MICHELS et al., 1998). Nur im obersten Bereich des Kerns liegt ein ^{210}Pb -Exzeß vor. Eine Umrechnung des $^{210}\text{Pb}/^{214}\text{Pb}$ -Verhältnisses in eine ^{210}Pb -Sedimentationsrate ist aufgrund der Probenauflösung jedoch nicht möglich, da es fast keinen

Gradienten bzw. zwischengeschaltete Schichten ohne ^{210}Pb -Exzeß gibt (mündl. Mittl. A. Suckow). Auch aus den geringen ^{227}Th -Aktivitäten läßt sich das Alter der Sedimente und dadurch die Sedimentationsraten nicht bestimmen, da sich im ^{230}Th , also dem ^{226}Ra , das wiederum als ^{214}Pb sichtbar ist, ein Gradient mit der Tiefe zeigen müßte (mündl. Mittl. A. Suckow).

5.4 Paläoproduktivität

Da der Opalgehalt in den Ablagerungen vom Kontinentalhang östlich der Antarktischen Halbinsel außerordentlich geringe Gehalte aufweist, wird hier der Karbonatgehalt als Produktivitätsproxy verwendet. Aus der relativ guten Erhaltung der kalkigen Foraminiferen in der Sedimentabfolge der Interglaziale läßt sich vermuten, daß sich der Ablagerungsraum oberhalb der sedimentären Paläo-CCD und wahrscheinlich auch oberhalb der Paläo-Lysokline befand. Der grundsätzlich geringe Anteil an kieseligen Mikrofossilien läßt auf eine auch im Interglazial weitgehend geschlossene Meereisdecke schließen. Diese Annahme wird durch rezente Beobachtungen unterstützt (vergl. Abb. 2.4).

5.5 Sedimentationsmodell für ein Rinnen-Rückensystem im Wechsel spätquartärer Klimazyklen

Die untersuchte Sedimentabfolge von dem Uferwall des erosiven Rinnen-Rückensystems (Abb. 4.2, 4.3) dokumentiert, daß das Sedimentationsgeschehen an der Probenposition PS2813-1 in direkter Verbindung mit den in der Rinne stattfindenden Transportprozessen steht. Die Entstehung dieser Rinnensysteme ist auf turbiditische Strömungsaktivität zurückzuführen, die durch Rutschungen und Schlammströme am Kontinentalhang ausgelöst werden. Diese gehen am Kontinentalfuß in Trübestrome über und schneiden Erosionsrinnen in den Meeresboden. Charakteristisch ist der asymmetrische Querschnitt des Rinnen-Rückensystems und der gut entwickelte Uferwall nördlich der Rinnenachse (Abb. 4.2). Dieses steht in enger Verbindung zur Coriolis-Kraft (HESSE et al., 1987; 1990; CARTER & CARTER, 1988). Aus der Abfolge der aufgestellten Sedimentfaziestypen (Abb. 5.2) lassen sich für den untersuchten Sedimentkern vier Klimazyklen rekonstruieren. Die Interglaziale werden ausschließlich durch einen Faziestyp charakterisiert, wohingegen den glazialen Zeiten drei verschiedene Faziestypen zugeordnet sind, die unterschiedliche Paläo-Umweltbedingungen dokumentieren. Vier Prozesse steuern im wesentlichen das Sedimentationsgeschehen innerhalb des Rinnen-Rückensystems, von denen jeweils einer innerhalb eines Faziestyps dominiert:

- (1) Bioproduktivität
- (2) konturitischer Sedimenttransport
- (3) gravitativer Sedimenttransport (Turbidite)
- (4) Sedimenttransport durch Eisberge

Die Ablagerungen der vier spätquartären Klimazyklen spiegeln den Einfluß der glaziomarinen Prozesse, die das Sedimentationsgeschehen beeinflussen haben, seit dem Isotopenstadium 10 wider. Der untere Bereich des glazialzeitlichen Stadiums 10 wird durch die Sedimente der Laminitfazies repräsentiert. Ebenfalls dem Isotopenstadium 10 zugeordnet, ist die kaltzeitliche IRD-Fazies, die als Übergangsfazies zwischen Glazial und Interglazial gedeutet

wird. Die interglazialen Ablagerungsbedingungen des Isotopenstadiums 9 sind in den Ablagerungen der Karbonatfazies gespeichert. Die Sedimentabfolge des Kerns ist durch eine deutliche Zyklizität im Glazial-Interglazial-Wechsel geprägt, wobei die Faziesverteilung des bearbeiteten Sedimentkerns je nach Ablagerungsbedingungen für die Klimazyklen unterschiedlich ist. Im folgenden Glazial des Isotopenstadiums 8 beginnt der Ablagerungszyklus zunächst erneut mit Laminiten. Im oberen Bereich des Stadiums hingegen wird das Sedimentationsgeschehen durch die Ablagerungen der Homogenen Fazies dokumentiert. Die interglazialen Zeiten des Isotopenstadiums 7 sowie 5 werden ähnlich wie im vorherigen Klimazyklus durch die Karbonatfazies repräsentiert und sind durch die Sedimente der Homogenen Fazies des Stadiums 6 unterteilt. Die Isotopenstadien 4, 3 und 2 sind durch die glazialen Ablagerungen der Laminitfazies gekennzeichnet. Rezent sind die Sedimente im wesentlichen durch einen Anstieg im Karbonatgehalt sowie durch die Überlieferung biogener Komponenten charakterisiert, wodurch sie der Karbonatfazies zugeordnet wurden. Im folgenden werden die Sedimentationsprozesse für einen Klimazyklus beschrieben, die zur Entstehung der spätquartären Sedimentabfolge führten.

5.5.1 Glazial

Während glazialer Zeiten ist die atmosphärische sowie ozeanische Wärmezufuhr gemindert. Der fehlende Wärmefluß führt zum Anwachsen des Inlandeises und zur Ausbreitung der Meereisbedeckung. Aus den feinkörnigen, weitgehend fossilfreien Sedimenten der glazialen Laminitfazies läßt sich folgern, daß die Meereisdecke während glazialer Zeiten größtenteils geschlossen war (vergl. Abb. 5.7). Der Lichteinfall ins Oberflächenwasser ist gering, wodurch die Planktonproduktion stark eingeschränkt ist. Lediglich einzelne karbonatische Partikel in strukturlosen Abschnitten innerhalb der Laminitfazies deuten auf eine gesteigerte planktische oder benthische Aktivität hin, die möglicherweise vorhandene laminierte Strukturen zerstört haben. Im allgemeinen wirken sich die biologische Produktivität und Bioturbation nur gering auf das Sedimentationsgeschehen aus. Neben der biologischen Produktivität ist auch die Sedimentation eistransportierten Materials durch die Meereisbedeckung eingeschränkt, so daß bevorzugt strömungstransportierte, überwiegend feinkörnige Sedimente akkumulieren. Die Lamination spiegelt deutlich den turbiditischen und eventuell auch konturitischen Strömungseinfluß wider. Die sedimentologischen Untersuchungen, insbesondere die Korngrößenverteilung, zeigen, daß das Sedimentationsgeschehen innerhalb des Rinnen-Rückensystems hauptsächlich durch Turbidite und möglicherweise durch schwache Konturströme kontrolliert wird. Der Eintrag von Sediment auf dem Uferwall findet im wesentlichen durch das Auslenken von Turbiditen aus der Rinne heraus in nördlicher Richtung statt. Dies wird vor allem von der Coriolis-Kraft bewirkt und von konturitischen Strömungen unterstützt. Die feinen Korngrößen deuten an, daß im allgemeinen nur feine Suspension die Rinne verläßt und die gröberen Sedimente an die Suspension in der Rinne selbst gebunden sind. Drei relativ grobkörnige, gut sortierte Einschaltungen innerhalb der Laminitfazies (Abb. 5.2) zeigen jedoch, daß episodisch ausgeprägte Turbidite auftraten, die gut sortierte, vergleichsweise grobe Sedimente auf dem Uferwall abgelagerten. Mit der glazialen Abkühlung kommt es zum Absinken des Meeresspiegels und einem Vorschub der Aufsetzlinie des Schelfeises auf den Larsenschelf. Dadurch wird die Bodenwasserproduktion unter dem Schelfeis eingeschränkt (FOLDVIK & GAMMELSRØD, 1988). Oszillationen der Eiskante und/oder Instabilitäten am Kontinentalhang haben zum Auslösen der Trübestrome und den gravitativen Sedimentumlagerungsprozessen geführt. Aus dem relativ geringen Gehalt eistransportierten Materials in den Laminiten läßt sich schließen, daß der Sedimenttransport durch Eisberge während des Ablagerungszeitraumes der Laminitfazies von geringerer Bedeutung war. Durch die weitgehend geschlossene Meereisbedeckung ist

einerseits die Kalbungsrate und andererseits die Driftgeschwindigkeit von Eisbergen verringert.

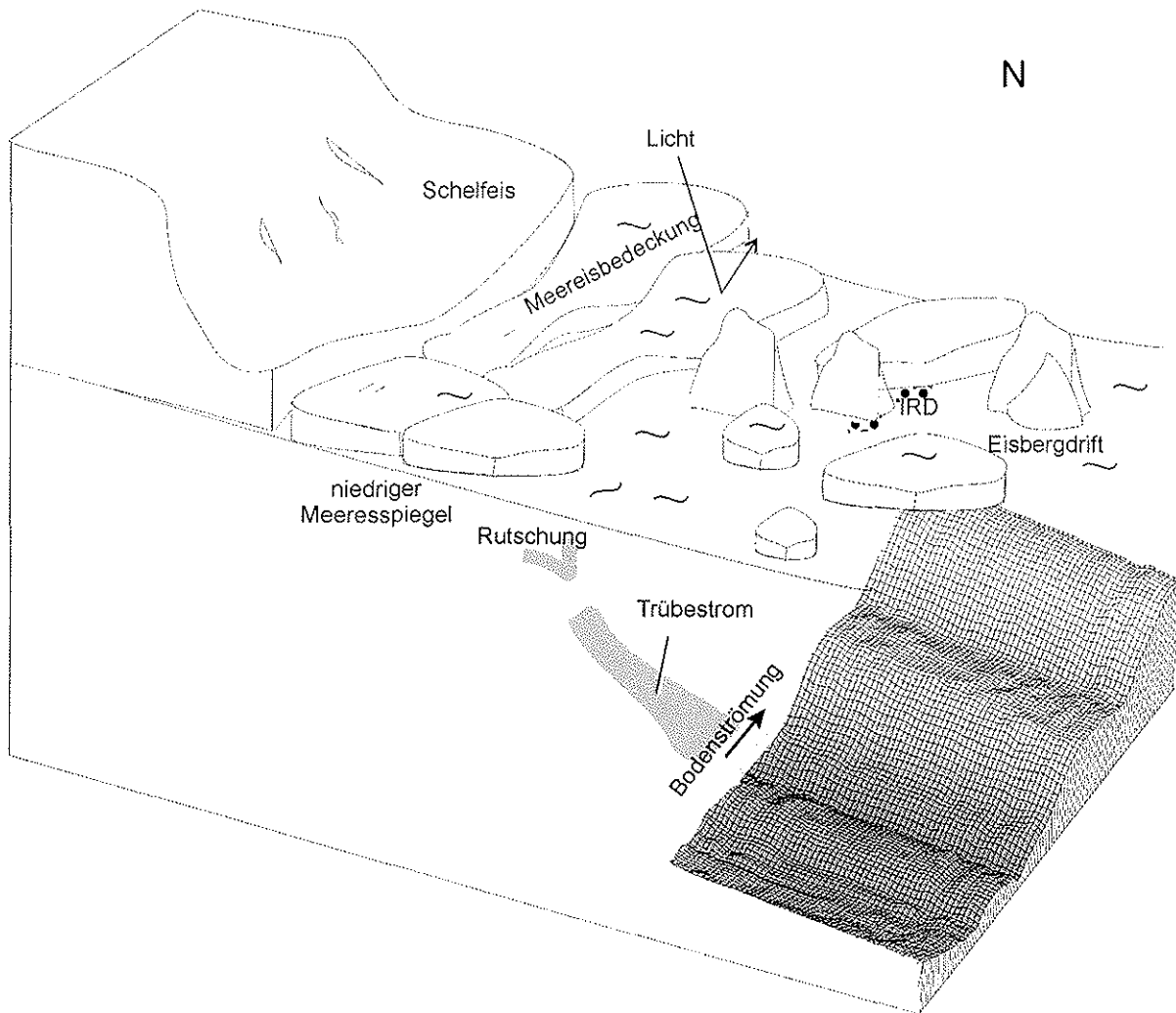


Abb. 5.7: Schematische Darstellung der Paläo-Umweltbedingungen während der glazialzeitlichen Laminifazies.

Glaziale Ablagerungsbedingungen spiegelt auch die Sedimentabfolge der Homogenen Fazies wider, aus der sich im Vergleich zur Laminifazies leicht veränderte Paläo-Umweltbedingungen ableiten lassen (Abb. 5.8). Aus dem geringen Karbonatgehalt und insbesondere aus dem Fehlen biogener Komponenten in den Sedimenten lassen sich Ablagerungsbedingungen unter einer permanent geschlossenen Meereisbedeckung rekonstruieren. Die Bioproduktivität im Oberflächenwasser und die damit verbundene hemipelagische Sedimentation sind für das Sedimentationsgeschehen von geringer Bedeutung. Die feinkörnigen, jedoch nicht laminierten Ablagerungen deuten darauf hin, daß der turbiditische Einfluß zurückging und der Ablagerungsraum lediglich von schwachen konturitischen Strömungen beeinflusst wurde. Eine starke benthische Aktivität, die eventuell eine vorhandene Lamination zerstört hat, ist aufgrund der sehr geringen Biogehalte jedoch nicht zu vermuten. Der sehr geringe IRD-Anteil in der Sedimentabfolge unterstreicht eine ausgeprägte Meereisbedeckung. Durch die stabilen glazialen Umweltbedingungen ist die Kalbungsrate vermindert und die Driftgeschwindigkeit der Eisberge durch die Meereisausbreitung reduziert.

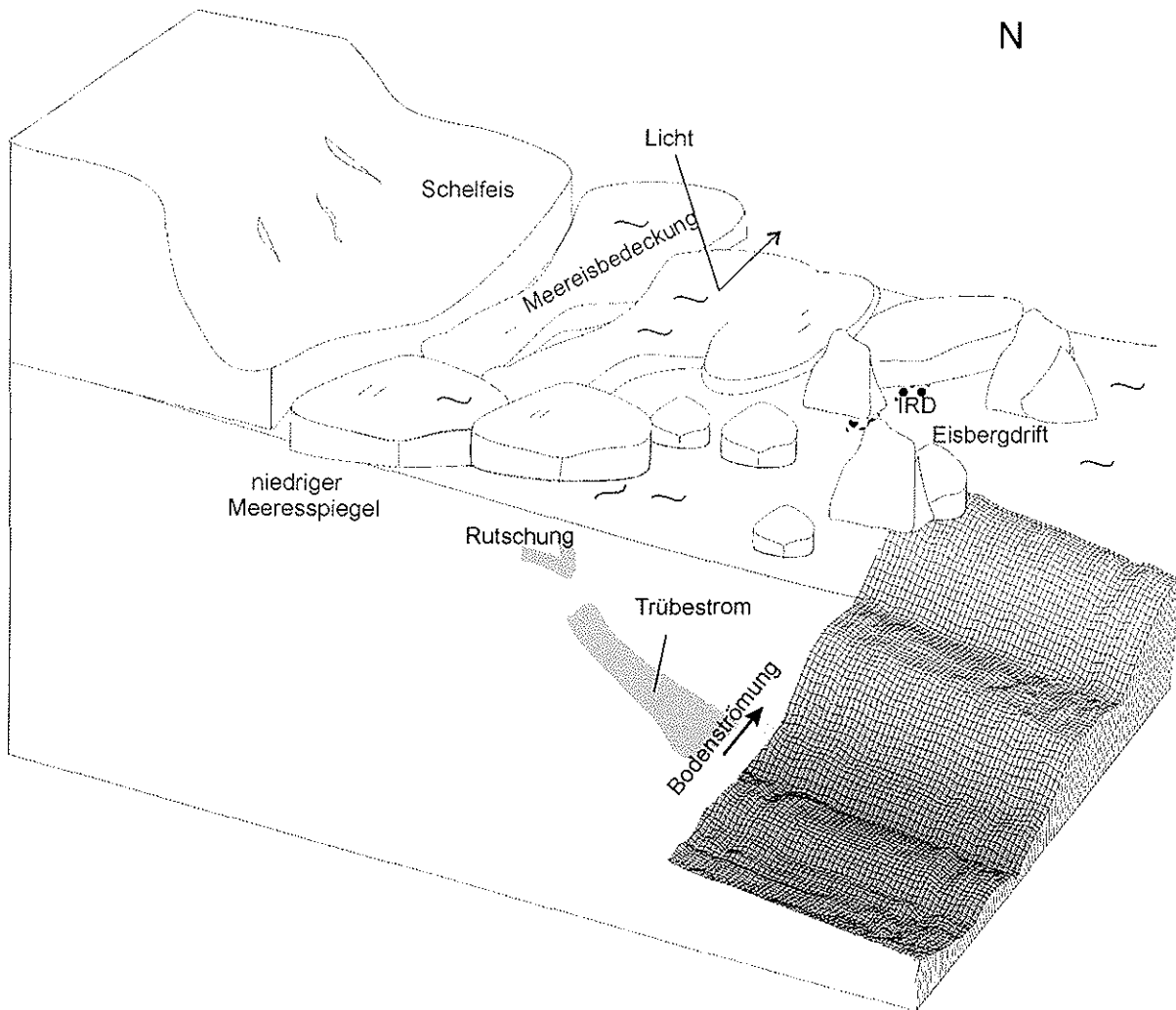


Abb. 5.8: Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen während der glazialzeitlichen Homogenen Fazies.

5.5.2 Übergang Glazial/Interglazial

Der Übergang vom Glazial zum Interglazial bringt für die Ablagerungsbedingungen grundsätzliche Änderungen mit sich. Viele Prozesse werden dabei durch zwei wesentliche Änderungen, den ansteigenden Meeresspiegel und die Zunahme des NADW-Flusses, ausgelöst (GROBE & MACKENSEN, 1992). Trotz geringer Karbonatgehalte und fehlender Überlieferung planktischer Foraminiferen kann die Bioturbation in den Sedimenten als Hinweis auf jahreszeitliche Fluktuationen der Meereisbedeckung dienen. Die fossil- und karbonatarmen Ablagerungen der IRD-Fazies deuten darauf hin, daß Lösungsprozesse einer hemipelagischen Sedimentation gegenüberstehen. Die grobkörnigeren Sedimente (vergl. Kap. 5.2.3) spiegeln den zunehmenden Einfluß von Turbiditen und konturritischen Strömungen wider. Durch den ansteigenden Meeresspiegel gewinnt die Bodenwasserbildung unter dem Schelfeis an Bedeutung. Unter dem Larsen-Schelfeis gebildetes WSBW fließt den Kontinentalhang hinunter und verstärkt vermutlich den Strömungseinfluß an der Kernposition. Insbesondere die Ablagerungshorizonte, die sich verstärkt aus Grobsilt und

einem erhöhten Anteil an Sand zusammensetzen, weisen darauf hin, daß Turbiditschüttungen am Sedimentationsgeschehen beteiligt sind. Der signifikant erhöhte IRD-Gehalt der Fazies dokumentiert den während des Übergangs vom Glazial zum Interglazial dominierenden Sedimenttransport durch Eisberge. Die voranschreitende globale Erwärmung führt zum verstärkten Rückzug des Meereises und einer erhöhten Kalbungsrate. Es kommt zu einer gesteigerten Eisbergdrift über den Larsenschelf hinaus und der Anreicherung des basalen Detritus in den Sedimenten des Kontinentalhangs.

5.5.3 Interglazial

Während der Interglaziale nimmt die atmosphärische Erwärmung weiter zu. Die lediglich saisonale Meereisbedeckung erreicht im Südsommer ihre minimale Ausbreitung. Aus den vergleichsweise karbonatreichen und bioturbierten Ablagerungen der Karbonatfazies lassen sich für den interglazialen Ablagerungsraum des Untersuchungsgebietes weitgehend eisfreie Wasserflächen ableiten (Abb. 5.9). Diese begünstigen den Lichteinfall und somit die biogene Produktivität im Oberflächenwasser. Der vergleichsweise hohe Anteil planktischer Foraminiferen in den Sedimentabfolgen der Karbonatfazies weist darauf hin, daß das Sedimentationsgeschehen während interglazialer Ablagerungsbedingungen durch die Sedimentation biogener Komponenten stark beeinflusst wird. Die feinkörnigen terrigenen Ablagerungen spiegeln eine gegenüber glazialen Zeiträumen möglicherweise erhöhte Strömungsaktivität wider. Unter den Schelfeisflächen nimmt die Bodenwasserproduktion zu. Studien aus dem nördlichen Weddellmeer, die sich auf Korngrößenanalysen stützen, zeigen, daß der Ausstrom des AABW während der Interglaziale wesentlich stärker zu sein scheint (GRÜNIG, 1991; BREHME, 1992; PUDSEY et al., 1992). Die Schwankungen des IRD-Gehalts in der Karbonatfaziesabfolge reflektieren, daß der Einfluß des Sedimenttransports durch Eisberge im Verlauf der Interglaziale variiert hat. Der Anteil eistransportierter Fracht in den interglazialen Ablagerungen ist vorwiegend gering. Vermutlich wurde eistransportiertes Material bereits an der Termination der Glaziale oder während des Übergangs vom Glazial zum Interglazial verstärkt freigesetzt, so daß der Sedimenttransport durch Eisberge während der Interglaziale für das Sedimentationsgeschehen von geringerer Bedeutung ist. Die Ablagerungen des Isotopenstadiums 5 hingegen sind durch einen besonders hohen IRD-Gehalt charakterisiert, der auf eine verstärkte Eisbergdrift hindeutet.

5.5.4 Übergang Interglazial/Glazial

Die Sedimentabfolge des Kerns PS2813-1 ist durch keine signifikante Fazies, die den Übergang vom Interglazial zum Glazial charakterisiert, geprägt. Der Übergang Interglazial/Glazial läßt sich insbesondere durch eine signifikante Abnahme der Karbonatgehalte und des relativen Anteils planktischer Foraminiferen sowie häufig einer strukturellen Änderung charakterisieren.

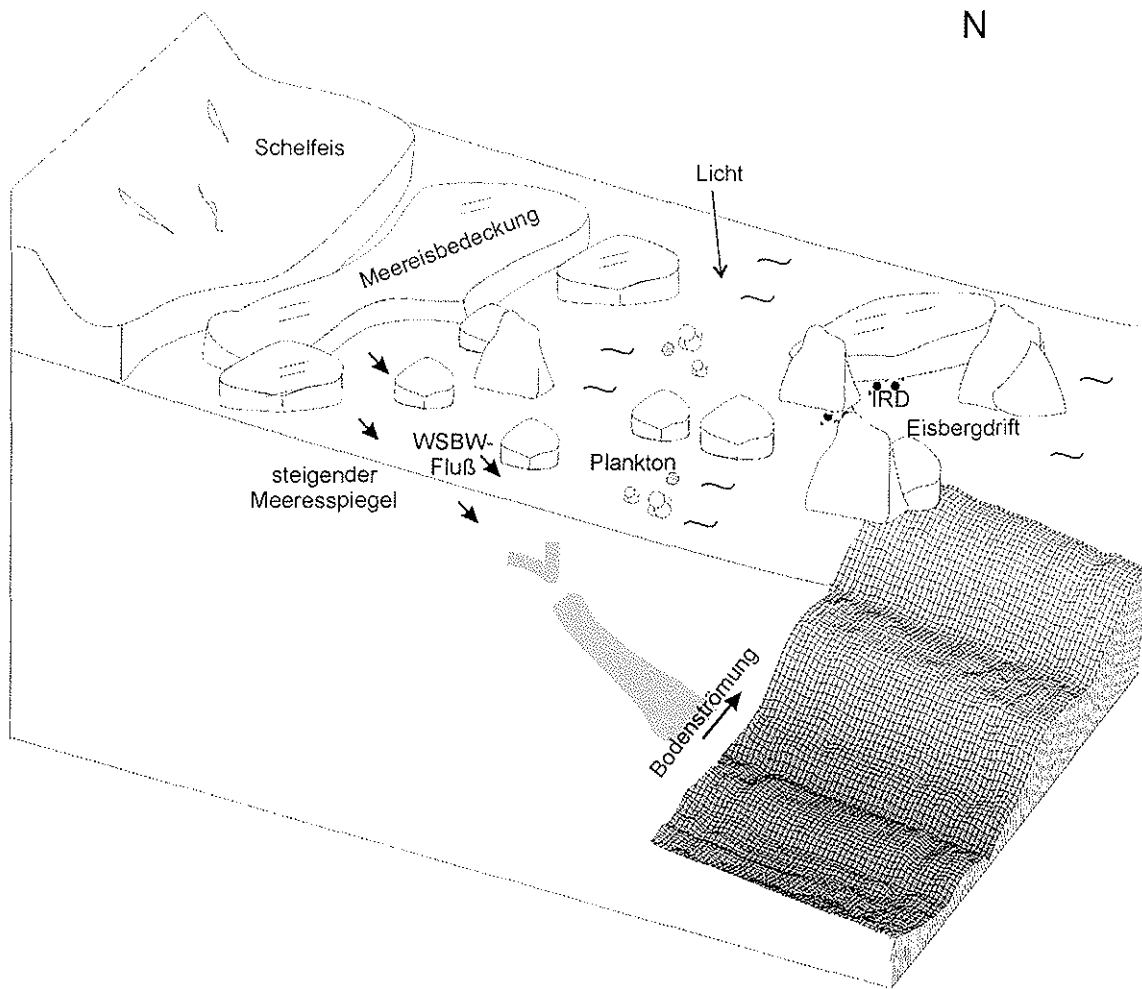


Abb. 5.9: Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen während interglazialer Zeiten.

Aus den erhobenen Daten ergibt sich, daß während glazialer Zeiten im wesentlichen Turbidite das Sedimentationsgeschehen des betrachteten Rinnen-Rückensystems kontrollieren. Die Sedimentationsraten sind im Vergleich zum südöstlichen Weddellmeer (250 cm/ka während des LGM; WEBER et al., 1994) niedrig. Auch Sedimentabfolgen aus dem nördlichen Weddellmeer spiegeln mit 4 bis 6 cm/ka geringfügig höhere Sedimentationsraten wider (JORDAN & PUDSEY, 1992; SHIMMIELD et al., 1994). Die niedrigen Raten des Untersuchungsgebietes fügen sich gut in die Rekonstruktion des WAIS während des letzten glazialen Maximums nach BENTLEY & ANDERSON (1998). Die Aufsetzlinie des Schelfeises ist vermutlich lediglich bis auf den mittleren Larsenschelf vorgedrungen (Abb. 2.1). Sedimentologische Untersuchungen an Kernen vom Larsenschelf nördlich des Robertson Trops zeigen, daß auf dem Schelf Diamikte abgelagert wurden, die als glaziomarine Sedimente gelten und auf eine nahegelegene Aufsetzlinie des Schelfeises hindeuten (ANDERSON et al., 1980; 1991). Der terrigene Detritus wurde folglich nicht bis an die Schelfkante transportiert, sondern lagerte sich bereits auf dem Kontinentalschelf ab. Lediglich die glazialen Ablagerungen mit einem Alter von über 245 ka zeugen episodisch von gravitativen Umlagerungsprozessen, die vermutlich durch Instabilitäten am Kontinentalhang ausgelöst wurden. Es gibt jedoch Hinweise, daß konturritische Strömungen ebenfalls einen erheblichen Einfluß auf die Sedimentation hatten, vor allem während interglazialer Zeiten.

Ein Vergleich mit anderen Untersuchungsgebieten im Weddellmeer zeigt, daß die Sedimentationsprozesse unterschiedlichen Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen haben. An Sedimentabfolgen des südlichen Weddellmeeres konnten DIEKMANN & KUHN (1997) während glazialer Zeiten neben Konturströmungen im wesentlichen einen Einfluß von Trübeströmen auf das Sedimentationsgeschehen feststellen. GRÜNIG (1991) wies an Sedimentkernen des nordwestlichen Weddellmeers den Einfluß von Trübeströmen zu Beginn interglazialer Zeiten nach. GILBERT et al. (1998) hingegen leitete anhand untersuchter Sedimentkerne aus dem nordwestlichen Weddellmeer vorwiegend einen Einfluß thermohaliner Strömungen sowohl während glazialer als auch interglazialer Zeiten ab.

6. Danksagung

Herrn Prof. Dr. D. K. Fütterer vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven (AWI) danke ich für die Vergabe der vorliegenden Diplomarbeit. Herrn Dr. K. Michels sei für sein Interesse am Fortgang dieser Arbeit, der steten Diskussionsbereitschaft sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes herzlich gedankt. Herrn Prof. Dr. K. Statterger vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel danke ich für die Unterstützung und Betreuung der „externen“ Diplomarbeit.

Ganz herzlich bedanken möchte ich mich auch bei Claus-Dieter Hillenbrand, dessen Interesse, Diskussionsbereitschaft, kritische Durchsicht des Manuskriptes und Literaturhinweise sehr hilfreich waren. Ebenso sei Herrn Dr. B. Diekmann für die Einführung in die Tonmineralogie gedankt. Bei Dr. M. Pirrung möchte ich mich recht herzlich für die Unterstützung bei den Messungen mit dem Multi-Sensor-Core-Logger und der Aufbereitung der Colorscan-Daten sowie der magnetischen Suszeptibilität bedanken.

Für die Messung der magnetischen Paläointensitäten und die Interpretation der Kurven möchte ich mich herzlich bei Dr. T. Frederichs vom Fachbereich 5 der Universität Bremen bedanken.

Außerdem sei Dr. A. Suckow von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover (BGR) für die Messung der Radionuklide und der Interpretation der Aktivitätsprofile gedankt.

Für die ständige Hilfsbereitschaft bei labortechnischen Fragen möchte ich mich besonders bei Rita Fröhlking, Helga Rhodes, Maren Thomas, Michael Seebeck, Walter Luttner und nicht zuletzt auch bei Jutta Vernaleken bedanken.

Mein ganz besonderer Dank gilt meinen Freunden Maike Fischer, Iris und Ralph Wilke, die mir bei der Fehlersuche behilflich waren sowie meinem Freund Miklas, der stets versuchte, mich aufzumuntern.

Nicht zuletzt möchte ich mich herzlich bei meinen Eltern und meiner Schwester, die mir in jeglicher Hinsicht beiseite standen, für ihr Verständnis und die stete Ermunterung, bedanken.

7. Literatur

- ANDERSON, J.B. (1999): Antarctic Marine Geology. – Cambridge University Press: 289 S.
- ANDERSON, J.B. & ANDREWS, B.A. (1999): Radiocarbon constraints on ice sheet advance and retreat in the Weddell Sea, Antarctica. – *Geology*, 27 (2): 179-182.
- ANDERSON, J.B., ANDREWS, B.A., BARTEK, L.R. & TRUSWELL, E.M. (1991): Petrology and palynology of glacial marine sediments: implications for subglacial geology of the eastern Weddell Sea, Antarctica. – In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (eds.): Geological evolution of Antarctica. – Cambridge University Press: 231-235.
- ANDERSON, J.B., KURTZ, D.D., DOMACK, E.W. & BALSHAW, K.M. (1980): Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic continental shelf. – *Journal of Geology*, 88: 399-414.
- APPLEBY, P.G. & OLDFIELD, F. (1992): Application of lead-210 to sedimentation studies. – In: IVANOVICH, M. & HARMON, R.S. (Eds.): Uranium Series Disequilibrium. – Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences, Clarendon Press (Oxford): 731-779.
- ATTERBERG, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. – *Internationale Mitteilungen für Bodenkunde*: 314 S.
- 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., BARRETT, P.J., COOPER, A.K. & HUYBRECHTS, P. (1999): Antarctic glacial history from numerical models and continental margin sediments. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150: 247-267.
- BENTLEY, M.J. & ANDERSON, J.B. (1998): Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea - Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum. – *Antarctic Science*, 10 (3): 309-325.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 803-832.
- BREHME, I. (1992): Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres. – *Berichte zur Polarforschung*, 110: 127 S.
- BRENNECKE, W. (1921): Die ozeanographischen Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1911-1912. – *Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte*, 39: 1-214.

- BROECKER & TAKAHASHI (1985): Sources and Flow Patterns of Deep Ocean Waters as deduced from Potential Temperature, Salinity and initial Phosphate concentration. – *Journal of Geophysical Research*, 90 (C4): 6925-6939.
- CARMACK, 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.
- CARTER, L. & CARTER, R.M. (1988): Late Quaternary development of left-bank-dominant levees in the Bounty Trough, New Zealand. – *Marine Geology*, 78: 185-197.
- COAKLEY, J.P. & SYVITSKI, J.P.M. (1991): SediGraph technique. – In: SYVITSKI, J.P.M. (ed.): Principles, methods, and application of particle size analysis. – Cambridge University Press (Cambridge): 129-142.
- COLLINSON, D.W. (1983): *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. – Chapman & Hall (London): 503 S.
- COX, K.G. (1992): Karoo igneous activity and the early stages of the break-up of Gondwanaland. – In: STOREY, B.C., ALABASTER, T. & PANKHURST, R.J. (eds.): *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. – Geological Society London, Special Publications, 68: 137-148.
- DEACON, G.E.R. (1937): The hydrology of the Southern Ocean. – *Discovery Reports*, 15: 124p.
- DEACON, G.E.R. (1979): The Weddell Gyre. – *Deep-Sea Res.*, 26: 981-995.
- DEMASTER, D.J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 1715-1732.
- DIEKMANN, B. & KUHN, G. (1997): Terrigene Partikeltransporte als Abbild spätquartärer Tiefen- und Bodenwasserzirkulation im Südatlantik und angrenzendem Südpolarmeer. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 148: 405-429.
- DREWRY, D.J., JORDAN, S.R. & JANOWSKI, E. (1982): Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation. – *Ann. Glaciol.*, 3: 83-91.
- EHRMANN, W. (1994): Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. – *Berichte zur Polarforschung*, 137: 152 S.
- EHRMANN, W., MELLES, M., KUHN, G. & GROBE, H. (1992): Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean. – *Marine Geology*, 107: 249-273.
- ELLIOT, D. (1992): Jurassic magmatism and tectonism associated with Gondwanaland break-up: an Antarctic perspective. – In: STOREY, B.C., ALABASTER, T. & PANKHURST, R.J. (eds.): *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. – Geological Society London, Special Publications, 68: 165-184.

- 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. (1993): Zirkulation und Wassermassenbildung im Weddellmeer. – Geowissenschaften, 11 (7): 246-253.
- FAHRBACH, E. (1995): Die Polarmeere – Ein Überblick. – In: HEMPEL, I. & HEMPEL, G. (Hrsg.): Biologie der Polarmeere, Erlebnisse und Ergebnisse. – Fischer (Jena): 24-44.
- FAHRBACH, E., PETERSON, R.G., ROHARDT, G., SCHLOSSER, P. & BAYER, R. (1994): Suppression of bottom water formation in the southeastern Weddell Sea. – Deep-Sea Res., 41 (2): 389-411.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on Southern Ocean Hydrography, Sea-Ice and Bottom Water Formation. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 67: 3-17.
- FOLDVIK, A., GAMMELSRØD, T. & TORRESEN, T. (1985): Hydrographic observations from the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976/77. – Polar Res., 3: 177-193.
- FOSTER, T.D. (1972): Haline convection in polynyas and leads. – J. Phys. Ocean., 2: 462-469.
- FOSTER, T.D. & CARMACK, E.C. (1976): Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water Formation in the southern Weddell Sea. – Deep-Sea Res., 23: 301-317.
- FOSTER, T.D. & MIDDLETON, J.H. (1980): Bottom water formation in the western Weddell Sea. – Deep-Sea Res., 27: 367-381.
- GERLAND, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. – Berichte zur Polarforschung, 123: 130 S.
- GEALY, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. – In: WINTERER, E.L. et al. (eds.): Init. Repts. DSDP, 7. – U.S. Govt. Printing Office (Washington): 1081-1104.
- GILBERT, I.M., PUDSEY, C.J. & MURRAY, J.W. (1998): A sediment record of cyclic bottom-current variability from the northwest Weddell Sea. – Sedimentary Geology, 115: 185-214.
- GOLDBERG, E.D. (1963): Geochronology with 210-Pb. – In: Radioactive Dating. – IAEA (Vienna): 121-131.
- GORDON, A.L. (1967): Structure of Antarctic Waters between 20° W and 170° W. – Antarctic Map Folio Series, Folio 6; American Geographic Society (New York): 10 pp.
- GORDON, A.L. (1998): Western Weddell Sea Thermohaline Stratification. – Antarctic Research Series, 75: 215-240.

- GORDON, A.L. & GOLDBERG, R.D. (1970): Circumpolar characteristics of Antarctic waters. – Antarctic Map Folio Series, Folio 13; American Geographic Society (New York): 1-5.
- GORDON, A.L., MARTINSON, D.G. & TAYLOR, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. – *Deep-Sea Res.*, 28: 151-163.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. – *Berichte zur Polarforschung*, 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.
- GROBE, H., FÜTTERER, D.K. & SPIEB, V. (1990): Oligocene to Quaternary processes on the Antarctic continental margin, ODP Leg 113, Site 693. – *Ocean Drill. Program Sci. Results*, 113: 121-131.
- GRÜNIG, S. (1991): Quartäre Sedimentationsprozesse im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). – *Berichte zur Polarforschung*, 75: 196 S.
- GUYODO, Y. & VALET, J.-P. (1999): Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. – *Nature*, 399: 249-252.
- HAMILTON, E.L. (1969): Sound velocity, elasticity and related properties of marine sediments, North Pacific, Part 1: Sediment properties, environmental control and empirical relationships. – U.S. Naval Undersea Research and Development Center, Techn. Paper TP-143: 58p.
- HESSE, R., CHOUGH, S.K. & RAKOFSKY, A. (1987): The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea. V. Sedimentology of a giant deep-sea channel. – *Can. J. Earth. Sci.*, 24: 1595-1624.
- HESSE, R., RAKOFSKY, A. & CHOUGH, S.K. (1990): The central Labrador Sea: Facies and dispersal patterns of clastic sediments in a small ocean basin. – *Mar. Pet. Geol.*, 7: 13-28.
- HERGT, J.M., CHAPPELL, M.T., MCCULLOCK, MCDUGALL, I. & CHIVAS, A.R. (1989): Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. – *Journal of Petrology*, 30: 841-883.
- HILLENBRAND, C.D. (2000): Glazialmarine Sedimentationsentwicklung am westantarktischen Kontinentalrand im Amundsen- und Bellingshausenmeer – Hinweise auf Paläoumweltveränderungen während der quartären Klimazyklen. – *Berichte zur Polarforschung*, 346: 182 S.

- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ -record. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUGKA, G. & SALTZMAN, B. (eds.), Milankovitch and Climate, Part 1, NATO ASI Series, C 126. – Reidel (Dordrecht): 269-305.
- JOKAT, W. & OERTER, H. (1998): Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS „Polarstern“ 1997 Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3. – Berichte zur Polarforschung, 267: 236 S.
- JORDAN, R.W & PUDSEY, C.J. (1992): High-resolution diatom stratigraphy of Quaternary sediments from the Scotia Sea. – Marine Micropalaeontology, 19: 201-237.
- KING, E.C., LIVERMORE, R.A. & STOREY, B.C. (1996): Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up: an introduction. – In: STOREY, B.C., KING, E.C. & LIVERMORE, R.A. (eds.): Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. – Geological Society Special Publication, 108: 1-10.
- KUHN, G. & WEBER, M.E. (1993): Acoustical characterization of sediments by Parasound and 3,5-kHz systems: Related sedimentary processes on the southeastern Weddell Sea continental slope, Antarctica. – Marine Geology, 113: 201-217.
- KVASOV, D.D. & VERBITSKY, M.Y. (1981): Causes of Antarctic glaciation in the Cenozoic. – Quaternary Research, 15: 1-17.
- LAWVER, L.A., GAHAGAN, L.M. & COFFIN, M.F. (1992): The development of paleoseaways around Antarctica. – Antarctic Research Series, 56: 7-30.
- MACAYEAL, D.R. (1992): Irregular oscillations of the West Antarctic Ice Sheet. – Nature, 359: 29-32.
- MACDONALD, D.I.M. & BUTTERWORTH, P.J. (1990): The stratigraphy, setting and hydrocarbon potential of the Mesozoic sedimentary basins of the Antarctic Peninsula. – In: St-John, B. (ed.): Antarctica as an exploration frontier; hydrocarbon, potential, geology, and hazards. – AAPS Studies in Geology, 31:101-125.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W., SPIEB, V. & FÜTTERER, D.K. (1989): Stable isotope stratigraphy from Antarctic continental margin during the last one million years. – Marine Geology, 87: 315-321.
- MACKENSEN, A., GROBE, H., HUBBERTEN, H.-W. & KUHN, G. (1994): Benthic foraminiferal assemblages and the $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Glacial-to-interglacial contrasts. – In: ZAHN, R., PEDERSEN, T.F., KAMINSKI, M.A. & LABEYRIE, L. (Eds.): Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change, NATO ASI Series, I 17: 105-574.
- MARTINSON, D., PISIAS, N., HAYS, J., IMBRIE, J., MOORE, T. & SHACKLETON, N. (1987): Age dating and orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. – Quaternary Research, 27: 1-29:

- MELLES, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. – *Berichte zur Polarforschung*, 81: 190 S.
- MICHELS, K.H., KUDRASS, H.R., HÜBSCHER, C., SUCKOW, A. & WIEDICKE, M. (1998): The submarine delta of the Ganges-Brahmaputra: cyclonic-dominated sedimentation patterns. – *Marine Geology*, 149: 133-154.
- MOSBY, H. (1934): The Waters of the Atlantic Antarctic Ocean. – *Det Norske Vidensk. Akad., Sci. Res., Norwegian Antarctic Exped. 1927-1928*, 1(11): 131p.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. Teil I: Sediment-Petrologie. – *Schweizerbart (Stuttgart)*: 303 S.
- MÜLLER, P.J. & SCHNEIDER, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. – *Deep-Sea Res.*, 40: 425-444.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1975): Loseblattsammlung; Munsell Color, Macbeth A Division, Kollmorgen Corporation (Baltimore).
- ORSI, A.H., NOWLIN, W.D. & WHITWORTH, T. (1993): On the Circulation and Stratification of the Weddell Gyre. – *Deep-Sea Res.*, 40: 169-203.
- PANKHURST, R.J. (1982): Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. – *Journal of the Geological Society (London)*, 139: 701-711.
- PANKHURST, R.J., HOLE, M.J. & BROOK, M. (1988): Isotope evidence for the origin of Andean granites. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 123-133.
- PETERSON, R.G. & STRAMMA, L. (1991): Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. – *Prog. Oceanog.*, 26: 1-73.
- PETSCHICK, R. (1999): MacDiff 4.0.5
- PETSCHICK, R., KUHN, G. & GINGELE, F.X. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. – *Marine Geology*, 130: 203-229.
- PUDSEY, C.J. (1992): Late quaternary changes in Antarctic Bottom Water velocity inferred from sediment grain size in the northern Weddell Sea. – *Marine Geology*, 107: 9-33.
- PUDSEY, C.J., BARKER, P.F. & HAMILTON, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments a record of Antarctic Bottom Water Flow. – *Marine Geology*, 81: 189-314.
- ROGENHAGEN, J. (2000): Interpretation seismischer und gravimetrischer Daten des Weddellmeeres, Antarktis. – *Berichte zur Polarforschung*, 369: 131 S.
- ROGENHAGEN, J. & JOKAT, W. (2000): The sedimentary structure in the western Weddell Sea. – *Marine Geology*, 168: 45-60.

- SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985): Vol. 1, Antarctic. – Prepared by Naval Oceanography Comand Detachment, Ashville, NSTL, MS 39527-5000: 131 p.
- SHEPARD, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay-ratios. – *J. of Sed. Petrol.*, 24(3): 151-158.
- SHIMMIELD, G., DERRICK S., MACKENSEN, A., GROBE, H. & PUDSEY, C.J. (1994): The history of barium , biogenic silica and organic carbon accumulation in the Weddell Sea and Antarctic Ocean over the last 150,000 years. – In: ZAHN, R., PEDERSEN, T.F., KAMINSKI, M.A. & LABEYRIE, L. (Eds.): *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, NATO ASI Series, I 17: 555-574.
- STEIN, R. (1985): Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by SediGraph 5000D: comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. – *J. of Sed. Petrol.*, 55: 590-593.
- STOREY, B.C. & GARRETT, S.W. (1985): Crustal Growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. – *Geological Magazine*, 122: 5-14.
- STOREY, B.C., VAUGHAN, A.P.M. & MILLAR, I.L. (1996): Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. – In: STOREY, B.C., KING, E.C. & LIVERMORE, R.A. (eds.): *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*. – *Geological Society Special Publication*, 108: 87-103.
- TAUXE, L.(1993): Sedimentary records of the relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and Practice. – *Rev. of Geophysics*, 31: 319-354.
- TUREKIAN, K.K. (1985): *Die Ozeane*. – Enke (Stuttgart): 202 S.
- WEBER, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentallhang des südöstlichen Weddellmeeres. – *Berichte zur Polarforschung*, 109: 165 S.
- WEBER, M.E., BONANI, G. & FÜTTERER, K.D. (1994): Sedimentation processes within channel-ridge systems, southeastern Weddell Sea, Antarctica. - *Paleoceanography*, 9(6): 1027-1048.
- WEBER, M.E., NIESSEN, F., KUHN, G. & WIEDICKE, M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. – *Marine Geology*, 136: 151-172.
- WEISSEL, J.K. & HAYES, D.E. (1972): Magmatic anomalies in the southeast Indian Ocean. – *Antarctic Research Series*, 19: 165-196.
- WHITE, R.S. & MCKENZIE, D. (1989): Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. – *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685-7729.
- WHITWORTH, T. III (1988): The Antarctic Circumpolar Current. – *Oceanus*, 31: 53-58.

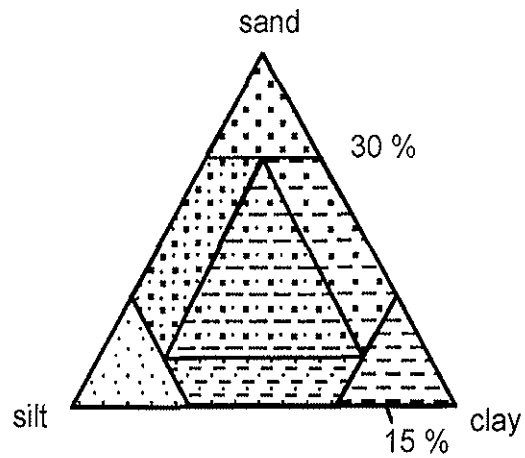
WORTHINGTON, L.V. (1981): The water masses of the world ocean: some results of a fine-scale census. – In: WARREN, B.A. & WUNSCH, C. (eds.): Evolution of physical oceanography. – MIT Press (Cambridge): 42-69.

Anhang A









CORE DESCRIPTIONS

Lithology

-  sand
-  sandy silt / silty sand
-  sandy clay
-  sandy mud
-  silt
-  silty clay
-  clay
-  dropstones



Structure

-  lamination
 -  stratification
 -  strong
 -  moderate
 -  slight
- } bioturbation
-  sharp boundary
 -  gradational boundary
 -  transition zone

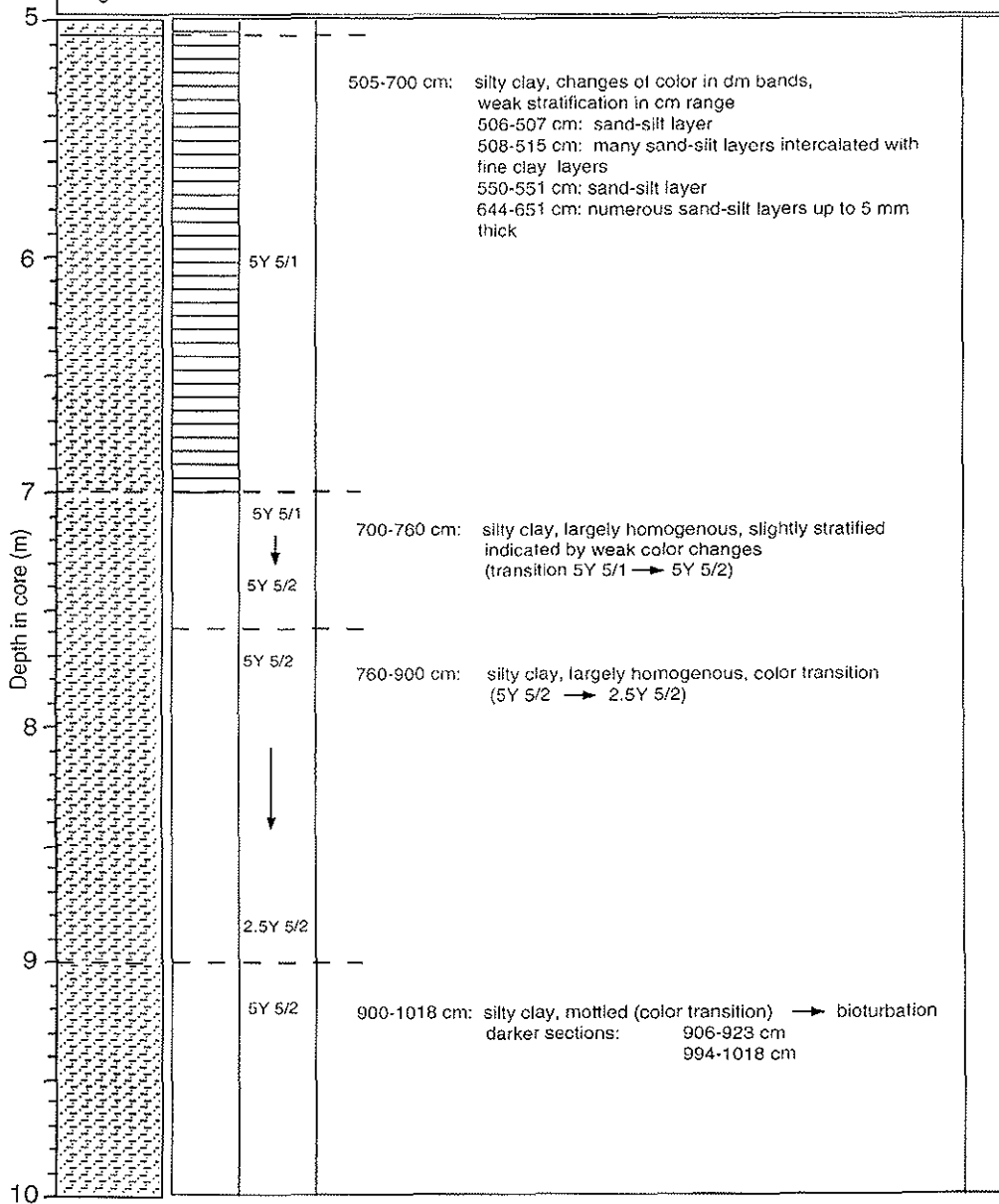
PS2813-1 (KOL) Western Weddell Sea Continental Slope ANT-XIV/3
 Recovery: 10.64 m 66°43.80'S 50°00.04'W Water depth: 3499 m

Lithology	Texture Color	Description	Age
Page 1/3			
	2.5Y 5/2	0-9 cm: clayey silt, nearly no bioturbation, smooth consistence	
		9-22 cm: clayey silt, slightly laminated, stratification in cm range, lighter layers (2.5Y 6/4)	
		22-49 cm: clayey silt, lamination in cm to mm bands matrix: 2.5Y 5/2 with brown to reddish-brown layers (7.5 YR 3/4, 2.5Y 5/4): 31-32 cm, 37-38 cm, 44 cm layers more silty	
	5Y 5/1	49-64 cm: silty clay, moderate stratification (dark grey layers) in cm bands	
	5Y 4/2		
	5Y 5/1	64-80 cm: silty clay, stratification indicated by color and grain size changes, silty layers: 72-73 cm, 87 cm	
	5Y 4/2	80-132 cm: silty clay, stratification in cm to mm range	
	5Y 5/1	132-165 cm: silty clay, without lamination or stratification, slightly mottled	
	5Y 4/2		
		165-375 cm: silty clay, almost homogenous, slightly mottled, dark layers (5Y 5/2): 231 cm 238 cm 278 cm 280 cm	
	5Y 6/2		
		375-406 cm: clayey silt, slightly stratified and slightly mottled sand lenses: 385-387 cm and 399-403 cm	
5Y 5/2	406-457 cm: clayey silt, sand lenses: 406-407 cm, 415-416 cm, 419 cm, 428 cm and 449 cm		
	457-458 cm: sand-silt layer (5Y 4/3)		
5Y 5/1	458-505 cm: silty clay sand-silt layers: 463-464 cm, 468 cm, 486 cm, 493-494 cm, 498 cm, 500 cm, 503 cm (5Y 4/3 and 2.5Y 5/3) 475-477 cm: intercalated sand layers		
5Y 4/2			

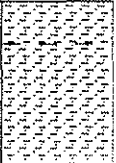
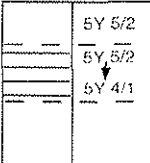
PS2813-1 (KOL) Western Weddell Sea Continental Slope ANT-XIV/3
 Recovery: 10.64 m 66°43.80'S 50°00.04'W Water depth: 3499 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
-----------	---------	-------	-------------	-----

Page 2/3



PS2813-1 (KOL) Western Weddell Sea Continental Slope ANT-XIV/3
 Recovery: 10.64 m 66°43.80'S 50°00.04'W Water depth: 3499 m

Lithology	Texture Color	Description	Age
Page 3/3			
		1018-1040 cm: stratification indicated by color transition (5Y 5/2 → 5Y 4/1) 1040-1064 cm: silty clay, intercalated sand-silt layers (1046-1064 cm)	
		1064 cm: End of core	

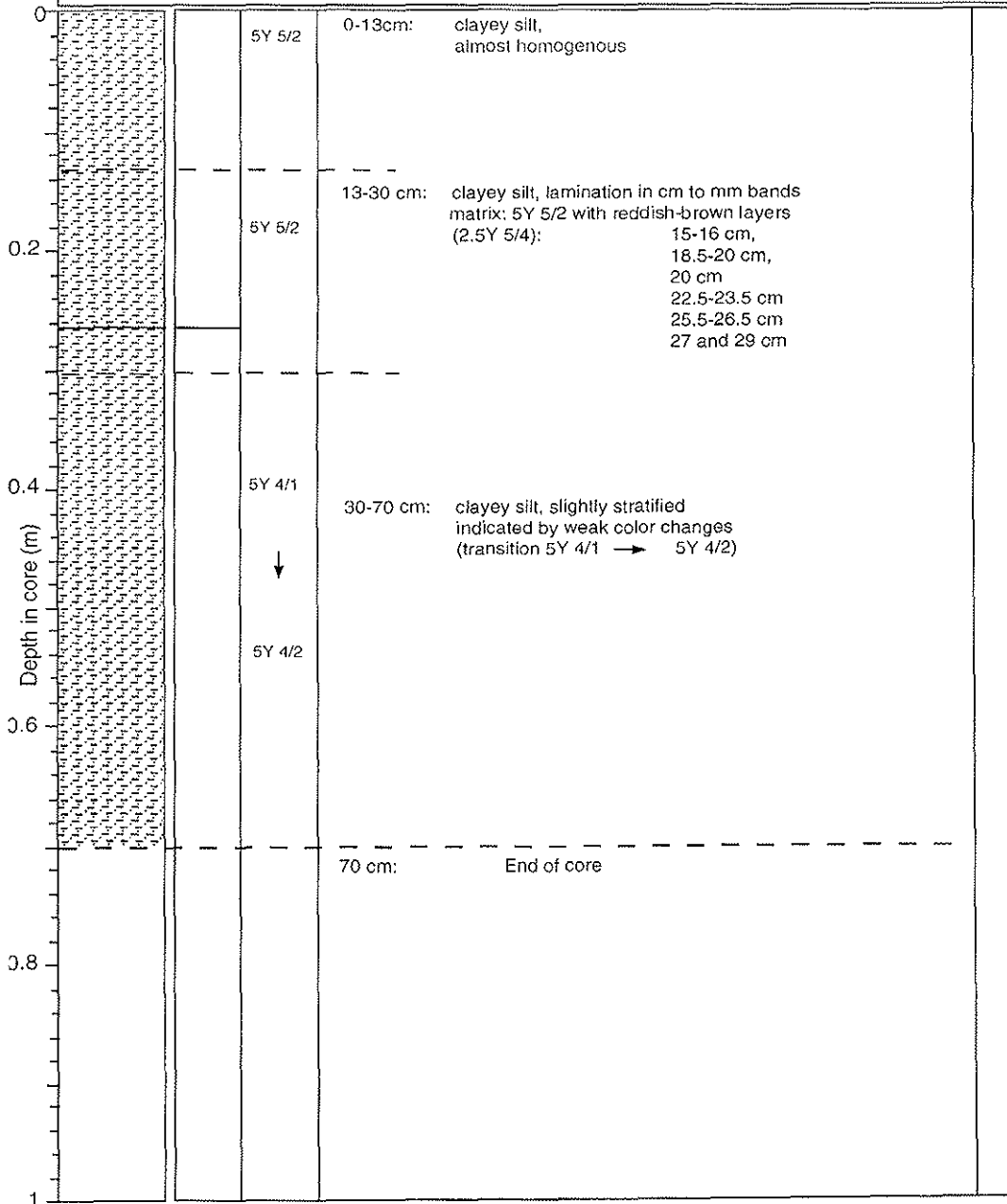
10
11
12
13
14
15

Depth in core (m)

PS2813-1 (TC) Western Weddell Sea Continental Slope **ANT-XIV/3**
 Recovery: 0.70 m 66°43.80'S 50°00.04'W Water depth: 3499 m

Lithology	Texture	Color	Description	Age
-----------	---------	-------	-------------	-----

Page 1/1



Anhang B

Tab. B.1: Verteilung der Eisfracht in Kern PS2813-1 (Anzahl der Kieskörner/10 cm³).

Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]
0	0	45	0	90	0	135	0
1	0	46	0	91	0	136	0
2	0	47	0	92	0	137	0
3	0	48	0	93	0	138	8
4	0	49	0	94	0	139	6
5	0	50	0	95	0	140	0
6	0	51	0	96	0	141	3
7	1	52	0	97	0	142	2
8	1	53	0	98	0	143	4
9	2	54	0	99	0	144	1
10	0	55	0	100	0	145	1
11	0	56	0	101	0	146	5
12	0	57	0	102	0	147	4
13	1	58	0	103	0	148	0
14	0	59	0	104	0	149	1
15	0	60	0	105	0	150	2
16	0	61	0	106	0	151	1
17	0	62	0	107	0	152	1
18	0	63	1	108	2	153	4
19	0	64	0	109	3	154	1
20	0	65	0	110	0	155	4
21	0	66	0	111	1	156	5
22	0	67	0	112	0	157	2
23	0	68	0	113	0	158	0
24	0	69	0	114	0	159	0
25	0	70	0	115	0	160	0
26	0	71	0	116	0	161	0
27	0	72	0	117	0	162	0
28	0	73	0	118	0	163	0
29	0	74	0	119	0	164	0
30	0	75	0	120	0	165	0
31	1	76	0	121	0	166	0
32	0	77	0	122	0	167	0
33	0	78	0	123	0	168	0
34	0	79	0	124	0	169	0
35	0	80	0	125	0	170	0
36	0	81	0	126	0	171	0
37	1	82	0	127	0	172	1
38	0	83	0	128	0	173	0
39	0	84	0	129	0	174	1
40	0	85	0	130	0	175	1
41	0	86	0	131	0	176	0
42	0	87	0	132	0	177	0
43	0	88	0	133	0	178	0
44	0	89	0	134	0	179	0

Tab. B.1: Fortsetzung

Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]
180	0	231	1	282	1	333	1
181	0	232	0	283	0	334	0
182	0	233	0	284	0	335	0
183	0	234	0	285	0	336	0
184	0	235	0	286	0	337	0
185	1	236	0	287	0	338	0
186	0	237	0	288	0	339	0
187	0	238	0	289	0	340	0
188	0	239	0	290	1	341	0
189	0	240	0	291	0	342	0
190	1	241	0	292	0	343	0
191	1	242	0	293	0	344	0
192	0	243	0	294	1	345	0
193	0	244	0	295	0	346	0
194	0	245	0	296	0	347	0
195	0	246	0	297	0	348	0
196	0	247	0	298	0	349	0
197	0	248	0	299	1	350	0
198	0	249	0	300	0	351	0
199	0	250	0	301	0	352	0
200	0	251	0	302	0	353	0
201	0	252	0	303	0	354	0
202	0	253	0	304	0	355	0
203	0	254	0	305	0	356	0
204	0	255	0	306	0	357	0
205	0	256	0	307	0	358	1
206	0	257	0	308	0	359	0
207	0	258	0	309	0	360	1
208	0	259	0	310	0	361	0
209	0	260	0	311	0	362	1
210	0	261	0	312	0	363	1
211	0	262	1	313	0	364	0
212	0	263	0	314	1	365	1
213	0	264	0	315	0	366	0
214	0	265	0	316	0	367	0
215	0	266	0	317	1	368	0
216	0	267	0	318	0	369	0
217	0	268	0	319	0	370	0
218	0	269	0	320	0	371	0
219	0	270	0	321	0	372	0
220	0	271	0	322	0	373	0
221	0	272	3	323	0	374	0
222	1	273	0	324	0	375	0
223	0	274	0	325	0	376	1
224	0	275	0	326	0	377	0
225	0	276	0	327	0	378	0
226	0	277	0	328	1	379	0
227	0	278	0	329	0	380	1
228	0	279	0	330	0	381	0
229	0	280	1	331	0	382	1
230	1	281	0	332	0	383	0

Tab. B.1: Fortsetzung

Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ²]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ²]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ²]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ²]
384	1	435	1	486	0	537	0
385	4	436	1	487	0	538	0
386	0	437	0	488	0	539	0
387	0	438	0	489	0	540	0
388	0	439	0	490	0	541	2
389	0	440	0	491	0	542	0
390	1	441	0	492	0	543	0
391	0	442	0	493	0	544	1
392	1	443	0	494	0	545	1
393	0	444	0	495	0	546	0
394	0	445	0	496	0	547	0
395	0	446	0	497	0	548	0
396	2	447	0	498	0	549	0
397	0	448	0	499	0	550	0
398	1	449	0	500	0	551	0
399	0	450	0	501	0	552	0
400	0	451	0	502	0	553	0
401	1	452	0	503	0	554	0
402	1	453	0	504	0	555	0
403	0	454	0	505	0	556	0
404	0	455	0	506	0	557	0
405	0	456	0	507	0	558	0
406	0	457	1	508	0	559	0
407	0	458	0	509	0	560	0
408	0	459	1	510	0	561	2
409	0	460	1	511	0	562	0
410	0	461	1	512	0	563	0
411	0	462	0	513	0	564	0
412	0	463	0	514	0	565	0
413	0	464	0	515	0	566	1
414	0	465	0	516	0	567	0
415	0	466	0	517	0	568	1
416	0	467	0	518	1	569	1
417	0	468	0	519	0	570	0
418	0	469	0	520	1	571	0
419	0	470	0	521	1	572	0
420	0	471	0	522	0	573	0
421	2	472	0	523	0	574	0
422	0	473	0	524	0	575	0
423	0	474	0	525	0	576	0
424	1	475	0	526	0	577	0
425	1	476	0	527	0	578	0
426	0	477	0	528	0	579	0
427	1	478	0	529	0	580	2
428	0	479	0	530	0	581	0
429	0	480	0	531	0	582	0
430	0	481	0	532	0	583	0
431	1	482	0	533	0	584	0
432	0	483	0	534	0	585	0
433	0	484	0	535	0	586	0
434	1	485	0	536	0	587	0

Tab. B.1: Fortsetzung

Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]
588	0	639	0	690	0	741	0
589	0	640	0	691	0	742	0
590	0	641	0	692	1	743	0
591	0	642	0	693	1	744	0
592	0	643	0	694	0	745	0
593	0	644	0	695	0	746	0
594	0	645	0	696	0	747	0
595	0	646	0	697	2	748	0
596	1	647	0	698	2	749	0
597	1	648	0	699	0	750	0
598	0	649	0	700	0	751	0
599	0	650	1	701	1	752	1
600	1	651	0	702	0	753	0
601	0	652	0	703	0	754	0
602	0	653	1	704	0	755	0
603	0	654	0	705	0	756	0
604	0	655	0	706	0	757	0
605	0	656	0	707	0	758	0
606	0	657	0	708	0	759	0
607	0	658	0	709	0	760	1
608	0	659	0	710	0	761	2
609	0	660	0	711	1	762	0
610	0	661	0	712	0	763	0
611	0	662	0	713	0	764	0
612	0	663	0	714	2	765	1
613	0	664	3	715	0	766	0
614	0	665	0	716	0	767	2
615	0	666	0	717	0	768	0
616	0	667	0	718	0	769	0
617	0	668	0	719	0	770	0
618	0	669	0	720	0	771	0
619	0	670	0	721	0	772	0
620	0	671	0	722	0	773	0
621	0	672	0	723	0	774	0
622	0	673	0	724	0	775	2
623	1	674	0	725	0	776	1
624	2	675	0	726	1	777	0
625	1	676	0	727	1	778	0
626	0	677	0	728	1	779	0
627	0	678	0	729	1	780	0
628	0	679	0	730	0	781	0
629	1	680	0	731	1	782	0
630	0	681	0	732	3	783	0
631	0	682	0	733	0	784	0
632	0	683	0	734	0	785	0
633	0	684	0	735	0	786	1
634	0	685	0	736	0	787	2
635	0	686	0	737	3	788	2
636	0	687	3	738	0	789	0
637	0	688	0	739	0	790	0
638	0	689	1	740	0	791	1

Tab. B.1: Fortsetzung

Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm³]
792	0	843	0	894	0	945	0
793	2	844	0	895	3	946	0
794	2	845	0	896	1	947	0
795	1	846	0	897	1	948	0
796	3	847	0	898	5	949	0
797	0	848	0	899	1	950	1
798	2	849	0	900	2	951	0
799	0	850	0	901	1	952	1
800	1	851	0	902	0	953	1
801	0	852	0	903	1	954	1
802	4	853	0	904	0	955	0
803	3	854	0	905	1	956	0
804	0	855	0	906	0	957	1
805	2	856	0	907	0	958	1
806	3	857	0	908	0	959	0
807	2	858	0	909	0	960	0
808	1	859	0	910	0	961	0
809	0	860	0	911	0	962	0
810	3	861	0	912	2	963	0
811	1	862	0	913	1	964	0
812	0	863	0	914	1	965	0
813	0	864	0	915	0	966	0
814	0	865	0	916	1	967	0
815	0	866	0	917	0	968	1
816	1	867	0	918	0	969	0
817	0	868	0	919	0	970	0
818	1	869	1	920	0	971	0
819	0	870	0	921	0	972	0
820	1	871	0	922	0	973	0
821	0	872	0	923	1	974	3
822	1	873	0	924	0	975	0
823	0	874	0	925	1	976	0
824	0	875	0	926	0	977	0
825	2	876	1	927	1	978	1
826	2	877	1	928	0	979	1
827	1	878	0	929	3	980	1
828	0	879	1	930	1	981	1
829	0	880	0	931	1	982	0
830	0	881	1	932	1	983	0
831	0	882	0	933	0	984	0
832	0	883	0	934	1	985	0
833	0	884	0	935	0	986	2
834	1	885	0	936	2	987	0
835	0	886	0	937	0	988	0
836	0	887	0	938	0	989	0
837	0	888	1	939	0	990	0
838	0	889	1	940	0	991	0
839	0	890	2	941	0	992	1
840	0	891	0	942	0	993	0
841	1	892	1	943	0	994	0
842	1	893	1	944	0	995	0

Tab. B.1: Fortsetzung

Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]	Kern- tiefe [cm]	IRD [n Kies/ 10 cm ³]
996	0	1016	0	1036	2	1056	0
997	0	1017	0	1037	5	1057	0
998	0	1018	0	1038	2	1058	0
999	0	1019	0	1039	1	1059	0
1000	0	1020	0	1040	0	1060	0
1001	0	1021	0	1041	0	1061	0
1002	0	1022	0	1042	0	1062	0
1003	0	1023	0	1043	0	1063	0
1004	0	1024	1	1044	0	1064	0
1005	0	1025	0	1045	0		
1006	0	1026	1	1046	0		
1007	0	1027	1	1047	0		
1008	0	1028	1	1048	0		
1009	0	1029	1	1049	0		
1010	0	1030	0	1050	0		
1011	0	1031	0	1051	0		
1012	0	1032	0	1052	0		
1013	0	1033	0	1053	0		
1014	0	1034	0	1054	0		
1015	0	1035	0	1055	0		

Tab. B.2: Sedimentologische und sedimentphysikalische Daten des Kerns PS2813-1.

Kern- tiefe [cm]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Opal [%]	Wasser- gehalt [%]	Porosität [%]	Feucht- raum-dichte [g/cm ³]	Korn- dichte [g/cm ³]	Kies + Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
0	0.36	1.01	0.91	42.61	54.15	1.79	2.70	7.77	39.82	52.41
10	0.34	0.52		38.10	51.19	1.83	2.68	2.58	38.65	58.77
20	0.36	0.35		45.21	55.64	1.77	2.70	0.45	29.80	69.75
30	0.35	0.19		42.72	53.99	1.78	2.67	0.21	35.00	64.79
40	0.37	0.17	0.88	39.92	52.32	1.81	2.68	0.10	41.59	58.31
50	0.62	0.17		49.90	57.86	1.72	2.67	0.04	30.28	69.68
60	0.52	0.27		44.21	55.04	1.77	2.69	0.09	40.28	59.63
70	0.44	0.25		47.06	56.40	1.74	2.67	0.13	28.09	71.78
80	0.44	0.17		42.33	53.77	1.79	2.67	0.05	51.57	48.38
90	0.47	0.48		44.89	55.22	1.76	2.67	0.04	42.12	57.84
100	0.40	0.36		43.03	54.22	1.78	2.68	0.45	46.74	52.82
110	0.48	0.38		44.95	55.73	1.78	2.72	0.21	47.75	52.03
120	0.44	0.33		42.32	53.82	1.79	2.68	0.06	41.31	58.63
130	0.40	0.75		41.46	53.57	1.81	2.71	0.52	41.20	58.28
140	0.48	3.93		40.96	53.29	1.81	2.71	12.02	32.57	55.40
150	0.32	2.99		40.84	53.06	1.81	2.69	8.16	37.70	54.15
160	0.29	4.45	0.84	42.89	54.38	1.79	2.70	6.07	32.84	61.09
170	0.28	0.92		41.10	52.98	1.80	2.67	2.55	33.70	63.75
180	0.25	0.68		40.77	52.83	1.80	2.67	1.26	42.93	55.81
190	0.26	0.65		39.69	52.10	1.81	2.67	0.39	40.24	59.37
200	0.24	0.71		38.91	51.83	1.83	2.69	0.61	42.03	57.36
210	0.26	0.57		40.59	52.64	1.80	2.67	0.69	36.01	63.30
220	0.26	0.56		39.31	51.97	1.82	2.68	0.44	35.64	63.92
230	0.25	0.66	1.02	39.23	51.81	1.82	2.67	0.32	39.21	60.47
240	0.28	0.51		37.54	50.99	1.85	2.70	0.44	42.22	57.34

Tab. B.2: Fortsetzung

Kern- tiefe [cm]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Opal [%]	Wasser- gehalt [%]	Porosität [%]	Feucht- raumdicke [g/cm ³]	Korn- dicke [g/cm ³]	Kies + Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
250	0.26	0.75		37.42	50.56	1.83	2.66	0.47	41.98	57.55
260	0.28	0.82		37.23	50.49	1.84	2.67	0.61	42.65	56.74
270	0.27	0.83		36.37	49.99	1.85	2.68	0.67	45.98	53.35
280	0.27	1.03		36.29	50.03	1.86	2.69	1.08	44.78	54.14
290	0.26	1.93		37.93	51.39	1.85	2.72	4.37	37.61	58.02
300	0.26	2.02		37.69	50.94	1.84	2.68	4.42	38.81	56.77
310	0.24	1.81		36.86	50.34	1.85	2.68	2.61	39.88	57.52
320	0.19	3.77	1.47	33.00	47.42	1.89	2.67	11.04	49.19	39.77
330	0.20	0.62		33.43	47.88	1.89	2.68	4.71	45.24	50.05
340	0.22	0.51		32.79	47.82	1.91	2.73	3.40	51.65	44.95
350	0.19	0.41		31.38	46.27	1.91	2.68	3.32	52.04	44.64
360	0.19	0.48		32.70	47.29	1.90	2.68	2.92	53.33	43.75
370	0.19	0.39		36.86	50.40	1.85	2.69	4.17	42.48	53.35
380	0.15	0.17	0.92	26.54	42.27	1.99	2.70	9.90	37.12	52.98
390	0.23	0.45		35.77	49.59	1.86	2.68	7.63	33.73	58.64
400	0.26	0.29		37.89	51.23	1.84	2.70	34.55	29.56	35.89
410	0.22	0.18		35.16	49.12	1.87	2.68	0.76	46.94	52.30
420	0.26	0.22		32.62	47.50	1.91	2.71	1.73	43.75	54.51
430	0.25	0.23		40.01	52.47	1.81	2.69	0.64	36.55	62.81
440	0.33	0.32		39.55	52.27	1.82	2.70	0.16	30.86	68.98
450	0.32	0.17	1.22	38.96	51.77	1.82	2.68	0.35	38.75	60.90
460	0.42	0.34		36.84	50.34	1.85	2.68	2.15	35.09	62.76
470	0.42	0.38		39.02	51.98	1.83	2.70	0.71	35.96	63.33
480	0.08	0.11		19.13	34.51	2.12	2.70	24.41	46.03	29.56
490	0.45	0.22		41.56	53.31	1.79	2.67	0.14	28.97	70.88
500	0.41	0.43		37.83	50.99	1.84	2.68	0.44	37.22	62.34
510	0.23	0.35		25.84	41.52	2.00	2.69	0.47	71.87	27.66
520	0.45	1.04	0.97	39.00	51.90	1.83	2.69	2.31	31.49	66.20
530	0.51	0.29		40.74	52.99	1.81	2.69	0.11	26.94	72.94
540	0.53	0.85		40.13	52.41	1.81	2.67	2.19	28.02	69.79
550	0.46	0.49		39.63	52.19	1.82	2.68	0.34	35.84	63.83
560	0.40	0.89		38.75	51.78	1.83	2.70	1.09	39.38	59.53
570	0.40	0.66		37.80	51.02	1.84	2.69	1.19	35.46	63.35
580	0.35	0.86		36.43	50.11	1.85	2.69	2.29	36.82	60.89
590	0.43	0.57		37.26	50.66	1.84	2.69	1.65	39.58	58.76
600	0.45	0.33		41.14	53.31	1.81	2.70	0.26	29.51	70.23
610	0.33	0.90		35.00	49.06	1.87	2.68	3.04	39.91	57.05
620	0.41	0.78		35.87	49.91	1.87	2.71	3.27	37.10	59.63
630	0.39	0.65		38.82	51.70	1.83	2.69	1.32	28.39	70.30
640	0.32	0.88		35.26	49.26	1.87	2.69	4.64	38.23	57.13
650	0.23	0.51		33.20	47.55	1.89	2.67	2.42	46.54	51.03
660	0.33	1.36		33.94	48.07	1.87	2.66	4.84	41.82	53.34
670	0.34	1.51		34.79	48.95	1.87	2.69	5.66	36.43	57.91
680	0.31	1.75		34.71	48.62	1.86	2.66	2.80	41.21	55.98
690	0.34	2.37		36.34	49.90	1.85	2.67	2.82	37.48	59.70
700	0.30	2.79	1.08	35.42	49.17	1.86	2.66	2.99	40.48	56.53
710	0.32	2.01		36.17	49.72	1.85	2.67	3.29	35.70	61.02
720	0.26	3.47	1.35	36.05	49.99	1.86	2.70	2.89	38.78	58.33
730	0.27	2.69		33.18	47.75	1.89	2.69	2.54	42.28	55.18
740	0.21	2.56		34.56	48.81	1.88	2.69	5.73	45.12	49.16
750	0.15	0.68	1.35	26.76	35.57	1.66	2.02	12.50	47.12	40.38
760	0.18	0.39		31.81	46.58	1.91	2.68	7.23	45.93	46.85
770	0.20	0.29		32.10	46.72	1.90	2.67	3.56	45.92	50.52
780	0.22	0.51		35.58	49.36	1.86	2.67	2.53	36.90	60.57

Tab. B.2: Fortsetzung

Kern-tiefe [cm]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Opal [%]	Wasser- gehalt [%]	Porosität [%]	Feucht- raum-dichte [g/cm ³]	Korn- dichte [g/cm ³]	Kies + Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
790	0.21	0.63		34.87	48.96	1.87	2.68	1.97	39.26	58.77
800	0.20	0.54		34.77	48.93	1.87	2.69	4.27	37.62	58.11
810	0.21	0.56		35.79	49.56	1.86	2.68	2.12	38.54	59.34
820	0.20	0.62		33.34	47.78	1.89	2.68	2.73	41.27	56.00
830	0.23	0.63		36.18	49.80	1.85	2.67	1.19	43.03	55.78
840	0.19	0.77		35.11	49.24	1.87	2.69	8.18	33.73	58.09
850	0.15	0.42		30.65	45.57	1.92	2.67	5.41	48.83	45.76
860	0.14	0.35		28.90	44.06	1.94	2.66	3.48	55.03	41.49
870	0.16	0.28		29.34	44.50	1.94	2.67	4.21	50.73	45.06
880	0.15	0.30		28.15	43.54	1.96	2.68	6.80	54.04	39.17
890	0.15	0.35		28.90	44.25	1.95	2.69	5.06	55.34	39.60
900	0.17	0.23		35.67	49.53	1.86	2.68	4.61	37.00	58.39
910	0.22	0.17	0.76	40.84	52.94	1.80	2.68	0.80	25.14	74.06
920	0.35	0.19		38.72	51.49	1.82	2.67	0.72	21.78	77.50
930	0.20	0.26		37.13	50.51	1.84	2.68	2.09	34.72	63.18
940	0.23	0.43		35.68	49.62	1.86	2.69	0.59	37.25	62.16
950	0.23	0.51		35.48	49.26	1.86	2.67	3.51	33.50	62.99
960	0.17	0.29		32.73	47.18	1.89	2.66	1.99	45.86	52.15
970	0.13	0.24		29.13	44.37	1.94	2.68	3.12	50.68	46.20
980	0.15	0.14		28.25	43.57	1.95	2.67	10.01	48.56	41.43
990	0.20	0.11		34.35	48.59	1.88	2.69	3.04	35.62	61.34
1000	0.39	0.14		37.20	50.66	1.85	2.69	0.33	20.11	79.57
1010	0.40	0.10		36.79	50.38	1.85	2.69	0.23	22.14	77.64
1020	0.50	0.21		37.14	50.54	1.84	2.68	0.44	21.28	78.28
1030	0.33	0.38		33.49	48.00	1.89	2.69	6.40	25.31	68.29
1040	0.62	0.85		37.91	51.07	1.84	2.68	0.25	31.36	68.39
1050	0.38	0.76		29.50	44.72	1.94	2.68	0.82	66.34	32.84
1060	0.31	0.34	1.08	31.57	46.45	1.91	2.68	0.20	44.14	55.66

Voreillot

Kern-tiefe [cm]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Opal [%]	Wasser- gehalt [%]	Porosität [%]	Feucht- raum-dichte [g/cm ³]	Korn- dichte [g/cm ³]	Kies + Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
0	0.39	1.31		40.67	52.76	1.80	2.67	5.55	36.69	57.75
5	0.40	0.59		41.53	53.43	1.80	2.69	4.33	34.88	60.79
10	0.32	0.28		42.13	53.98	1.80	2.71	0.49	36.93	62.57
15	0.33	0.27		39.86	52.29	1.81	2.68	0.17	46.43	53.39
20	0.36	0.17		41.48	53.38	1.80	2.69	0.71	36.14	63.15
25	0.34	0.17		35.62	49.46	1.86	2.68	0.19	47.94	51.87
30	0.35	0.18		34.45	48.58	1.87	2.68	0.09	59.47	40.44
35	0.40	0.32		41.09	53.00	1.80	2.67	0.60	44.37	55.03
40	0.37	0.18		37.86	50.99	1.83	2.68	0.03	41.33	58.64
45	0.55	0.24		47.85	56.92	1.74	2.68	0.18	39.59	60.23
50	0.50	0.46		45.01	55.26	1.76	2.67	0.06	40.74	59.20
55	0.42	0.49		43.36	54.54	1.78	2.69	0.62	41.33	58.05
60	0.45	0.43		44.98	55.32	1.76	2.68	0.23	43.64	56.13
65	0.46	0.48		45.46	55.65	1.76	2.68	0.03	41.72	58.26
70	0.43	0.46		42.94	54.10	1.78	2.67	0.08	40.39	59.53

Tab. B.3: Ergebnisse der magnetischen Suszeptibilitäts-Messung mit dem MSCL.

Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]
0	0.20	55	19.10	110	15.90	165	13.40	220	9.60
1	7.20	56	17.30	111	14.00	166	12.60	221	9.60
2	11.20	57	15.80	112	12.70	167	13.00	222	9.60
3	12.30	58	17.80	113	13.30	168	13.40	223	9.60
4	13.30	59	19.70	114	16.40	169	11.10	224	9.50
5	13.90	60	17.60	115	15.90	170	9.80	225	9.50
6	14.90	61	17.80	116	14.30	171	9.60	226	9.50
7	18.20	62	21.00	117	18.10	172	10.30	227	9.40
8	17.80	63	23.00	118	13.30	173	10.30	228	9.20
9	17.80	64	17.90	119	12.90	174	9.70	229	9.30
10	17.80	65	10.00	120	16.10	175	10.00	230	9.50
11	17.60	66	13.00	121	17.80	176	10.30	231	9.50
12	16.80	67	12.80	122	18.90	177	11.30	232	9.40
13	16.90	68	11.00	123	13.40	178	10.40	233	9.40
14	15.50	69	11.50	124	15.60	179	9.80	234	9.30
15	15.40	70	11.60	125	15.00	180	9.00	235	9.30
16	16.00	71	13.30	126	18.70	181	8.90	236	9.40
17	15.50	72	17.30	127	18.80	182	9.20	237	9.60
18	13.10	73	14.40	128	16.50	183	9.70	238	10.40
19	12.00	74	14.30	129	17.40	184	9.10	239	10.30
20	12.40	75	14.00	130	14.20	185	9.10	240	10.50
21	14.30	76	13.00	131	13.20	186	9.40	241	10.50
22	17.40	77	14.80	132	14.70	187	9.30	242	10.40
23	15.10	78	16.80	133	13.10	188	9.10	243	10.50
24	13.20	79	14.80	134	10.40	189	9.00	244	10.40
25	18.60	80	15.70	135	8.50	190	9.10	245	10.60
26	22.40	81	13.30	136	9.60	191	9.10	246	10.40
27	14.50	82	13.60	137	14.60	192	9.30	247	10.40
28	14.20	83	13.20	138	24.80	193	9.30	248	10.30
29	13.90	84	15.10	139	27.80	194	9.40	249	10.30
30	14.00	85	17.40	140	30.80	195	9.40	250	10.40
31	15.70	86	18.90	141	37.00	196	9.50	251	10.40
32	22.20	87	18.00	142	34.50	197	9.40	252	10.50
33	16.20	88	19.40	143	33.60	198	9.20	253	10.70
34	14.40	89	14.90	144	32.80	199	9.10	254	10.90
35	13.90	90	16.10	145	30.50	200	9.20	255	10.70
36	14.60	91	18.30	146	27.80	201	9.10	256	10.70
37	15.30	92	17.80	147	29.90	202	9.00	257	10.70
38	17.90	93	21.50	148	34.10	203	9.00	258	11.00
39	17.50	94	18.50	149	34.70	204	9.10	259	11.20
40	15.00	95	16.40	150	28.50	205	9.20	260	11.40
41	15.80	96	16.30	151	27.10	206	9.70	261	11.70
42	19.70	97	26.40	152	26.70	207	9.40	262	11.90
43	18.00	98	34.30	153	26.20	208	9.30	263	9.40
44	17.20	99	22.70	154	25.90	209	9.00	264	7.00
45	17.80	100	16.70	155	24.70	210	9.70	265	10.90
46	15.80	101	15.20	156	21.40	211	9.50	266	11.80
47	17.90	102	17.10	157	21.90	212	9.50	267	11.80
48	17.20	103	20.50	158	21.00	213	9.30	268	12.20
49	14.70	104	22.30	159	26.80	214	9.30	269	12.00
50	11.60	105	18.50	160	16.90	215	9.40	270	12.20
51	11.70	106	16.30	161	14.60	216	9.30	271	12.30
52	16.70	107	16.90	162	12.70	217	9.10	272	12.40
53	19.50	108	19.20	163	11.20	218	9.20	273	12.60
54	18.30	109	18.10	164	5.70	219	9.30	274	12.50

Tab. B.3: Fortsetzung

Kern- Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern- Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern- Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern- Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern- Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]
275	12.60	330	9.90	385	32.30	440	11.90	495	16.80
276	12.70	331	10.40	386	24.50	441	10.40	496	14.40
277	12.80	332	10.00	387	18.60	442	11.10	497	15.90
278	12.80	333	10.00	388	19.20	443	10.00	498	19.20
279	12.70	334	10.00	389	19.20	444	13.90	499	18.30
280	12.50	335	10.30	390	19.20	445	13.20	500	14.30
281	12.70	336	10.40	391	19.40	446	12.00	501	14.10
282	13.10	337	10.50	392	20.10	447	13.00	502	14.00
283	13.40	338	11.00	393	21.30	448	14.80	503	13.60
284	13.30	339	11.40	394	21.90	449	12.80	504	18.50
285	14.00	340	11.40	395	24.80	450	12.10	505	22.90
286	14.30	341	11.60	396	31.00	451	11.20	506	21.20
287	14.20	342	11.80	397	38.90	452	10.60	507	21.60
288	13.90	343	12.00	398	45.70	453	10.30	508	18.10
289	13.90	344	12.30	399	28.70	454	9.00	509	12.30
290	13.90	345	12.60	400	23.20	455	8.90	510	7.50
291	13.80	346	12.80	401	21.40	456	7.80	511	5.20
292	13.50	347	12.80	402	21.10	457	5.80	512	5.00
293	12.80	348	13.10	403	20.40	458	9.90	513	4.30
294	12.70	349	13.30	404	17.40	459	15.00	514	4.30
295	12.40	350	13.60	405	17.50	460	16.80	515	4.30
296	12.30	351	13.60	406	23.00	461	19.50	516	4.50
297	12.00	352	13.80	407	20.20	462	34.20	517	5.10
298	12.20	353	13.70	408	17.70	463	24.40	518	11.70
299	12.30	354	13.90	409	19.30	464	8.50	519	15.50
300	12.50	355	14.00	410	21.70	465	13.90	520	16.80
301	12.80	356	14.30	411	26.90	466	16.80	521	18.70
302	12.90	357	14.40	412	27.50	467	21.10	522	16.50
303	12.40	358	13.90	413	23.70	468	17.30	523	17.30
304	11.50	359	14.00	414	25.50	469	17.80	524	11.60
305	11.20	360	13.90	415	22.30	470	17.40	525	11.60
306	11.30	361	14.40	416	21.80	471	24.90	526	13.70
307	10.90	362	15.00	417	22.40	472	37.90	527	13.60
308	10.70	363	14.30	418	23.50	473	36.50	528	13.10
309	10.50	364	8.20	419	24.60	474	42.70	529	14.00
310	10.10	365	13.00	420	25.00	475	26.70	530	13.00
311	9.70	366	14.50	421	24.40	476	14.30	531	11.80
312	9.50	367	15.20	422	25.30	477	13.50	532	11.50
313	9.80	368	14.20	423	24.00	478	12.90	533	13.10
314	9.70	369	15.70	424	24.00	479	13.00	534	12.70
315	9.60	370	17.40	425	23.40	480	18.20	535	11.90
316	9.80	371	18.50	426	23.10	481	20.80	536	12.10
317	9.80	372	18.80	427	30.00	482	17.00	537	12.10
318	9.60	373	18.70	428	19.50	483	14.20	538	11.10
319	9.90	374	19.00	429	15.70	484	15.70	539	11.70
320	9.90	375	19.90	430	18.20	485	22.60	540	13.20
321	10.20	376	20.20	431	20.00	486	26.10	541	13.40
322	10.40	377	18.90	432	21.40	487	14.70	542	13.80
323	10.80	378	18.10	433	23.40	488	13.00	543	14.10
324	11.80	379	22.20	434	25.00	489	11.70	544	14.10
325	12.00	380	28.70	435	24.00	490	14.90	545	15.10
326	11.10	381	30.10	436	19.80	491	15.60	546	16.30
327	10.60	382	33.40	437	15.00	492	19.70	547	17.60
328	10.30	383	33.00	438	12.80	493	31.00	548	16.90
329	9.90	384	32.10	439	12.90	494	23.20	549	12.40

Tab. B.3: Fortsetzung

Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]
550	9.00	605	17.10	660	12.80	715	14.30	770	12.40
551	5.70	606	16.70	661	14.10	716	14.50	771	12.10
552	5.70	607	16.50	662	14.20	717	14.60	772	12.40
553	6.70	608	16.70	663	13.80	718	14.50	773	12.60
554	9.60	609	16.50	664	10.20	719	14.30	774	13.10
555	11.90	610	15.70	665	10.30	720	14.30	775	13.30
556	12.40	611	14.50	666	13.20	721	15.10	776	13.80
557	12.80	612	10.90	667	13.20	722	15.20	777	14.50
558	13.20	613	8.20	668	12.90	723	14.90	778	15.10
559	14.40	614	7.90	669	14.90	724	14.60	779	15.90
560	15.80	615	7.20	670	14.90	725	14.50	780	17.00
561	14.20	616	8.60	671	16.10	726	14.90	781	17.20
562	15.30	617	9.50	672	17.00	727	15.30	782	17.00
563	15.80	618	13.10	673	17.00	728	15.40	783	16.80
564	14.60	619	14.60	674	17.30	729	15.40	784	16.50
565	16.20	620	15.20	675	17.50	730	15.60	785	16.90
566	19.00	621	15.50	676	17.60	731	16.50	786	17.00
567	18.60	622	15.90	677	17.50	732	15.30	787	15.90
568	17.30	623	16.00	678	17.40	733	13.70	788	15.10
569	17.50	624	16.30	679	17.00	734	13.60	789	14.90
570	15.70	625	16.20	680	16.50	735	12.90	790	15.00
571	15.70	626	15.50	681	16.80	736	13.20	791	14.40
572	18.20	627	14.80	682	17.00	737	13.00	792	13.90
573	18.30	628	13.30	683	17.00	738	14.00	793	13.90
574	18.50	629	10.70	684	17.10	739	13.10	794	13.90
575	19.10	630	8.30	685	19.60	740	12.00	795	13.20
576	18.20	631	7.40	686	19.30	741	11.30	796	12.50
577	18.50	632	7.30	687	18.10	742	10.90	797	13.20
578	18.70	633	7.10	688	18.50	743	10.70	798	13.70
579	18.60	634	7.10	689	18.60	744	10.70	799	14.00
580	19.70	635	7.10	690	18.80	745	11.00	800	28.40
581	19.30	636	7.40	691	18.40	746	11.70	801	41.50
582	18.40	637	10.40	692	17.90	747	13.60	802	15.10
583	17.00	638	13.80	693	17.70	748	11.50	803	13.10
584	14.20	639	14.00	694	17.60	749	11.30	804	13.00
585	10.40	640	14.10	695	17.10	750	11.80	805	13.00
586	10.40	641	14.30	696	17.30	751	12.80	806	12.90
587	11.90	642	16.50	697	17.10	752	13.30	807	14.10
588	12.40	643	20.10	698	16.80	753	14.60	808	14.30
589	18.10	644	23.90	699	17.50	754	15.00	809	13.70
590	21.30	645	21.80	700	17.80	755	16.20	810	13.60
591	21.60	646	23.40	701	17.90	756	16.20	811	14.00
592	23.00	647	19.70	702	16.80	757	14.30	812	14.40
593	22.90	648	21.30	703	16.90	758	14.60	813	13.20
594	19.80	649	19.60	704	16.20	759	15.30	814	14.30
595	18.10	650	15.50	705	15.80	760	16.20	815	12.90
596	13.90	651	17.10	706	15.50	761	16.50	816	12.80
597	10.10	652	18.20	707	15.60	762	15.70	817	13.60
598	9.30	653	17.70	708	15.10	763	12.10	818	13.70
599	9.60	654	15.90	709	14.60	764	10.20	819	14.00
600	11.20	655	14.90	710	14.40	765	14.50	820	14.00
601	11.10	656	14.90	711	14.10	766	15.40	821	13.70
602	9.00	657	14.70	712	14.70	767	14.10	822	13.40
603	11.30	658	14.50	713	14.60	768	12.50	823	13.70
604	15.30	659	14.00	714	14.20	769	12.50	824	13.40

Tab. B.3: Fortsetzung

Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]	Kern-Tiefe [cm]	magnet. Suszept. [10 ⁻⁵ SI]
825	13.20	873	11.30	921	8.60	969	9.20	1017	8.10
826	13.20	874	11.00	922	12.30	970	9.10	1018	8.50
827	13.30	875	11.10	923	18.50	971	9.40	1019	8.00
828	13.60	876	11.40	924	23.40	972	10.20	1020	7.80
829	14.30	877	12.50	925	32.70	973	10.90	1021	7.20
830	13.90	878	12.80	926	51.60	974	11.30	1022	7.10
831	13.80	879	12.70	927	34.00	975	11.70	1023	5.90
832	13.80	880	13.10	928	24.80	976	12.00	1024	4.70
833	14.20	881	14.10	929	21.90	977	11.60	1025	5.10
834	14.70	882	14.20	930	20.00	978	12.50	1026	6.60
835	15.00	883	14.20	931	17.80	979	13.50	1027	8.60
836	13.50	884	14.30	932	16.80	980	13.10	1028	11.90
837	14.70	885	13.90	933	16.00	981	12.20	1029	14.10
838	15.20	886	13.90	934	15.90	982	9.80	1030	11.10
839	15.00	887	14.80	935	15.90	983	4.40	1031	9.80
840	15.20	888	15.00	936	13.80	984	10.90	1032	9.50
841	15.50	889	16.00	937	12.70	985	11.80	1033	9.40
842	14.90	890	17.20	938	13.80	986	12.40	1034	8.90
843	14.10	891	17.40	939	14.50	987	11.80	1035	9.00
844	13.40	892	18.10	940	14.90	988	11.00	1036	9.90
845	14.30	893	22.50	941	16.00	989	10.70	1037	9.20
846	14.30	894	22.90	942	14.80	990	9.90	1038	9.70
847	12.60	895	24.40	943	15.80	991	10.10	1039	10.90
848	12.00	896	25.10	944	17.30	992	9.60	1040	13.60
849	11.70	897	25.60	945	13.60	993	8.70	1041	19.00
850	12.50	898	23.90	946	13.40	994	8.00	1042	23.10
851	11.30	899	21.90	947	14.30	995	8.40	1043	25.90
852	11.20	900	21.40	948	13.60	996	8.50	1044	37.10
853	11.30	901	21.50	949	13.80	997	8.40	1045	45.60
854	11.60	902	20.90	950	14.00	998	8.20	1046	38.10
855	11.30	903	11.10	951	13.60	999	8.30	1047	30.70
856	11.70	904	18.30	952	13.10	1000	8.30	1048	28.70
857	29.60	905	14.10	953	12.40	1001	8.60	1049	38.60
858	26.10	906	10.90	954	12.00	1002	8.80	1050	34.20
859	11.60	907	9.80	955	12.70	1003	8.80	1052	35.00
860	10.60	908	9.00	956	13.90	1004	8.60	1053	35.10
861	10.50	909	9.20	957	12.60	1005	8.80	1054	33.30
862	8.10	910	10.60	958	11.70	1006	8.70	1055	28.50
863	5.70	911	15.50	959	10.90	1007	8.80	1056	22.00
864	8.50	912	17.20	960	11.30	1008	8.50	1057	20.10
865	10.00	913	17.40	961	10.90	1009	8.50	1058	23.00
866	11.20	914	16.50	962	8.50	1010	8.30	1059	30.00
867	10.90	915	16.80	963	5.50	1011	8.30	1060	28.60
868	10.50	916	16.80	964	7.70	1012	8.20	1061	20.60
869	10.70	917	10.90	965	8.90	1013	7.50	1062	18.30
870	11.40	918	9.60	966	9.20	1014	8.20	1063	16.40
871	12.20	919	8.70	967	9.60	1015	8.40	1064	9.20
872	11.70	920	9.50	968	9.50	1016	7.60		

Tab. B.4: Ergebnisse der Komponentenanalyse der Fraktion > 63 µm für PS2813-1.

Tiefe [cm]	Litho- klasten [%]	Schwer- minerale [%]	Quarz & Fsp [%]	Glimmer [%]	Mikro- Mangankn. [%]	sonst. Minerale [%]	plankt. Foram. [%]	Foram. Bruch [%]	Radiol. [%]	sonst. Biogen. [%]
0	0.00	4.86	74.00	13.14	0.00	0.57	2.00	4.00	0.00	1.43
10	1.64	4.11	86.30	4.38	0.00	1.37	1.10	0.00	0.00	1.10
20	0.00	2.92	54.68	6.14	24.56	2.05	1.75	1.46	0.29	6.14
30	0.00	3.85	7.69	6.09	79.81	0.00	0.00	1.28	0.00	1.28
40	0.00	5.00	10.94	13.13	66.88	0.00	0.00	0.94	0.00	3.13
50	0.00	8.49	28.30	16.04	41.51	0.00	0.00	0.94	0.00	4.72
60	0.00	24.06	20.28	35.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.28
70	3.37	16.83	61.06	15.87	0.00	0.48	0.96	1.44	0.00	0.00
80	0.00	19.47	47.19	31.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.65
90	0.00	16.53	34.96	40.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.40
100	0.00	5.88	76.47	13.73	0.00	2.24	0.00	0.00	0.00	1.68
110	1.26	5.36	73.82	17.67	0.95	0.63	0.00	0.00	0.00	0.32
120	0.00	7.80	61.56	25.35	0.00	1.39	0.84	2.51	0.00	0.56
130	2.37	6.53	66.47	12.76	0.00	2.67	5.34	2.97	0.00	0.89
140	2.99	3.29	70.66	5.09	0.00	1.80	11.68	4.49	0.00	0.00
150	0.62	4.33	55.73	13.93	0.00	0.00	11.46	13.00	0.00	0.93
160	0.33	2.31	41.58	7.59	0.00	0.00	24.42	23.76	0.00	0.00
170	1.14	2.27	85.23	10.23	0.00	0.68	0.45	0.00	0.00	0.00
180	0.91	3.34	85.11	9.73	0.00	0.30	0.00	0.61	0.00	0.00
190	0.30	3.63	84.29	10.27	0.00	0.91	0.60	0.00	0.00	0.00
200	0.00	6.02	81.63	9.94	0.00	2.11	0.00	0.00	0.00	0.30
210	0.47	2.57	77.57	17.29	0.00	1.87	0.00	0.00	0.00	0.23
220	0.00	4.39	77.74	16.30	0.00	1.25	0.00	0.00	0.00	0.31
230	0.00	3.19	77.10	15.65	0.00	3.77	0.29	0.00	0.00	0.00
240	0.30	3.04	79.03	7.90	7.90	1.22	0.61	0.00	0.00	0.00
250	0.00	4.41	77.57	16.91	0.00	0.74	0.37	0.00	0.00	0.00
260	0.00	5.67	74.33	10.45	0.00	9.55	0.00	0.00	0.00	0.00
270	0.00	6.65	81.96	8.86	0.00	2.53	0.00	0.00	0.00	0.00
280	0.00	3.83	77.96	15.34	0.00	2.56	0.32	0.00	0.00	0.00
290	0.60	2.09	71.04	15.52	0.00	1.49	3.58	5.37	0.00	0.30
300	0.00	3.19	72.52	9.90	0.00	1.28	6.07	7.03	0.00	0.00
310	0.00	4.46	67.13	11.42	0.00	0.56	6.13	10.31	0.00	0.00
320	0.00	3.61	52.11	11.45	0.00	0.60	11.45	20.78	0.00	0.00
330	0.00	4.26	72.68	21.05	0.00	1.75	0.25	0.00	0.00	0.00
340	0.00	11.04	78.53	7.98	0.00	2.15	0.00	0.00	0.00	0.31
350	0.00	2.25	77.75	17.75	0.00	2.25	0.00	0.00	0.00	0.00
360	0.32	9.58	71.25	16.61	0.00	2.24	0.00	0.00	0.00	0.00
370	0.00	4.14	77.62	7.18	0.00	1.38	0.28	0.00	0.00	0.00
380	0.65	7.77	76.38	11.65	0.00	2.91	0.65	0.00	0.00	0.00
390	0.27	12.50	82.18	2.13	0.00	2.93	0.00	0.00	0.00	0.00
400	0.00	8.70	73.91	9.63	0.00	7.76	0.00	0.00	0.00	0.00
410	0.61	3.36	83.79	8.87	0.00	3.36	0.00	0.00	0.00	0.00
420	1.38	7.16	85.40	4.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10
430	0.66	7.31	81.06	6.64	0.00	1.99	0.66	0.00	0.00	1.66
440	1.18	2.65	45.59	5.59	43.82	0.00	1.18	0.00	0.00	0.00
450	0.00	3.88	28.96	6.57	59.70	0.00	0.90	0.00	0.00	0.00
460	2.02	6.07	66.47	14.74	8.38	1.73	0.58	0.00	0.00	0.00
470	0.61	2.75	54.74	10.40	30.28	0.92	0.31	0.00	0.00	0.00
480	0.00	6.44	78.09	12.63	0.00	2.84	0.00	0.00	0.00	0.00
490	0.00	7.49	78.83	9.12	0.00	3.91	0.65	0.00	0.00	0.00
500	12.73	4.94	69.61	4.42	0.00	4.68	1.82	1.82	0.00	0.00
510	0.31	12.26	68.55	16.04	0.00	1.26	0.94	0.00	0.00	0.63
520	0.60	6.04	86.71	5.44	0.00	0.91	0.00	0.00	0.00	0.30
530	1.25	5.02	78.37	7.21	0.00	2.51	3.13	2.19	0.00	0.31
540	0.32	6.69	84.71	7.01	0.00	0.64	0.64	0.00	0.00	0.00

Tab. B.4: Fortsetzung

Tiefe	Litho- klasten	Schwer- minerale	Quarz & Fsp	Glimmer	Mikro- Mangankn.	sonst. Minerale	plankt. Foram.	Foram. Bruch	Radiol.	sonst. Biogen.
[cm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
550	0.29	4.57	85.14	6.57	0.00	0.29	1.43	1.71	0.00	0.00
560	0.00	3.57	83.44	10.06	0.00	1.30	1.62	0.00	0.00	0.00
570	0.00	6.82	70.17	1.70	0.00	7.10	0.85	1.14	0.00	12.22
580	0.90	8.08	74.85	14.37	0.00	1.20	0.60	0.00	0.00	0.00
590	0.00	7.08	81.12	10.32	0.00	0.88	0.59	0.00	0.00	0.00
600	0.90	4.49	79.94	12.57	0.00	0.00	0.60	1.50	0.00	0.00
610	0.28	6.80	88.39	3.40	0.00	1.13	0.00	0.00	0.00	0.00
620	0.00	4.12	73.35	20.60	0.00	1.65	0.27	0.00	0.00	0.00
630	0.30	6.99	76.90	14.59	0.00	0.91	0.30	0.00	0.00	0.00
640	0.63	5.08	81.59	11.43	0.00	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00
650	0.00	6.02	82.53	9.04	0.00	1.51	0.90	0.00	0.00	0.00
660	0.33	7.21	88.20	2.62	0.00	1.31	0.33	0.00	0.00	0.00
670	0.00	8.18	80.61	9.70	0.00	1.52	0.00	0.00	0.00	0.00
680	0.33	2.31	76.57	14.85	0.00	0.00	1.65	4.29	0.00	0.00
690	1.30	1.95	61.69	14.94	0.00	0.00	1.95	9.74	0.00	0.00
700	0.00	1.91	60.51	9.55	0.00	0.00	11.15	16.88	0.00	0.00
710	0.00	4.65	80.73	8.64	0.00	0.00	2.33	3.65	0.00	0.00
720	0.00	3.05	61.59	10.06	8.84	1.83	9.15	5.49	0.00	0.00
730	0.95	2.21	55.52	14.83	0.00	0.00	12.93	13.56	0.00	0.00
740	0.00	5.10	73.25	9.87	0.00	0.00	3.18	8.60	0.00	0.00
750	0.60	2.39	80.00	14.63	0.00	2.39	0.00	0.00	0.00	0.00
760	0.26	4.15	83.16	10.88	0.00	1.55	0.00	0.00	0.00	0.00
770	0.00	4.79	77.75	13.52	0.00	3.94	0.00	0.00	0.00	0.00
780	0.00	4.53	76.38	16.83	0.00	2.27	0.00	0.00	0.00	0.00
790	0.31	7.12	78.02	11.76	0.00	2.79	0.00	0.00	0.00	0.00
800	1.18	6.18	68.53	20.59	0.00	3.24	0.29	0.00	0.00	0.00
810	1.66	4.32	75.42	17.61	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00
820	0.60	5.44	70.69	17.22	0.00	1.51	0.30	0.00	0.00	0.00
830	0.88	6.19	77.58	13.86	0.00	0.88	0.59	0.00	0.00	0.00
840	0.23	5.26	84.21	8.92	0.00	1.37	0.00	0.00	0.00	0.00
850	0.51	6.12	81.63	9.44	0.00	2.04	0.26	0.00	0.00	0.00
860	0.00	2.86	75.26	15.36	0.00	6.51	0.00	0.00	0.00	0.00
870	0.00	4.52	80.51	11.02	0.00	3.67	0.28	0.00	0.00	0.00
880	0.00	2.89	76.30	17.63	0.00	3.18	0.00	0.00	0.00	0.00
890	1.60	4.79	77.00	12.46	0.00	3.51	0.64	0.00	0.00	0.00
900	2.25	4.49	79.21	12.36	0.56	1.12	0.00	0.00	0.00	0.00
910	0.66	6.31	79.73	9.63	1.00	2.33	0.33	0.00	0.00	0.00
920	0.63	4.13	72.06	7.94	12.70	2.22	0.32	0.00	0.00	0.00
930	0.63	8.25	79.37	7.94	1.59	1.90	0.32	0.00	0.00	0.00
940	0.65	5.56	81.70	9.15	0.00	2.94	0.00	0.00	0.00	0.00
950	0.60	6.25	79.46	12.80	0.00	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00
960	0.59	3.55	84.91	8.58	0.00	2.37	0.00	0.00	0.00	0.00
970	0.00	6.84	79.15	10.42	0.00	3.58	0.00	0.00	0.00	0.00
980	0.00	5.93	75.99	14.12	0.00	3.95	0.00	0.00	0.00	0.00
990	0.61	4.91	84.36	7.06	0.00	3.07	0.00	0.00	0.00	0.00
1000	0.58	2.92	72.22	14.91	0.00	9.36	0.00	0.00	0.00	0.00
1010	0.32	6.62	67.19	13.88	0.00	11.99	0.00	0.00	0.00	0.00
1020	0.00	2.87	40.76	7.64	0.00	48.73	0.00	0.00	0.00	0.00
1030	0.57	3.71	81.43	12.29	0.00	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1040	1.58	4.42	70.98	6.94	0.00	15.46	0.00	0.00	0.00	0.63
1050	0.00	9.45	66.40	14.70	0.00	3.41	0.26	0.00	0.00	0.00
1060	0.00	5.26	76.78	14.55	0.00	3.10	0.31	0.00	0.00	0.00

Tab. B.4: Fortsetzung

Voreillot

Tiefe	Litho- klasten	Schwer- minerale	Quarz & Feldspat	Glimmer	Mikro- Mangankn.	sonst. Minerale	plankt. Foram.	Foram. Bruch	Radiol.	sonst. Biogen.
[cm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
0	0.60	1.80	71.56	8.38	0.00	0.00	10.48	6.29	0.00	0.90
5	0.59	3.52	87.10	5.28	0.00	0.29	0.88	1.47	0.00	0.88
10	5.50	4.85	61.17	5.83	17.15	0.00	2.91	0.97	0.00	1.62
15	4.34	5.49	41.62	18.21	24.28	0.58	2.31	1.73	0.87	0.58
20	0.84	2.51	39.83	6.13	42.34	0.00	2.51	4.18	0.28	1.39
25	4.62	0.58	9.54	1.45	83.24	0.00	0.00	0.00	0.29	0.29
30	0.00	14.82	50.94	31.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.23
35	2.21	7.26	65.62	24.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63
40	1.85	11.11	50.93	29.17	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00
45	0.33	10.93	64.57	22.52	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	1.32
50	0.31	20.38	37.62	28.21	0.31	2.51	0.31	0.00	0.00	10.34
55	1.78	9.17	72.49	13.02	0.00	0.59	0.59	1.18	0.00	1.18
60	1.29	7.77	72.82	13.59	0.00	3.56	0.00	0.00	0.00	0.97
65	0.31	9.60	44.89	39.63	0.00	1.86	0.00	0.00	0.00	3.72
70	1.45	10.76	54.94	25.58	2.62	1.16	0.00	0.29	0.00	3.20

Tab. B.5: Prozentuale Anteile der Minerale in der Tonfraktion (< 2 µm) sowie dem 5 Å/10 Å- und Kaolinit/Chlorit-Verhältnis des Kerns PS2813-1.

Kerntiefe	Illit	Smektit	Kaolinit	Chlorit	Illit 5/10 - Verhältnis	Kao/Chi-Verhältnis
[cm]	[%]	[%]	[%]	[%]		[%]
0	56.94	12.97	11.10	18.99	0.51	0.58
10	57.88	11.95	11.35	18.82	0.53	0.60
20	55.93	15.68	9.92	18.47	0.48	0.54
30	54.38	17.69	9.74	18.19	0.55	0.54
40	54.10	14.57	10.53	20.79	0.53	0.51
50	53.20	12.15	11.61	23.05	0.50	0.50
60	55.58	10.44	10.88	23.10	0.52	0.47
70	54.30	13.98	10.88	20.84	0.52	0.52
80	55.42	9.77	12.57	22.24	0.52	0.56
90	55.27	12.04	11.57	21.12	0.50	0.55
100	53.81	9.90	12.44	23.84	0.58	0.52
110	54.04	8.34	14.26	23.36	0.49	0.61
120	53.80	9.67	13.35	23.18	0.58	0.58
130	53.61	8.55	13.17	24.67	0.53	0.53
140	59.58	10.66	10.46	19.30	0.42	0.54
150	60.82	11.61	10.20	17.37	0.40	0.59
160	57.60	17.18	9.79	15.44	0.49	0.63
170	52.64	21.97	10.22	15.17	0.49	0.67
180	52.44	16.12	13.51	17.93	0.45	0.75
190	48.04	27.42	10.34	14.20	0.52	0.73
200	49.26	24.27	11.45	15.02	0.56	0.76
210	50.82	20.82	11.94	16.42	0.52	0.73
220	50.27	22.77	10.73	16.24	0.58	0.66
230	50.57	24.09	10.48	14.86	0.60	0.71
240	54.75	16.11	12.16	16.99	0.60	0.72
250	52.33	21.46	10.90	15.30	0.56	0.71
260	52.75	19.63	11.58	16.05	0.59	0.72
270	56.39	12.69	11.79	19.13	0.52	0.62

Tab. B.5: Fortsetzung

Kerntiefe [cm]	Illit [%]	Smektit [%]	Kaolinit [%]	Chlorit [%]	Illit 5/10 - Verhältnis	Kao/Chi-Verhältnis [%]
280	56.44	13.50	11.65	18.41	0.53	0.63
290	55.05	17.15	10.88	16.92	0.55	0.64
300	56.37	15.60	10.64	17.39	0.49	0.61
310	54.58	18.99	9.77	16.66	0.53	0.59
320	55.32	18.06	10.12	16.51	0.50	0.61
330	55.24	19.98	9.44	15.35	0.51	0.62
340	56.50	16.81	10.00	16.68	0.51	0.60
350	59.23	13.30	10.41	17.06	0.54	0.61
360	59.08	16.29	8.72	15.91	0.43	0.55
370	59.57	17.94	8.73	13.76	0.44	0.64
380	64.09	9.65	9.85	16.41	0.52	0.60
390	62.25	9.64	10.19	17.92	0.46	0.57
400	61.46	10.60	9.88	18.07	0.53	0.55
410	60.37	13.52	9.15	16.96	0.52	0.54
420	58.64	16.00	9.15	16.21	0.48	0.56
430	61.85	11.93	9.55	16.67	0.47	0.57
440	59.80	16.22	7.80	16.19	0.50	0.48
450	51.54	23.10	8.85	16.51	0.59	0.54
460	60.16	11.81	9.43	18.61	0.48	0.51
470	57.78	14.76	9.33	18.13	0.52	0.51
480	55.02	14.21	10.79	19.97	0.54	0.54
490	57.16	15.79	9.46	17.59	0.48	0.54
500	56.01	14.69	9.71	19.59	0.48	0.50
510	57.32	9.88	11.40	21.40	0.47	0.53
520	48.64	22.37	9.10	19.89	0.47	0.46
530	55.64	13.78	10.78	19.80	0.48	0.54
540	49.58	22.55	9.84	18.03	0.49	0.55
550	56.44	11.74	10.75	21.07	0.49	0.51
560	54.18	12.64	11.41	21.77	0.49	0.52
570	54.20	18.08	9.95	17.77	0.49	0.56
580	54.81	16.88	10.68	17.62	0.51	0.61
590	56.70	10.94	10.88	21.48	0.51	0.51
600	59.41	10.98	8.89	20.71	0.59	0.43
610	56.09	17.54	9.62	16.76	0.48	0.57
620	57.06	17.76	8.71	16.46	0.53	0.53
630	59.20	13.53	8.36	18.92	0.49	0.44
640	57.90	13.04	9.40	19.66	0.49	0.48
650	58.46	13.52	9.42	18.59	0.47	0.51
660	51.71	23.12	9.37	15.80	0.54	0.59
670	56.03	17.61	9.58	16.78	0.49	0.57
680	55.00	19.65	8.81	16.55	0.48	0.53
690	57.23	13.81	10.15	18.81	0.51	0.54
700	59.19	15.32	9.14	16.36	0.46	0.56
710	56.91	16.56	9.56	16.97	0.48	0.56
720	60.94	10.41	10.21	18.44	0.48	0.55
730	58.49	10.42	9.81	21.28	0.49	0.46
740	62.03	13.06	9.07	15.84	0.44	0.57
750	59.52	11.90	11.01	17.57	0.48	0.63
760	59.07	17.00	8.62	15.32	0.44	0.56
770	54.27	20.18	10.06	15.49	0.54	0.65
780	56.73	20.59	9.18	13.51	0.45	0.68
790	60.64	15.02	8.97	15.37	0.48	0.58
800	60.77	14.72	9.16	15.36	0.46	0.60
810	59.59	14.54	8.50	17.37	0.48	0.49
820	62.31	8.10	10.16	19.42	0.48	0.52
830	61.13	8.88	10.10	19.89	0.53	0.51

Tab. B.5: Fortsetzung

Kerntiefe [cm]	Illit [%]	Smektit [%]	Kaolinit [%]	Chlorit [%]	Illit 5/10 - Verhältnis	Kao/Chl-Verhältnis [%]
840	58.34	17.35	9.24	15.07	0.53	0.61
850	58.45	14.90	10.20	16.45	0.57	0.62
860	60.20	16.04	7.97	15.80	0.43	0.50
870	60.93	16.31	7.97	14.79	0.46	0.54
880	61.46	15.14	8.82	14.57	0.50	0.61
890	61.17	16.83	7.94	14.06	0.46	0.56
900	61.94	16.72	8.25	13.09	0.40	0.63
910	60.50	19.86	5.90	13.74	0.49	0.43
920	62.72	10.25	8.86	18.17	0.60	0.49
930	60.91	17.34	8.26	13.49	0.49	0.61
940	57.89	18.69	9.27	14.15	0.53	0.65
950	60.15	16.86	8.62	14.37	0.52	0.60
960	58.10	19.21	9.08	13.61	0.55	0.67
970	61.86	15.13	9.34	13.67	0.54	0.68
980	60.37	16.91	8.77	13.95	0.53	0.63
990	63.14	15.03	9.07	12.76	0.53	0.71
1000	68.39	6.89	9.28	15.44	0.58	0.60
1010	71.63	1.33	9.51	17.53	0.52	0.54
1020	66.74	7.05	9.55	16.66	0.62	0.57
1030	60.73	12.77	10.22	16.27	0.51	0.63
1040	57.17	7.90	12.57	22.36	0.52	0.56
1050	52.13	15.14	10.74	21.99	0.50	0.49
1060	54.94	17.99	8.26	18.81	0.50	0.44

Voreillot

Kerntiefe [cm]	Illit [%]	Smektit [%]	Kaolinit [%]	Chlorit [%]	Illit 5/10 - Verhältnis	Kao/Chl-Verhältnis [%]
0	57.85	12.41	11.56	18.17	0.51	0.64
5	57.83	9.35	12.89	19.93	0.59	0.65
10	55.58	14.49	10.10	19.83	0.54	0.51
15	51.43	22.62	8.86	17.09	0.54	0.52
20	51.78	21.71	9.97	16.55	0.53	0.60
25	54.85	11.84	11.78	21.53	0.50	0.55
30	53.88	11.51	11.79	22.82	0.51	0.52
35	56.99	12.17	10.82	20.01	0.47	0.54
40	56.43	15.78	9.79	18.00	0.48	0.54
45	53.99	11.48	12.53	22.00	0.51	0.57
50	52.26	15.34	11.30	21.10	0.49	0.54
55	53.28	18.56	9.46	18.70	0.46	0.51
60	51.75	15.06	12.46	20.73	0.52	0.60
65	51.62	18.83	11.02	18.53	0.55	0.59
70	53.26	11.79	12.79	22.16	0.52	0.58

Tab. B.6: Ergebnisse magnetischer Remanenzparameter und der relativen Paläointensitäten.

Kerntiefe [cm]	NRM [0 mT]	NRM [20 mT]	ARM [0 mT]	ARM [20 mT]	NRM/ARM	MDFarm [mT]
5	14.80	10.15	138.18	97.73	0.10	29.60
12	7.53	5.10	80.22	56.96	0.09	29.20
17	13.74	11.74	45.49	32.76	0.36	29.80

Tab. B.6: Fortsetzung

Kerntiefe [cm]	NRM [0 mT]	NRM [20 mT]	ARM [0 mT]	ARM [20 mT]	NRM/ARM	MDFarm [mT]
22	12.33	10.37	48.53	31.59	0.33	27.20
27	19.23	16.39	46.24	32.74	0.50	29.20
32	21.97	19.08	52.05	29.65	0.64	23.60
37	14.06	10.74	40.01	27.43	0.39	29.00
42	17.86	14.67	41.89	27.90	0.53	28.00
48	34.78	29.96	43.17	33.07	0.91	34.70
53	20.57	14.39	61.59	43.30	0.33	28.00
57	18.61	13.51	66.53	47.37	0.29	28.40
62	27.60	18.71	102.91	74.38	0.25	28.70
73	21.92	18.81	45.13	31.66	0.59	30.80
78	22.19	19.40	43.91	33.51	0.58	34.00
83	18.21	15.88	63.44	44.27	0.36	28.20
88	13.62	9.18	60.28	41.83	0.22	27.80
93	15.30	10.14	73.84	50.84	0.20	27.70
98	5.69	3.60	71.70	50.06	0.07	27.80
103	16.05	11.15	84.34	60.70	0.18	28.30
108	23.27	14.79	115.08	83.84	0.18	28.70
113	22.06	17.39	68.35	49.46	0.35	29.40
118	17.45	14.85	51.13	33.88	0.44	28.60
123	20.17	17.18	52.71	35.08	0.49	28.90
128	21.45	16.59	85.92	63.15	0.26	29.50
133	19.32	13.42	73.96	53.65	0.25	28.60
138	32.55	20.61	157.69	114.67	0.18	28.40
143	48.43	29.87	230.41	165.90	0.18	28.30
148	41.61	29.03	213.13	152.37	0.19	28.70
153	37.57	28.01	173.33	127.31	0.22	30.90
158	24.48	17.22	166.61	118.77	0.14	29.10
163	13.54	9.45	136.20	95.42	0.10	28.40
168	11.41	8.43	112.52	80.27	0.10	28.90
173	9.16	6.45	92.83	67.11	0.10	29.30
178	6.47	4.36	74.87	54.74	0.08	29.80
183	8.72	6.48	77.07	56.14	0.12	29.60
188	7.01	4.89	69.74	50.79	0.10	29.60
193	8.77	6.35	70.41	51.19	0.12	29.60
198	8.01	5.50	66.18	48.01	0.11	29.40
203	7.56	4.97	73.04	52.12	0.10	28.70
208	7.98	5.22	71.35	51.26	0.10	29.00
213	10.81	7.60	81.76	59.47	0.13	29.50
218	10.48	7.63	76.11	55.42	0.14	29.50
223	12.72	9.47	74.48	54.14	0.17	29.40
228	10.99	8.08	75.16	54.23	0.15	29.20
233	13.98	10.85	72.86	52.18	0.21	29.00
238	13.05	9.94	74.11	53.54	0.19	29.40
243	12.85	9.73	70.30	50.76	0.19	29.50
248	14.06	10.56	79.21	57.36	0.18	29.50
253	16.53	12.70	83.41	60.45	0.21	29.40
258	16.74	12.81	89.41	64.61	0.20	29.30
263	11.24	8.41	96.12	69.01	0.12	29.00
268	17.81	13.65	94.76	67.67	0.20	28.90
273	17.46	13.29	95.80	68.05	0.20	28.70
278	19.48	14.84	99.26	70.58	0.21	28.70
283	17.55	13.19	111.55	79.06	0.17	28.60
288	19.91	14.84	114.50	80.66	0.18	28.50
293	16.09	12.00	98.47	69.97	0.17	28.70
298	7.25	5.05	102.22	72.18	0.07	28.40
303	13.06	9.14	128.53	91.45	0.10	28.70

Tab. B.6: Fortsetzung

Kerntiefe [cm]	NRM [0 mT]	NRM [20 mT]	ARM [0 mT]	ARM [20 mT]	NRM/ARM	MDFarm [mT]
308	16.79	12.34	106.39	76.16	0.16	29.30
313	12.61	9.34	91.63	64.75	0.14	28.50
318	10.35	7.20	92.22	63.92	0.11	28.10
323	10.45	7.14	98.52	68.63	0.10	28.30
328	10.94	7.37	103.56	73.51	0.10	28.50
333	8.72	6.16	91.73	65.68	0.09	28.70
338	6.84	4.42	90.99	64.49	0.07	28.40
343	6.97	4.53	98.96	70.66	0.06	28.70
348	8.90	5.88	105.81	75.32	0.08	28.60
353	9.35	6.08	117.24	82.65	0.07	28.20
358	8.88	5.89	129.65	91.36	0.06	28.20
363	8.09	6.04	137.48	96.79	0.06	28.10
368	13.96	8.58	187.88	131.21	0.07	27.70
373	1.00	4.83	194.52	135.25	0.04	27.60
378	6.31	3.78	144.87	99.46	0.04	27.40
383	16.35	10.19	176.17	121.65	0.08	27.60
388	12.04	7.98	131.62	92.54	0.09	28.10
398	17.32	12.98	151.25	87.18	0.15	23.60
403	15.14	10.42	136.74	95.88	0.11	28.00
408	19.82	16.46	84.47	56.16	0.29	27.20
413	14.80	11.44	98.20	64.10	0.18	26.80
418	21.75	17.39	98.76	67.24	0.26	28.20
423	16.20	10.27	150.63	107.20	0.10	28.70
428	15.76	11.40	105.44	68.56	0.17	27.20
433	9.86	6.25	97.27	69.27	0.09	29.00
438	14.28	11.70	58.99	43.23	0.27	29.70
443	17.77	14.81	62.97	45.82	0.32	29.20
448	12.81	10.56	55.34	39.40	0.27	28.50
453	11.60	9.24	57.81	40.14	0.23	27.50
458	1.53	0.78	13.49	9.44	0.08	30.80
463	17.86	14.79	113.95	67.99	0.22	25.10
468	28.85	25.49	94.32	66.95	0.38	28.90
473	12.38	8.07	142.41	77.34	0.10	22.20
478	62.65	30.58	269.19	17.01	1.80	3.10
483	27.36	23.48	79.03	52.04	0.45	27.10
488	30.11	24.99	98.29	42.39	0.59	16.20
493	25.82	21.02	83.61	44.39	0.47	21.70
498	31.51	27.61	66.25	47.19	0.59	29.60
503	25.75	22.01	45.13	35.37	0.62	35.40
508	15.76	11.20	44.48	31.90	0.35	29.20
513	1.73	1.41	10.43	7.90	0.18	36.60
518	4.08	2.22	13.31	9.37	0.24	30.30
523	31.00	23.69	58.08	43.06	0.55	29.10
528	27.66	20.10	68.14	50.52	0.40	29.10
533	33.02	24.46	59.79	44.54	0.55	29.30
538	34.46	26.04	57.56	43.43	0.60	29.70
543	43.90	30.84	99.14	73.67	0.42	29.30
548	47.30	35.31	106.16	77.63	0.45	28.80
553	8.88	5.56	28.74	20.75	0.27	29.20
558	32.24	22.07	118.12	85.97	0.26	28.70
563	29.48	19.28	136.07	100.38	0.19	29.20
568	41.32	28.49	151.66	109.30	0.26	28.50
573	38.53	25.66	147.80	106.73	0.24	28.50
578	41.47	27.99	147.90	108.64	0.26	28.70
583	24.33	16.47	86.01	62.31	0.26	28.70
588	18.44	12.96	64.95	47.04	0.28	28.50

Tab. B.6: Fortsetzung

Kerntiefe [cm]	NRM [0 mT]	NRM [20 mT]	ARM [0 mT]	ARM [20 mT]	NRM/ARM	MDFarm [mT]
593	33.14	21.51	162.08	117.64	0.18	28.60
598	14.56	12.15	39.97	29.83	0.41	30.70
603	18.60	15.18	61.02	47.03	0.32	32.70
608	28.26	23.30	104.12	79.93	0.29	32.70
613	15.78	13.43	41.22	32.35	0.42	33.50
618	20.82	17.21	60.93	46.26	0.37	31.50
623	38.37	30.52	124.74	92.96	0.33	30.10
628	38.42	30.99	122.04	91.16	0.34	30.30
633	13.08	10.59	43.37	32.75	0.32	31.40
638	30.04	24.28	102.02	80.11	0.30	33.70
643	20.86	13.02	82.34	58.50	0.22	28.40
648	15.17	9.87	64.73	46.00	0.21	28.50
653	21.22	14.85	125.40	93.59	0.16	29.90
658	19.10	13.72	101.52	77.21	0.18	31.40
663	20.67	14.11	94.69	71.89	0.20	31.20
668	18.07	13.01	103.29	76.38	0.17	29.60
673	19.67	11.34	143.63	106.45	0.11	29.30
678	20.86	14.28	132.13	98.07	0.15	29.60
683	24.61	17.66	130.23	96.86	0.18	29.60
688	26.66	19.16	156.97	116.19	0.16	29.40
693	31.01	21.59	167.71	123.42	0.17	29.00
698	28.09	18.72	179.72	133.44	0.14	29.40
703	31.55	19.43	182.94	135.75	0.14	29.20
708	32.43	25.52	128.75	96.69	0.26	30.80
713	34.02	28.73	104.27	80.05	0.36	32.60
718	33.64	26.71	138.58	104.31	0.26	31.70
723	39.39	32.65	120.84	92.16	0.35	32.10
728	36.01	30.07	115.08	87.41	0.34	32.30
733	28.84	23.19	104.87	80.89	0.29	32.50
738	27.34	21.32	128.54	101.32	0.21	33.90
743	16.77	11.51	124.53	97.81	0.12	33.60
748	13.35	8.87	116.40	88.93	0.10	31.80
753	18.71	12.52	155.93	113.57	0.11	29.30
758	16.07	10.43	149.60	107.35	0.10	28.60
763	21.77	12.33	177.79	126.10	0.10	28.20
768	17.13	11.51	143.05	101.00	0.11	28.10
773	18.32	12.79	130.58	92.00	0.14	28.10
778	20.95	13.52	165.68	116.45	0.12	27.90
783	21.00	13.33	218.67	153.95	0.09	27.90
788	14.67	7.22	199.48	138.58	0.05	27.40
793	10.31	4.89	146.12	101.93	0.05	27.60
798	11.55	6.64	147.05	102.25	0.06	27.50
803	20.43	13.89	156.54	109.20	0.13	27.60
808	22.52	16.09	166.96	117.10	0.14	27.90
813	24.18	16.59	175.42	123.08	0.13	27.90
818	15.60	9.44	170.10	119.10	0.08	27.70
823	12.46	6.49	155.69	109.40	0.06	27.80
828	14.81	8.39	168.99	119.44	0.07	28.20
833	15.71	9.01	179.17	125.01	0.07	27.60
838	17.96	10.62	178.98	124.51	0.09	27.40
843	21.46	13.56	206.21	144.40	0.09	27.80
848	16.30	9.74	174.47	123.38	0.08	28.10
853	10.53	6.01	127.85	90.50	0.07	28.30
858	9.94	5.64	124.44	88.38	0.06	28.20
863	7.74	4.36	130.50	92.29	0.05	28.00
868	10.58	6.44	113.58	80.33	0.08	28.10

Tab. B.6: Fortsetzung

Kerntiefe [cm]	NRM [0 mT]	NRM [20 mT]	ARM [0 mT]	ARM [20 mT]	NRM/ARM	MDFarm [mT]
873	10.61	6.38	108.93	76.91	0.08	28.00
878	14.29	9.47	117.00	82.28	0.12	27.90
883	9.26	5.20	108.61	75.85	0.07	27.80
888	11.16	6.26	121.53	84.27	0.07	27.70
893	16.35	9.05	174.42	118.81	0.08	26.90
898	12.39	4.35	275.69	188.93	0.02	27.00
903	9.61	3.79	152.72	105.38	0.04	27.40
908	12.02	8.48	79.76	55.24	0.15	27.60
913	15.39	8.41	167.11	114.94	0.07	27.40
918	5.51	2.78	71.06	48.80	0.06	27.20
923	7.98	2.67	143.72	98.76	0.03	27.30
928	15.78	8.03	190.18	130.46	0.06	27.20
933	13.94	7.76	180.75	125.16	0.06	27.40
938	14.07	8.90	120.65	83.68	0.11	27.30
943	18.98	14.74	88.83	62.65	0.24	28.10
948	16.33	10.09	149.24	103.54	0.10	27.30
953	11.78	6.64	152.10	104.56	0.06	27.10
958	9.23	4.44	164.23	113.75	0.04	27.40
963	12.21	7.17	133.62	93.40	0.08	27.70
968	6.82	3.14	117.63	82.31	0.04	27.90
973	5.72	1.95	119.17	82.39	0.02	27.50
978	4.23	1.73	106.93	73.23	0.02	27.30
983	4.56	1.88	59.97	40.59	0.05	27.60
988	9.01	4.48	125.93	87.63	0.05	27.50
993	10.87	6.55	101.53	69.43	0.09	27.00
998	22.21	18.74	74.13	50.47	0.37	27.00
1003	22.86	19.66	69.53	47.21	0.42	26.90
1008	17.40	14.87	56.00	37.78	0.39	26.80
1013	22.94	19.78	61.82	41.50	0.48	26.50
1018	27.71	24.49	61.56	40.74	0.60	26.30
1023	10.79	9.15	33.34	23.04	0.40	28.40
1028	7.42	4.90	63.15	43.89	0.11	36.70
1033	32.57	28.56	71.67	53.08	0.54	29.80
1038	37.67	28.34	61.42	43.39	0.65	28.10
1043	16.41	11.08	95.32	68.91	0.16	28.60
1048	14.37	9.07	80.03	51.06	0.18	13.10
1053	24.54	15.95	94.02	59.44	0.27	11.90
1058	18.95	10.82	114.56	83.39	0.13	28.70
1063	12.28	7.66	57.38	42.10	0.18	27.30

Erklärung

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Diplomarbeit selbstständig und ausschließlich unter Verwendung der angegebenen Literatur angefertigt zu haben.

Bremerhaven, März 2001

Christine Holz