

Und so kehrten wir den Rätseln der Antarktis den Rücken, ohne ihre uralten Geheimnisse zu erforschen, als hätten wir vor antiken Buchbänden gestanden, die von der Vergangenheit und dem Anfang aller Dinge berichteten und sie nicht einmal aufgeschlagen. Jetzt kehren wir zurück in eine Welt, die abgenutzt ist von den Füßen zu vieler Menschen, um uns in Unzufriedenheit zu verzehren bei dem Gedanken daran, was wir hätten tun können, aber nicht getan haben.

W.G. Burn Murdoch (1904): From Edinburgh to the Antarctic.

1. Einleitung und Zielsetzung

Die Polargebiete der Erde, insbesondere die Antarktis, spielen eine wesentliche Rolle bei der Gestaltung des globalen Klimageschehens. Schwankungen im Volumen des Eisschildes der Antarktis tragen wesentlich zu den glazieostatistischen Meeresspiegelschwankungen bei, während Änderungen in der Ausdehnung des Eisschildes sowie des umgebenden Meereisgürtels unter anderem aufgrund der hohen Albedo des Eises die globale atmosphärische und ozeanographische Zirkulation beeinflussen.

Durch zyklische Variationen der Erdbahnparameter - die sogenannten Milankovitch-Zyklen - ergeben sich die periodischen Wechsel zwischen Glazial- und Interglazial-Zeiten während des Quartärs (SEIBOLD & BERGER 1996). In den marinen Sedimenten können die veränderten Umweltsignale in Form von Änderungen der Sedimentzusammensetzung - beispielsweise als lithologische Wechsel - abgebildet sein. Um ein möglichst genaues Bild von den regionalen Umweltveränderungen in der Antarktis zu bekommen, sind Untersuchungen an Sedimenten des Antarktischen Kontinentalrands besonders gut geeignet, da ihre Genese im geringeren Maße von den globalen Klimasignalen überprägt ist.

Das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) betreibt seit 1983 marin-geologische Forschung mit der Entnahme und Untersuchung von Sedimentkernen aus dem Südpolarmeer. Ein Ziel ist die Rekonstruktion der Klimageschichte mittels der Analyse von Sedimentationsprozessen am Kontinentalrand der Antarktis. Zu diesem Zweck wurden bereits mehrere Diplomarbeiten und Dissertationen in einem Gebiet von den „Marie-Byrd-Seamounts“ (120°W) bis zum Gunnerusrücken (35°E) durchgeführt (GROBE 1986, CORDES 1990, GRÜNING 1991, MELLES 1991, BREHME 1992, HILLENBRAND 1994, BONN 1995, BRAUN 1997, HILLENBRAND 2000). Zu Beginn konzentrierten sich die Forschungen größtenteils auf das Weddellmeer. So konnten GROBE & MACKENSEN (1992) die Umweltveränderungen im östlichen Weddellmeer im Verlauf der letzten zwei Klimazyklen anhand der Bearbeitung von 11 Sedimentkernen rekonstruieren. Erst mit der Expedition ANT-VI/2 (1987) weitete sich die Erforschung auch auf den ostpazifischen Sektor des Südpolarmeeres aus. Im zentralen Bellingshausenmeer wurden bisher hauptsächlich

Sedimentabfolgen vom Kontinentalfuß untersucht (HILLENBRAND 1994, BRAUN 1997, HILLENBRAND 2000). Die Arbeiten zeigten, daß auch im Bellingshausenmeer während glazialer und interglazialer Perioden verschiedene Ablagerungsprozesse wirkten, die sich in einer unterschiedlichen Sedimentfazies widerspiegeln.

Glaziologische Modelle und geologische Befunde deuten darauf hin, daß das Eisvolumen des Westantarktischen Eisschildes (WAIS) stark schwankt, und sich dieser Eisschild bereits bei geringfügiger Erwärmung auflösen könnte (MACAYEAL 1992, BINDSCHADLER et al. 1998, OPPENHEIMER 1998, SCHERER et al. 1998). Insofern ist die Rekonstruktion der Ausdehnung des WAIS während der spätquartären Kaltzeiten und die Dynamik des Eistrückzugs während der nachfolgenden Warmzeiten von besonderem Interesse. Da das Bellingshausenmeer nur durch die Eisdrainage des WAIS beeinflusst wird, müßten sich die Veränderungen des WAIS während der Klimazyklen dort besonders gut in den Sedimenten abgebildet haben.

Das in dieser Arbeit untersuchte Probenmaterial wurde 1994 während der Expedition ANT-XI/3 durch wissenschaftliches Personal des AWI an Bord der FS POLARSTERN vom Kontinentalschelf, -hang und -fuß (Abb. 1 und 2) des zentralen Bellingshausenmeeres entnommen (MILLER & GROBE 1996). Im zentralen Bellingshausenmeer, nördlich der der Bryan-Küste, wurde bisher noch keine Rekonstruktion der Ausdehnung kontinentaler Eismassen während des letzten glazialen Maximums (LGM) versucht. Dieser Bereich ist aber aufgrund des Vorhandenseins glazialer Rinnen auf dem Schelf besonders interessant (NITSCHKE 1998), so daß ein Ziel dieser Arbeit in der Rekonstruktion der Eisausdehnung anhand der Zusammensetzung der Kontinentalrandsedimente besteht. Weiterhin soll in der vorliegenden Arbeit die räumliche und zeitliche Verteilung von geeigneten sedimentologischen, sedimentphysikalischen, geochemischen, granulometrischen und mineralogischen Parameter verglichen werden, um die Sedimentationsprozesse sowie einige der diese Prozesse steuernden Umweltveränderungen im Zeitraum vom LGM bis zum Holozän zu rekonstruieren. Anhand der Analyse der Tonmineralvergesellschaftungen sollen zusätzlich Änderungen in den Herkunftsgebieten für terrigenen Detritus identifiziert werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit sollen das Verständnis der Klimageschichte der Antarktis um ein Bruchstück erweitern.

2. Beschreibung des Arbeitsgebietes

2.1 Geographie und Bathymetrie

Das Arbeitsgebiet befindet sich im zentralen Bellingshausenmeer welches ein Randmeer im südöstlichen pazifischen Sektor des Südpolarmeeres ist. Im Osten wird es durch die Antarktische Halbinsel (Grahamland und Palmerland) und im Süden durch das Ellsworthland begrenzt. Im Westen grenzt es in Höhe der Thurstoninsel bei ca. 100°W an das Amundsenmeer. Das südostpazifische Rückensystem begrenzt das Bellingshausenmeer im Norden. Im zentralen Bereich des Bellingshausenmeeres befindet sich die Peter-I.-Insel (Abb.1).

Die Bathymetrie des Bellingshausenmeeres ist bisher nur im östlichen Bereich genauer bekannt; im südwestlichen Bereich stützen sich die Karten hauptsächlich auf den Datensatz von SMITH & SANDWELL (1997), der auf Satellitenaltimetrie und Schiffssondierungen basiert. Dieser Datensatz reicht allerdings wegen der für die Satellitenaltimetrie hinderlichen Meereisbedeckung nur bis 72°S. Der antarktische Kontinentalschelf liegt mit einer mittleren Wassertiefe von 500 bis 600 m tiefer als nicht-glaziale Schelfe mit einer Tiefe von 100 bis 200 m (NITSCHKE 1998). Dies ist bedingt durch die Auflast und Erosion des Eises (ANDERSON 1999). Im Bellingshausenmeer ist die Bathymetrie des Schelfes sehr variabel (Abb. 1). So weist er vor Grahamland und der Thurstoninsel eine Ausdehnung von ungefähr 140 km auf, im Arbeitsgebiet westlich der Alexanderinsel dagegen bis zu 450 km. Die Wassertiefen des Kontinentalschelfs variieren im Arbeitsgebiet zwischen ca. 350 und 1000 m (Abb. 2), wobei sich die größten Tiefen im inneren küstennahen Schelfbereich bei 73°S finden (MILLER & GROBE 1996). Der Meeresboden auf dem Schelf hat eine stark zerfurchte Morphologie. Besonders auf dem inneren Schelf ist er mit Rinnen durchzogen, die wahrscheinlich auf glazial-erosive Prozesse zurückzuführen sind (ANDERSON et al. 2001). In diesem Bereich ist meist keine oder nur eine geringe Sedimentbedeckung vorhanden. Am Übergang zwischen submarin anstehendem Kristallingestein und sedimentärer Bedeckung sind Drumlins vorhanden (ANDERSON et al. 2001), während weiter seewärts glaziale Lineationen („mega-scale glacial lineations“) vorkommen. Auf dem mittleren Schelf des Arbeitsgebietes ist die Wassertiefe am geringsten; von dort bis zur Schelfkante fällt der Meeresboden leicht ab mit einem durchschnittlichen Gefälle von 0,06°. Dies ist ungewöhnlich, da die meisten antarktischen Schelfe landwärts geneigt sind.

An den Schelf schließt sich der Kontinentalhang an. Er erstreckt sich von ca. 700 m bis 3200 m Wassertiefe. Im Gegensatz zum östlichen Bellingshausenmeer, wo der Hang ein Gefälle von bis zu 17° aufweist, fällt der Hang im zentralen Bellingshausenmeer nur 1 bis 4° ab (LARTER & CUNNINGHAM 1993, NITSCHKE et al. 1997). Im Arbeitsgebiet beträgt die Hangneigung 1,63°. Der Hang ist leicht konvex gewölbt. Der Kontinentalhang geht meerwärts in den Kontinentalfuß über, der ein geringeres Gefälle aufweist. Der Kontinentalfuß ist von zahlreichen Rinnen durchzogen (TUCHOLKE 1977, NITSCHKE et al. 1997); er reicht bis ca. 3750 m Wassertiefe.

2.2 Geodynamische Entwicklung und Geologie

Da die Antarktis größtenteils mit Eis bedeckt ist, gestaltet sich die geologische Erkundung schwierig. Nur 2 bis 3 % der Oberfläche der Westantarktis und 20% der Antarktischen Halbinsel sind eisfrei (DREWRY et al. 1982). Bei diesen eisfreien Gebieten handelt es sich meist um Nunataks, einzelne Felsen und Felsgruppen die aus dem Eis ragen. Eine umfangreiche Kenntnis der Geologie des Hinterlands ist allerdings Voraussetzung dafür, daß sich aus der mineralogischen Zusammensetzung der marinen Sedimente Liefergebiete rekonstruieren lassen.

Die Antarktis besteht aus zwei unterschiedlichen geologischen Provinzen: der Ostantarktis, die aus einem stabilen, präkambrischen Kontinentalschild besteht, und der jüngeren, aktiveren Westantarktis, die aus mehreren Mikroplatten aufgebaut ist. Die meisten Autoren (STOREY et al. 1991, LAWVER et al. 1992, ANDERSON 1999) gehen davon aus, daß die Westantarktis aus mindestens vier verschiedenen kontinentalen Blöcken aufgebaut ist. Dazu zählen Marie-Byrd-Land, die Ellsworth-Whitmore Mountains, die Antarktische Halbinsel und die Thurstoninsel. Andere sehen die Haag Nunataks als fünfte Mikroplatte an (JOHNSON & SMITH 1992). Die Grenzen dieser Platten sind bisher nicht eindeutig bestimmt.

Bis ins frühe Mesozoikum war die Antarktis zusammen mit Australien, Südamerika, Afrika und Indien Bestandteil des Gondwana-Kontinents. Die heutige Westantarktis bildete mit ihren Mikroplatten den Südrand Gondwanas (STOREY et al. 1991, LAWVER et al. 1992). Die Ostantarktis befand sich im Zentralbereich des Großkontinents, bis er vor ca. 180 Ma zu zerfallen begann (STOREY et al. 1996, DALZIEL et al. 2000), wobei sich zuerst Südafrika und vor ca. 120 Ma Indien abspalteten (LAWVER et al., 1992). Durch diese Ereignisse kam es zur Spreizung der Kruste, wodurch u.a. das Tiefseebecken des heutigen Weddellmeeres gebildet wurde. Vor ca. 90 Ma trennte sich Australien ab (VEEVERS 1990, LAWVER et al. 1992), wobei STAGG & WILCOX (1992) eine Abspaltung schon vor 125 Ma beschreiben. Die Antarktis war weiterhin durch die Antarktische Halbinsel mit Südamerika verbunden (ANDERSON 1999). Erst mit der Öffnung der Drake-Passage vor 32,8 Ma kam es zu der Bildung einer zirkumpolaren Meeresströmung (LATIMER & FILIPPELLI 2002), welche die thermische Isolation der Antarktis zur Folge hatte. Daraus resultierte die allmähliche Vereisung des Kontinents (EHRMANN 1994).

Während dieses Prozesses befanden sich auch die Mikroplatten der Antarktis in Bewegung (DALZIEL & ELLIOT 1982). Die Subduktion der ozeanischen Phoenix-Platte resultierte in der Metamorphose und Auffaltung des Grundgebirges entlang des Westantarktischen Plattenrands, wodurch die noch heute vorhandenen Gebirgsketten in Küstennähe entstanden (GRUNOW et al. 1991, PANKHURST et al. 1993). Die Subduktionszone reichte von 120°W über die Antarktische Halbinsel bis nach Südamerika (THOMSON & PANKHURST 1983). Im Verlauf der Subduktion wanderte der Pazifik-Phoenix-Rücken in Richtung Subduktionszone. Währenddessen kam es im Gebiet der Thurstoninsel und Marie-Byrd-Lands

zu Intrusionen kalkalkalischer Magmen (HOLE & LEMASURIER 1994). Nach der Subduktion des Pazifik-Phoenix-Rückens kam die Bewegung von West nach Ost zum Stillstand (BARKER et al. 1991). Die Thurstoninsel sowie das westliche Ellsworthland sind überwiegend aus Intrusivgesteinen granitisch-granodioritischer Zusammensetzung aufgebaut (WADE & WILBANKS 1972, STOREY et al. 1991). Die Geologie des östliche Ellsworthlands sowie der Antarktischen Halbinsel ist heterogener. Nach TINGEY (1991) besteht ein Großteil der Antarktischen Halbinsel aus Mesozoischen Metamorphiten und Magmatiten, die Alexanderinsel ist dagegen aus z.T. deformierten mesozoischen Sedimentgesteinen, känozoischen Vulkaniten und Plutoniten aufgebaut. Auch heutzutage befinden sich in der Westantarktis einige aktive Vulkane, eventuell auch unterhalb des Eisschildes (BLANKENSHIP et al. 1993). Jüngerer Vulkanismus (0,1-0,35 Ma) ist im Untersuchungsgebiet durch die vulkanische Peter-I.-Insel dokumentiert (PRESTVIK et al. 1990).

2.3 Ozeanographie

Der antarktische Kontinent grenzt an alle drei Weltozeane, aber aufgrund seiner Homogenität wird der Bereich südlich von 43°S als Südpolarmeer zusammengefaßt. Die Wassermassen des Südpolarmeeres, insbesondere das Antarktische Bodenwasser (**AABW**), welches zum größten Teil im Weddellmeer gebildet wird, haben einen großen Einfluß auf die globale Zirkulation. Ein zonal verlaufendes Strömungssystem, der Antarktische Zirkumpolarstrom (**ACC**), umfaßt alle Wassermassen von der Meeresoberfläche bis zum Meeresboden und umströmt die Antarktis im Uhrzeigersinn (Abb. 3). Der ACC existiert in seiner jetzigen Form seit Öffnung der Drake-Passage (LAWVER et al. 1992, LATIMER & FILIPPELLI 2002). Angetrieben wird er im wesentlichen durch die vorherrschenden Westwinde, wobei auch die Meeresbodentopographie als steuernder Faktor wirkt (SARUKHANYAN 1987).

Der ACC wird durch ozeanische Fronten untergliedert, die durch sprunghafte Änderungen der Wassermasseneigenschaften, insbesondere Salzgehalts- und Temperaturänderungen, charakterisiert sind (WHITWORTH 1988). Im Süden wird der ACC von der Antarktischen Divergenz (**AAD**) (im pazifischen Sektor: zwischen 65° und 70° S) und im Norden von der subtropischen Konvergenz (zwischen 43° und 40° S) begrenzt (PATTERSON & WHITWORTH 1990). Nach ORSI et al. (1995) werden von Nord nach Süd die folgenden Frontensysteme und Zonen unterschieden:

Subantarktische Zone (SAZ)
Subantarktische Front (SAF)
Polarfrontzone (PFZ)
Polarfront (PF)
Antarktische Zone (AZ)

Südliche ACC-Front
Südliche ACC Zone
Südliche ACC-Grenze
Subpolare Zone (SPZ)

Das Arbeitsgebiet befindet sich rezent im Gebiet der Südlichen ACC Zone, der südlichen ACC-Grenze und der SPZ.

Die direkt an die antarktische Küste grenzende SPZ unterliegt dem Einfluß der Ostwinddrift, so daß auch die vorherrschende Meeresströmung westwärts gerichtet ist. READ et al. (1995) geben eine Driftgeschwindigkeit von 6 bis 28 cm/s in westliche Richtung im Oberflächenwasser des zentralen Bellingshausenmeers an. Besonders westlich der als Windbarriere wirkenden Antarktischen Halbinsel, ist das Strömungsmuster sehr komplex und durch zyklonale Wirbel und mäandrierende Strömungen gekennzeichnet. Ein solcher Wirbel befindet sich nördlich der Thurstoninsel (KEYS 1990, KOSHLyakOV et al. 1994). Entlang der südlichen ACC-Grenze kommt es außerdem zu einer kleinräumigen Verwirbelung der Wassermassen (PATTERSON & WHITWORTH 1990). In der nördlich gelegenen südlichen ACC-Zone strömen die Wassermassen in Richtung Osten. Die angrenzende südliche ACC-Front erreicht im Bellingshausenmeer bei 85° W eine Breite von 70 – 80 km und umfaßt die gesamte Wassersäule. Die Strömungsgeschwindigkeiten reichen von 10 bis 50 cm/s (POLLARD et al. 1995, READ et al. 1995). Am Kontinentalfuß erwarten einige Autoren eine westwärts gerichteten Bodenströmung (TUCHOLKE 1977, CAMERLENGHI et al., 1997).

Aufgrund der nur kleinen Schelfeise im Bellingshausenmeer werden dort rezent - anders als im Weddellmeer oder dem Rossmeer - keine Schelf- und Bodenwassermassen gebildet. Bis zur Polarfront überschichtet das kalte und salzarme Antarktische Oberflächenwasser (**AASW**) und das Winterwasser (**WW**) das wärmere und salzreichere Zirkumpolare Tiefenwasser (**CDW**) (READ et al. 1995, JACOBS & COMISO 1997, HELLMER et al. 1998). Die Ursprünge des CDW gehen auf Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) zurück, welches bereits im atlantischen Sektor in das Südpolarmeer eingespeist wird (PATTERSON & WHITWORTH 1990). Im Bellingshausenmeer kann das CDW weit bis nach Süden auf den Schelf vordringen. Durch Temperaturen $>1^{\circ}\text{C}$ bringt es das Schelfeis an der Unterseite zum Schmelzen. Auch die von Jahr zu Jahr schwankende Meereisbedeckung läßt sich durch episodisch weit nach Süden vorstoßendes CDW erklären (JACOBS & COMISO 1993, JENKINS et al. 1997, HELLMER et al. 1998).

2.4 Glaziologie

Die Antarktis ist zu 97,6% mit Eis bedeckt, wobei das Inlandeis mit 86% die größte Masse bildet (DREWRY et al. 1982). Mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2 km bedeckt es eine Fläche von 13,6 Millionen km^2 (BARKER et al. 1999). Die maximale Mächtigkeit

beträgt 4776 m. Ein vollständiges Abschmelzen der antarktischen Eismassen würde den globalen Meeresspiegel um ca. 66 m steigen lassen (DENTON et al. 1991). Eine Sonderstellung bildet die Antarktische Halbinsel. Sie ist zu 20% eisfrei (ANDERSON & MOLINA 1989), hat aber aufgrund der höheren Niederschläge stellenweise auch eine höhere Eis-Akkumulationsrate. Das Inlandeis wird durch das Transantarktische Gebirge in einen Westantarktischen (WAIS) und einen Ostantarktischen (EAIS) Eisschild unterteilt. Anders als der EAIS, welcher größtenteils auf dem Kontinent oberhalb des Meeresspiegels aufliegt, befindet sich die Unterseite des kleineren WAIS z.T. mehr als 1000 m unterhalb des Meeresspiegels (ANDERSON 1999). Daher bezeichnet man den WAIS auch als „marinen Eisschild“. Durch die eigene Schwere angetrieben, fließt das Eis auf die Küste zu, wobei die Geschwindigkeiten zwischen nahe 0 (an Eisscheiden) und 4000 m/a (Eisströme) betragen (BENTLEY 1987). Rezent ist die antarktische Küste zu 5% eisfrei, der überwiegende Teil ist von Schelfeis, Gletscherzungen, Fjordgletschern und Eiswällen bedeckt. Dabei entscheidet das Verhältnis von Eiszufuhr und Ablation des Eises über die jeweilige Form. Das Schelfeis hat mit 44% den größten Anteil. Schelfeise sind große, meist freischwimmende Eismassen, welche im Mittel 475 m mächtig sind (DREWRY et al. 1982). Sie entstehen vor allem, wenn große Eisströme das Meer erreichen. Am Anfang haben sie eine Mächtigkeit von ca. 1300 m; diese nimmt durch Abschmelzen und Ausdünnung infolge des Eigengewichts im Extremfall auf 10 m am seewärtigen Ende ab (KEYS 1990).

Das Bellingshausenmeer ist nur von einem relativ schmalen Schelfeiskgürtel umgeben, der aber einen großen Teil der Küste umfaßt, wie z.B. die Schelfeise im Südwesten der Antarktischen Halbinsel und das Schelfeis im westlichen Bellingshausenmeer (Abb.1). Ein Grund dafür ist das relativ schmale Einzugsgebiet der Eisströme entlang des Ellsworthlands und der Antarktischen Halbinsel sowie das starke Abschmelzen an der Basis der Schelfeise durch auf den Schelf fließendes CDW. Der überwiegende Teil des WAIS fließt in das Ronne-Schelfeis im Weddelmeer und ins Ross-Schelfeis im Rossmeer. Das größte Abflußgebiet im Bellingshausenmeer mündet rezent in die „Ronne-Entrance“.

Generell reicht das Meereis während des Südwinters (Juni bis November) bis weit nördlich von der Peter-I.-Insel und bedeckt das Arbeitsgebiet vollständig (Abb. 4). Während des Südsommers zieht sich das Meereis bis südlich von Peter-I.-Insel zurück, wobei die Kernlokationen in manchen Jahren eisbedeckt bleiben (KEYS, 1990). In Küstennähe bilden sich Polynias – meereisfreie Gebiete – durch katabatische Winde. Die Meereisbedeckung schwankt nicht nur saisonal sondern auch jährlich stark. Während der Expedition ANT-XI/3 wurde im Arbeitsgebiet ab 71°00'S bis ca. 69°30'S eine Eisbedeckung von 5 - 10/10 registriert (MILLER & GROBE 1996).

Schwimmende Eismassen, welche den Meeresspiegel um mehr als 5 m überragen und eine Fläche von mehr als 100 m² haben, werden als Eisberge bezeichnet (KEYS 1990). In die Eisberge ein- oder basal angefrorenes terrigenes Material kann durch die Eisbergdrift weit vom Ursprungsort entfernt transportiert werden. Beim Abschmelzen wird dieses am Meeresboden abgelagert. Die rezente Eisbergverteilung beträgt im Bereich des Schelfs ca. 4

bis 5 Eisberge pro 1000 km² und weiter nördlich ca. 2 bis 3 Eisberge pro 1000 m² (KEYS 1990). Ein Maximum in der Eisbergverteilung vor der Thurstoninsel geht vermutlich auf einen zyklonalen Strömungswirbel zurück (TALBOT 1988, KEYS 1990)

3. Material und Methoden

3.1 Probenmaterial

Während des Fahrtabschnitts ANT-XI/3 vom 14.01. – 27.03.1994 wurden entlang eines Profils vom inneren Bellingshausenmeer (Eltanin-Bucht) bis zur Peter-I.-Insel (siehe Abb. 2) mehrere Sedimentkerne entnommen (MILLER & GROBE 1996). Die Kernentnahmen am inneren Schelf, an der tiefsten Station des Profils sowie am Hang der Insel, scheiterten vermutlich aufgrund sehr grobkörniger Sedimente. Insgesamt wurden entlang des Profils sechs Sedimentkerne gewonnen, von denen drei für die Fragestellung der Arbeit geeignete ausgewählt wurden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden folgenden Kerne, soweit nicht anders erwähnt, von der Verfasserin im Zeitraum vom 12.02. bis 30.07.02 am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven untersucht und beprobt:

Kernbezeichnung	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Wassertiefe	Kerngewinn	Lage der Kerne	Probenanzahl
PS2533-2	71°01,5'S	85°53,9'W	588 m	1,93 m	Schelf	19
PS2538-2	69°43,8'S	88°55,4'W	3238 m	4,15 m	Kontinentalfuß	42
PS2540-3	70°03,9'S	87°55,4'W	1820 m	4,14 m	Kontinentalhang	41

3.2 Probenahme vom Meeresboden

Die drei untersuchten Kerne wurden mit dem Schwerelot (SL) gezogen. Das Schwerelot besteht aus einem bis mehreren Stahlrohren mit einem 1,5 t Gewichtskopf aus Blei. Im Stahlrohr befindet sich ein Kunststoffrohr mit einem Durchmesser von 12,5 cm, in dem sich nach dem Eindringen des Lots in das Sediment der Kern befindet. Das Schwerelot wird an einem Drahtseil mit ca. 1,5 m/s bis zum Eindringen in den Meeresboden gefiert. Um zu verhindern, daß das Sediment beim Hieven aus dem Rohr gleitet, ist am unteren Ende ein mit nach innen gebogenen Blechen besetzter Kernfänger angebracht. An Deck wird das Kunststoffrohr mit dem Kern aus dem Stahlrohr gezogen und in 1-Meterstücke zerteilt. Diese werden beschriftet und mit Kunststoffkappen und Klebeband versiegelt und bei einer Temperatur von 4°C gelagert. Die Kerne waren, obwohl vom Zeitpunkt der Entnahme bis zur Öffnung acht Jahre vergingen, in gutem Zustand. Trotzdem ist es möglich, daß der Wassergehalt in dieser Zeit infolge Verdunstung abgenommen hat; dies sollte sich aber gleichmäßig auf den ganzen Kern auswirken.

Mit dem Schwerelot gezogene Kerne sind oft gestört und spiegeln deshalb häufig nicht die natürlichen Schichtfolge wider. Es treten Effekte auf wie eine Stauchung des Kerns durch Abschiebungen, Verlust der Oberflächensedimente, das Auspressen dünner, wasserreicher Schichten, Verschleppung von Material besonders an den Rändern und Kernverlust am unteren Ende des Kerns.

An der Station PS2533 betrug die Eindringtiefe des Schwerelots 3 m, der Kerngewinn aber nur 1,93 m. Der Kernverlust beträgt somit ungefähr 35%. An den Stationen PS2538 und PS2540 drang das Lot ca. 5,5 m in das Sediment ein, der Kerngewinn beträgt 4,15 m bzw. 4,14 m. Daraus läßt sich der Kernverlust auf ca. 25% schätzen. Gründe dafür sind vermutlich Stauchung des Kerns, aber vermutlich auch ein Kernverlust am unteren Kernende.

Um Aussagen über den Kernverlust an der Kernoberfläche machen zu können, wurde der SL-Kern PS2533-2 mit einem kurzen Kern aus einem Großkastengreifer (GKG) der gleichen Station anhand lithologischer Änderungen korreliert. Dabei zeigte sich, dass die aus dem GKG entnommene Sedimentabfolge anscheinend stärker kompaktiert ist als die im Schwerelotkern, was auf die unterschiedliche Entnahme zurückzuführen ist. Vergleicht man die Tiefenänderung des Karbonatgehalts im Kern PS2540-3 mit denen des an der gleichen Station entnommenen ungestörten Kurzkerns eines Multicorers (MUC), so zeigt sich eine gute Übereinstimmung. Daher ist bei diesen beiden Kernen nicht mit einem Sedimentverlust an der Oberfläche zu rechnen. Der Kern PS2538-2 kann nicht mit einem MUC oder GKG korreliert werden, da keine Daten vorliegen. Aufgrund der ähnlichen Differenz zwischen Eindringtiefe und Kerngewinn im Kern PS2538-2 sowie der ähnlichen Mächtigkeit lithologischer Einheiten in diesen und den beiden anderen Kernen ist davon auszugehen, daß sich auch bei diesem Kern der Verlust der Oberfläche vernachlässigbar ist. Die bearbeiteten Sedimentkernen scheinen daher nur gering gestört zu sein, wodurch sich bei der Bearbeitung keine Probleme ergaben.

3.3 Messungen mit dem Multi Sensor Core Logger (MSCL)

Der MSCL (GEOTEK, Surrey, England) erlaubt die hochauflösende, zerstörungsfreie Messung sedimentphysikalischer Parameter wie magnetische Suszeptibilität, Gammastrahlendämpfung und P-Wellengeschwindigkeit (V_p) an ungeöffneten Sedimentkernen. Dabei werden die Kernsegmente auf einen Schlitten gelegt, der durch einen Motor in 1 cm Schritten durch eine Spule bzw. an Sensoren vorbeigezogen wird. Aus der Gammastrahlendämpfung berechnet sich die Feuchtraumdichte des Sediments (WEBER et al. 1997). Diese Parameter wurden bereits durch wissenschaftliches Personal während ANT-XI/3 an Bord gemessen.

Mit Hilfe dieser Parameter ist es möglich an den ungeöffneten Kernen erste Aussagen über die Lithologie der Sedimente zu machen. Vor den Messungen muß der MSCL geeicht werden (vgl. WEBER et al. 1997 und BEST & GUNN 1999)

3.3.1 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität ist ein Maß für die Magnetisierbarkeit von Stoffen. Sie wird dimensionslos in 10^{-5} SI-Einheiten angegeben. Gemessen wird die Suszeptibilität am

ungeöffneten Kern mit einer elektrischen Spule und am geöffneten Kern mit einem Punktsensor. Dieser hat im Vergleich zu Messungen mit der Spule eine höhere Auflösung (GUNN & BEST 1998). Die Messung mit dem Punktsensor wurde von C.-D. Hillenbrand, AWI, im Februar 2002 durchgeführt.

Während der Messung erzeugt die elektrische Spule ein konstantes elektromagnetisches Wechselfeld, welches je nach Konzentration der magnetischen Partikel im Sediment verändert wird. Die so induzierte Spannung wird gemessen und vom Gerät in Suszeptibilitätswerte umgerechnet. Ein angeschlossener PC speichert die Daten.

Bei den gemessenen magnetischen Partikeln handelt es sich v.a. um das akzessorisch vorkommende Mineral Magnetit. Da Magnetit Bestandteil der terrigenen Fraktion ist, zeugt eine hohe Suszeptibilität von einem hohen Terrigenanteil. Überwiegend biogene Sedimente weisen dagegen geringere Suszeptibilitätswerte auf. So können durch Suszeptibilitätsmessungen indirekt paläoklimatische Änderungen in Kernen identifiziert werden (CHI & MIENERT 1996).

3.3.2 Feuchtraumdichte

Die Feuchtraumdichte berechnet sich aus dem Verhältnis eines ungedämpften zu einem gedämpften Gammastrahls. Der Gammastrahl wird beim Durchdringen des Sedimentkerns in Abhängigkeit von der Dichte des Sediments abgeschwächt. Die Gammastrahlenintensität wird durch einen Szintillationszähler nach Durchdringen des Sediments gemessen (GUNN & BEST 1998).

3.4 Kernöffnung und Kernbeprobung

Die Kernöffnung und -beprobung fand vom 12.02.02 bis zum 15.02.02 am AWI in Bremerhaven durch wissenschaftliches Personal des AWI und die Verfasserin der Arbeit statt. Zur Öffnung der Kerne benutzt man eine zweischneidige Säge, welche die PVC-Liner der Länge nach in zwei Hälften teilt: eine Archivhälfte und eine Arbeitshälfte für die anschließende Beprobung. Mit Hilfe einer Nylonschnur trennt man die einzelnen Teile vorsichtig voneinander, streicht die Sedimentoberfläche glatt und beschriftet die Hälften nach Ausrichtung, Kernnummer und Tiefe. Der Pfeil zeigt dabei in Richtung unteres Kernende und entsprechend nimmt auch die Teufe zu, d.h. in 0 cm Kerntiefe befindet sich die Kernoberfläche. Beide Kernhälften werden mit einer Digitalkamera und Tageslichtblitzen fotografiert. Die Archivhälfte deckt man mit Frischhaltefolie zu, um eine Austrocknung des Sediments zu verhindern.

3.4.1 Lithologische Beschreibung

An der Archivhälfte erfolgte sofort nach der Öffnung der Kerne die Kernbeschreibung. Dabei wurde unter konstanten Lichtbedingungen die Farbe mit Hilfe der MUNSELL SOIL COLOR CHART (1975) bestimmt. Neben der Farbbestimmung wurden die Sedimentstrukturen und -gefüge wie z.B. Art und Ausbildung von Schichtgrenzen, Gradierung, Schrägschichtung, Lamination, Bioturbation und Störungen aufgenommen und eine Klassifizierung der Sedimente nach der Korngröße und dem Biogenanteil vorgenommen (siehe Anhang A: Kernbeschreibung). Sofern sich Kieskörner direkt an der Sedimentoberfläche befanden, wurden sie entnommen und petrographisch bestimmt. Ergänzt wurde die Kernbeschreibung durch die Auswertung der Radiographien.

3.4.2 Herstellung von „smear slides“

Zur Herstellung von „smear slides“ wurde mit Zahnstochern aus jeder lithologischen Einheit eine geringe Menge Sediment entnommen und auf einem mit Kernnummer und Sedimenttiefe beschrifteten Objektträger aus Glas verteilt. Nach einer Ausdünnung der Probe mit Wasser wurden die Sedimentpartikel in Kanadabalsam eingebettet und mit einem Deckglas versiegelt. Der fertige „smear slide“ wurde unter dem Durchlichtmikroskop mit verschiedenen Vergrößerungen betrachtet, um einen Überblick über die Sedimentzusammensetzung zu bekommen.

3.4.3 Kernbeprobung

An der Arbeitshälfte wurden nach dem in Abbildung 5 dargestellten Schema vom 12.02. bis 15.02.02 durch wissenschaftliches Personal des AWI und durch die Verfasserin der Diplomarbeit Proben entnommen. Für die Anfertigung der Radiographiepräparate preßt man Plexiglasdeckel mit den Maßen 25 x 10 x 1 cm in das Sediment. Mit einer Nylonschnur trennt man den beschrifteten Plexiglasdeckel samt Sedimentscheibe von der Arbeitshälfte und schweißt sie luftdicht in Plastikfolie zum Schutz gegen Austrocknung ein.

Anschließend wurden in anhand der Lithologie festgelegten Abständen drei Parallelproben genommen: zwei 5 cm³ Proben wurden mit an der Spitze gekappten Einwegspritzen aus einem Horizont entnommen; der Rest des Horizonts wurde mit einem Spatel auf einer Breite von ca. 1 cm beprobt. Die Probenabstände betragen zwischen 3 und 16 cm.

3.4.4 Herstellung und Auswertung von Radiographien

In einem Röntgengerät der Firma HEWLETT-PACKARD (HP Cabinet X-Ray System) wurden von den Radiographiepräparaten Negative hergestellt, um Sedimentstrukturen, Bioturbation und Kiesgehalt feststellen zu können.

Dazu wurden die Sedimentscheiben bei einer Spannung von 40 kV zwischen 4 und 12,5 min. auf dem AGFA Gevaert Structurix D4 FW Röntgenfilm belichtet. Die Belichtungszeit richtet sich dabei nach Dicke der Sedimentscheibe, Zusammensetzung und Kompaktion des Sediments.

Der Kiesanteil im Sediment wurde hochauflösend nach der semiquantitativen Methode von GROBE (1986) ermittelt. Dazu wurden die Radiographienegative auf einem Leuchttisch mit Hilfe von Millimeterpapier Zentimeterweise nach Komponenten mit einem Durchmesser >2mm durchsucht. Die ausgezählten Körner repräsentieren den Kiesgehalt für 10 cm³ Sediment (1 x 10 x 1 cm).

Der Kiesanteil in marinen Sedimenten gilt als ein Maß für eistransportiertes Material („ice rafted debris“, IRD), da die im Sediment vorkommende Kiesfraktion in hohen Breiten fast immer eistransportiert ist. Basal am Eis festgefrorenes Material gelangt durch allmähliches Abtauen der Eisberge auf den Meeresboden. Das durch Eisberge transportierte Material umfaßt zwar das ganze Kornspektrum, meist wird aber nur die Konzentration an terrigenem Sand und Kies als Parameter für den Eistransport betrachtet. Der Eintrag der Feinfraktion kann auch auf andere Transportmechanismen, wie z.B. Transport durch Strömung, zurückgeführt werden (EHRMANN 1994). Aufgrund der Lage der Kernpositionen auf Schelf, Hang und Kontinentalfuß kommen aber für die Grobfraktion auch andere Transportmechanismen wie z.B. Suspensionsströme, Hangrutschungen, Schlammströme („debris flows“) oder Transport in einer Grund- oder Endmoräne in Frage. Daher wird die Korngröße >2mm in der vorliegenden Diplomarbeit als Kies bezeichnet.

Ein Problem bei der Auszählung der Kieskörner waren große Lücken in den Radiographiepräparaten, welche durch die Entnahme von Steinen >2cm entstanden. In den Bereichen, wo sich an den Rändern noch etwas Sedimentmaterial befand wurde der Gesamtgehalt der Horizonts durch Intrapolation abgeschätzt.

3.4.5 Messung der Scherfestigkeit

Die Scherfestigkeit (T_j) wurde mit dem Rotationsviskosimeter Rotovisko 1500M je nach Lithologie im Abstand von 8 bis 20 cm gemessen. Dazu wurde ein vierschenkliger Meßflügel 2 cm tief ins Sediment gedrückt. Das Gerät rotiert diesen Meßflügel im Sediment und die benötigte Schubspannung wird graphisch dargestellt. Parallel zur Schichtung wurden drei Messungen durchgeführt (S_1 , S_2 , S_3). Aus ihnen wurde der Mittelwert S (Gleichung 3.1) berechnet.

$$1/3(S_1 + S_2 + S_3) = S \quad (3.1)$$

S_1 , S_2 , und S_3 sind die abgelesenen Skalenwerte.

$$T_j [kPa] = \text{Scherkraft} = f \times a \times S \quad (3.2)$$

Wobei ($f \times a$) eine Gerätekonstante ist, welche für den Rotovisko 1500M 1,063 beträgt.

Daher ergibt sich:

$$T_j [kPa] = 1,063 \times S \quad (3.3)$$

Trotz der drei Messungen pro Horizont sind Fehlerquellen vorhanden. So können z.B. Kieskörner die Messung behindern und dafür sorgen, daß der Messwert zu hoch ist. Ein Sediment mit weniger hohem Kiesanteil ist daher für diese Methode besser geeignet.

3.5 Bestimmung des Wassergehalts

Um den Wassergehalt (w) der Probe zu bestimmen wurde eine der 5 cm³ Spritzenproben in ein zuvor eingewogenes 10 ml Rollrandglas gefüllt und sofort auf einer SARTORIUS-Präzisionswaage bis auf 0,1 mg genau gewogen. Anschließend wurden die Proben 24 Stunden in einem Gefrierschrank bei -20°C tiefgekühlt und dann in einem Gefriertrockner (LEYBOLD-HERAUS Lyovac GT2) während weiterer 48 Stunden getrocknet. Die getrockneten Proben wurden ausgewogen und aus der Differenz zwischen Naß- und Trockengewicht errechnet sich nach Gleichung 3.4 der Wassergehalt in Gewichtsprozent des Naßgewichts.

$$w [\text{Gew.\%}] = \frac{\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}}{\text{Naßgewicht [g]}} \times 100 \quad (3.4)$$

3.6 Dichtemessung mit dem Pyknometer

Nach der Wassergehaltsbestimmung wurde das Sediment mit einer Kugelmühle gemahlen, um die Probe zu homogenisieren. Messungen mit dem Gasverdrängungs-Pyknometer (MICROMERITICS Accupyc 1330) liefern Informationen über die Porosität und die Dichte des trockenen Sediments. Das Funktionsprinzip beruht auf dem BOYLE-MARIOTTESchen

Gesetz, welches besagt, daß bei gleichbleibender Temperatur T das Produkt aus dem Druck p und Volumen V eines Gases konstant bleibt (Gleichung 3.5).

$$p_{Gas} [g\ cm^{-1}\ s^2] \times V_{Gas} [cm^3] = const. \quad \text{für } T = const. \quad (3.5)$$

Für die Messung wurde die Probe direkt in den Probenzylinder des Pyknometers eingewogen und dieser in die Meßkammer eingesetzt. Das Probengewicht wurde über die Tastatur in das Gerät eingegeben. Mit Hilfe von Heliumgas, dessen Volumen genau bekannt ist, wird die Druckänderung des Gases beim Einströmen in den Probenzylinder gemessen. Vor der eigentlichen Messung wird die Probe fünfmal mit Heliumgas gespült und anschließend dreimal gemessen. Die Änderung des Gasdrucks ist proportional zum Probenvolumen im Zylinder. Das Gerät berechnet daraus das Volumen und anhand des Probengewichts die Dichte des Sediments. Die Werte wurden direkt in eine Excel-Tabelle eingelesen.

3.7 Berechnung von sedimentphysikalischen Parametern

Aus dem zuvor mit dem Pyknometer ermittelten Volumen und dem bereits berechneten Wassergehalt werden die Porosität, Feuchtraumdichte, Korndichte und Trockendichte mit einer Korrektur für 23°C Labortemperatur und 35‰ Salzgehalt im Porenwasser berechnet (GEALY 1971, HAMILTON 1971).

Gegeben sind:

Volumen der Trockenprobe : $V_d [cm^3]$

Dichte der Trockenprobe : $\rho_d [g/cm^3]$

Masse der Trockenprobe : $M_d [g] = \rho_d \times V_d$

Wassergehalt : $w [Gew.\%] = \frac{Naßgewicht[\cancel{g}]/\cancel{\rho_w} - Trockengewicht[\cancel{g}]}{Trockengewicht[\cancel{g}]} \times 100$

sowie:

Dichte des Salzes : $\rho_s = 2,1 [g/cm^3]$

Dichte der Porenlösung : $\rho_{ws} = 1,024 \text{ [g/cm}^3\text{]}$

daraus folgt:

Masse des evaporierten Wassers : $M_w \text{ [g]} = \frac{w \times M_d}{100} \quad (3.6)$

Masse des Salzes : $M_s \text{ [g]} = \text{Fehler!} - M_w \quad (3.7)$

Volumen des Salzes : $V_s \text{ [cm}^3\text{]} = \text{Fehler!} \quad (3.8)$

Volumen der Porenlösung : $V_{ws} \text{ [cm}^3\text{]} = \text{Fehler!} \quad (3.9)$

somit gilt:

Porosität : $P \text{ [Vol.\%]} = \frac{V_{ws}}{V_d - V_s - V_{ws}} \times 100 \quad (3.10)$

Feuchtraumdichte : $\rho_{wbd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \frac{M_d - M_w}{V_d - V_s - V_{ws}} \quad (3.11)$

Korndichte : $\rho_{gd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \frac{M_d - M_s}{V_d - V_s} \quad (3.12)$

Trockendichte : $\rho_{dbd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \rho_{gd} \times \left(1 - \frac{P}{100}\right) \quad (3.13)$

Die Parameter Porosität, Feuchtraumdichte und Wassergehalt liefern Informationen über Lithologie, Korngrößen, Schichtlücken und den Kompaktionsgrad der Sedimente.

3.8 Bestimmung des organischen und Gesamtkohlenstoffgehalts

Die Gehalte an organisch und karbonatisch gebundenem Kohlenstoff wurden mit einem Hochfrequenz-Induktionsofen (Carbon Sulphur Determinator CS-125, LECO Corporation, Modell 788-400) mittels Pyrolyseverfahren gemessen. Dabei mißt eine Infrarotzelle den Kohlenstoffgehalt durch Verbrennung zu CO₂.

Vor Beginn der ersten Messung wird das Gerät mit Standards geeicht. Zur Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehalts (C_{ges}) wurden zwischen 130 und 150 mg der bereits für Wassergehalt- und Dichtemessung benutzten Probe in Keramiktiegel eingewogen. Diese wurden mit Eisen- und Wolframspänen bedeckt um eine Verbrennungstemperatur von ca. 1600°C zu erreichen bzw. um die Reaktion zu beschleunigen. Das Probengewicht wurde in das Gerät eingegeben, so daß ein Mikroprozessor den gemessenen CO_2 -Gehalt in Gewichtsprozent der Probe umrechnet.

Um den Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) zu bestimmen, wurden 40 – 50 mg der Probe eingewogen und mit Ethanol benetzt. Der anorganischen Kohlenstoff wurde durch Hinzufügen von 1 ml 37%iger Salzsäure (HCl) und zweistündigem Abrauchen auf einer Heizplatte bei 250°C entfernt. Die weitere Prozedur entspricht der Messung des C_{ges} .

Der Anteil des karbonatisch gebundenen Kohlenstoffs (C_{karb}) errechnet sich nach Gleichung 3.14.

$$C_{karb} [Gew.\%] = C_{ges} [Gew.\%] - C_{org} [Gew.\%] \quad (3.14)$$

Um den Calciumkarbonatanteil ($CaCO_3$) zu erhalten, muß das Molekulargewicht von Calcit und Kohlenstoff miteinbezogen werden (Gleichung 3.15).

$$CaCO_3 [Gew.\%] = C_{karb} \times \frac{\text{Molekulargewicht } CaCO_3}{\text{Atomgewicht } C} \quad (3.15)$$

Die Messungen mit dem CS-125 haben eine hohe Auflösung bezüglich Schwankungen im Kohlenstoffgehalt. Bei der Interpretation muß beachtet werden, daß bei der Entfernung des C_{karb} durch HCl auch ein geringer Teil C_{org} entfernt wird, wodurch C_{org} um 1% unter- und die $CaCO_3$ -Werte um ca. 1 Gew.% überschätzt werden (vgl. MELLES 1991).

3.9 Messung des biogenen Opalgehalts

Der Gehalt an biogenem Opal wurde nach der „leaching“-Methode von MÜLLER & SCHNEIDER (1993) bestimmt, welche darauf basiert, daß amorphe Kieselsäure leichter in Lösung geht als kristallines SiO_2 . Unter biogenem Opal versteht man besonders den durch Organismen wie Diatomeen, Radiolarien und Schwammnadeln gebildeten Opal.

Bei dem „leaching-Verfahren“ nach MÜLLER & SCHNEIDER (1993) handelt es sich um ein automatisiertes Extraktionsverfahren. Dabei werden pro Probe 20 mg des gemörsterten Sediments eingewogen, in einen Stahlzylinder gefüllt und mit 100 ml einmolarer NaOH-Lösung versetzt. Die Lösung wird in einem Gefäß im Wasserbad mit einer konstanten Temperatur von 85°C erhitzt. Ein Rührer sorgt dafür, daß die Probenpartikel in Suspension bleiben und sich der Opal gleichmäßig löst. Eine Peristaltik- oder Membranpumpe saugt aus der Lösung im Stahlbehälter durch eine Fritte mit Papierfilter eine konstante Menge von 0,6 ml/min. Ein Großteil dieser Menge wird über einen Verteiler wieder der Lösung im Stahlbehälter zugeführt. Der Rest durchläuft ein System von Schläuchen, wobei die Flüssigkeit durch eine kontinuierliche Zufuhr von Luftblasen (0,32 ml/min) unterteilt wird. Der Lösung werden jeweils 0,6 ml Chemikalien pro Minute zugegeben; als erstes wird 0,088 molare (M) Schwefelsäure (H₂SO₄) zugeführt um den pH-Wert der Probenlösung anzusäuern (pH-Wert 2). Als nächstes wird Natriummolybdat (Na₂MoO₄ x H₂O) hinzugefügt, welches zur Bildung eines gelben Molybdatosilikats führt. Oxalsäure (C₂H₂O₄ x 2H₂O) verhindert eine Reduktion von überschüssigem Molybdat. Der gebildete Säurekomplex wird durch die Zugabe von Ascorbinsäure (C₆H₈O₆) zu Molybdänblau reduziert und gleichzeitig stabilisiert, was zu einer Blaufärbung der Probenlösung führt (GRASSHOFF 1983, MÜLLER & SCHNEIDER 1993). So führt der unterschiedliche Gehalt an SiO₂ zu einer unterschiedlich starken Blaufärbung, welche mit einem Photometer (Absorption bei einer Wellenlänge von 660 nm) gemessen wird. Die Messwerte werden analog über einen Meßschreiber ausgegeben. Durch die Messung von Standards mit einem festgelegten Anteil an SiO₂ werden die Diagramme nach der Methode von DE MASTER (1981) graphisch ausgewertet.

In dem Diagramm ist die Menge des Silizium gegen die Extraktionszeit aufgetragen. Abbildung 6 zeigt eine typische Meßkurve und die graphische Auswertung des Analogschriebs. Da das amorphe SiO₂ schneller in Lösung geht als das restliche Silikat, wird der steile vordere Bereich der Meßkurve durch den Gehalt an Opal hervorgerufen. Der hintere lineare Bereich repräsentiert das langsamer gelöste kristalline Silikat. Der Gehalt an Opal ergibt sich aus Gleichung 3.16. Dabei wurde der Gehalt an H₂O in der Kristallstruktur des Opals berücksichtigt.

$$Opal_{Ges} [Gew. \%) = \frac{Si_{Probe} [Skt] \cdot Si_{Standard} [mg/l] \cdot Molekulargewicht_{SiO_2}}{Gewicht_{Probe} [mg] \cdot Si_{Standard} [Skt] \cdot Atomgewicht_{Si}} \times 10 \quad (3.16)$$

Si_{Probe} [Skt] = Skalenteile der gemessenen Probe

Si_{Standard} [mg/l] = Konzentration des Si-Standards

Si_{Standard} [Skt] = Skalenteile des gemessenen Standards

Ein Problem bei dem Extraktionsverfahren sind ebenfalls früh in Lösung gehende vulkanische Gläser und Tonminerale. So muss immer mit einem Untergrundwert aus kristallinem SiO₂ gerechnet werden (vgl. HILLENBRAND 1994).

Die „leaching-Methode“ hat sich im Vergleich zu anderen Methoden als äußerst zuverlässig herausgestellt (CONLEY 1998). So sind bei einem Opalgehalt von 2 bis 10 Gew.% mit Fehlern von 4 bis 10 % zu rechnen; bei höherem Opalgehalt liegt der Fehler unter 2 % (MÜLLER & SCHNEIDER 1993).

Da die Analyse der „smear slides“ und die Komponentenanalyse nur sehr geringe Anteile an Diatomeen und Radiolarien ergab, wurden zunächst nur jeweils fünf Proben aus den Kernen auf Biogenopal untersucht. Aus jeder lithologischen Einheit wurde eine Probe analysiert.

3.10 Korngrößenanalyse des karbonatfreien Gesamtsediments

Die zweite 5 cm³ Probe wurde zunächst mit 150 ml 10 %iger Wasserstoffperoxid-Lösung (H₂O₂) versetzt, um die organische Substanz aus dem Sediment zu entfernen. Zur besseren Durchmischung wurde die Probe 24 Stunden auf einem Schütteltablett bei 130 Umdrehungen/min suspendiert. Als nächstes wurden 3 ml 96 %ige Essigsäure pro Probe hinzugefügt, um das Probenmaterial zu entkarbonatisieren. Die Probe wurde wiederum 24 Stunden bei 130 Umdrehungen/min auf dem Schütteltablett bewegt. Zur vollständigen Dispergierung der Partikel wurden die Sedimentproben 2 min in einem Ultraschallbad belassen. Die Abtrennung der Grobfraction (>63µm) erfolgte durch Naßsieben über ein 63 µm Sieb. Die Fraktion >63µm wurde getrocknet und mittels Trockensiebung mit einem 2 mm Sieb in Kies- und Sandfraktion unterteilt und einzeln gewogen.

Die aufgefangene Feinfraktion (<63µm) aus Silt (2-63µm) und Ton (<2µm) wurde nach der Methode von ATTERBERG getrennt. Dabei wird die unterschiedliche Sinkgeschwindigkeit von unterschiedlich großen Partikeln in Flüssigkeiten ausgenutzt. Die Zeitdauer berechnet sich nach dem Gesetz von STOKES (Gleichung 3.17)

$$t = \frac{9 \eta H}{2 \rho g (\rho_1 - \rho_2)} \quad (3.17)$$

wobei: t [s] : Absinkdauer

H [cm]: Höhe der Flüssigkeitssäule

η [g cm⁻¹s⁻¹]: Viskosität der Suspensionsflüssigkeit

g [cm s⁻²]: Erdbeschleunigung

- r [cm]: Kornradius
- ρ_1 [g cm⁻³]: Dichte des Partikels
- ρ_2 [g cm⁻³]: Dichte der Suspensionsflüssigkeit

Die Feinfraktion wurde daher in Glaszylinder gefüllt und mit 0,025%igem Ammoniakwasser versetzt um eine Koagulation toniger Partikel zu vermeiden. Die Labortemperatur bestimmt durch den Einfluß auf die Viskosität die Zeitdauer in der alle Siltpartikel am Boden des Glaszylinders sedimentiert sind; sie betrug durchschnittlich 21 Stunden. Genau nach diesem Zeitraum wurde die überstehende Tontrübe abgesaugt und in einem anderen Gefäß aufgefangen. Das restliche Sediment wurde wiederum mit Ammoniakwasser aufgeschlämmt. Dieser Vorgang wurde so oft wiederholt, bis die überstehende Flüssigkeit klar war, sich also kein Ton mehr in den Zylindern befand. Durch die Zugabe von wenigen Millilitern MgCl₂-Lösung (50%ig) zu der abgesaugten Ton-Suspension flockten die Tonpartikel aus, wodurch ihre Absinkgeschwindigkeit beschleunigt wurde. Da sich das MgCl₂ störend auf die Analyse der Tonmineralogie mit dem Röntgendiffraktometer auswirkt, wurde es durch zweimaliges zentrifugieren mit einer HERAEUS SEPATECH, Cryofuge M 7000 wieder abgetrennt.

Die Silt- und Tonfraktion wurden ebenfalls getrocknet und gewogen. Der Anteil einer Kornfraktion berechnet sich nach Gleichung (3.18).

$$\text{Kornfraktion [Gew.\%]} = \frac{\text{Kornfraktion [g]} \cdot 100}{\text{Kies [g]} + \text{Sand [g]} + \text{Silt [g]} + \text{Ton [g]}} \quad (3.18)$$

Mögliche Fehlerquellen werden bei MELLES (1991) erläutert. So machen bei der Atterberg-Methode die in der Siltfraktion verbleibenden Tonpartikel ca. 3 bis 8 Gew.% des Silts aus. Der Kiesanteil wurde bei dieser Korngrößenanalyse nicht berücksichtigt, da er hochauflösend an den Radiographien erfaßt wurde.

3.11 Röntgendiffraktometrie und Tonmineralanalyse

Mit Hilfe der tonmineralogischen Zusammensetzungen von marinen Sedimenten erhält man Hinweise auf Liefergebiete und eventuelle Verwitterungs- und Transportmechanismen des Terrigenmaterials (z.B. EHRMANN 1994, DIEKMANN et al. 1996). Für die tonmineralogische Untersuchung eignen sich Texturpräparate am besten, da sie eine Orientierung der sonst meist schlecht geordneten Schichtsilikate gewährleisten. Dadurch wird ihre Diagnose mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie verbessert.

3.11.1 Herstellung von Texturpräparaten

Zur Herstellung der Texturpräparate wurde die abgetrennte Tonfraktion gemörsert und von der homogenisierten so Probe wurden 40 mg in kleine Bechergläser eingewogen. Jedes wurde mit 3 ml demineralisiertem Wasser und 1 ml MoS₂-Lösung (0,4 mg MoS₂/ml) als Standard versetzt. Zur Homogenisierung der Probe und Durchmischung mit dem Standard wurden die Proben 15 min. im Ultraschallbad dispergiert. Die Suspension wurde mit Hilfe einer Vakuumpumpe über einen Membranfilter (SARTORIUS, Porengröße 0,2 µm) angesaugt, so daß sich die Tonminerale mit der 001-Gitterebene parallel zur Filterobererfläche einregelten. Die Präparate auf dem Filter wurden, eingeklemmt zwischen Wachs- und Filterpapier, für ungefähr 20 min. bei 60°C getrocknet. Anschließend wurden die fertigen Präparate mit doppelseitigem Klebeband auf Aluminiumträgern befestigt. Wichtig ist hierbei, daß die auf dem Filterpapier befindliche Unterseite des Präparats zum Schluß nach oben zeigt, da es ansonsten zu Fehlmessungen kommen kann. Zu Versuchszwecken falsch aufgeklebte Tonkuchen zeigten einen bis zu 17,4 TM% zu hohen Smektitanteil.

3.11.2 Bestimmung der Tonminerale

Zur Bestimmung der Tonminerale wurde ein computergesteuertes Röntgendiffraktometer des Typs PHILIPS PW 1820 mit einer CoK α -Strahlung (Kathodenspannung 40 kV, Kathodenstrom 40 mA) benutzt. Das Röntgendiffraktometer tastet mit verschiedenen Geschwindigkeiten verschiedene Winkelbereiche ab und mißt dabei sämtliche Reflexe an der basalen (001)-Fläche der Tonminerale. Durch den charakteristischen Gitterabstand tritt der Effekt der Totalreflexion nach dem BRAGG'schen Gesetz (Gleichung 3.19) für jede Mineralart bei ganz bestimmten Winkelstellungen ein. Daher lassen sich aus den Winkelpositionen Minerale identifizieren und die Intensität der Gesamtreflexion ergibt den Anteil eines Tonminerals im Texturpräparat (HARDY & TUCKER 1996).

$$d = \frac{n \lambda}{(2 \sin \theta)} \quad (3.19)$$

wobei

d : Gitterebenenabstand in Ångström

n : ganze Zahl

λ : Wellenlänge der Röntgenstrahlung

θ : Beugungswinkel

Die luftgetrockneten Proben wurden mit Beugungswinkeln (2θ) von 2° bis 18° gemessen. Danach wurden sie ca. 24 Stunden im Vakuum bei 54°C mit Ethylenglykol glykolisiert. Dabei wird bei quellfähigen Tonmineralen wie z.B. Smektit der Gitterbasisabstand auf ca. 17 \AA aufgeweitet, wodurch eine Unterscheidung von Smektit und Chlorit ermöglicht wird. Nach der Glykolisierung wurden die Präparate ein weiteres Mal gemessen, von 2° bis $40^\circ 2\theta$ mit einer Geschwindigkeit von $0,02^\circ 2\theta/\text{s}$. Bei einer dritten Messung wurde hochauflösend der Bereich von 28° bis $30,5^\circ 2\theta$ in $0,005^\circ$ -Schritten gemessen, um den $3,54\text{ \AA}/3,579\text{ \AA}$ Chlorit-Kaolinit-Doppelpeak auflösen zu können.

Die Diffraktogramme wurden mit der Software „MacDiff 4.2.5“ (PETSCHICK 2000) bearbeitet und ausgewertet (Abb. 7). Zunächst wurden die 2θ nach der BRAGG'schen Gleichung in Gitterebenenabstände umgerechnet. Die Rohdaten wurden nach dem folgenden Schema bearbeitet: Bei allen Diffraktogrammen wurde eine Basislinie zur Kompensation des Rauschuntergrunds berechnet, die Profile wurden einmal geglättet und die Lage der „Peaks“ wurde mit Hilfe des zugefügten MoS_2 -Standards („Peak“ bei $6,15\text{ \AA}$) korrigiert. Als nächstes wurde die Basislinie beim 17 \AA -Smektit- und beim 10 \AA -Illit-Peak korrigiert um die „Peaks“ genauer vom Rauschuntergrund sowie den Wechsellagerungsmineralen abzutrennen. Ebenfalls graphisch wurde der 14 \AA -Peak des Chlorits vom 17 \AA -Peak des Smektit subtrahiert (Abb. 7). Der Kaolinit- und Chlorit-Peak bei $3,5\text{ \AA}$ wurde durch das Programm in zwei Einzel-„Peaks“ zerlegt.

Es sei darauf hingewiesen, daß in dieser Arbeit unter dem Begriff „Smektit“ alle aufweitbaren Tonminerale mit einer Hauptbasalreflexion bei 17 \AA (Smektit, Vermikulit und Smektit-Vermikulit-Wechsellagerungsminerale) zusammengefaßt sind. Weiterhin wurden alle Tonminerale, die ihre Peaks bei 10 \AA und 5 \AA hatten (Illit und Illit-Wechsellagerungsminerale) als „Illit“ bezeichnet.

Bei der Auswertung wurden nur für die am häufigsten vorkommenden Tonminerale – Smektit, Illit, Kaolinit und Chlorit – prozentuale Anteile berechnet. Dies geschah semi-quantitativ über integrierte Peakflächen unter Verwendung der empirisch ermittelten Korrekturfaktoren von BISCAYE (1965).

Korrekturfaktoren:

$$\text{Smektit} = 1 \cdot 17\text{ \AA} \cdot \text{Fläche}$$

$$\text{Illit} = 4 \cdot 10\text{ \AA} \cdot \text{Fläche}$$

$$\text{Kaolinit} = \frac{2 \cdot 3,58\text{ \AA} \cdot \text{Intensität}}{3,58\text{ \AA} \cdot \text{Intensität} + 3,54\text{ \AA} \cdot \text{Intensität}} \cdot 7\text{ \AA} \cdot \text{Gesamtfläche}$$

$$\text{Chlorit} = \frac{2 \cdot 3,54 \text{ \AA} \cdot \text{Intensität}}{3,58 \text{ \AA} \cdot \text{Intensität} + 3,54 \text{ \AA} \cdot \text{Intensität}} \cdot 7 \text{ \AA} \cdot \text{Gesamtfläche}$$

Der Anteil eines bestimmten Tonminerals X an allen Tonmineralen (TM) berechnet sich aus Gleichung 3.20.

$$X[\%TM] = \frac{X}{\text{Smektit} + \text{Illit} + \text{Kaolinit} + \text{Chlorit}} \cdot 100 \quad (3.20)$$

Weiterhin wurden neben der Häufigkeitsverteilung der vier Tonmineralgruppen verschiedene Verhältnisse zwischen Peakflächen und –intensitäten gebildet. So kann man mit Hilfe des Verhältnis der 5 Å/10 Å-Peakintensitäten eine Aussage über den Chemismus des Illits machen (ESQUEVIN 1969). Ein Verhältnis von >0,45 deutet auf einen aluminiumreichen Illit (Muskovit) hin. Ein abnehmendes Verhältnis zeigt eine zunehmende Substitution des Aluminiums durch Magnesium oder Eisen an, wobei man bei einem 5 Å/10 Å-Verhältnis <0,25 von einem Fe-, Mg-reichen Illit spricht. Werte unter 0,1 erhält man bei Biotit.

3.12 Komponentenanalyse der Grobfraktion

Für die Komponentenanalyse wurde das Material aus der Sedimentscheibe durch ein 63 µm Sieb geschlämmt. Die Sand- und Kiesfraktion wurde getrocknet und über einen Handriffelteiler so weit geteilt (bis zu 12 mal), daß eine lockere Schüttung in der Ausleseschale möglich war. Dabei wurde darauf geachtet, daß eine homogene Verteilung der unterschiedlich großen Komponenten in den Auszählquadraten vorhanden war, um eine Sortierung zu vermeiden. Mit Hilfe eines Auflicht-Binokulars wurden zwischen 300 und 400 Körner pro Probe gezählt und in die folgenden Komponentengruppen eingeteilt:

- Terrigene Komponenten:
- Lithoklasten
 - Quarz und Feldspat
 - Mafite und Erze
 - Glimmer
 - Vulkanische Gläser
 - Sonstige Minerale

- Authigene Komponenten:
- Mikro-Manganknollen

- Biogene Komponenten:
- Planktische Foraminiferen
 - Benthische Foraminiferen
 - Radiolarien und sonstige biogene Komponenten

Die Einteilung fand aufgrund der farblichen und morphologischen Kriterien statt. Sandkomponenten, welche aus mehreren Mineralien bestehen, wurden als Lithoklasten klassifiziert. Da in der Antarktis chemische Verwitterungsprozesse nur eine sehr geringe Rolle spielen, ist beim Feldspat keine Alteration zu erkennen, wodurch eine Unterscheidung vom Quarz nur selten möglich ist. Daher wurden Quarz und Feldspäte zusammengefaßt. Zu den Mafiten wurden Pyroxene, Hornblenden und Erze gezählt. Unter der Komponentengruppe „sonstige Minerale“ wurden alle Komponenten zusammengefaßt, welche durch das Betrachten unter dem Auflichtbinokular nicht eindeutig identifiziert werden können.

Nach der Gleichung 3.21 wurde der prozentuale Anteil der einzelnen Komponentengruppen berechnet.

$$\text{Komponenten [\%]} = \frac{\text{Kornzahl einer Komponentengruppe}}{\text{Gesamtkornzahl}} \times 100 \quad (3.21)$$

Als Problem stellte sich die Verwendung von Polystyrol-Döschen für die Aufbewahrung der getrockneten Grobfraktion dar. Durch die elektrostatische Aufladung ließen sich besonders die Glimmerpartikel kaum aus den Döschen entfernen. Auch an den Probenteilern blieben bevorzugt Glimmer hängen. Daher sind Glimmer in der Komponentenanalyse unterrepräsentiert.