

Glazialmarine Sedimentation am westantarktischen Kontinentalrand  
(zentrales Bellingshausenmeer) im Verlauf des letzten Glazial-  
Interglazial-Zyklus.

---

Diplomarbeit  
vorgelegt von  
Anja Brit Baesler  
aus Essen

---

angefertigt im  
Geographischen Institut  
der Georg-August-Universität zu Göttingen  
2003

# Kurzfassung

BAESLER, A.B. (2003): Glazialmarine Sedimentation am westantarktischen Kontinentalrand (zentrales Bellingshausenmeer) im Verlauf des letzten Glazial-Interglazial-Zyklus. – Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Göttingen, Göttingen [unveröff.].

Für die Rekonstruktion der glazialmarinen Sedimentationsprozesse am westantarktischen Kontinentalrand im zentralen Bellingshausenmeer wurden drei während der Expedition ANT-XI/3 (1994) gewonnene Schwerelotkerne auf räumliche und zeitliche Verteilung von geeigneten sedimentologischen, sedimentphysikalischen, geochemischen, granulometrischen und mineralogischen Parametern untersucht. Die bearbeiteten Sedimentkerne liegen entlang eines senkrecht zur Schelfkante verlaufenden Profils. Es wurde jeweils ein Kern vom Schelf, Kontinentalhang und –fuß bearbeitet. Durch Variationen in den gemessenen Parametern ist eine lithofazielle und stratigraphische Einordnung der Sedimentabfolgen möglich.

In den untersuchten Sedimentabfolgen sind die Ablagerungsbedingungen von einem Teil des letzten Glazials bis zum heutigen Interglazial abgebildet. Die Sedimente vom Schelf, Kontinentalhang und –fuß enthalten drei verschiedene Faziestypen unterschieden, welche sowohl glaziale, interglaziale Ablagerungsbedingungen und den Übergang zwischen Glazial und Interglazial darstellen. Die Abfolge der Faziestypen ist in den unterschiedlichen Ablagerungsräumen gleich. Die Ablagerungen der Diamiktfazies bestehen zum überwiegenden Teil aus homogenen, gräulichen Sedimenten, die eine nahezu gleichförmige Verteilung aller Korngrößen aufweisen. Diese Fazies wurde während des letzten Glazials abgelagert. Im Bereich des Schelfs ist sie stärker kompaktiert, sie wurde subglazial unterhalb des aufliegenden Schelfeises als Deformationstill abgelagert. Am Kontinentalhang und –fuß ist die Diamiktfazies durch Schlammströme abgelagert worden, die durch das vorrückende Schelfeis während des letzten glazialen Maximums und dem damit verbundenen Sedimenttransport zur Schelfkante ausgelöst wurden. Die oberhalb abgelagerte Übergangsfazies wurde an allen untersuchten Kernlokalitionen während des Übergangs vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial abgelagert. Diese Fazies ist durch eine heterogene Korngrößenverteilung und das Fehlen von Karbonat gekennzeichnet. Die Karbonatfazies ist durch einen relativ hohen Gehalt an Karbonat und planktischen Foraminiferen sowie einer durchgehenden Bioturbation gekennzeichnet. Dieses Sediment wurde während des heutigen Interglazials abgelagert. Der hohe Gehalt an planktischen Foraminiferen (*N. pachyderma* sin.) deutet auf eine erhöhte Bioproduktivität hin.

Die wichtigsten Sedimentationsprozesse im Untersuchungsgebiet werden durch Eistransport, gravitativen Sedimenttransport, biologische Produktivität und Umlagerungsprozesse durch Strömungen gesteuert. Diese werden durch komplexe Umweltveränderungen, die sich durch den Wechsel von Glazialen und Interglazialen ergeben, beeinflusst, wobei die Meereisbedeckung und das Vorstoßen und Zurückweichen der Schelfeiskante den größten Einfluß auf die Sedimentationsprozesse haben. Durch die Sedimentabfolgen kann für das

Glazial ein Vorrücken des aufliegenden Schelfeises bis zur Schelfkante und eine geschlossene Meeresbedeckung rekonstruiert werden, wobei der Meeresspiegel niedriger gelegen haben muß. Anhand der tonmineralogischen Untersuchungen der Sedimente läßt sich das Eiseinzugsgebiet für die Eisströme im zentralen Bellingshausenmeer auf einen Großteil der Bryan-Küste und die südliche Alexanderinsel eingrenzen. Um das Vorstoßen der Eismassen bis zur Schelfkante und das große Eiseinzugsgebiet zu erklären, muß sich der Westantarktische Eisschild (WAIS) während des letzten glazialen Maximums (LGM) im Bereich zwischen dem Ellsworthland und der Antarktischen Halbinsel signifikant ausgedehnt haben.

Während des Übergangs vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial kam es aufgrund des ansteigenden Meeresspiegels zu einem Aufschwimmen und Rückzug des Schelfeises, wodurch verstärkt Schmelzwasserereignisse und stattfanden.

Im heutigen Interglazial kam es durch die saisonale Meereisbedeckung zur verstärkten biologischen Produktion und zu einem Rückzug des Schelfeises bis zu seiner heutigen Position.

# Inhaltsverzeichnis

|   | <b>Seite</b> |
|---|--------------|
| <b>1. Einleitung und Zielsetzung</b>                        | <b>1</b>     |
| <b>2. Beschreibung des Arbeitsgebietes</b>                  | <b>4</b>     |
| 2.1 Geographie und Bathymetrie                              | 4            |
| 2.2 Geodynamische Entwicklung und Geologie                  | 5            |
| 2.3 Ozeanographie   | 6            |
| 2.4 Glaziologie   | 8            |
| <b>3. Material und Methoden</b>                             | <b>11</b>    |
| 3.1 Probenmaterial  | 11           |
| 3.2 Probenahme vom Meeresboden                              | 11           |
| 3.3 Messungen mit dem Multi Sensor Core Logger (MSCL)       | 12           |
| 3.3.1 Magnetische Suszeptibilität                           | 13           |
| 3.3.2 Feuchtraumdichte                                      | 14           |
| 3.4 Kernöffnung und Kernbeprobung                           | 14           |
| 3.4.1 Lithologische Beschreibung                            | 14           |
| 3.4.2 Herstellung von „smear slides“                        | 15           |
| 3.4.3 Kernbeprobung   | 15           |
| 3.4.4 Herstellung und Auswertung von Radiographien          | 15           |
| 3.4.5 Messung der Scherfestigkeit                           | 16           |
| 3.5 Bestimmung des Wassergehalts                            | 17           |
| 3.6 Dichtemessung mit dem Pyknometer                        | 18           |
| 3.7 Berechnung von sedimentphysikalischen Parametern        | 18           |
| 3.8 Bestimmung des organischen und Gesamtkohlenstoffgehalts | 20           |
| 3.9 Messung des biogenen Opalgehalts                        | 21           |
| 3.10 Korngrößenanalyse des karbonatfreien Gesamtsediments   | 23           |
| 3.11 Röntgendiffraktometrie und Tonmineralanalyse           | 25           |
| 3.11.1 Herstellung von Texturpräparaten                     | 25           |
| 3.11.2 Bestimmung der Tonminerale                           | 25           |
| 3.12 Komponentenanalyse der Grobfraction                    | 28           |
| <b>4. Ergebnisse</b>  | <b>30</b>    |
| 4.1 Lithologie, Sedimentstruktur und Sedimentfarbe          | 30           |
| 4.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften                     | 31           |
| 4.2.1 Magnetische Suszeptibilität                           | 31           |
| 4.2.2 Wassergehalt und Porosität                            | 32           |
| 4.2.3 Sedimentdichten                                       | 33           |
| 4.3 Scherfestigkeit   | 34           |
| 4.4 Geochemische Parameter                                  | 35           |
| 4.4.1 Karbonatgehalt  | 35           |
| 4.4.2 Organischer Kohlenstoff                               | 36           |
| 4.4.3 Gehalt an Biogenopal                                  | 36           |
| 4.5 Korngrößenverteilung                                    | 37           |
| 4.5.1 Verteilung der Kiesfraction                           | 37           |
| 4.5.2 Sand-Silt-Ton-Verhältnisse                            | 37           |
| 4.6 Komponentenanalyse                                      | 38           |
| 4.6.1 Terrigene Komponenten                                 | 38           |
| 4.6.2 Biogene Komponenten                                   | 40           |

|  |           |
|--|-----------|
| 4.6.3 Authigene Komponenten  | 41        |
| 4.7 Tonmineralogie   | 42        |
| <b>5. Diskussion und Interpretation</b>  | <b>44</b> |
| 5.1 Faziesmodell   | 44        |
| 5.1.1 Diamiktfazies  | 44        |
| 5.1.2 Übergangsfazies  | 46        |
| 5.1.3 Karbonatfazies   | 48        |
| 5.2 Stratigraphie  | 49        |
| 5.3 Rekonstruktion spätpleistozäner bis holozäner Sedimentationsprozesse und Umweltveränderungen im zentralen Bellingshausenmeer | 51        |
| 5.3.1 Glazial  | 51        |
| 5.3.2 Übergang Glazial- Interglazial   | 52        |
| 5.3.3 Interglazial   | 53        |
| <b>6. Schlußbetrachtung</b>  | <b>55</b> |
| <b>7. Danksagung</b>   | <b>58</b> |
| <b>8. Literaturverzeichnis</b>   | <b>59</b> |
| <b>Anhang A: Kernbeschreibung</b>  |           |
| <b>Anhang B: Tabellen</b>  |           |
| <b>Anhang C: Abbildungen</b>   |           |

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 glazieostatischen 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 Eisrückzugs 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 zur 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 Antarktischer 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 ( <b>SAZ</b> )  |
| Subantarktische Front ( <b>SAF</b> ) |
| Polarfrontzone ( <b>PFZ</b> )        |
| Polarfront ( <b>PF</b> )             |
| Antarktische Zone ( <b>AZ</b> )      |

|                               |
|-------------------------------|
| Südliche ACC-Front            |
| Südliche ACC Zone             |
| Südliche ACC-Grenze           |
| Subpolare Zone ( <b>SPZ</b> ) |

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, KOSHLJAKOV 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  $\text{km}^2$  (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 Schelfeisgürtel 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 m<sup>2</sup> 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 km<sup>2</sup> und weiter nördlich ca. 2 bis 3 Eisberge pro 1000 m<sup>2</sup> (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:

| <b>Kernbezeichnung</b> | <b>Geogr. Breite</b> | <b>Geogr. Länge</b> | <b>Wassertiefe</b> | <b>Kerngewinn</b> | <b>Lage der Kerne</b> | <b>Probenanzahl</b> |
|------------------------|----------------------|---------------------|--------------------|-------------------|-----------------------|---------------------|
| 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 Tiefe 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 cm<sup>3</sup> 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 cm<sup>3</sup> Sediment (1 x 10 x 1 cm).

Der Kiesanteil ist 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 vierschenkliges 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 cm<sup>3</sup> 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.

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

### 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 :  $w [Gew.\%] = \frac{Naßgewicht[\rho] - \rho_{Trockengewicht}[\rho]}{Trockengewicht[\rho]} \times 100$

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 :  $M_w \text{ [g]} = \frac{w \times M_d}{100}$  (3.6)

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

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

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

somit gilt:

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

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

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

Trockendichte :  $\rho_{dbd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \rho_{gd} \times (1 - \frac{P}{100})$  (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 CO<sub>2</sub>.

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 gemörserten 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 (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) zugeführt um den pH-Wert der Probenlösung anzusäuern (pH-Wert 2). Als nächstes wird Natriummolybdat (Na<sub>2</sub>MoO<sub>4</sub> x H<sub>2</sub>O) hinzugefügt, welches zur Bildung eines gelben Molybdatosilikats führt. Oxalsäure (C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>O<sub>4</sub> x 2H<sub>2</sub>O) verhindert eine Reduktion von überschüssigem Molybdat. Der gebildete Säurekomplex wird durch die Zugabe von Ascorbinsäure (C<sub>6</sub>H<sub>8</sub>O<sub>6</sub>) zu Molybdänblau reduziert und gleichzeitig stabilisiert, was zu einer Blaufärbung der Probenlösung führt (GRASSHOFF 1983, MÜLLER & SCHNEIDER 1993). So führt der unterschiedliche Gehalt an SiO<sub>2</sub> 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 SiO<sub>2</sub> 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 SiO<sub>2</sub> 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 H<sub>2</sub>O 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<sub>Probe</sub> [Skt] = Skalenteile der gemessenen Probe

Si<sub>Standard</sub> [mg/l] = Konzentration des Si-Standards

Si<sub>Standard</sub> [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 SiO<sub>2</sub> 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 cm<sup>3</sup> Probe wurde zunächst mit 150 ml 10 %iger Wasserstoffperoxid-Lösung (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) 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)

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

wobei: t [s] : Absinkdauer

H [cm]: Höhe der Flüssigkeitssäule

$\eta$  [g cm<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>]: Viskosität der Suspensionsflüssigkeit

$g$  [cm s<sup>-2</sup>]: Erdbeschleunigung

- r [cm]: Kornradius
- $\rho_1$  [g cm<sup>-3</sup>]: Dichte des Partikels
- $\rho_2$  [g cm<sup>-3</sup>]: 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 MgCl<sub>2</sub>-Lösung (50%ig) zu der abgesaugten Ton-Suspension flockten die Tonpartikel aus, wodurch ihre Absinkgeschwindigkeit beschleunigt wurde. Da sich das MgCl<sub>2</sub> 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 MoS<sub>2</sub>-Lösung (0,4 mg MoS<sub>2</sub>/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 Filteroberfläche 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 $\alpha$ -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

$\lambda$ : Wellenlänge der Röntgenstrahlung

$\theta$ : Beugungswinkel

Die luftgetrockneten Proben wurden mit Beugungswinkeln ( $2\theta$ ) von  $2^\circ$  bis  $18^\circ$  gemessen. Danach wurden sie ca. 24 Stunden im Vakuum bei  $54^\circ\text{C}$  mit Ethylenglykol glykolisiert. Dabei wird bei quellfähigen Tonmineralen wie z.B. Smektit der Gitterbasisabstand auf ca.  $17 \text{ \AA}$  aufgeweitet, wodurch eine Unterscheidung von Smektit und Chlorit ermöglicht wird. Nach der Glykolisierung wurden die Präparate ein weiteres Mal gemessen, von  $2^\circ$  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  $28^\circ$  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  $2\theta$  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  $\text{MoS}_2$ -Standards („Peak“ bei  $6,15 \text{ \AA}$ ) korrigiert. Als nächstes wurde die Basislinie beim  $17 \text{ \AA}$ -Smektit- und beim  $10 \text{ \AA}$ -Illit-Peak korrigiert um die „Peaks“ genauer vom Rauschuntergrund sowie den Wechsellagerungsmineralen abzutrennen. Ebenfalls graphisch wurde der  $14 \text{ \AA}$ -Peak des Chlorits vom  $17 \text{ \AA}$ -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  $17 \text{ \AA}$  (Smektit, Vermikulit und Smektit-Vermikulit-Wechsellagerungsminerale) zusammengefaßt sind. Weiterhin wurden alle Tonminerale, die ihre Peaks bei  $10 \text{ \AA}$  und  $5 \text{ \AA}$  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 Grobfraction 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.

## 4. Ergebnisse

### 4.1 Lithologie, Sedimentstruktur, und Sedimentfarbe

Die untersuchten Sedimente bestehen hauptsächlich aus terrigenen Komponenten (vgl. Kap. 4.6.1), nur in den oberflächennahen Sedimenten sind erhöhte Gehalte von Foraminiferen enthalten. Die lithologischen Änderungen sind meist als Übergangszonen ausgebildet. Die drei Kerne besitzen eine ähnliche lithologische Schichtenfolge. Eine ausführliche Beschreibung der Kerne ist im Anhang A zu finden. Von der Oberfläche bis zur Basis des Kerns konnten folgende lithostratigraphische Einheiten unterschieden werden (Abb. 8):

#### Einheit A

In jedem der drei Kerne bestehen die obersten Sedimente aus Foraminiferen mit variierenden Anteilen an terrigenem Sand, Silt und Ton. Im Kern PS2533-2 hat Einheit A eine Mächtigkeit von 0-12 cm, im Kern PS2540-3 von 0-10 cm und im Kern PS2538-2 von 0-15 cm. In dem Kern PS2533-2 setzen sich die oberflächennahen Sedimente aus einem hell olivbraunen Foraminiferenschlamm („foraminiferal ooze“) zusammen, unterhalb folgt ein olivfarbener sandiger Foraminiferenschlamm („foraminiferal sandy mud“). Die oberflächennahen Sedimente in den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 bestehen aus einem olivgrauen foraminiferenhaltigen, sandigem Schlamm („foraminifer-bearing sandy mud“). Im Kern PS2540-3 ist unterhalb des foraminiferenhaltigen sandigen Schlammes Foraminiferensand vorhanden. In Kern PS2538-2 folgt ein olivbrauner sandiger Foraminiferenschlamm. In allen Sedimentkernen ist Einheit A leicht bioturbiert, u.a. sind Grabgänge von *Chondrites*, *Planolites* und *Zoophycos* zu erkennen. Im Sedimentkern PS2538-2 befindet sich im sandigen Foraminiferenschlamm eine farbliche Lamination.

#### Einheit B

In Einheit B sind stärkere Unterschiede zwischen den drei Sedimentkernen vorhanden als in Einheit A. Im Kern PS2533-2 reicht die Einheit B von 12-46 cm, im Kern PS2540-3 von 10-35 cm und im Kern PS2538-2 von 15-66 cm Kerntiefe. Einheit B besteht aus rein terrigenen Sedimenten. Der obere Abschnitt besteht aus olivem bis olivgrauem sandigem Schlamm („sandy mud“). In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 sind in diesem sandigen Schlamm zentimeterdicke Lagen mit einem höheren Sand- bzw. Siltanteil eingeschaltet. Der untere Abschnitt von Einheit B besteht aus einem oliven bis olivgrauen siltig-tonigem Sand („muddy sand“), der im Kern PS2533-2 eine scharfe Ober- und Untergrenze hat. Im Kern PS2540-3 weist der siltig-tonige Sand eine normale Gradierung und eine farbliche Lamination auf. In Kern PS2538-2 ist der schlammige Sand geschichtet und Lagen mit höherem Sand- bzw. Siltgehalt sind eingeschaltet. Eine siltreiche Lage in 41-43 cm Teufe und eine sandreiche

Lage in 58-66 cm Teufe sind normal gradiert und weisen erosive Schichtunterseiten auf. Der obere Bereich von Einheit B ist bioturbiert, im Kern PS2538-2 reicht die Bioturbation fast bis zur Basis der Einheit.

## **Einheit C**

Einheit C weist äußerlich keine Unterschiede zwischen den einzelnen Kernen auf. Im Kern PS2533-2 reicht Einheit C von 46-180 cm, im Kern PS2540-3 von 35-414 cm und im Kern PS2538-2 von 66-415 cm Sedimenttiefe. Somit ist in jedem der untersuchten Sedimentkerne Einheit C die mächtigste lithologische Einheit. Sie besteht aus einem terrigenen, grauen, massigen und unsortierten Sediment. Einheit C wird daher als Diamikt („diamict“) bezeichnet. Im Vergleich zu Kern PS2540-3 und Kern PS2538-2 ist Einheit C im Kern PS2533-2 heterogener, sie wird von 64-80 cm durch eine hellere, feinkörnigere Lage unterteilt. Daher wird im Kern PS2533-2 der Diamikt oberhalb der helleren Lage als C1, die Schicht selbst als C2 und der Diamikt unterhalb als C3 bezeichnet. Sofern zwischen C1, C2 und C3 keine Unterschiede vorhanden sind, wird von Einheit C gesprochen. In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 weist der obere Abschnitt von Einheit C eine olivgraue Farbe auf, im Kern PS2540-3 ist er außerdem farblich laminiert. Einheit C reicht in den drei Sedimentkernen jeweils bis zur Basis.

## **4.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften**

### **4.2.1 Magnetische Suszeptibilität**

Da die mit dem F-Sensor gemessene Suszeptibilität hochauflösender ist, wurden nur diese Werte berücksichtigt (C.-D. Hillenbrand unveröff. Daten). Durch die im Kern enthaltenen Kieskörner und Steine mafischer Zusammensetzung wird bei geringem Abstand zum F-Sensor ein zu hoher Suszeptibilitätswert gemessen. Dadurch lassen sich die starken Schwankungen der Suszeptibilitätskurve in Einheit C erklären.

Die magnetische Suszeptibilität schwankt im PS2533-2 in Einheit A zwischen  $30 \cdot 10^{-5}$  und  $65 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten (Abb.9a). In Einheit B nimmt die Suszeptibilität mit zunehmender Teufe von  $40 \cdot 10^{-5}$  auf  $100 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten zu. In Einheit C1 weist das Sediment Suszeptibilitätswerte zwischen  $100 \cdot 10^{-5}$  und  $180 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten auf; der Mittelwert liegt bei  $136 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten. Einheit C2 weist die höchste Suszeptibilität des Korns auf, sie schwankt zwischen  $105 \cdot 10^{-5}$  und  $229 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten. In Einheit C3 sind die Suszeptibilitätswerte niedriger und schwanken um einen Mittelwert von  $118 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten.

Im Schwerelotkern PS2540-3 schwanken die Suszeptibilitätswerte in Einheit A zwischen  $40 \cdot 10^{-5}$  und  $90 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten, in Einheit B nehmen sie auf  $140 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten zu

(Abb.9b). Einheit C zeichnet sich durch starke Schwankungen aus, der Mittelwert liegt bei  $152 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten.

Im Kern PS2538-2 sind die Suszeptibilitätswerte in Einheit A ebenfalls niedrig, sie schwanken zwischen  $25 \cdot 10^{-5}$  und  $80 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten (Abb. 9c). Einheit B weist auf eine mit der Teufe ansteigende magnetische Suszeptibilität auf, an der Basis der Einheit ist sie hoch mit einem Mittelwert von  $193 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten. In Einheit C schwanken die Werte stark um einen Mittelwert von  $167 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten.

In allen bearbeiteten Kernen werden die geringsten Suszeptibilitätswerte in Einheit A erreicht, wo der Anteil an biogenem Material am höchsten ist. Terrigenes Material weist generell höhere Werte auf. Im Kern PS2533-2 ist die Suszeptibilität in Einheit C1 und C3 geringer als in Einheit C der anderen beiden Kerne (siehe Abb. 9a).

#### **4.2.2 Wassergehalt und Porosität**

Der Wassergehalt und die Porosität des Sediments werden besonders von der Korngrößenverteilung aber auch durch die Kornform, Sedimentationsrate, Sedimentstruktur, dem Überlagerungsdruck und dem Gehalt an biogenen Komponenten wie Foraminiferen und Radiolarien, die mit ihren Gehäusevolumina den Porenraum vergrößern, beeinflusst (MELLES 1991). So korreliert der Tongehalt positiv mit dem Wassergehalt und der Porosität und negativ mit der Feuchtraumdichte. Dies ist auf höhere Porositäten in tonigen Bereichen zurückzuführen, welche u.a. durch die verschachtelte Lagerung der Tonminerale zu erklären sind (FÜCHTBAUER 1988).

##### **Wassergehalt**

Im Sedimentkern PS2533-2 schwankt der Wassergehalt zwischen 17 und 41 Gew.%. Der höchste Wassergehalt ist in Einheit A und B vorhanden, eine starke Abnahme findet im Wechsel zu Einheit C1 statt, in der der Wassergehalt bei 22 Gew.% liegt. Einheit C2 weist einen Wassergehalt von 25% auf und in Einheit C3 schwanken die Werte zwischen 17 und 22 Gew.% (Abb. 9a).

In den Sedimenten des Kerns PS2540-3 ist in Einheit A mit 44 Gew.% ein etwas höherer Wassergehalt vorhanden, was auf den höheren Foraminiferengehalt zurückzuführen sein könnte (siehe Kap. 4.6.2). In Einheit B schwankt der Wassergehalt zwischen 23 und 32 Gew.%. Einheit C weist Wassergehaltswerte zwischen 28 und 21 Gew.% an der Kernbasis auf. Der Wassergehalt schwankt nur geringfügig (Abb. 9b).

Der Wassergehalt von PS2538-2 erreicht die höchsten Werte ebenfalls in Einheit A. Die Wassergehalte schwanken zwischen 20 Gew.% in einer Siltlage in 60 cm Kerntiefe und 51 Gew.%. In Einheit C nimmt der Wassergehalt von 27 Gew.% mit zunehmender Teufe auf 20 Gew.% ab (Abb.9c).

## **Porosität**

Die Porositätskurven verlaufen parallel zu den Kurven des Wassergehalts (Abb. 9a, b, c). Im Kern PS2533-2 schwanken die Werte zwischen 33 und 52 Vol.%. Beim Kern PS2540-3 liegen die Porositäten zwischen 35 und 55 Vol.%. PS2538-2 weist Werte zwischen 35 und 58 Vol.% auf. Die Porosität ist in den Einheiten A und B generell höher als in Einheit C, in der die Werte zum Liegenden hin abnehmen.

### **4.2.3 Sedimentdichten**

#### **Feuchtraumdichte**

Die Feuchtraumdichte wurde auf zwei Arten bestimmt, die mit dem MSCL direkt an Bord bestimmte Feuchtraumdichte ist im Vergleich zu der aus der Pyknometerdichte und dem Wassergehalt berechneten Feuchtraumdichte systematisch niedriger (vgl. Abb. 9a, b, c). Da die Feuchtraumdichte unter anderem vom Wassergehalt abhängt, könnte während der Lagerung der Sedimentkerne Evaporation den Wassergehalt gesenkt haben. Die mit dem MSCL gemessenen Feuchtraumdichten (Feuchtraumdichte MSCL) schwanken, besonders im Diamikt, sehr viel stärker als die der mit Hilfe des Pyknometers ermittelten. Grund dafür sind wahrscheinlich die im Sediment enthaltenen Kieskörner. Insgesamt korrelieren die Kurven der mit dem MSCL und an den Einzelproben bestimmten Feuchtraumdichten positiv miteinander.

Im Kern PS2533-2 weist die Dichte in Einheit A ein Minimum von  $1,5 \text{ g/cm}^3$  bei der mit dem MSCL gemessenen Dichte auf. Die Feuchtraumdichte steigt mit zunehmender Tiefe an, was zum einen durch die zunehmende Kompaktion des Sediments und zum anderen auch durch lithologische Änderungen bedingt ist. In Einheit C1 und C3 beträgt die Feuchtraumdichte zwischen  $1,7$  und  $2,2 \text{ g/cm}^3$ , in Einheit C2 ist sie etwas geringer.

Auch im Kern PS2540-3 weist Einheit A eine geringe Feuchtraumdichte auf, welche in Einheit B zunimmt. Sie beträgt zwischen  $1,5$  und  $2,0 \text{ g/cm}^3$ . In Einheit C schwankt sie zwischen  $1,7$  und  $2,4 \text{ g/cm}^3$ .

Im Kern PS2538-2 ist die Feuchtraumdichte in Einheit A ebenfalls niedrig, die Werte liegen in einem Bereich von  $1,3$  bis  $1,8 \text{ g/cm}^3$ . In Einheit C schwankt die Feuchtraumdichte geringer; sie liegt generell zwischen  $1,8$  und  $2,0 \text{ g/cm}^3$ . Einzelne Werte reichen bis  $2,3 \text{ g/cm}^3$ .

Die gemessene Feuchtraumdichte korreliert negativ mit dem Wassergehalt und der Porosität. Insgesamt ist die Feuchtraumdichte in Einheit C3 des Kerns PS2533-2 höher als in Einheit C der anderen beiden Kernen.

### **4.3 Scherfestigkeit**

Die Sedimente weisen mit zunehmender Tiefe generell eine Zunahme der Scherfestigkeit auf (siehe Abb. 9a, b, c). Im Kern PS2533-2 ist die Scherfestigkeit in Einheit A, B, C1 und C2 niedrig und liegt unterhalb 6 kPa. In Einheit C3 steigen die Werte sprunghaft auf über 10 kPa.

Kern PS2540-3 weist Scherfestigkeiten zwischen 2,5 und 22 kPa auf. Im Unterschied zu den anderen beiden Kernen liegt das Maximum in 32 cm Kerntiefe relativ flach und kann einer sandigen Lage zugeordnet werden. Bis zur Basis des Kerns nimmt die Scherfestigkeit insgesamt zu. Der Anstieg ist nicht so stark ausgeprägt wie bei den Kernen PS2533-2 und PS2538-2.

Im Kern PS2538-2 schwankt die Scherfestigkeit zwischen 1,8 und 29,4 kPa. In Einheit A und B nimmt sie mit zunehmender Teufe auf 16 kPa zu. Dieser Anstieg kann durch einen Lithologiewechsel erklärt werden. In Einheit C fällt die Scherfestigkeit auf Werte um 5 kPa und nimmt nur allmählich auf einen Höchstwert nahe der Kernbasis zu.

Normalerweise nimmt die Scherfestigkeit infolge der Kompaktion des Sediments mit zunehmender Kerntiefe zu. Allerdings wird sie auch durch Änderung des Wassergehalts, der Lithologie, des Bioturbationsgrads und der Sedimentationsrate beeinflusst (GRÜNIG 1991). In den vorliegenden Kernen ist eine Änderung der Scherfestigkeit meist mit einem Wechsel der lithologischen Zusammensetzung verbunden. Für einzelne extrem hohe Scherfestigkeitswerte kann auch der in den Kernen zahlreich enthaltene Kies verantwortlich sein. Die generell beobachtete Abnahme der Scherfestigkeit nahe der Kernbasis ist wahrscheinlich durch das gestörte Sediment im Kernfänger bedingt.

### **4.4 Geochemische Parameter**

#### **4.4.1 Karbonatgehalt**

Im Vergleich zu anderen Sedimentabfolgen vom antarktischen Kontinentalrand ist der Karbonatgehalt in Einheit A der bearbeiteten Kerne verhältnismäßig hoch. Kern PS2533-2 weist direkt an der Oberfläche mit 17 Gew.% den höchsten  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt im Kern auf, er sinkt bis zur Basis der Einheit A auf 1 Gew.% (Abb. 10a). Im Kern PS2540-3 erreicht der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt in Einheit A nahe der Oberfläche Werte von 28 Gew.% (Abb. 10b). Im Kern PS2538-2 ist der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt in Einheit A im oberflächennahen Sediment dagegen mit 4 Gew.% niedriger als im mittleren Abschnitt der Einheit mit 14 Gew.% (Abb. 10c). In Einheit B ist der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt in allen Kernen nahe 0 Gew.%. In Einheit C liegt der Gehalt an Karbonat konstant bei 1 Gew.%. Es kann sich somit nicht um einen methodisch bedingten, artifiziellen Hintergrundwert handeln.

Die Karbonatgehalte korrelieren gut mit den Gehalten an planktischen Foraminiferen der Komponentenanalyse, so daß in den oberen Kernbereichen ein signifikanter Einfluß von terrigenem Material auf den Karbonatgehalt ausgeschlossen werden kann.

#### **4.4.2 Organischer Kohlenstoff**

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) ist in allen drei Kernen gering (Abb. 10a, b, c).

Generell sind die  $C_{org}$ -Gehalte bei allen Kernen in Einheit A am höchsten, in Einheit B wird in allen Kernen jeweils ein Minimum erreicht, und in Einheit C bzw. im Kern PS2533-2 in Einheit C3, schwanken die  $C_{org}$ -Werte im geringen Maß um einen mittleren Wert. Im Kern PS2533-2 erreichen die  $C_{org}$ -Gehalte in Einheit A nahe der Oberfläche und in Einheit C2  $C_{org}$ -Gehalte von 0,2 Gew.%. In Einheit B sinken sie unterhalb 0,1 Gew.%. In Einheit C3 schwankt der  $C_{org}$ -Gehalt um 0,11 Gew.%.

Im Kern PS2540-3 liegt der höchste  $C_{org}$ -Wert nahe der Kernoberfläche mit 0,14 Gew.%. In Einheit B fällt der  $C_{org}$ -Gehalt auf 0,05 Gew.%. In Einheit C schwanken die  $C_{org}$ -Gehalte um 0,13 Gew.%

Im Kern PS2538-2 beträgt der  $C_{org}$ -Gehalt in 10 cm Kerntiefe 0,17 Gew.%. In Einheit B liegen die  $C_{org}$ -Werte bei 0,05 Gew.%. In Einheit C schwanken die  $C_{org}$ -Gehalte leicht um 0,13 Gew.%. Ein relativ hoher  $C_{org}$ -Gehalt in 180 cm Kerntiefe konnte durch Doppelmessung belegt werden.

#### **4.4.3 Gehalt an Biogenopal**

Im Kern PS2533-2 schwanken die Opalgehalte zwischen 2,4 Gew.% in Einheit C und 3,3 Gew.% in Einheit B. Nahe der Oberfläche beträgt der Wert 3,0 Gew.%.  
PS2540-3 weist ähnliche Gehalte an Opal auf. Die Opal-Werte steigen von 2,8 Gew.% nahe der Oberfläche auf 3,9 Gew.% im mittleren Bereich von Einheit A. Einheit C weist Opalgehalte von 2,2 Gew.% auf.

Die insgesamt höchsten Gehalte an biogenem Opal werden im Kern PS2538-2 im mittleren Abschnitt von Einheit A mit 5,8 Gew.% erreicht. Das Minimum beträgt 2,5 Gew.% in Einheit B, in Einheit C liegt der Wert mit 2,9 Gew.% leicht darüber.

Die stichprobenartig gemessenen Opalgehalte scheinen mit der Karbonatkurve zu korrelieren, da die höchsten Opal-Gehalte ebenfalls in Einheit A zu finden sind (Abb. 10a, b, c).

## **4.5 Korngrößenverteilung**

### **4.5.1 Verteilung der Kiesfraktion**

Im Sedimentkern PS2533-2 schwankt die Anzahl zwischen 1 und 21 Kieskörner/10 cm<sup>3</sup>. Zwei Minima befinden sich im oberen Abschnitt von Einheit B und in C2. In Einheit A, C1 und C3 schwankt die Anzahl der Kieskörner zwischen 6 und 21 Kieskörnern/10 cm<sup>3</sup> (Abb. 10a).

Der Kern PS2540-3 weist Kiesgehalte von 3 bis 22 Kieskörnern/10 cm<sup>3</sup> auf. Die Kiesgehalte schwanken nicht so stark wie in den anderen Kernen. Im unteren Abschnitt von Einheit A und in Einheit B sind die Kiesgehalte etwas geringer. Ein weiteres Minimum zwischen 215 und 240 cm Tiefe ist ein Artefakt, verursacht durch ein gestörtes Radiographiepräparat. In Einheit C liegen die Werte zwischen 6 und 18 Kieskörnern/10 cm<sup>3</sup> (Abb. 10b).

Im Kern PS2538-2 sind 0 bis 20 Kieskörner/10 cm<sup>3</sup> im Sediment vorhanden. Die Minima liegen in Einheit B und stimmen mit den gradierten Lagen überein. In Einheit C schwanken die Werte zwischen 4 und 17 Kieskörnern/10 cm<sup>3</sup> (Abb. 10c).

### **4.5.2 Sand-Silt-Ton-Verhältnisse**

Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse sind im ternären Diagramm verändert nach SHEPARD (1954) (Abb. 11) und in einer Verteilungskurve über die gesamten Kernlänge (Abb. 10a, b, c) dargestellt. Die Grenzen zwischen den Korngrößen wurden nach FRIEDMAN & SANDERS (1978) festgelegt. Einheit C in den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 und Einheit C3 im Kern PS2533-2 enthält Sand, Silt und Ton zu fast identischen Anteilen. Der etwas geringere Tongehalt könnte auf den methodisch bedingten Fehler bei der Abtrennung des Tons vom Silt zurückzuführen sein (vgl. Kap. 3.10).

Im Kern PS2533-2 sind die Silt- und Tongehalte mit je 43 Gew.% in Einheit A am höchsten, der terrigene Sandgehalt erreicht ein Minimum. In Einheit B sinken die Silt- und Tongehalte Richtung Basis ab, der Sandgehalt steigt auf ca. 37 Gew.%. In Einheit C1 ist der Sandgehalt mit 39 Gew.% am höchsten. In Einheit C2 sinkt der Sandgehalt auf unter 30 Gew.%, Silt- und Tongehalt steigen auf über 40 bzw. 30 Gew.%.

Im Kern PS2540-3 ist der Sandgehalt in Einheit A mit 20 Gew.% am geringsten, der Tongehalt erreicht ein Maximum mit 45 Gew.%. Die Siltgehalte liegen im gesamten Kern fast konstant bei 36 Gew.%. In Einheit B steigt der Sandgehalt auf zwei Maxima mit 46 bzw. 53 Gew.%. Die Silt- und Tongehalte sinken auf ein Minimum von 28 bzw. 19 Gew.%.

Auch im Kern PS2538-2 ist in Einheit A ein geringerer Sand- und ein höherer Tongehalt mit ca. 25 bzw. 44 Gew.% vorhanden. Der Sandgehalt nimmt von der Oberfläche zur Basis von Einheit A auf 10 Gew.% ab und der Tongehalt auf 58 Gew.% zu. Der Siltanteil beträgt durchschnittlich 32 Gew.%. In Einheit B ist im oberen Abschnitt ein weiteres Sandminimum

und ein Tonmaximum vorhanden. Im unteren Abschnitt der Einheit B sind zwei Siltmaxima mit 40 bzw. 48 Gew.% und einem geringem Sand- bzw. Tongehalt vorhanden.

## **4.6 Komponentenanalyse**

### **4.6.1 Terrigene Komponenten**

#### **Lithoklasten**

Zum größten Teil handelt es sich um Plutonite, Vulkanite, Metamorphite und vereinzelt auch Sedimentgesteine, meistens ließen sich die Komponenten aufgrund der geringen Größe nicht eindeutig klassifizieren. Bei den aus dem Sedimentkern entnommenen Kieskörnern und Steinen handelt es sich größtenteils ebenfalls um Plutonite und Vulkanite.

Im Sedimentkern PS2533-2 schwankt die Anzahl der Lithoklasten bezogen auf den Gesamtanteil der Grobfraction zwischen 0,2 und 3,1%. In Einheit A sind die Gehalte am niedrigsten, sie nehmen mit zunehmender Tiefe leicht zu. In den Einheiten B und C liegen die Werte zwischen 1 und 3% (Abb. 12a).

Der Lithoklastenanteil im Kern PS2540-3 schwankt zwischen 0,5 und 4%. Die niedrigsten Werte sind ebenfalls in Einheit A zu finden. In Einheit B und C variieren die Werte von 1 bis 4% (Abb. 12b).

Kern PS2538-2 weist mit Werten zwischen 0,5 und 7% die höchsten Gehalte an Lithoklasten auf. Im Gegensatz zu den anderen Kernen weist der Kern PS2538-2 in Einheit A nahe der Sedimentoberfläche ein Maximum auf. Ein zweites relatives Maximum befindet sich in Einheit B in 40 cm Sedimenttiefe. In 30 cm Tiefe sind die geringsten Gehalte an Lithoklasten vorhanden. In Einheit C schwanken die Werte zwischen 1,5 und 4% (Abb. 12c).

#### **Quarz und Feldspat**

Quarz und Feldspat machen mit einem Anteil von größtenteils über 90% in den drei Sedimentkernen den größten Teil der detritischen Grobfraction aus (Abb. 12a, b, c). Nur in den Horizonten, welche einen hohen Biogenanteil aufweisen, geht ihr Anteil stark zurück. Die Quarz- und Feldspatkörner sind angular bis kantengerundet. Der größtenteils schlechte Rundungsgrad weist auf Eistransport hin.

Die Gehalt an Quarz und Feldspat variiert nur in Einheit A; in Einheit B und C beträgt der Gehalt von Quarz und Feldspat in den Kernen um 90%. Kern PS2533-2 weist nahe der Oberfläche 17% Quarz und Feldspat auf, die Werte steigen im oberen Abschnitt von Einheit B auf 90%. Im Kern PS2540-3 sinkt der Quarz- und Feldspat-Anteil von 23% nahe der Oberfläche auf 7% in 6 cm Kerntiefe. Auch in Kern PS2538-2 sieht die Verteilung ähnlich

aus. Im oberflächennahen Sediment liegen Quarz-Feldspatgehalte bei 62%, in 10 cm Tiefe fallen sie auf 18%.

### **Mafite und Erze**

Den größten Anteil dieser Sandkomponenten stellen überwiegend schwarze, aber auch dunkelgrüne und dunkelbraune Augite und Hornblenden. Die enthaltenen Erze sind meist an ihrem charakteristischen metallischen Glanz zu erkennen. Der Anteil von Mafiten und Erzen schwankt im Kern PS2533-2 zwischen 1 und 6%, im Kern PS2540-3 zwischen 1 und 6,1% auf. Die niedrigste Schwankungsbreite ist im Kern PS2538-2 zu finden, der Gehalt an Mafiten und Erzen beträgt zwischen 2,7 und 6,7%.

### **Glimmer**

In den bearbeiteten Kernsedimenten sind Glimmer mit einem maximalen Anteil von 3,5% nur untergeordnet vorhanden (Abb. 12a, b, c). Bei diesen blättrigen Mineralien handelt es sich hauptsächlich um Biotit und Muskovit, vereinzelt kommt aber auch grünlich gefärbte blättriges Mineral vor, bei dem es sich um Chlorit oder eine grünlich gefärbte Varietät des Biotits handeln könnte.

### **Vulkanische Gläser**

Vulkanische Gläser kommen ebenfalls nur vereinzelt in den Sedimenten vor (Abb. 12a, b, c). Sie sind nicht alteriert, gelblich-bräunlich gefärbt und blasig. Vulkanische Gläser sind oberflächennah und in einzelnen Proben aus größeren Kerntiefen zu finden. Ein Maximum ist in 200 cm Sedimenttiefe im Sedimentkern PS2538-2 mit 0,6% vorhanden. Diese Komponente korreliert mit keinem der anderen Parameter.

### **Sonstige Minerale**

Ihr Anteil liegt in den drei Kernen unter 10%. Kern PS2540-3 weist den geringsten Wert mit 0% nahe der Sedimentoberfläche auf. In diesem Kern ist der Gehalt an unbestimmten Mineralien geringer als in PS2533-2 und PS2538-2.

## 4.6.2 Biogene Komponenten

### Planktische Foraminiferen

Diese Komponentengruppe macht in Einheit A den größten Teil der Grobfraction aus und setzt sich fast ausschließlich aus der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral zusammen.

Im Kern PS2533-2 sind nahe der Oberfläche 44% planktische Foraminiferen enthalten. Ihr Gehalt nimmt mit zunehmender Kerntiefe, wie auch bei den Kernen vom Kontinentalhang und -fuß, rasch ab. Ab einer Tiefe von 20 cm sind keine planktischen Foraminiferen mehr vorhanden (Abb. 13a).

Im Kern PS2540-3 steigt der Gehalt an planktischen Foraminiferen von der Oberfläche bis in 6 cm Tiefe auf 68%. Bereits in 10 cm Sedimenttiefe liegen die Werte bei 0%. Bei 20 cm ist ein Gehalt von 0,5% vorhanden (Abb. 13b).

Im Kern PS2538-2 haben planktische Foraminiferen an der Oberfläche nur einen Anteil von 16%, er erhöht sich auf 52% in 10 cm Sedimenttiefe. Auch in diesem Kern liegt der Gehalt an *N. pachyderma* bereits in 20 cm Kerntiefe bei 0% (Abb. 13c).

Der ebenfalls ausgezählte Anteil an Foraminiferenbruch, zeigt denselben Trend. Allerdings geht der Anteil an Foraminiferenbruchstücken erst in größeren Teufen auf 0% zurück als der Gehalt an *N. pachyderma*.

### Benthische Foraminiferen

Den Hauptteil der benthischen Foraminiferen stellen die kalkigen Arten. Die benthisch agglutinierenden Foraminiferen sind nur in Einheit A und B vorhanden, die robusteren kalkigen benthischen Foraminiferen vereinzelt auch in Einheit C. Die agglutinierenden Foraminiferen machen in keinem Kern mehr als 0,8% der Grobfraction aus. Die Verteilung der benthischen Foraminiferen ähnelt der Verteilung des Foraminiferenbruchs, d.h. sie sind bis auf vereinzelte Exemplare nur in den oberen Kernabschnitten zu finden (Abb. 13a, b, c). Der höchste Anteil mit 6,3% befindet sich nahe der Oberfläche im Kern PS2533-2. Der Kern PS2540-3 enthält nahe der Oberfläche 2,5% benthische Foraminiferen. PS2538-2 weist nahe der Sedimentoberfläche nur vereinzelt benthische Foraminiferen auf; ihr Anteil steigt in 10 cm Kerntiefe auf 2,2%. Im Kern PS2533-2 kommen 10 verschiedene Arten vor. Kern PS2540-3 enthält 18 verschiedene Arten. PS2538-2 weist 21 Arten auf. Die im Kern PS2533-2 in Einheit A vorkommende *Bulimina aculeata* zeigt flaches Wasser und einen hohen Nahrungsfluß an (mdl. Mitt. A. Eberwein). Die Art *Cassidulina bitor*, ist nur an der Station PS2533 in Kerntiefen unterhalb von 60 cm vorhanden, mit einem Häufigkeitsmaximum in 70 cm Tiefe. Es handelt sich um eine Art, welche bisher nur vom antarktischen Schelf beschrieben wurde (mdl. Mitt. G. Schmiedl, vgl. ISHMAN. & DOMACK 1994; IGARASHI et al. 2001).

## **Radiolarien und sonstige biogene Komponenten**

Die in dieser Kategorie zusammengefaßten Komponenten erreichen maximal einen Anteil von 0,8% in Einheit A und sind daher nicht von Bedeutung für die Grobfraktion. Sonstige biogene Komponenten umfassen hauptsächlich kieselige Schwammnadeln und vereinzelt Ostracoden.

### **4.6.3 Authigene Komponenten**

#### **Mikromanganknollen**

Mikromanganknollen sind nur im Sedimentkern PS2538-2 in 60 cm Kerntiefe mit einem Gehalt von 3,2% vorhanden. Es handelt sich um dunkelbraune, rundliche und kompakte Aggregate. Oftmals sind durch eine zentrale Mikromanganknolle mehrere terrigene Körner miteinander verbunden. Das Vorkommen von Mn-Knollen weist auf geringe Sedimentationsraten und/oder ein oxisches Milieu im Bodenwasser sowie in den oberflächennahen Sedimenten hin (SEIBOLD & BERGER, 1996).

### **4.7 Tonmineralogie**

Die Tonminerale in den untersuchten Vergesellschaftungen sind nahezu ausschließlich terrigener Herkunft. Eine Ausnahme bildet der Smektit, der auch frühdiagenetisch/halmyrolytisch gebildet werden kann. Generell ist die Vergesellschaftung von Tonmineralen Breitengradabhängig, da die Art der Verwitterung durch das Klima gesteuert wird (BISCAYE 1965; DIEKMANN et al. 1996). Im kalt-ariden Klima der Antarktis dominiert die physikalische Verwitterung, so daß in den Sedimenten hauptsächlich Illit und Chlorit enthalten sind (BISCAYE 1965, EHRMANN 1994). Kaolinit ist wegen der nahezu fehlenden chemischen Verwitterung in hohen südlichen Breiten nur lokal vorhanden, wenn z.B. präglaziale Sedimentgesteine im Hinterland aufgearbeitet werden (vgl. HILLENBRAND 2000).

Im Kern PS2533-2 schwanken die Smektitgehalte zwischen 6,4 und 22,4%, der Illitgehalt ist mit Werten zwischen 48,4 und 64% hoch (Abb. 14a). Der Anteil an Kaolinit ist ebenso wie in allen anderen Kernen gering, er liegt zwischen 3,7 und 5,9%. Der Chloritgehalt schwankt leicht zwischen 23,1 und 27,3%. In Einheit A von Kern PS2533-2 ist der Smektitgehalt nahe der Oberfläche erhöht und steigt weiter bis zur Basis von Einheit A an. Der Illitgehalt sinkt im unteren Abschnitt von Einheit A bis zum Minimum im oberen Abschnitt von Einheit B. Der Gehalt an Chlorit schwankt im gesamten Sediment des Kerns nur geringfügig, nahe der Oberfläche sind die Chloritwerte am niedrigsten. In Einheit B erreicht der Smektitanteil im oberen Bereich sein Maximum und sinkt kontinuierlich bis zu einem Minimum in Einheit C2 ab. Der Illitgehalt steigt vom Minimum in Einheit B kontinuierlich bis zu einem Maximum in Einheit C2. In Einheit C3 des Kerns PS2533-2 schwanken die Gehalte der Tonminerale nur

gering. Der Smektitanteil liegt um 10%, der Illitgehalt um 60%. Der Chlorit weist mit durchschnittlich ca. 27% einen geringfügig höheren Gehalt als in Einheit A und B auf.

Im Kern PS2540-3 schwankt der Smektitgehalt zwischen 16,2 und 38,3%. Der Anteil an Illit liegt zwischen 31,9 und 55,1%. Kaolinit hat einen Anteil zwischen 2,8 und 8,6%. Der Gehalt von Chlorit liegt zwischen 17,8 und 29,7% (Abb. 14b). In Einheit A weisen die Gehalte an Smektit und Illit Werte um 25 bzw. 45% auf. Der Smektitanteil nimmt zur Basis der Einheit ab, der Illitanteil hingegen zu. Der Kaolinit schwankt in Einheit A und B stärker als in Einheit C. Der Chlorit weist in Einheit A Gehalte um 23% auf. Im oberen Abschnitt von Einheit B erreicht der Smektit seinen geringsten, der Illit den höchsten Gehalt im Kern PS2540-3. Im unteren Abschnitt von Einheit B korrelieren maximale Smektit- mit minimalen Illit- und Chloritgehalten. In Einheit C schwanken die Anteile der untersuchten Tonminerale kaum.

Im Kern PS 2538-2 schwanken die Smektitgehalte zwischen 16,5 und 44,7%, der Illitgehalt liegt zwischen 30,4 und 48%. Der Kaolinit weist Schwankungen zwischen 3,2 und 7,7% auf. Der Anteil an Chlorit variiert zwischen 19,5 und 32,7% (Abb. 14c). In Einheit A des Kerns PS2638-2 nimmt der Smektitgehalt auf ein Minimum ab, der Illitgehalt erreicht ein Maximum. Der Chloritanteil erreicht maximale Werte. In Einheit B nehmen die Smektitwerte auf ein Maximum in 40 cm Kerntiefe zu, gleichzeitig sinken die Illit- und Chloritgehalte im oberen Abschnitt von Einheit B auf ein Minimum. In Einheit C variieren die Gehalte der Tonminerale nur gering. Das 5/10 Å-Verhältnis des Illits schwankt in den drei Kernen zwischen 0,23 und 0,43. Somit handelt es sich um eine Mischung aus Al-, Fe-reichem und Mg-reichem Illit.

## **5. Diskussion und Interpretation**

### **5.1 Faziesmodell**

Anhand der in Kap. 4 dargestellten Parameter lassen sich die Sedimente in verschiedene Faziestypen unterteilen, welchen aus unterschiedliche Ablagerungsbedingungen resultieren. Die lithologischen Einheiten aus Kap. 4 werden aufgrund der Ergebnisse aus Kap.4 den folgenden Faziestypen zugeordnet (Abb. 15a, b, c und Abb. 16):

Einheit C = Diamiktfazies

Einheit B = Übergangsfazies

Einheit A = Karbonatfazies

#### **5.1.1 Diamiktfazies**

Als Diamikte werden unsortierte Sedimente bezeichnet, in denen jede Korngröße zu nahezu gleichen Anteilen vorhanden ist. Diamikte können durch unterschiedliche Ablagerungsprozesse entstehen. Zum einen werden sie unterhalb von Eisströmen subglazial abgelagert. Auch durch glazialmarine Sedimentation ist eine unsortierte Ablagerung von Sedimenten möglich. Schlammströme homogenisieren Sedimente, so dass dieser Prozeß ebenfalls als Ablagerungsmechanismus für Diamikte in Frage kommt. Eine Unterscheidung nur anhand der lithologischen Merkmale ist nicht immer möglich (DOMACK et al. 1999, LICHT et al. 1999). Die untersuchten Diamikte gleichen sich im niedrigen Karbonat-, Mikrofossil- und Wassergehalt, ihrer Strukturlosigkeit sowie der homogenen Korngrößenzusammensetzung. Schwankungen der magnetischen Suszeptibilität lassen sich durch einen erhöhten Gehalt an Steinen und Kiesen mit mafischer Zusammensetzung erklären. Eindeutige Unterschiede sind nur in der tonmineralogischen Vergesellschaftung und in der Scherfestigkeit zu erkennen.

Während für den Diamikt in den Kernen PS2538-2 und PS2540-3 Schlammstrom- oder glazialmarine Ablagerungen wahrscheinlich sind, können bei PS2533-2 aufgrund seiner Lage auf dem Schelf sowohl Schlammstrom-, glazialmarine und subglaziale Ablagerungen angenommen werden, da Schlammströme bereits bei sehr geringen Hangneigungen entstehen können (FÜCHTBAUER 1988). Auffällig sind die unterschiedlichen Smektit-Illit-Verhältnisse im Diamikt von PS2538-2 und PS2540-3 einerseits und von PS2533-2 andererseits (Abb. 17). Ein Grund dafür könnte sein, dass im Diamikt von PS2533-2 Terrigenmaterial aus einer lokalen Quelle zur Ablagerung kam, während in den Ablagerungen an Kontinentalhang und -fuß verschiedene Liefergebiete dokumentiert sind.

Die Diamiktfazies auf dem Schelf lässt sich in drei Subfazies unterteilen. Aufgrund der Tonmineralverteilung in den Oberflächenproben lässt sich das lokale Hinterland (Bryan-Küste) als Quelle identifizieren (vgl. Abb. 18). Eine Vermischung mit anderen Quellen hat offenbar nicht stattgefunden. Dieses ist nur möglich, wenn das Terrigenmaterial subglazial durch einen Eistrom verfrachtet wurde, da in anderen Ablagerungsmilieus eine Vermischung mit Terrigenmaterial aus unterschiedlichen Quellen auf dem Schelf stattgefunden hätte. Die Scherfestigkeit im unteren Bereich der Diamiktfazies ist zwar erhöht, aber nicht so hoch, wie für normalen Till beschrieben (WELLNER et al. 2001, LOWE & ANDERSON 2002). Daher handelt es sich vermutlich um einen Deformationstill, d.h. das fließende Eis war temperiert, und floß mit hoher Geschwindigkeit über das mit Wasser gesättigte Sediment, wodurch dieses intern geschert wurde und eine Homogenisierung stattfand (ANDERSON et al. 2001). Oberhalb des Deformationstills nimmt die Scherfestigkeit und der Anteil der Grobfraction ab, im Abschnitt C2 sind kaum Kieskörner vorhanden (Abb. 15a). Das gehäufte Auftreten der benthischen Foraminifere *Cassidulina bitorata* zeigt laut MILAM & ANDERSON (1981) Ablagerungsbedingungen unterhalb eines Schelfeises an. Auf jeden Fall muss zwischen dem Eis und der Sedimentoberfläche eine Wassersäule vorhanden gewesen sein. Es lässt sich jedoch nicht eindeutig bestimmen, ob die Sedimentation unterhalb eines Schelfeises oder unterhalb permanenter Merreisbedeckung stattgefunden hat. Aufgrund der feinkörnigeren Komponenten muß die Aufsetzlinie weiter entfernt gelegen haben, da durch Strömung eine Sortierung des Sediments stattfindet. Nahe der Aufsetzlinie wird grobes Material und mit zunehmender Entfernung immer feineres Material sedimentiert. Somit ist in der Fazies C2 eine Verlagerung der Aufsetzlinie des Eisstroms südlich von Station PS2533 dokumentiert. Es fand glazialmarine Sedimentation statt. In Einheit C1 fehlen wiederum benthische Foraminiferen, der Kies- und Sandanteil ist höher, die Scherfestigkeit aber niedrig (Abb. 15a). Daher ist davon auszugehen, daß in den Ablagerungen von C1 entweder ein erneuter Eisvorstoß mit einer Verschiebung der Aufsetzlinie nach Norden proximaler zur Station PS2533 oder ein Schlammstromereignis, welches eventuell ebenfalls durch ein Vorrücken des Eises ausgelöst wurde, dokumentiert ist. Aufgrund der niedrigen Scherfestigkeit handelt es sich aber um keinen Deformationstill, so daß davon ausgegangen werden kann, dass die Aufsetzlinie des Schelfeises die Station PS2533-2 nicht mehr erreichte.

In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 kann aufgrund der Lage am Kontinentalhang und -fuß das Vorhandensein eines Tills ausgeschlossen werden. Es muß sich um einen glazialmarinen Diamikt oder Debrilt handeln. Für die Ablagerungen eines Schlammstroms spricht die Homogenität der Sedimente. In glazialmarinen Diamikten sollten Variationen in der Korngrößenverteilung, eventuell Schichtung und ein höherer biogener Anteil vorhanden sein (KENNEDY & ANDERSON 1989, LICHT et al. 1999). Die im Vergleich zum Diamikt auf dem Schelf andere Tonmineralvergesellschaftung (Abb. 17) kann auf einen terrigenen Eintrag aus mehreren Liefergebieten zurückgeführt werden. Eiströme akkumulierten an der Schelfkante durch konvergierende Eisstromlinien Terrigenmaterial aus unterschiedlichen Liefergebieten. Aufgrund des erhöhten Smektitanteils kann davon ausgegangen werden, daß terrigenes Material auch aus dem Bereich der Alexanderinsel zur Schelfkante transportiert

wurde, da dort das einzige Liefergebiet mit einem hohem Smektitanteil liegt (Abb. 18). Bei der Farblamination des Kerns PS2540-3 im oberen Bereich des Diamikts handelt es sich vermutlich um eine Oxidation, ausgelöst durch Diagenese. Dieses wurde auch in Schlammstromablagerungen in der Barentsee beobachtet (KING et al. 1998). Da keine Schichtung vorhanden ist und der Biogenanteil sehr gering ist, handelt sich bei der Diamiktfazies wahrscheinlich um die Ablagerungen von Schlammströmen.

Da biogenes Material, wie rezent zu beobachten ist, auf dem antarktischen Schelf und dem Kontinentalfuß und -hang nur während der Warmzeiten abgelagert wird, spricht der geringe Gehalt an biogenen Komponenten und Karbonat in der Diamiktfazies (Abb. 15a, b, c) für eine Vermischung und Umlagerung von während vorangegangenen Warmzeiten abgelagertem und terrigenem glazialen Sediment (DOMACK et al. 1999, LICHT et al. 1999).

### **5.1.2 Übergangsfazies**

Die Übergangsfazies ist am Schelf, Kontinentalhang und -fuß sehr heterogen ausgeprägt. Gemeinsamkeiten sind der geringe Karbonatgehalt von 0%, das Fehlen von Foraminiferen und die stark schwankende Korngrößenverteilung und Suszeptibilität. In die leicht bioturbirten Sedimente der Übergangsfazies sind z.T. sandige und siltige Lagen mit geringem Kiesgehalt eingeschaltet. Besonders zahlreich sind diese Sand- und Siltlagen im Kern PS2538-2, dessen Übergangsfazies zusätzlich eine erosive Basis aufweist (Abb. 16).

Auf dem Schelf weist die Übergangsfazies im oberen Bereich ein Smektitmaximum auf, während die Verteilung der Tonminerale im unteren Bereich der des Diamikts gleicht (Abb. 15a). Zusätzlich ist eine leichte Gradierung vorhanden. Dies deutet für den grobkörnigeren, unteren Abschnitt auf ein glazialmarines Ablagerungsmilieu nahe der Kalbungslinie des Schelfeises, welche sich allmählich in südliche Richtung von der Station PS2533 zurückzog, so daß feineres Material sedimentiert wurde. Die Ablagerungen im oberen Teil weisen eine Änderung der Tonmineralogie auf, welche auf ein erweitertes Liefergebiet hindeutet. Zusätzlich ist in dem oberen Abschnitt der Übergangsfazies auf dem Schelf eine leichte Bioturbation vorhanden. Dieses spricht, ebenso wie die Tonmineralogie für eine Ablagerung unter zumindest saisonal offen-marinen Verhältnissen.

Zwischen der Übergangsfazies am Kontinentalhang und -fuß sind Ähnlichkeiten in der Tonmineralogie und den Strukturen vorhanden. Die Übergangsfazies ist am Kontinentalfuß jedoch etwa doppelt so mächtig wie am -hang (vgl. Anhang A: Kernbeschreibung). Ein Grund dafür ist der nur im Bereich des Kontinentalfußes abgelagerte Turbidit, welcher durch eine erosive Basis gekennzeichnet ist und eine ähnliche Verteilung der Tonminerale aufweist wie die glazialen Debrite (Abb. 15c). Die Sedimente der Übergangsfazies oberhalb des Turbidits am Kontinentalfuß gleichen der Übergangsfazies des -hangs bezüglich der Tonmineralogie und den Sedimentstrukturen (vgl. Abb. 15b und 15c). An der Station PS2540 sind die Sedimente sandiger als an der Station PS2538, bei der der Silt-Anteil überwiegt. Eine

Sortierung der Sedimente hangabwärts fand möglicherweise durch Schmelzwasserplumes oder gravitativen Sedimenttransport statt, wofür auch die leichte Schichtung und der geringere Kiesgehalt der Sedimente spricht. Im oberen Bereich der Übergangsfazies sind die Sedimente nicht mehr so gut sortiert, der Kiesgehalt ist höher. Am Kontinentalhang und -fuß sind die Sedimente leicht bioturbiert. Die schlechtere Sortierung sowie der Eintrag von Kies weisen auf einen Transport durch Eisberge hin, der wiederum im Zusammenhang mit der Bioturbation der Sedimente auf eine zumindest saisonal geöffnete Meereisbedeckung hinweist, da eine geschlossene Meereisbedeckung die Eisbergdrift stark einschränkt.

Die Schwankungen im Smektit- und Illit-Gehalt in diesen Sedimenten sind auf eine Änderung des Liefergebiets zurückzuführen, welche sich durch unterschiedlich starken Transport (Fließgeschwindigkeit) der einzelnen Eisströme ergeben haben könnte. So ist es denkbar, dass durch Variationen der Umweltbedingungen (z.B. Niederschlagsänderungen, Temperaturschwankungen) in den Liefergebieten die Eisströme z.T. langsamer flossen oder zum Stillstand kamen, während benachbarte Eisströme weiterhin flossen und Sediment zur Schelfkante transportierten. Im unteren Bereich der Übergangsfazies, in der Smektit einen relativ hohen Anteil hat, dominierte der Eisstrom, welcher aus dem Gebiet der Alexanderinsel Sediment anlieferte. Im Oberen Abschnitt der Übergangsfazies dominierte dagegen vermutlich der Eistransport aus dem Gebiet der Bryan-Küste, welche ein Illit-Liefergebiet darstellt.

Der im Gegensatz zum Diamikt geringe Gehalt an Karbonat deutet darauf hin, daß es sich hierbei wahrscheinlich ausschließlich um ausschmelzendes terrigenes Material handelt, und nicht um umgelagertes Sediment wie im basalen Diamikt.

### **5.1.3 Karbonatfazies**

Diese Fazies ist hauptsächlich durch einen erhöhten Karbonatgehalt charakterisiert, welcher auf die Anreicherung von planktischen Foraminiferen und deren Bruchstücke zurückzuführen ist. Der  $C_{org}$ -Gehalt ist erhöht, wenn auch nicht viel höher als im Diamikt. Da der Erhalt von  $C_{org}$  sehr stark vom Tongehalt des Sediments abhängt (SEIBOLD & BERGER 1996) und dieser in der Karbonatfazies aufgrund des hohen Gehalts an Foraminiferen gering ist, ist der  $C_{org}$ -Gehalt in der Karbonatfazies eher ein Erhaltungssignal als ein Anzeiger für die biologische Produktion. Da bei der Komponentenanalyse kein terrigenes  $C_{org}$ , wie z.B. Kohlefragmente gefunden wurde, kann terrigener  $C_{org}$ -Eintrag nahezu ausgeschlossen werden.

Der Terrigenanteil der Karbonatfazies besteht aus siltigem Ton bis sandig-tonigem Silt (Abb. 15a, b, c). Die Korngrößenverteilung zeigt eine inverse Gradierung, d.h. der Sandgehalt nimmt nahe der Oberfläche zu und der Tongehalt leicht ab. Die Tonmineralvergesellschaftung variiert in der Karbonatfazies je nach Kernposition. In den Sedimenten des Schelfs und des Kontinentalhangs ähneln sich die Vergesellschaftungen, in den Sedimenten des Kontinentalfußes ist dagegen ein erhöhter Chloritgehalt vorhanden. Als potentielles

Liefergebiet kommt im Bellingshausenmeer die Antarktische Halbinsel in Betracht. Tonpartikel werden vermutlich durch eine Bodenströmung entlang des Kontinentalfußes transportiert und abgelagert (HILLENBRAND 2000).

Eine wichtige Bedingung für die Bildung der Karbonatfazies ist ein zumindest saisonaler Rückgang der Meereisbedeckung im zentralen Bellingshausenmeer sowie eine Lage oberhalb der Karbonatkompensationstiefe (CCD). Durch den Rückgang der Meereisbedeckung kommt es zu einer gesteigerten Phyto- und Zooplanktonproduktivität im Oberflächenwasser. Diese resultiert in höheren Karbonatgehalten im Sediment. Dadurch wird der ohnehin verringerte Terrigenanteil, welcher rezent hauptsächlich von Eisbergen und Meeresströmungen angeliefert wird, verdünnt. In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 könnte die  $\text{CaCO}_3$ -Abnahme nahe der Oberfläche auf eine gegenüber dem vorherigen Holozän niedrigere Bioproduktivität und/oder auf einen höheren Terrigeneintrag hinweisen. Die heterogene Tonmineralvergesellschaftung läßt sich durch unterschiedliche Liefergebiete und –mechanismen erklären. So kann die Tonmineralvergesellschaftung der Karbonatfazies auf dem Schelf durch terrigenen Eintrag durch den Küstenstrom erklärt werden, durch den smektitreicher Detritus von der Alexanderinsel zur Kernposition verfrachtet wird. Ein Transport aus dem nordöstlichen Bellingshausenmeer mit CDW ist unwahrscheinlich, da die Kerne PS2538-2 und PS2540-3 ansonsten ebenfalls erhöhte Smektitgehalte aufweisen müßten. In den Kernen PS2540-3 und PS2538-2 deutet der relativ hohe Anteil von Illit auf das westantarktische Hinterland der Eltanin-Bucht als Liefergebiet hin. Der erhöhte Kiesgehalt deutet auf den vorhandenen Transport durch Eisberge hin. Kern PS2538-2 weist nahe der Oberfläche den höchsten Gehalt an Kies auf, was eventuell auf ein gehäuftes Auftreten von Eisbergen in der Region aufgrund eines Strömungswirbels zurückzuführen ist (HILLENBRAND 2000).

## 5.2 Stratigraphie

Die Datierung von Sedimentabfolgen des antarktischen Kontinentalrandes (MELLES 1991) ist aufgrund des Fehlens bzw. seltenen Auftretens von Mikrofossilien – bedingt durch eine geringe Produktion – äußerst schwierig. Eine Erstellung von eindeutig interpretierbaren Sauerstoff- bzw. Kohlenstoffisotopenkurven wird meist auch durch Lösungsprozesse an den Kalkschalen verhindert (HILLENBRAND 2000). Das Vorkommen der Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* sin. ist in den Kernen PS2533-2, PS2540-3 und PS2538-2 auf die maximal obersten 15 cm beschränkt. In größerer Teufe findet sie sich nur noch vereinzelt. Daher ist eine Einordnung der gesamten Sedimentabfolge mittels Isotopenstratigraphie nicht möglich. Ein Problem bei der Radiokarbonmethode stellt der nicht konstante Reservoir-Effekt in der Antarktis dar, wodurch die AMS  $^{14}\text{C}$ -Alter rezent mit einem Fehler von ca. 1200 bis 1300 Jahren behaftet sind (DOMACK et al. 1999).

Ein bewährtes Verfahren für die Interpretation von spätquartären Sedimenten liefert die Lithostratigraphie von GROBE & MACKENSEN (1992). Für Sedimente vom Kontinentalhang des östliche Weddelmeeres konnte erstmals eine  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve erstellt werden (MACKENSEN et al. 1989, korrigiert in MACKENSEN et al. 1994), welche auf die globale Isotopenstratigraphie nach MARTINSON et al. (1987) kalibriert wurde. Das lithostratigraphische Modell basiert auf der Korrelation von sedimentspezifischen Parametern im Kern PS1388 mit denen von 10 weiteren Sedimentkerne aus dem Weddellmeer (GROBE & MACKENSEN 1992). Die Kerne weisen lithologische Wechsel auf, welche auf einen unterschiedlichen Eintrag von terrigenem Detritus und auf Änderungen der Paläoproduktivität während der globalen Klimazyklen zurückzuführen sind. Anhand der stratigraphischen Fixpunkte und des  $\text{CaCO}_3$ -Gehalts ist es möglich für Kerne anhand der Lithologie ein Altersmodell zu erstellen. Im Folgenden wurde eine lithostratigraphische Korrelation mit dem Kern PS2547-3 aus dem Amundsenmeer vorgenommen, welcher ebenfalls eine lückenlose Isotopenkurve lieferte (HILLENBRAND 2000) und von HILLENBRAND et al. (eingereicht) mit dem MUC der Station PS2540 korreliert wurde. Demnach würde sich für den Kern PS2540-3 in einer Tiefe von 10 cm, beim Wechsel von der Übergangsfazies zur Karbonatfazies, ein Alter von 12 ka B.P. ergeben. Daran angelehnt wurde der Wechsel von der Übergangsfazies zu Karbonatfazies in den Kernen PS2533-2 und PS2538-2 als stratigraphischer Fixpunkt benutzt (Abb. 19). Diese Alter deckt sich gut mit den Angaben von ANDERSON et al. (2002), welche für den Eisrückzug im Bellingshausenmeer ein Alter zwischen 15 und 12 ka B.P. angeben.

| Kern     | Isotopenstadiengrenzen | Alter [ka B.P.] | Sedimenttiefe [cm] |
|----------|------------------------|-----------------|--------------------|
| PS2533-2 | 2/1                    | 12              | 12                 |
| PS2540-3 | 2/1                    | 12              | 10                 |
| PS2538-2 | 2/1                    | 12              | 15                 |

Tab. 1.: Altersmodell der Kerne PS2533-2, PS2540-3 und PS2538-2. Angegeben sind die Sauerstoffisotopenstadiengrenzen nach IMBRIE et al. 1984.

Weitere Isotopenstadiengrenzen sind in den bearbeiteten Kernen nicht auflösbar bzw. nicht vorhanden. Da sich in den Diamikten keine weiteren karbonathaltigen, warmzeitlichen Sedimente befinden, ist davon auszugehen, dass die Kernbasis nicht weiter als bis ins letzte Glazial zurückreicht. Vermutlich wurden die Debrite an den Lokationen PS2540 sowie PS2538 während des letzten Glazials geschüttet, zeitgleich mit dem Deformationstill an der Station PS2533. Das basale Alter der Kerne dürfte somit zwischen 71 und 12 ka liegen. Da der Meeresspiegel während des LGM vor 18 ka B.P. den niedrigsten Stand während des letzten Glazials erreichte und die Eisströme in der Westantarktis ihre größte Ausdehnung, im zentralen Bellingshausenmeer bis zur Schelfkante, erreichten, liegt das basale Alter der Kerne vermutlich bei 18 ka B.P.

### **5.3 Rekonstruktion spätpleistozäner bis holozäner Sedimentationsprozesse und Umweltveränderungen im zentralen Bellingshausenmeer**

#### **5.3.1 Glazial**

Während des Glazials kam es zur Ablagerung der Diamiktfazies. Die atmosphärische sowie die ozeanische Wärmezufuhr waren während des letzten Glazials reduziert, was zu einem Anwachsen der Inlandeismassen und Meereisbedeckung in der Antarktis führte (Abb. 21). Die Eisbedeckung wirkte sich direkt auf die Primärproduktion aus. Das Licht, ein limitierender Faktor der Primärproduktion, konnte nicht in die oberste Wasserschicht eindringen, so daß die Produktion niedrig war. Während des letzten glazialen Maximums lag der Meeresspiegel ca. 120 m niedriger als heute (SEIBOLD & BERGER 1996). Im zentralen Bellingshausenmeer rückten die Eismassen mindestens bis zum äußeren Schelf vor und lagen auf dem Schelf auf, was durch den Deformationstill im Kern PS2533-2 dokumentiert ist. Das Eis verfrachtete große Sedimentmengen an die Schelfkante, wodurch die Ablagerungen instabil wurde und es zur Bildung von Schlammströmen kam. Aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeit des Eises, auf die durch das Vorhandensein des Deformationstills geschlossen werden kann (vgl. ANDERSON et al. 2001), wurden wahrscheinlich binnen kurzer Zeit große Sedimentmengen zur Schelfkante transportiert, so daß es vermutlich zu mehreren Schlammstrom-Ereignissen kam. Ein indirekter Hinweis für das Vorrücken des Eises bis zur Schelfkante findet sich daher auch in den Schlamm- und Trübestrom-Ablagerungen am Kontinentalhang bzw. -fuß. Während des Vorrücken des Eises fand eine Aufarbeitung älterer Schelfsedimente statt. Sedimente aus vorangegangenen Interglazialen wurden mit dem während des Glazials im antarktischen Hinterland erodierten terrigenem Detritus durchmischt und homogenisiert. Daher sind in der Diamiktfazies vereinzelt Foraminiferen und geringer CaCO<sub>3</sub>-Gehalt zu finden.

Auch in den Sedimenten des Kontinentalhangs und -fußes sind Hinweise auf mehrere Schlammstromereignisse zu finden. Die Debrite am Kontinentalhang und -fuß haben zwar die gleiche Zusammensetzung und Korngrößenverteilung, sind aber möglicherweise diachron abgelagert worden (Abb. 19). So umfaßte das am oberen Kontinentalhang dokumentierte Schlammstromereignis vermutlich nicht genug Material, um bis zum Kontinentalfuß vorzudringen. Da solche Schlammströme durch Vermischung mit Wasser häufiger in Suspensionströme übergehen (FÜCHTBAUER 1988), könnte es sich bei dem Turbidit am Kontinentalfuß und dem Debit am Kontinentalhang um einen Schlammstrom handeln, der hangabwärts in Suspension ging. Dafür spricht auch die gleiche Tonmineralvergesellschaftung im Debit und Turbidit (Abb. 15b, c). Demnach wären der Debit am Kontinentalfuß geringfügig älter als der am Kontinentalhang.

Die unterschiedlichen Tonmineralvergesellschaftungen des Tills auf dem Schelf und der Debrite am Kontinentalhang und -fuß sprechen für ein größeres Einzugsgebiet des Eises,

welches anhand der tonmineralogischen Verteilung in den Oberflächenproben auf einen Großteil der süd- und südöstlichen Küste des Bellingshausenmeeres eingegrenzt werden kann. Das Eis aus dem gesamten Einzugsgebiet drainierte durch konvergierende Eisstromlinien vermutlich entlang eines schmalen Gebietes entlang der Schelfkante (Abb. 20). Diese Vermutung wird durch einen mit sedimentakustischen Verfahren entdeckten glazialen Trog auf dem Schelf und dem am Kontinentalhang angeschlossenen Trogmündungsfächer („trough mouth fan“) (mündl. Mitt. R. Larter) gestärkt. Aufgrund der Anlieferungen von großen Sedimentmengen ist der Kontinentalhang in diesem Bereich deutlich flacher als im restlichen Bellingshausenmeer. Somit ist davon auszugehen, daß während des letzten Glazials eine stärkere Eisdrainage in das Bellingshausenmeer stattfand und das dementsprechend das glaziale Einzugsgebiet größer als rezent war.

Gegen Ende des Glazials kam es nach einem Zurückweichen des Eises zu einem erneuten Vorstoß, welcher allerdings nicht mehr die maximale Ausdehnung des Eises erreichte. Dies deckt sich mit den Beobachtungen von ANDERSON et al. (2002) im Rossmeer.

### **5.3.2 Übergang Glazial-Interglazial**

Während des Übergangs vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial stieg der Meeresspiegel an, wodurch die Eismassen auf dem Schelf aufgrund des verstärkten Auftriebs aufschwammen und instabil wurden (Abb. 22). Durch das Aufschwimmen begannen die Schelfeise basal zu schmelzen. Es traten verstärkt Schmelzwasserereignisse auf, welche für einen Teil der Ablagerungen der Übergangsfazies verantwortlich sind. In der Anfangsphase war die Meereisbedeckung vermutlich noch geschlossen, was Eisbergdrift verhinderte und die biogene Produktion einschränkte. Beleg dafür sind die fehlende Bioturbation und der geringe Kiesgehalt in den basalen Bereichen der Übergangsfazies. Mit zunehmendem Rückzug des Eises wurden der Kontinentalfuß, -hang und der äußere Schelfbereich in immer geringerem Maße von Schmelzwasserereignissen betroffen. Gleichzeitig zog sich das Meereis saisonal zurück, wofür das Einsetzen der Bioturbation und die Zunahme von Kies, welcher durch Eisbergdrift transportiert wurde, spricht.

Während des Übergangs vom letzten Glazial zum jetzigen Interglazial zogen sich die Eisströme vermutlich nicht gleichzeitig zurück, so das es zu einer variierenden Anlieferung von Sedimenten aus den unterschiedlichen Liefergebieten kam. Dies spiegelt sich in den Variationen der Tonmineralogie der Sedimente am Kontinentalhang und -fuß wider. Ein stärkerer Eintrag aus dem Bereich der Alexander-Insel, der zu Beginn des Übergangs stattfand, ist durch ein Smektitmaximum in den Sedimenten am Kontinentalfuß und -hang belegt. Im Bereich des Kontinentalfußes ist gegen Ende des Übergangs ein deutlicher Anstieg des Chlorits zu erkennen, welcher vermutlich aus dem Bereich der Antarktischen Halbinsel mit einer konturitischen Bodenströmung angeliefert wurde (HILLENBRAND 2000).

### 5.3.3 Interglazial

Während des Interglazials nahm die atmosphärische und ozeanische Erwärmung besonders durch die Einspeisung des NADWs in das Südpolarmeer (DUPLESSY et al. 1988) weiter zu. Das Eis hatte sich bis zur heutigen Küste zurückgezogen. Die saisonale Meereisbedeckung ging zurück (Abb. 23). Durch den höheren Lichteinfall steigt die Primärproduktion im Oberflächenwasser an, wodurch die karbonatreichen, hauptsächlich aus *Neogloboquadrina pachyderma* sin. bestehenden, und bioturbierten Sedimentlagen im Untersuchungsgebiet abgelagert werden. Der Gehalt an Diatomeen und Radiolarien in den Oberflächenproben ist aber gering. Die Gründe dafür sind vielfältig. Wahrscheinlich spielen die schlechteren Erhaltungsbedingungen für Opal und die Verdünnung durch andere Komponenten eine große Rolle (HILLENBRAND 2000).

Der terrigene Sedimenteintrag beschränkt sich hauptsächlich auf Eisbergtransport und tiden- und windinduzierte Meeresströmungen sowie im Bereich des Kontinentalfußes auch auf Strömungstransport durch die westwärts gerichtete Bodenströmung. Die rezent relativ hohen Kiesgehalte, welche auf Eisbergtransport zurückzuführen sind, könnten auf einen zyklonalen Wirbel im Bereich des zentralen Bellingshausenmeeres zurückzuführen sein, in dem eine größere Anzahl von Eisbergen fokussiert wird (KEYS 1990, HILLENBRAND 2000). Die am Kontinentalfuß und -hang beobachtete Abnahme von planktischen Foraminiferen in den jüngsten Ablagerungen der Karbonatfazies könnten zum einen auf einen Verdünnungseffekt durch eine höhere Zufuhr von terrigenem Material oder aber durch eine zunehmende Meereisbedeckung erklärt werden. Somit lässt sich darüber spekulieren, ob das Holozäne Klimaoptimum in den Sedimenten abgebildet ist. Am Kontinentalhang und -fuß findet rezent vermutlich kein oder nur im geringen Maße Sedimenteintrag durch gravitative Transportmechanismen statt.

## 6. Schlußbetrachtung

Sedimentabfolgen vom antarktischen Kontinentalrand bieten eine gute Möglichkeit, Umweltänderungen während vergangener Warm- und Kaltzeiten in der Antarktis zu erkennen, da sie im marinen Milieu gut dokumentiert sind. Mit einer Kombination von verschiedenen Methoden wurde die Ausdehnung von kontinentalen Eismassen und Meereis während des letzten Glazials entlang eines Profil von der Eltanin-Bucht bis zum Kontinentalfuß südlich der Peter.-I.-Insel rekonstruiert. Als Hauptkriterium für die Unterscheidung verschiedener Ablagerungsbedingungen wurden dabei die räumlichen und zeitlichen Variationen von Scherfestigkeit, Lithologie, Sedimentstrukturen und Karbonatgehalt in den Sedimenten herangezogen. Die Kombination dieser Parameter wurde auch von verschiedenen anderen Autoren erfolgreich zur Unterscheidung von subglazialen und glazialmarinen Sedimentationsbedingungen genutzt (WELLNER et al. 2001, KING et al. 1998, KENNEDY & ANDERSON 1989, LABERG & VORREN 2000, ANDERSON et al. 2001). Ein nordwärtiger Vorstoß auf dem Schelf aufliegender Eismassen bis mindestens 71°S während des letzten Glazials ist direkt in den Schelfsedimenten des Kerns PS2533-2 dokumentiert. Ein Vorstoß bis zur Schelfkante scheint aufgrund des Auftretens von Debriten in den Sedimentabfolgen vom Kontinentalhang und -fuß wahrscheinlich, da die Entstehung von Schlammströmen im Zusammenhang mit einer Eisausdehnung bis zur Schelfkante gesehen wird (LABERG & VORREN 2000, KENNEDY & ANDERSON 1989, KING et al. 1998) und diese Prozesse rezent nicht mehr stattfinden, wie aus den oberflächennahen Sedimenten ersichtlich ist. Somit läßt sich aus den bearbeiteten Sedimentabfolgen zumindest die Eisausdehnung entlang des untersuchten Kernprofils rekonstruieren. Es ist aber nicht möglich anhand der bearbeiteten drei Sedimentkerne die Eisausdehnung auf dem gesamten Schelf des Bellingshausenmeeres zu rekonstruieren. Da in diesen Schelftrögen während der Glazialzeiten Eisströme flossen (KENNEDY & ANDERSON 1989, WELLNER et al., 2001, mdl. Mitt. R. Larter), welche aufgrund ihrer hohen Fließgeschwindigkeiten und ihres großen Eiseinzugsgebietes vermutlich besonders weit vorstießen, stellt der Vorstoß des Eises entlang des untersuchten Profils wahrscheinlich die maximale Eisausdehnung während des letzten Glazials dar. In den anderen Schelfbereichen des zentralen Bellingshausenmeer rückte das Eis möglicherweise nicht soweit vor. Dazu wäre eine Beprobung des Schelfs durch Sedimentkerne außerhalb des glazialen Trogs geeignet. Auch eine Bearbeitung der ebenfalls geöffneten und beprobten, aber aus Zeitgründen nicht bearbeiteten Sedimentkerne PS2539-1, PS2541-1 und besonders des nahe der Schelfkante gelegenen Kerns PS2542-2 wäre hilfreich, um die Ergebnisse dieser Diplomarbeit zu überprüfen. Weiterhin würde auch eine detaillierte Kartierung des Schelfs mittels sedimentakustischer Verfahren weitere Einblicke in die Vereisungsgeschichte der Westantraktis liefern, weil ein Vorrücken des Eises die Morphologie des Meeresbodens auf dem Schelf prägt (WELLNER et al. 2001, ANDERSON et al. 2001).

Anhand von verschiedenen geeigneten Parametern wurden für den Bereich des zentralen Bellingshausenmeeres die unterschiedlichen Sedimentationsprozesse während des letzten Glazials, des Glazial-Interglazial-Übergangs sowie des heutigen Interglazials rekonstruiert. Aus den Sedimentationsprozessen lassen sich die Änderungen einiger wesentlicher, wenn auch nicht aller Umweltparameter in diesem Gebiet nachvollziehen. Diese Rückschlüsse wurden auch für andere Gebiete des antarktischen Kontinentalrands im Rahmen verschiedener Arbeiten gezogen (GROBE 1986, CORDES 1990, GRÜNING 1991, MELLES 1991, BREHME 1992, HILLENBRAND 1994, BONN 1995, BRAUN 1997, HILLENBRAND 2000). Die komplexe Paläoumwelt während der verschiedenen Klimaperioden konnte im Rahmen dieser Diplomarbeit nur vereinfacht dargestellt werden. Dennoch sind Aussagen über Änderungen der biologischen Produktion, Transportprozesse, Meereisbedeckung und der Ausdehnung kontinentaler Eismassen möglich, wodurch sich über steuernde Umweltänderungen spekulieren läßt. Eine absolute Datierung der Kerne ist aufgrund des fehlenden Karbonats bzw. organischen Materials und aufgrund der Umlagerung eines Großteils der Sedimente nicht möglich. Trotz der Schwierigkeiten der Altersdatierung von antarktischen Sedimenten wäre eine Datierung der Untergrenze der Karbonatfazies mittels der Radiokarbonmethode lohnenswert. Falls die Sedimentation der Karbonatfazies diachron einsetzte, könnte sich eventuell der zeitliche Rückzug des Meereises bzw. Schelfeises entlang des Profils rekonstruieren lassen. Es ist davon auszugehen, daß sich das Meereis am Übergang vom Glazial zum Interglazial sukzessive von Norden nach Süden zurückzog, d.h. dass die biologische Produktion am Kontinentalfuß bereits eingesetzt hatte, während über Hang und Schelf noch eine ganzjährige Meereisbedeckung biologische Produktion unterband. Ein Problem dabei ist aber die Lage der Stationen in unterschiedlichen Wassertiefen. Die nördlichste und somit vermutlich zuerst eisfreie Station liegt in der größten Wassertiefe, so dass dort karbonatische Partikel zunächst noch gelöst wurden (weil die CCD noch in flacherer Wassertiefe lag), während sie in den Schelf- und Hangsedimenten bereits erhalten blieben.

Trotz des Fehlens von absoluten Altersangaben, erscheint die relative Einordnung der Sedimentkerne anhand von lithostratigraphischer Korrelation aufgrund der großflächigen und relativ gleichförmigen Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalrand möglich und sinnvoll, zumal eine detailliertere Stratigraphie als eine Unterteilung in Warm- und Kaltzeiten (GROBE & MACKENSEN 1992) nicht möglich ist. Die Altersangabe von 12 ka B.P. für die Untergrenze der Karbonatfazies wird auch durch die Arbeit von ANDERSON et al. (2002) gestützt.

Eine direkte Rekonstruktion der Herkunftsgebiete von terrigenem Detritus anhand der Tonmineralogie ist aufgrund der Eisbedeckung der Antarktis schwierig. Sie stützt sich im wesentlichen auf die rezente Verteilung der Tonmineralvergesellschaftung in den Oberflächensedimenten des Bellingshausenmeeres. Anhand der bekannten Transportprozesse lassen sich die Liefergebiete bestimmen. Das Herkunftsgebiet von terrigenem Detritus während des LGM läßt sich somit gut eingrenzen. Es umfaßte einen Großteil der Bryan-Küste und der südlichen Alexanderinsel. Das dafür benötigte Eiseinzugsgebiet müßte somit größer

als rezent gewesen sein. Um das Vorstoßen aufliegender Eismassen bis zur Schelfkante und das damit verbundene größere Eiseinzugsgebiet, welches sich auch aus der Tonmineralogie ergibt, zu erklären, müßte sich während des LGM der WAIS signifikant ausgedehnt haben. Dieses wird von den meisten Modellen der Eisschildrekonstruktionen des LGM bestätigt, wobei die meisten Autoren einen maximalen Eiszuwachs im Gebiet zwischen Ellsworthland und der Antarktischen Halbinsel sehen (NAKADA & LAMBECK 1988, HUYBRECHTS, 1990, DENTON et al. 1991, NAKADA et al. 2000).

## 7. Danksagung

Herrn Prof. Dr. D. K. Fütterer vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven danke ich für die Vergabe der vorliegenden Diplomarbeit und die Übernahme des Co-Referats. Prof. Dr. K. T. Rost vom Geographischen Institut der Universität Göttingen sei für die Unterstützung und Betreuung der „externen“ Diplomarbeit herzlich gedankt.

Mein ganz besonderer Dank gilt Dr. Claus-Dieter Hillenbrand, der diese Arbeit anregte und dessen ständiges Interesse, Diskussionsbereitschaft sowie viele wertvolle Tips und Anregungen sehr hilfreich waren. Weiterhin möchte ich mich bei Dr. Hannes Grobe für die Hilfe bei der IRD-Zählung und sonstigen kleineren und größeren Problemen sowie für Literaturhinweise bedanken. Astrid Eberwein sei herzlich für die Bestimmung der benthischen Foraminiferen und ihren leckeren Tee & Kekse gedankt. Vielen Dank auch an Dr. Gerd Kuhn und Dr. Andreas Mackensen für die nützliche Literaturhinweise.

Für die Unterstützung bei labortechnischen Fragen bedanke ich mich bei Michael Seebeck, Rita Fröhlking und Ute Bock.

Bei allen hier nicht genannten Mitarbeitern der Sektion Geosystem möchte ich mich für die gute Arbeitsatmosphäre und Zusammenarbeit recht herzlich bedanken.

Gar nicht genug bedanken kann ich mich bei meinen Freundinnen und Freunden für die vielen schönen Stunden während der Studienzeit in Göttingen. Ein ganz besonders liebes Dankeschön an Hagen für Unterstützung in allen Lebenslagen. Auch an Herrn Prof. Dr. D. Meischner (Universität Göttingen) ein herzliches Dankeschön, da er mich für die Probleme der marinen Geologie begeisterte und mir während des Studiums einen wunderbaren HIWI-Job ermöglichte.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meiner Familie, ganz besonders bei meinen lieben Eltern, bedanken, die mir mit ihrer in jeglicher Hinsicht großzügigen Unterstützung dieses wunderbare Studium ermöglichten.

## 8. Literatur:

- ANDERSON, J. B. (1999): Antarctic Marine Geology. – Cambridge University Press: 289 S.
- ANDERSON, J.B. & MOLINA, B. (1989): Glacial-marine sedimentation, Short course in Geology, 9. American Geophysical Union, Washington D.C., 127 S.
- ANDERSON, J.B., SMITH WELLNER, J., LOWE, A.L., MOSOLA, A.B. & SHIPP, S.S. (2001): Footprint of the Expanded West Antarctic Ice Sheet: Ice Stream History and Behavior. – GSA Today, 11 (10): 4-9.
- ANDERSON, J.B., SHIPP, S.S., LOWE, A.S., SMITH WELLNER, J., MOSOLA, A. (2002): The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. Quaternary Science Reviews **21**: 49-70.
- 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.
- BARKER, P.F., DALZIEL, I.W.D. & STOREY, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia arc region. – In: TINGEY, R.J. (Hrsg.): The Geology of Antarctica. Clarendon Press, Oxford, 215-248.
- BENTLEY, C. (1987): Antarctic ice streams: a review. J. Geophys. Res., 92: 8843-8858.
- BEST, A.I. & GUNN, D.E. (1999): Calibration of marine sediment core loggers for quantitative acoustic impedance studies. – Marine Geology **160**: 137-146.
- BINDSCHADLER, R.A., ALLEY, R.B., ANDERSON, J.B., SHIPP, S.S., BORNIS, H., FASTOOK, J., JACOBS, S., RAYMOND, C.F. & SHUMAN, C.A. (1998): What is happening to the West Antarctic ice Sheet?. – Eos, **79** (22).
- 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.
- BLANKENSHIP, D.D, BELL, R.E., HODGES, S.M., BROZENA, J.M., BEHRENDT, J.C. & FINN, C.A. (1993): Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability. – Nature, **361**: 526-529.

- BRAUN, B. (1997): Rekonstruktion glaziomarer Sedimentationsprozesse am Kontinentalrand des westlichen Bellingshausenmeeres. – Diplomarbeit, 83 S.; Geologisches Institut der Universität Würzburg (Würzburg).
- BREHME, I. (1992): Sedimentfazies und Bodewasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres. – Berichte zur Polarforschung, **110**: 127 S.
- BONN, W.J. (1995): Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderung am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor. – Berichte zur Polarforschung, **180**: 186 S.
- CAMERLENGHI, A., CRIS, A., PUDSEY, C.J. ACCERBONI, E., LATERZA, R. & REBESCO, M. (1997): Ten-month observation of the bottem current regime across a sediment drift to the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. – Antarctic Science, **9** (4): 426-433.
- CHI, J. & MINERT, J. (1996): Linking physikal property records of Quarternary sediments to Heinrich events. – Marine Geology **131**: 57-73.
- CONLEY, D.J. (1998): An interlaboratory comparison for the measurement of biogenic silica in sediments. – Marine Chemistry, **63**: 39-48.
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddelmeer). – Berichte zur Polarforschung, **71**: 158 S.
- DALZIEL, I.W.D. & ELLIOT, D.H. (1982): West Antarctica: problem child of Gondwanaland. – Tectonics, **1**: 3-19.
- DALZIEL, I.W.D., LAWVER, L.A. & MURPHY, J.B. (2000): Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. – Earth and Planetary Science Letters, **178**: 1-11.
- DEMASTER, D.J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **45**: 1715-1732.
- DENTON, G.H., PRENTICE, M.L. & BURCKLE, L.H. (1991): Cainozoic history of the Antarctic Ice sheet. In: TINGEY, R.J. (Hrsg.): The Geology of Antarctica. Clarendon Press, Oxford, 365-433.
- DIEKMANN, B., PETSCHICK, R., GINGELE, F.X., FÜTTERER, D.K., ABELMANN, A., BRATHAUER, U., GERSONDE, R., MACKENSEN, A. (1996): Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the Southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. – In WEFER, G. (Hrsg.): The South Atlantic: Present and Past Circulation. – Springer-Verlag: 621-644.

- DOMACK, E.W., JACOBSON, E.A., SHIPP, S. & ANDERSON, J.B. (1999): Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: Part 2 – Sedimentologic and stratigraphic signature. *GSA Bulletin* **111**(10): 1517-1536.
- DREWRY, D.J. (1983): *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio*. Scott polar Res. Inst. – Cambridge, 9 Karten.
- DREWRY, D.J., JORDAN, S.R. & JANKOWSKI, E. (1982): Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. *Annals of Glaciol.*, **3**: 83-91.
- DUPLESSY, J.C., SHACKLETON, N.J., FAIRBANKS, R.G., LABEYRIE, L.D., OPPO, D. & KALLEL, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. – *Paleoceanography*, **3** (3): 343-360.
- EHRMANN, W. (1994): *Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis*. – *Berichte zur Polarforschung*, **137**: 152 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. – *Bull. Cent. Rech. Pau. S.N.P.A.*, **3**: 147-154.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978): *Principles of sedimentology*. 792 S. Wiley, New York.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie, Teil 2*. – 1141 S.; Schweizerbart (Stuttgart).
- 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., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **7**: 1081-1104; U.S. Government Printing Office (Washington D.C.).
- GRASSHOFF, K., EHRHARD, M. & KREMLING, K. (1983): *Methods of Seawater Analysis*. 417 S., Weinheim (Verlag Chemie).
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. – *Berichte zur Polarforschung*, **27**: 121 S.
- GROBE, H. & MACKENSEN, A. (1992): Late quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. – *Antarctic Research Series*, **56**: 349-376.

- GRÜNIG, S. (1991): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). – *Berichte zur Polarforschung*, **75**: 196 S.
- GRUNOW, A., KENT, D. & DALZIEL, I. (1991): New paleomagnetic data from Thurston Island: Implications for the tectonics of West Antarctica and Weddell Sea opening. – *Journal of Geophysical research*, **96** (B11): 17935-17954.
- GUNN, D.E. & BEST A.I. (1998): A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. – *Geo-Marine Letters* **18**: 70 – 77.
- HAMILTON, E.L. (1971): Prediction of in-situ acoustic and elastic properties of marine sediments. – *Geophysics*, **36** (2): 266-284.
- HARDY, R. & TUCKER, M. (1996): Röntgendiffraktometrie von Sedimenten. – In TUCKER, M. (Hrsg.): *Methoden der Sedimentologie*. – Enke Verlag Stuttgart (übersetzt aus dem Englischen): 177-212.
- HELLMER, H.H., JACOBS, S.S. & JENKINS, A. (1998): Oceanic erosion of a floating Antarctic glacier in the Amundsen Sea. – In: Jacobs, S. & Weiss, R. (Hrsg.): *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin – Antarctic Research Series*, **75**: 83-99; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- HILLENBRAND, C.-D. (1994): Spätquartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalrand des nordöstlichen Bellingshausenmeeres (Antarktis). Diplomarbeit, 124 S., Universität Würzburg.
- 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.
- HILLENBRAND, C.-D., GROBE, H., DIEKMANN, B., KUHN, G. & FÜTTERER, D.K. (EINGEREICHT): Distribution of clay minerals and proxies for productivity in surface sediments of the Bellingshausen and Amundsen Seas (West Antarctica). – *Marine Geology*.
- HOLE, M.J. & LEMASURIER, W.E. (1994): Tectonic controls on the geochemical composition of Cenozoic, mafic alkaline, volcanic rocks from West Antarctica. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117** (2):187-202.

- HUYBRECHTS, P. (1990): Antarctic Ice Sheet during the last glacial-interglacial cycle: a three-dimensional experiment. – *Annals of Glaciology* **14**: 115-119.
- IGARASHI, A., NUMANAMI, H., TSUCHIYA, Y. & FUKUCHI, M. (2001): Bathymetric distribution of fossil foraminifera within marine sediment cores from the eastern part of Lützw-Holm Bay, East Antarctica, and its paleoceanographic implications. – *Marine Micropaleontology*, **42**: 125-162.
- IMBRIE, J., HAYES, 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., HAYES, J., KUGKA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): *Milankovitch and Climate, Part 1*, NATO ASI Series, C 126. – Reidel (Dordrecht): 269-305.
- ISHMAN, S.E. & DOMACK, E.W. (1994): Oceanographic controls on benthic foraminifers from the Bellingshausen margin of the Antarctic Peninsula. – *Marine Micropaleontology*, **24**:119-155.
- JACOBS, S.S. & COMISO, J.C. (1993): A recent sea-ice retreat west of the Antarctic Peninsula. *Geophys. Res. Letters*, **20**: 1171-1174.
- JACOBS, S.S. & COMISO, J.C. (1997): Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. – *Journal of Climate*, **10**: 697-709.
- JENKINS, A., VAUGHAN, D.G., JACOBS, S.S., HELLMER, H.H. & KEYS, J.R. (1997): Glaciological and oceanographic evidence of high melt rates beneath Pine Island Glacier, West Antarctica. – *Journal of Glaciology*, **43** (143): 114-121.
- JOHNSON, A.C. & SMITH, A.M. (1992): New aeromagnetic map of West Antarctica (Weddell Sea Sector): introduction to important features. In: Yoshida, Y., Kaminuma, K. & Shiraishi, K. (Hrsg.): *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. – Terra Scientific Publishing Co., Tokyo: 555-562.
- KENNEDY, D.S. & ANDERSON, J.B. (1989): Glacial-Marine Sedimentation and Quaternary Glacial History of Marguerite Bay, Antarctic Peninsula. *Quaternary Research* **31**: 255-276.
- KEYS, J.R. (1990): Ice. – In: GLASBY, G.P. (Hrsg.), *Antarctic Sector of the Pacific*, Elsevier Oceanography Series, **51**: 95-123; Elsevier (Amsterdam).
- KING, E.L., HAFLIDASON, H., SEJRUP, H.P., & LØVLI, R (1998): Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima, *Marine Geology*. **152**: 217-246.

- KOSHLIYAKOV, M.N., BELKIN, I.M., RADIKEVICH, V.M. & ROMANOV, Y.A. (1994): Icebergs along 67° S in the Pacific Sector of the Antarctic in February-March of 1992. – *Oceanology*, **33** (6): 720-726.
- Laberg, J.S. & Vorren, T.O. (2000): Flow behaviour of the submarine glacial debris flows on the Bear Island Trough Mouth Fan, western Barents Sea. – *Sedimentology*, **47**: 1105-1117.
- LARTER, R.D., CUNNINGHAM, A.P. (1993): The depositional pattern and distribution of glacial-interglacial sequences on the Antarctic Peninsula Pacific margin. – *Marine Geology*, **109**: 203-219.
- LATIMER, J.C. & FILIPPELLI, G.M. (2002): Eocene to Miocene terrigenous inputs and export production: geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **182**:151-164.
- LAWVER, L.A., GAHAGAN, L.M. & COFFIN, M.F. (1992): The development of paleoseaways around Antarctica. – In: KENNETT, J.P. & WARNKE, D.A. (Hrsg.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, Antarctic Research Series, 56: 7-30; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- LICHT, K.J., DUNBAR, N.W., ANDREWS, J.T. & JENNINGS, A.E. (1999): Distinguishing subglacial till and glacial marine diamictos in the western Ross Sea, Antarctica: Implications for a last glacial maximum grounding line. *GSA Bulletin*, **111**(1): 91-103.
- LOWE, A.L. & ANDERSON, J.B. (2002): Reconstruction of the West Antarctic ice sheet in Pine Island Bay during the last glacial maximum and its subsequent retreat history. – *Quaternary Science Reviews*, **21** (16-17): 1879-1897.
- MACAYEAL, D.R. (1992): Irregular oscillations of the West Antarctic Ice Sheet. – *Nature*, **359**: 29-32.
- 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., PEDDERSEN, T.F., KAMINSKI, M.A. & LABEYRIE, L. (Hrsg.): *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., HALYS, 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): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddelmeeres. – *Berichte zur Polarforschung*, **81**: 190 S.; Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven).
- MILAM, R.W. & ANDERSON, J.B. (1981): Distribution and ecology of recent benthonic foraminifera of the Adélie-George V continental shelf and slope, Antarctica. – *Marine Micropaleontology*, **6**: 297-325.
- MILLER, H. & GROBE, H. (1996): Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS „POLARSTERN“ 1994. – *Berichte zur Polarforschung*, **188**, 115 S.
- MÜLLER, P.J. & SCHNEIDER, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. – *Deep Sea Research*, **40** (3): 425-444.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1975): Loseblattsammlung; Munsell Color, Macbeth A Division, Kollmorgen Corporation (Baltimore).
- NAKADA, M. & LAMBECK, K. (1988): The melting history of the late Pleistocene Antarctic Ice Sheet. – *Nature*, **333**: 36-40.
- NAKADA, M., KIMURA, R., OKUNO, J. MORIWAKI, K., MIURA, H. & MAEMOKU, H. (2000): Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic Ice Sheet derived from sea-level variations. – *Marine Geology*, **167**: 85-104.
- NITSCHKE, F.-O. (1998): Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells. – *Berichte zur Polarforschung*, **258**: 144 S.
- NITSCHKE, F.-O., GOHL, K., VANNESTE, K. & MILLER, H. (1997): Seismic expression of glacially deosited sequences in the Bellingshausen and Amundsen Seas, West Antarctica. – In: BARKER, P.F. & COOPER, A.K. (Hrsg.): *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, part 2, Antarctic Research Series*, **71**: 95-108; American Geophysical Union (Washington D.C.).
- OPPENHEIMER, M. (1998): Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet. – *Nature*, **292**: 325-332.

- ORSI, A.H., WHITWORTH III, T. & NOWLIN JR, W.D. (1995): On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. – *Deep-Sea Research I*, **42** (5): 641-673.
- PANKHURST, R., MILLER, I., GRUNOW, A. & STOREY, B. (1993): The Pre-Cenozoic magmatic history of the Thurston Island crustal block, West Antarctica. – *Journal of Geophysical research*, **98** (B7): 11835-11849.
- PATTERSON, S.L. & WHITWORTH, T. (1990): Physical oceanography. – In: GLASBY, G.P. (Hrsg.), *Antarctic Sector of the Pacific*, Elsevier Oceanography Series, **51**: 55-93; Elsevier (Amsterdam).
- PETSCHICK, R. (2000): MacDiff 4.2.5, Computerprogramm.
- PETSCHICK, R., KUHN, G. & GINGELE, F. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. – *Marine Geology*, **130**: 203-229.
- POLLARD, R.T., READ, J.F., ALLEN, J.T. GRIFFITHS, G. & MORRISON, A.I. (1995): On the physical structure of a front in the Bellingshausen Sea. – *Deep-Sea Research II*, **42** (4-5): 955-982.
- READ, J.F., POLLARD, R.T., MORRISON, A.I. & SYMON, C. (1995): On the southerly extent of the Antarctic Circumpolar Current in the southeast Pacific. – *Deep-Sea Research II*, **42** (4-5): 933-954.
- SCHERER, R.P., ALDAHAN, A., TULACZYK, S., POSSNERT, G., ENGELHARDT, H. & KAMB, B. (1998): Pleistocene collapse of the West Antarctic Ice Sheet. – *Science*, **281**: 82-85.
- SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985): Vol.1, Antarctic. – Prepared by Naval Oceanography Command Detachment, Ashville, NSTL, MS 39527-5000: 131 S.
- SARUKHANYAN, E.I. (1987): Structure and Variability of the Antarctic Circumpolar Current. – *Russian Translation Series*, **44**: 108 S.; Balkema (Rotterdam).
- SEIBOLD, E. & BERGER, W.H. (1996): *The Sea Floor, An Introduction to marine Geology*. 356 S. Springer, Berlin.
- SHEPARD, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay-ratios. – *J. of Sed. Petrology*, **24** (3): 151-158.
- SMITH, W. H. F. & SANDWELL, D. T. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. – *Science*, **277** (5334): 1956-1962.

- STAGG, H.M.J. & WILLCOX, J.B. (1992): A case for Australia-Antarctica separation in the Neocomian (ca. 125 Ma). – *Tectonophysics*, **210**, 21-32.
- STOREY, B.C., PANKHURST, R.J., MILLAR, I.L., DALZIEL, I.W.D. & GRUNOW, A.M. (1991): A new look at the geology of Thurston Island. – In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (Hrsg.), *Geological Evolution of Antarctica*, 399-403; Cambridge University Press, Cambridge.
- 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. (Hrsg.): *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*. – *Geological Society Special Publication*, **108**: 87-103.
- TALBOT, M.H. (1988): Oceanic environment of Georg VI ice shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, **11**: 161-164.
- THOMSON, M.R.A. & PANKHURST, R.J. (1983): Age of Post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. – In: OLIVER, R.L., JAMES, P.R. & JAGO, J.B. (Hrsg.): *Antarctic Earth Science*: 289-294, Cambridge University Press (Cambridge).
- TUCHOLKE, B.E. (1977): Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen Basin. *Marine Geology*, **25**: 209-230.
- VEEVERS, J.J. (1990): Antarctica-Australia fit resolved by satellite mapping of oceanic fracture zones. – *Austr. J. Earth Science*, **37**:123-126.
- WADE, F.A. & WILBANKS, J.R. (1972): Geology of Marie Byrd and Ellsworth Lands. – In: ADIE, R.J. (Hrsg.): *Antarctic Geology and Geophysics*: 207-214; Universitetsforlaget (Oslo).
- 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.
- WELLNER, J.S., LOWE, A.L., SHIPP, S.S. & ANDERSON, J.B. (2001): Distribution of glacial geomorphic features on the Antarctic continental shelf and correlation with substrate: implications for ice behavior. – *Journal of Glaciology*, **47** (158): 397-411.
- WHITWORTH III, T. (1988): The Antarctic Circumpolar Current. – *Oceanus*, **31**: 53-58.



# Anhang

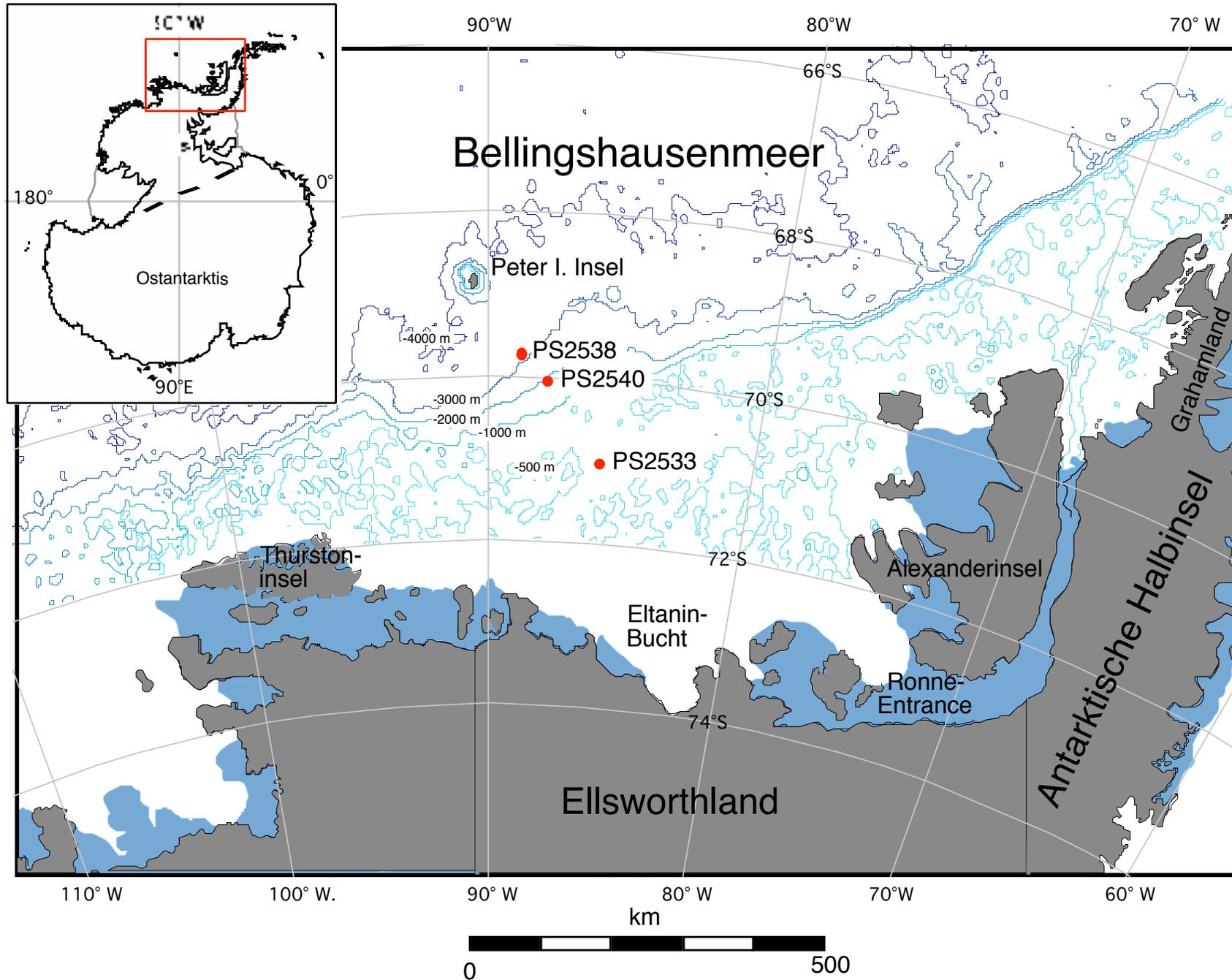


Abb.1: Übersichtskarte über das Arbeitsgebiet mit den bearbeiteten Kern-Stationen (rote Punkte), die blaugrauen Flächen stellen das rezente Schelfeis dar (Bathymetrie nach SMITH & SANDWELL,1997).

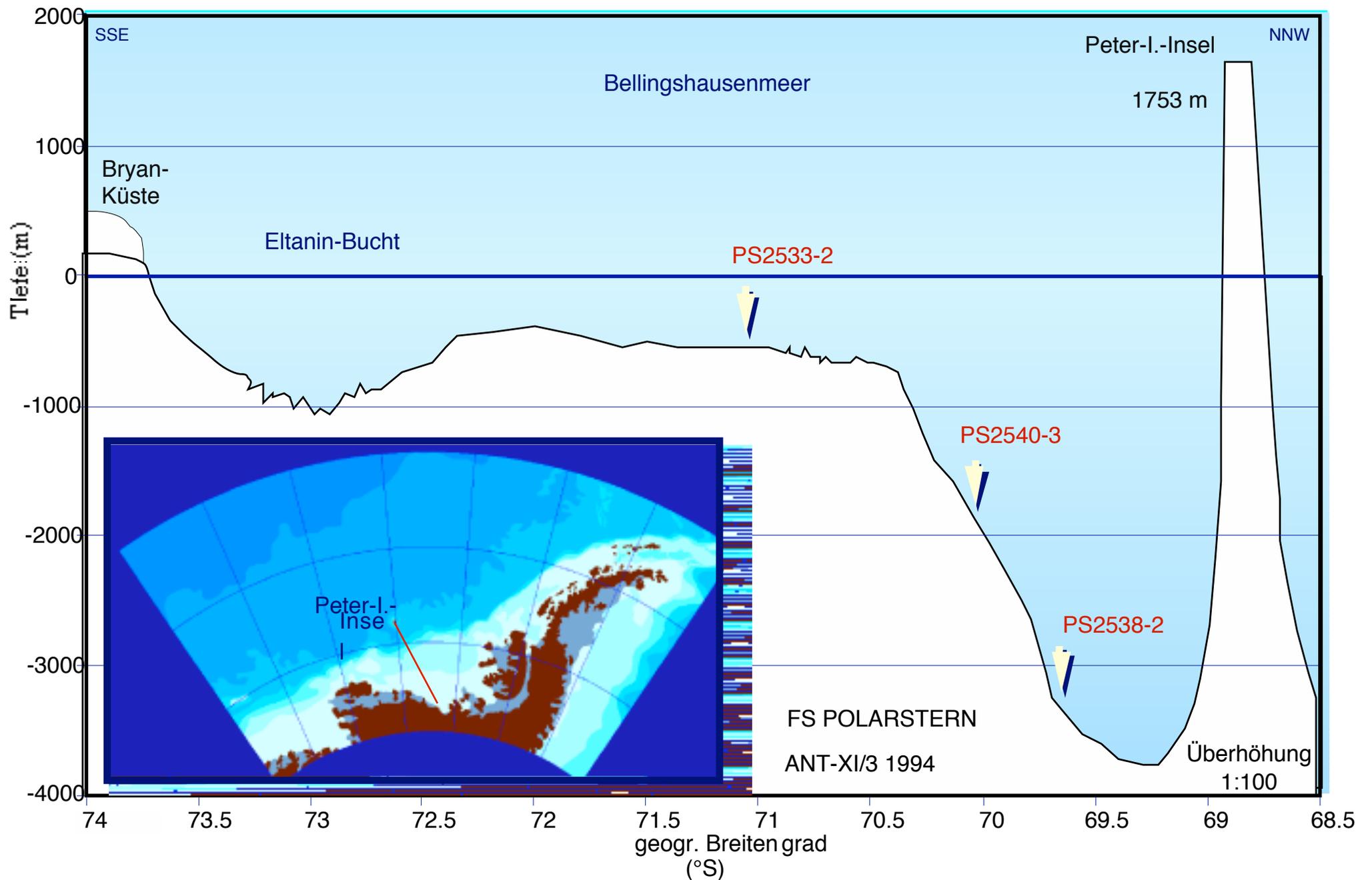
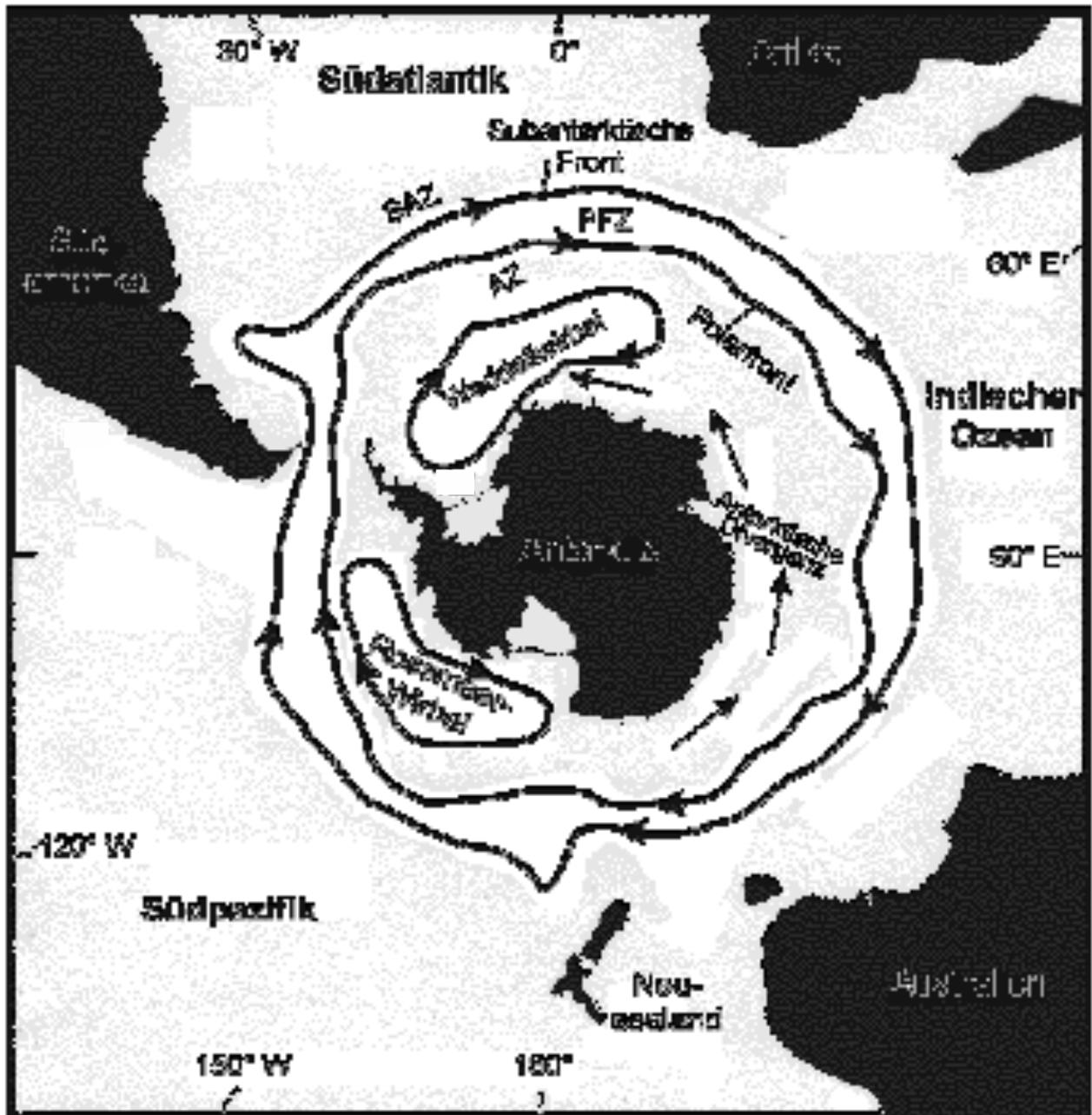


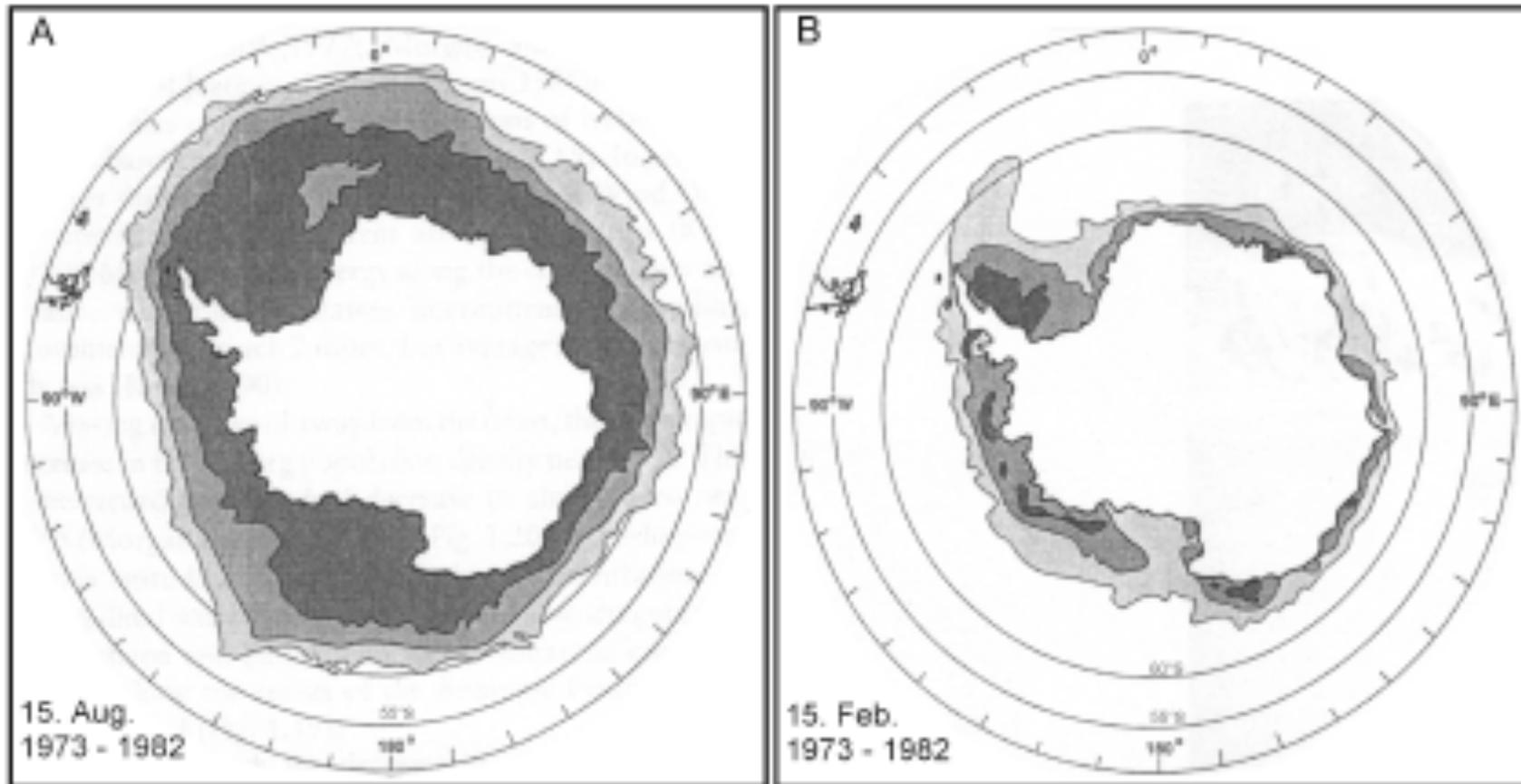
Abb. 2 Bathymetrisches Profil zwischen der Eltanin-Bucht und Peter-I.-Insel (siehe eingefügte Karte) mit Kernpositionen (verändert nach MILLER & GROBE 1996).



SAZ: Subantarktische Zone  
 PFZ: Polarfrontzone  
 AZ: Antarktische Zone

SAF: Subantarktische Front  
 PF: Polarfront

Abb. 3: Das Südpolarmeer mit dem Frontensystem des Antarktischen Zirkumpolarstroms ACC (verändert nach GORDON, 1967, ANDERSON, 1999).



minimale Eisbedeckung
  maximale Meereisbedeckung  
 mittlere Eisbedeckung
  offen-marine Bedingungen

Abb. 4: Durchschnittliche Meereisbedeckung des Südpolarmeeres für Südwinter (A) und Südsommer (B) (verändert nach SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985, ANDERSON 1999).

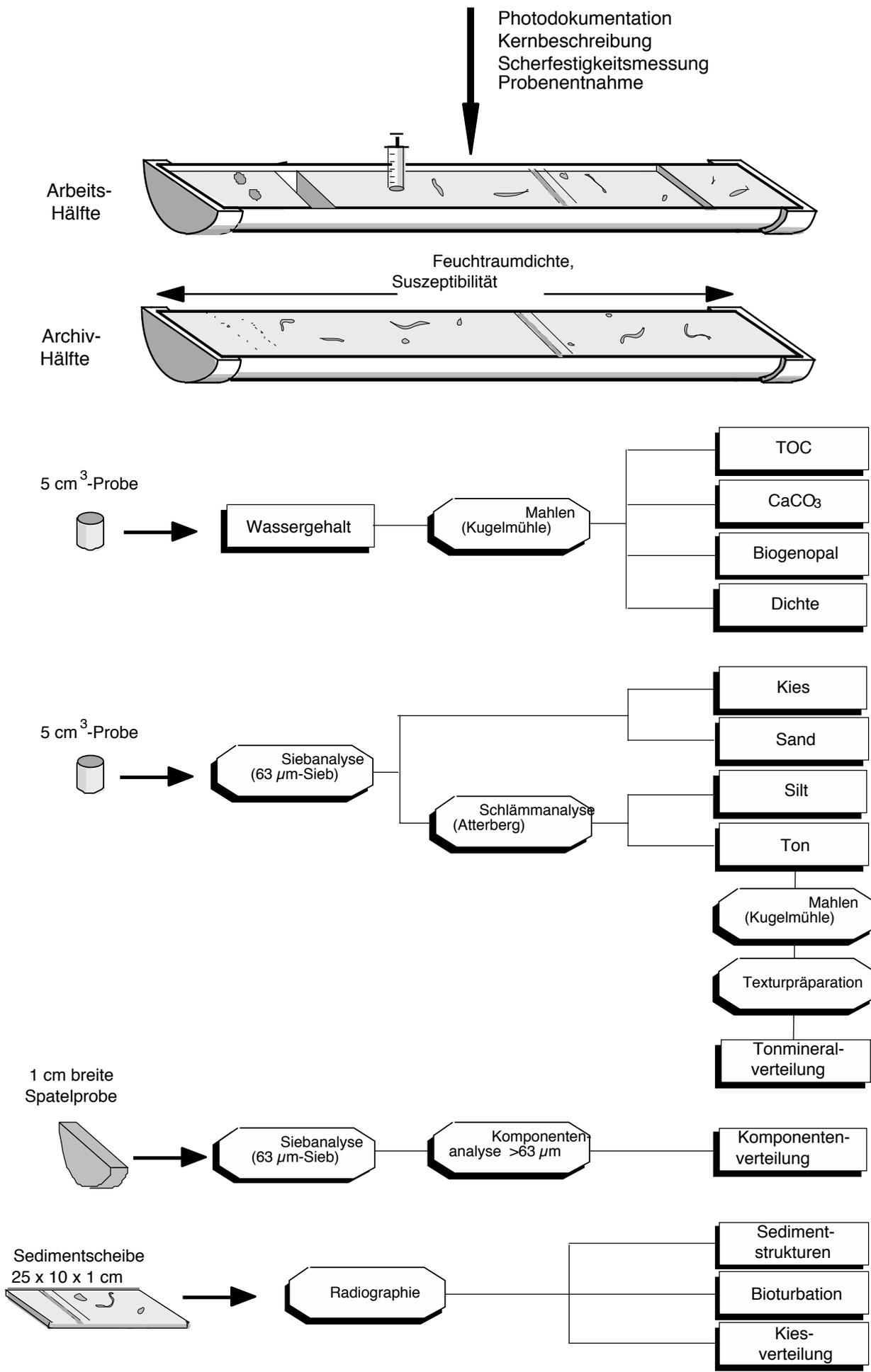


Abb. 5 : Arbeitsschema zur Probenentnahme und sedimentologischen Bearbeitung.

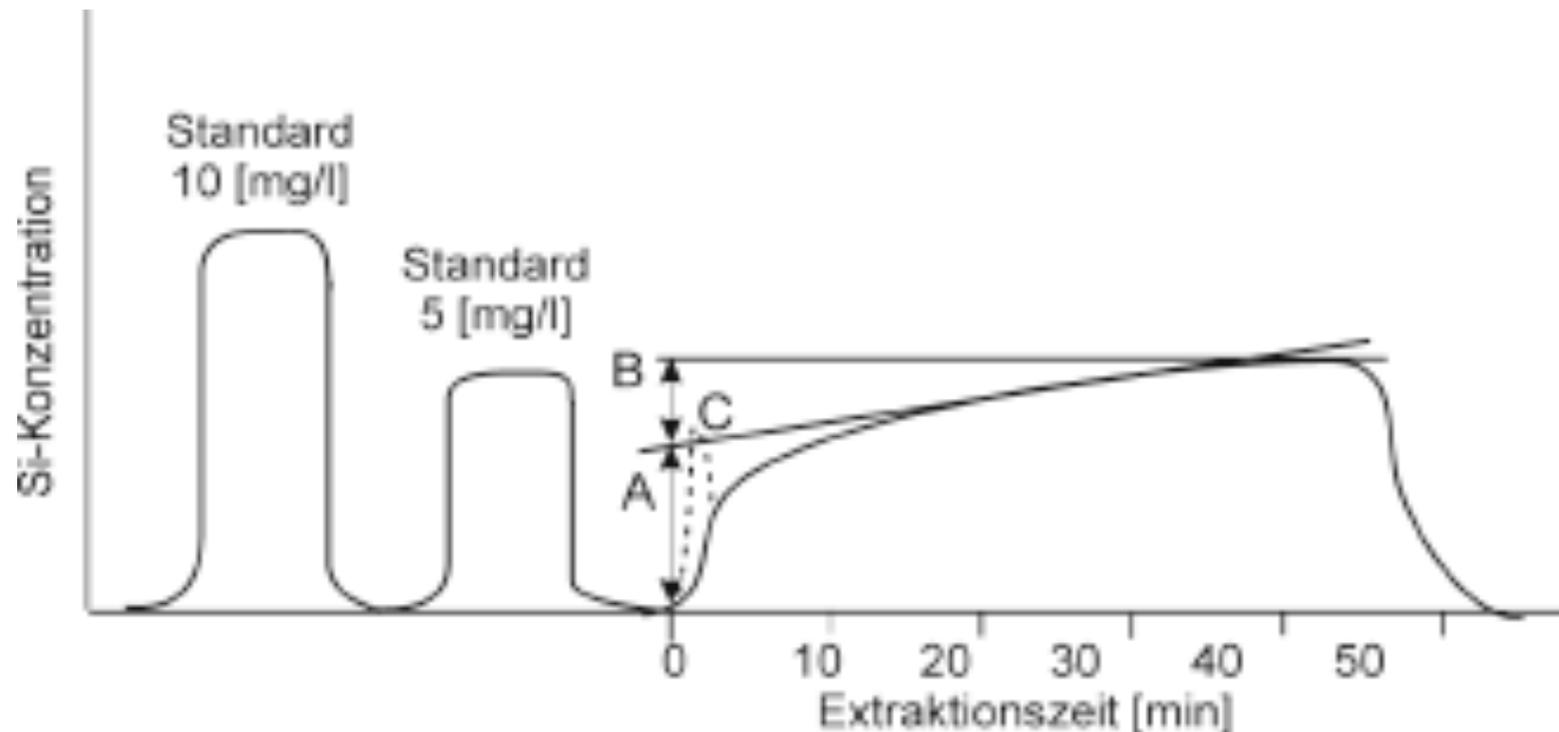


Abb. 6: Schematische Darstellung eines Anlogschriebs der Opalmessung nach der Methode von MÜLLER & SCHNEIDER (1993). Der Anteil an biogenem Opal entspricht A, das gelöste terrigene Silikat B. C zeigt einen Kurvenverlauf, wie er durch plötzliche Lösung von Diatomeen hervorgerufen wird.

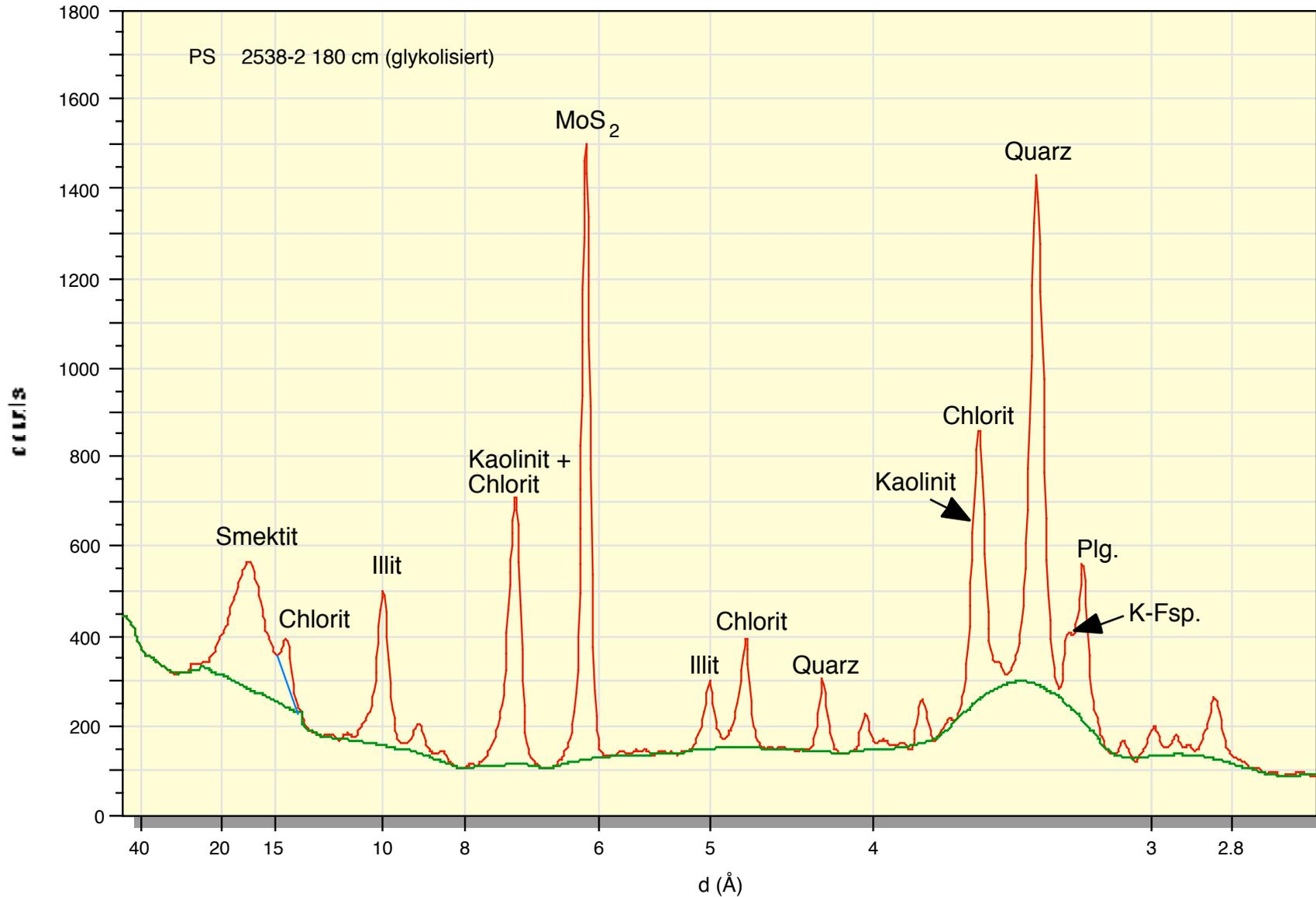


Abb. 7: Beispiel eines glykolisierten Röntgendiffraktogramms. Die Basalreflexe der Minerale sind rot dargestellt. Der Rauschuntergrund wird durch die Bildung einer Basislinie (grün) abgetrennt. Vor der Auswertung wurde der 14 Å-Chloritpeak vom 17 Å-Smektitpeak abgezogen (blaue Linie). Anhand des zugefügten Standards (MoS<sub>2</sub>) wurden die Röntgendiffraktogramme kalibriert.

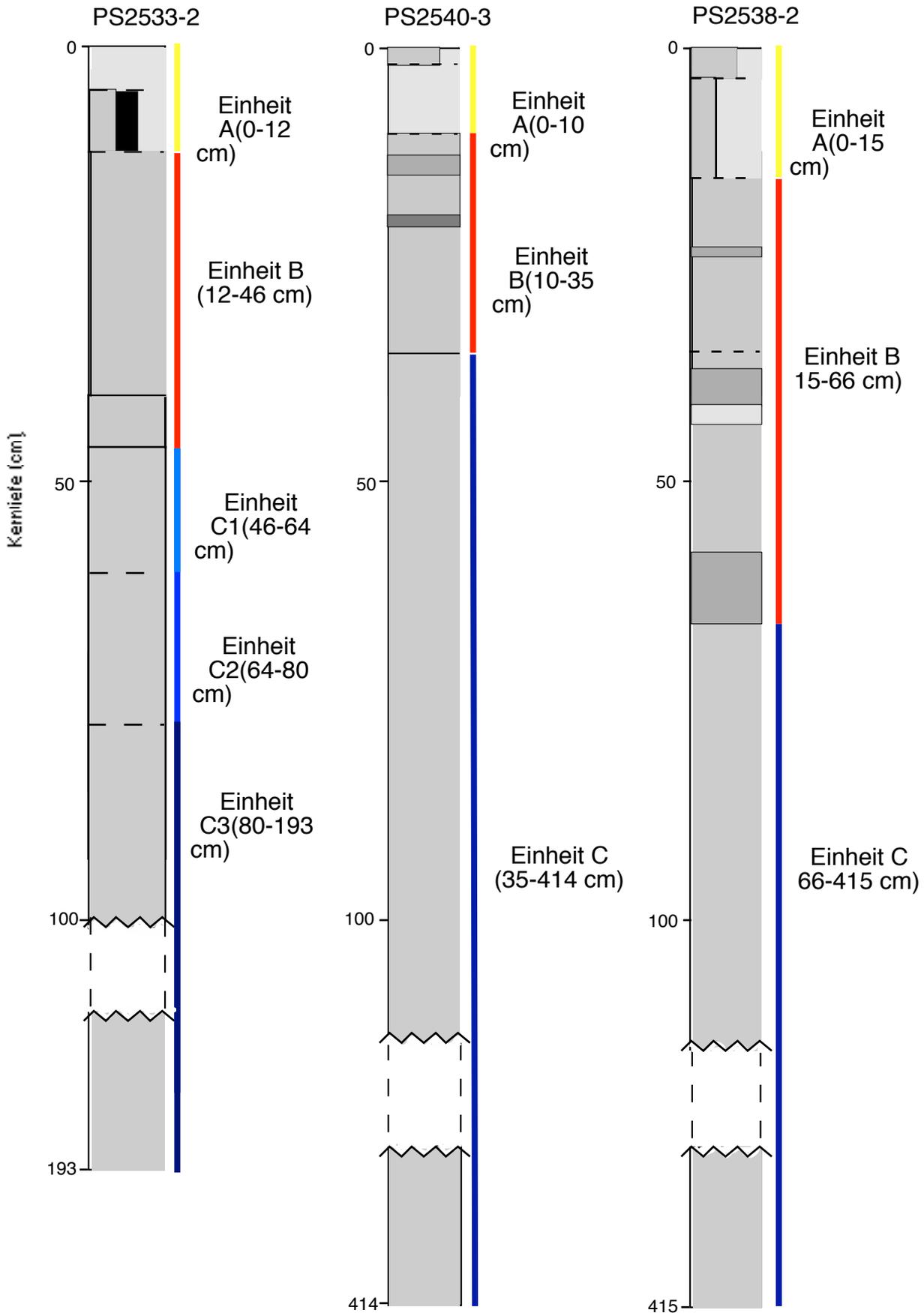


Abb. 8: Einteilung der Sedimentkerne in lithostratigraphische Einheiten (Legende und ausführliche Kernbeschreibung im Anhang A: Kernbeschreibung).

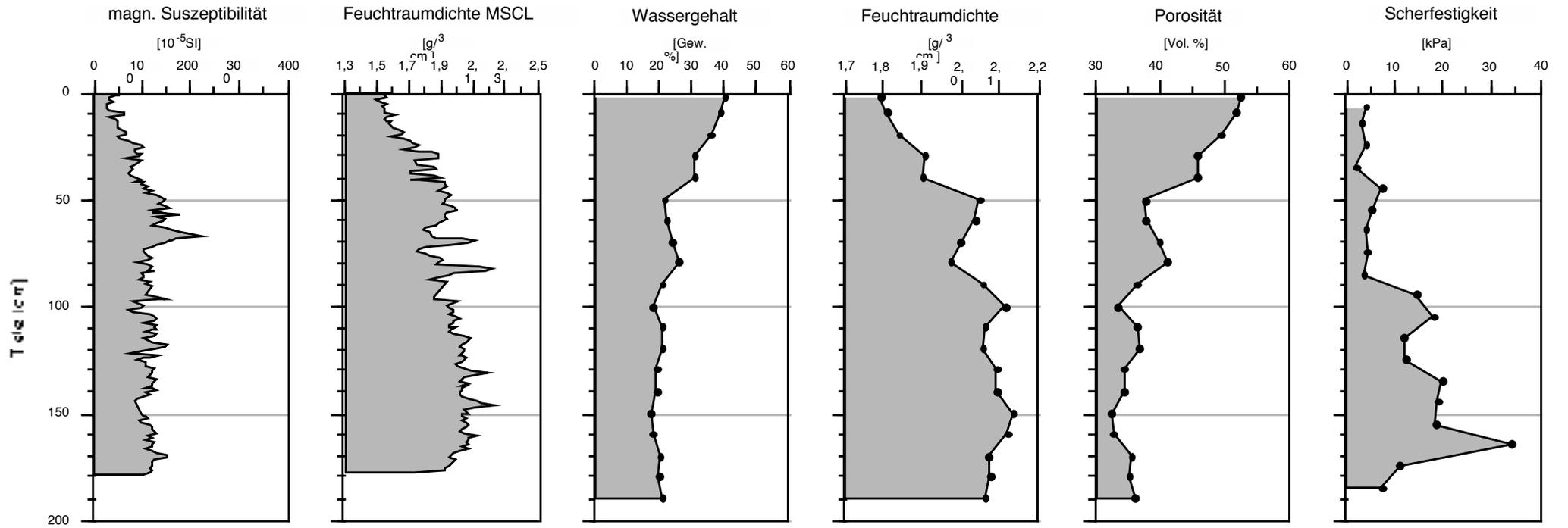


Abb. 9a : Sedimentphysikalische Parameter des Kerns PS2533-2

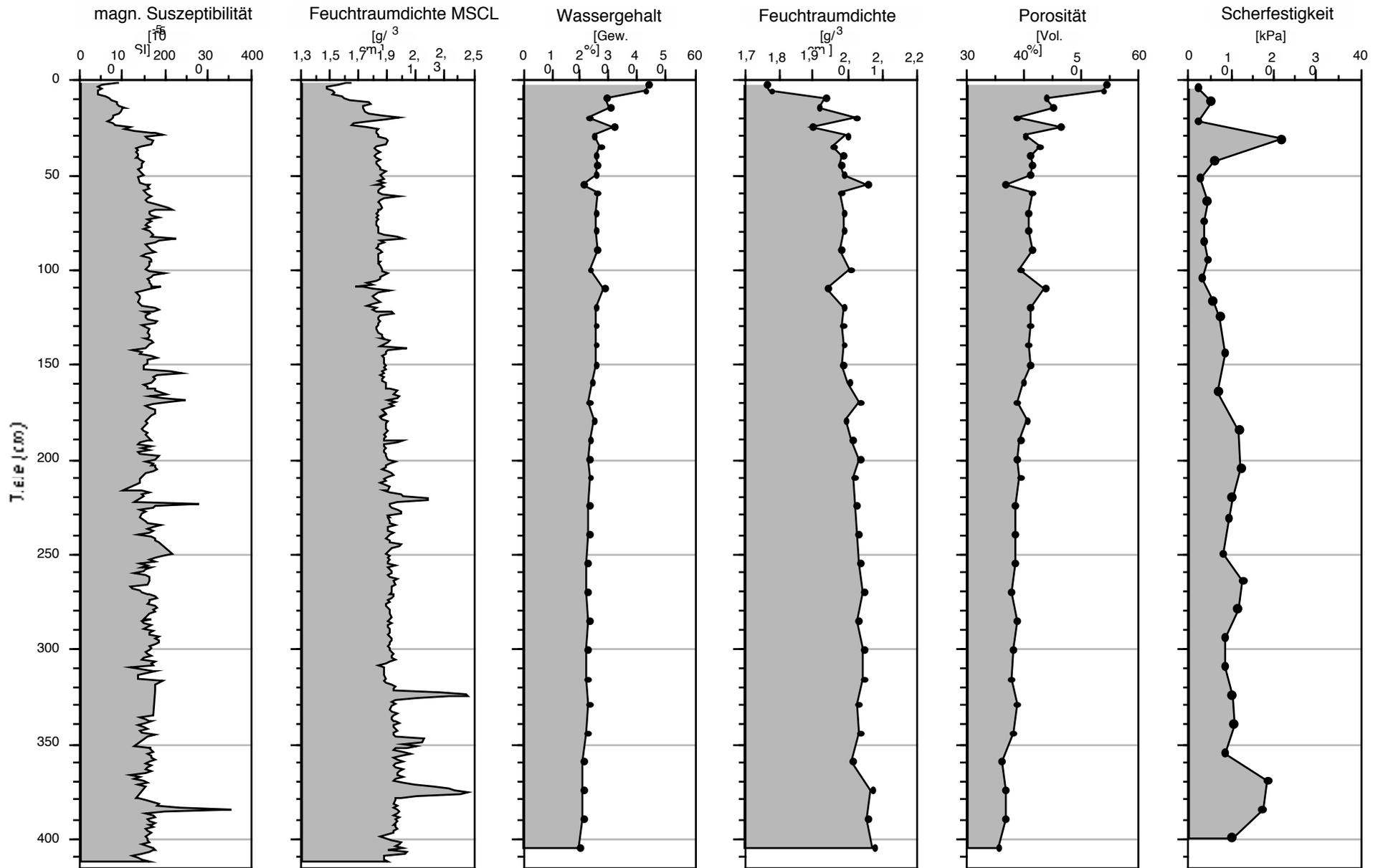


Abb. 9b: Sedimentphysikalische Parameter des Kerns PS2540-3.

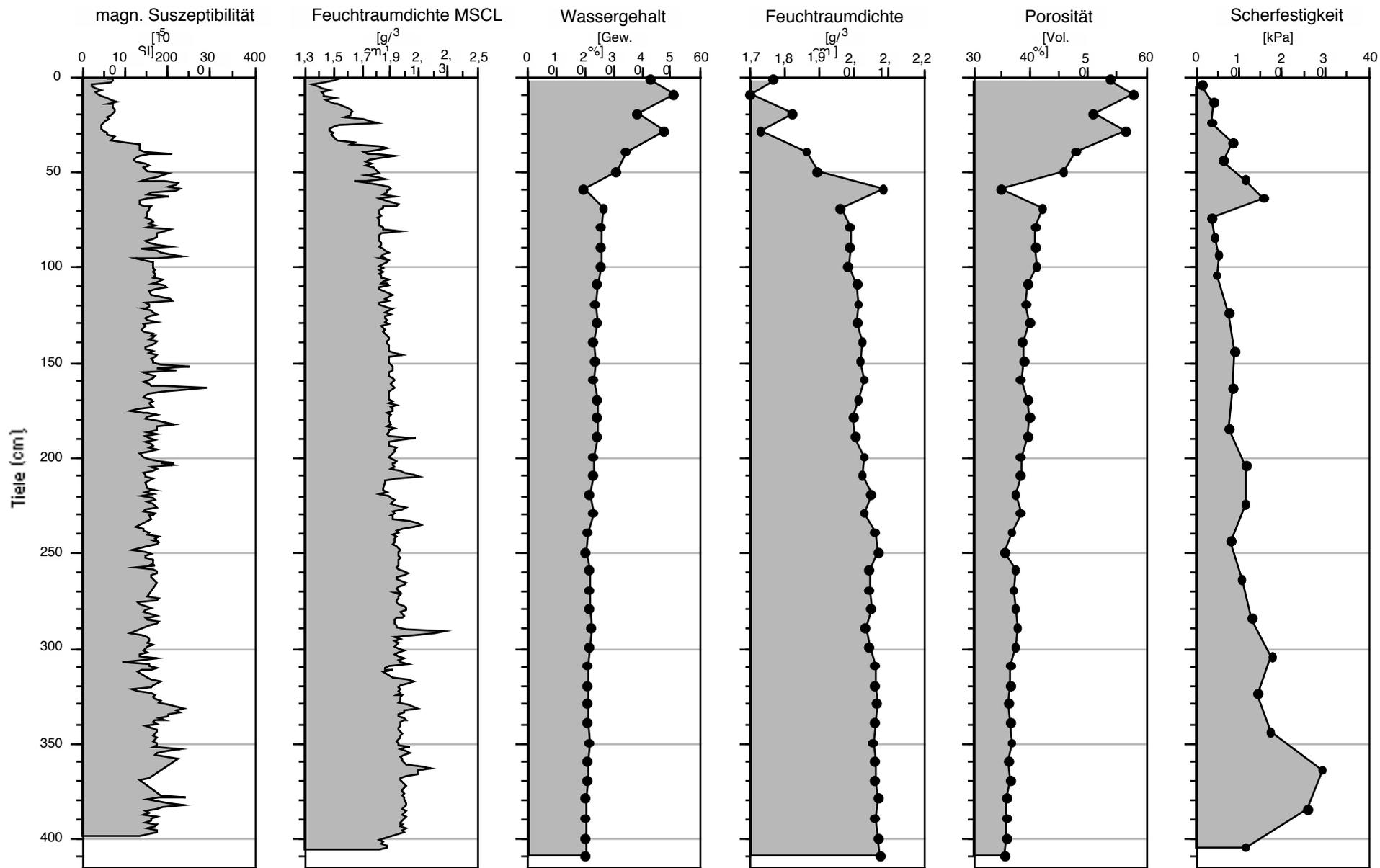


Abb. 9c : Sedimentphysikalische Parameter des Kerns PS2538-2

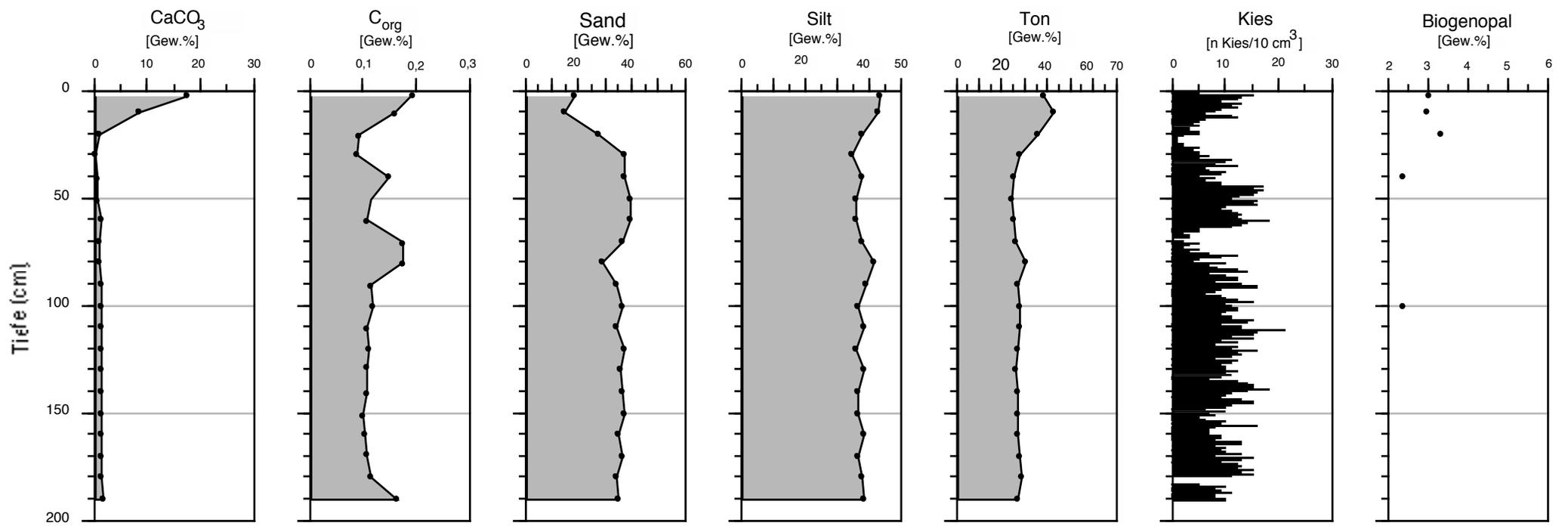


Abb. 10a: Sedimentologische Parameter des Kerns PS2533-2

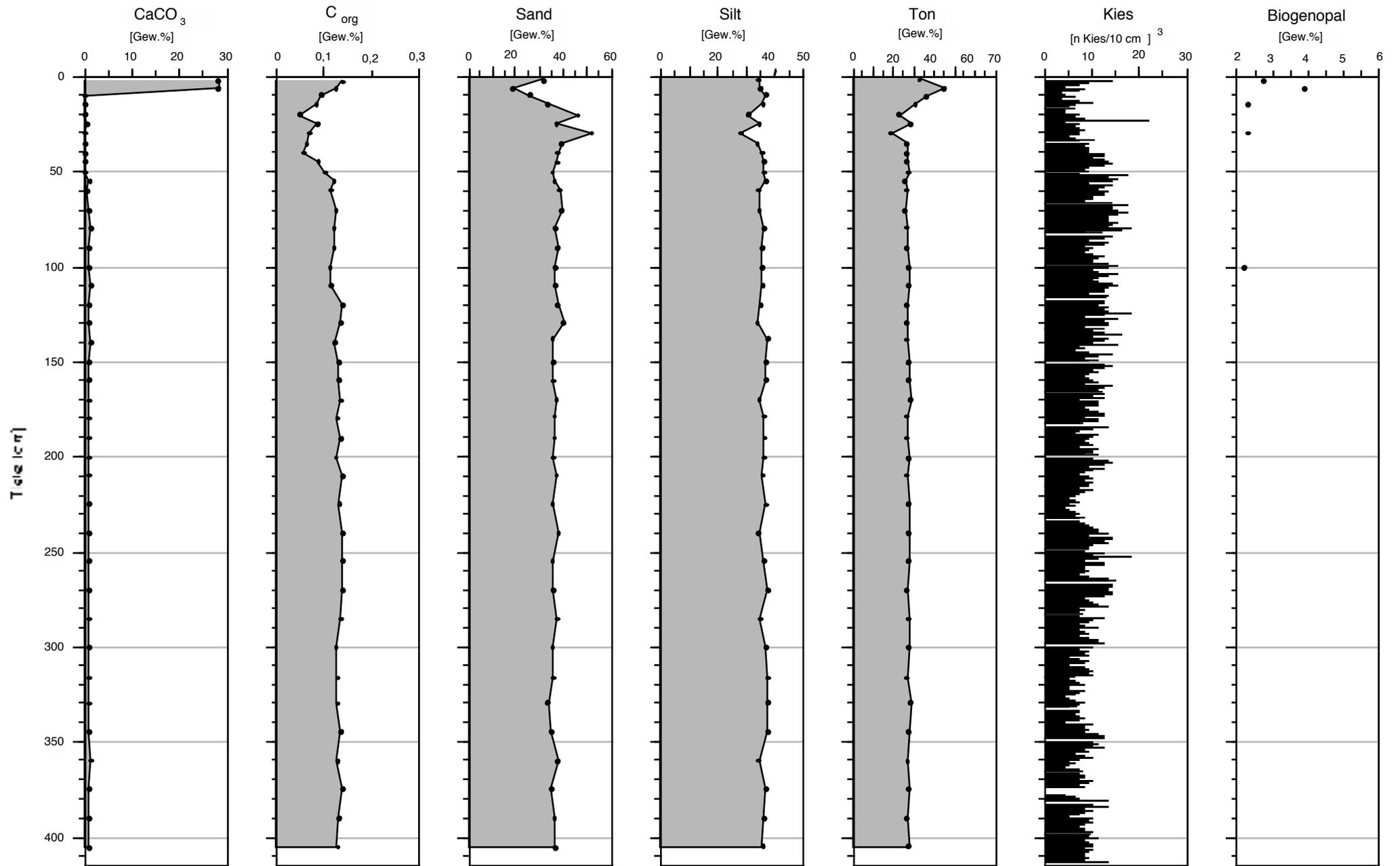


Abb. 10b : Sedimentologische Parameter des Kerns PS2540-3

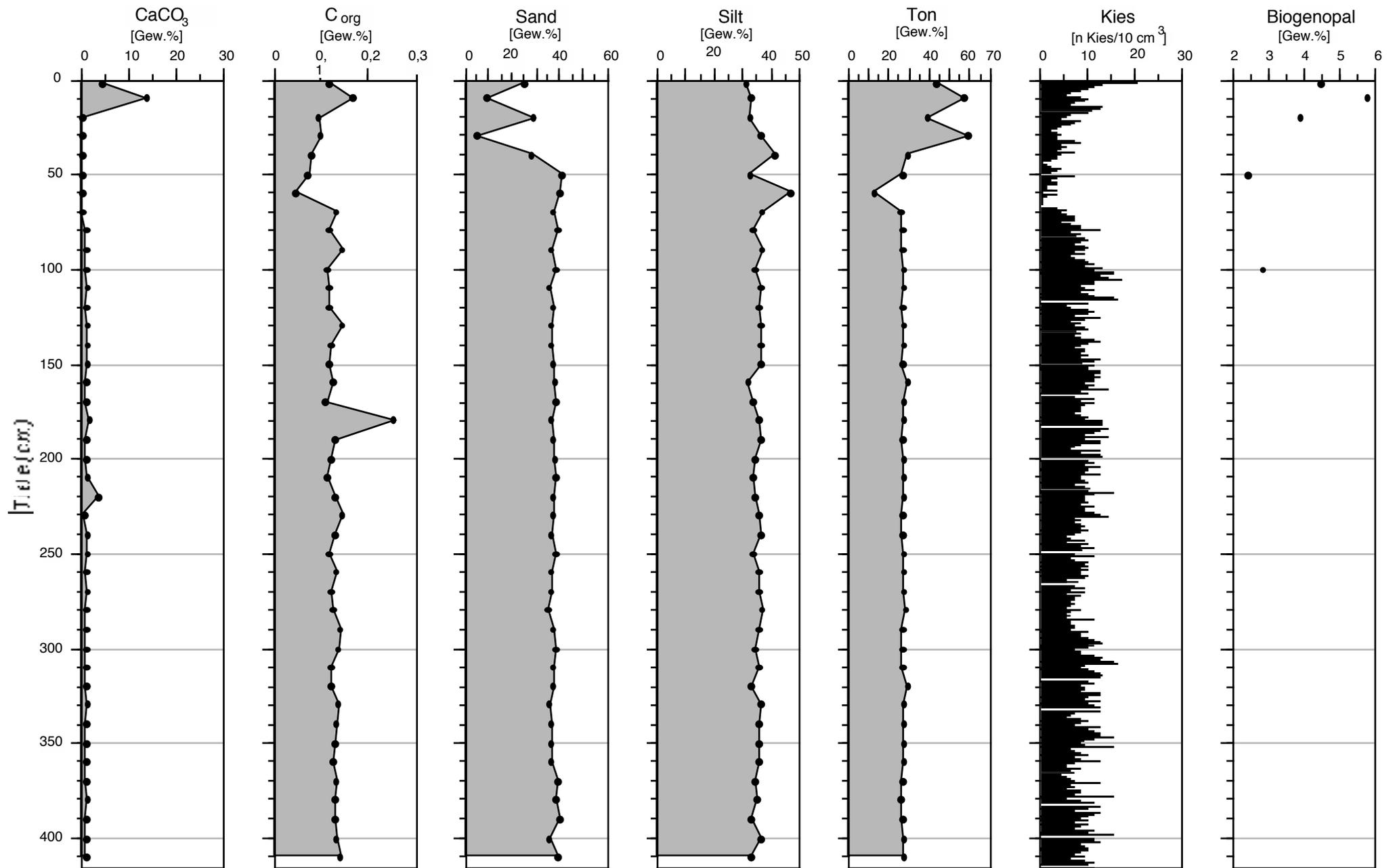


Abb. 10c: Sedimentologische Parameter des Kerns PS2538-2

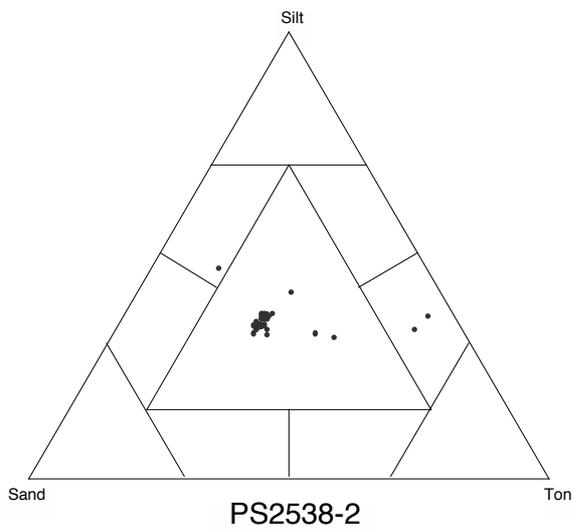
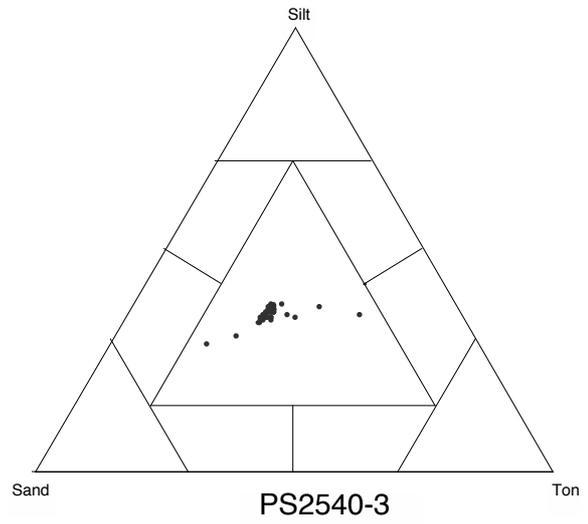
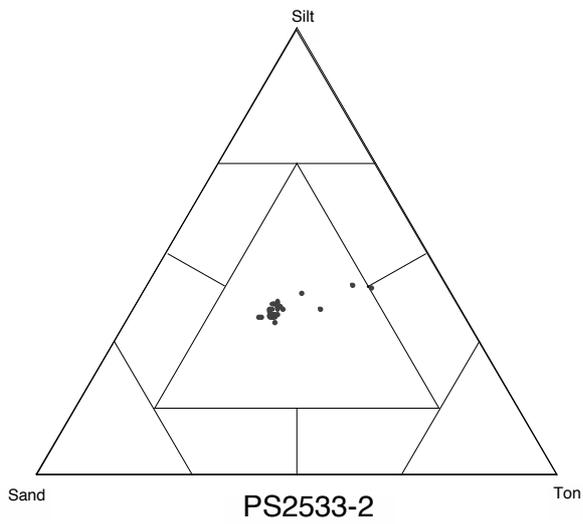
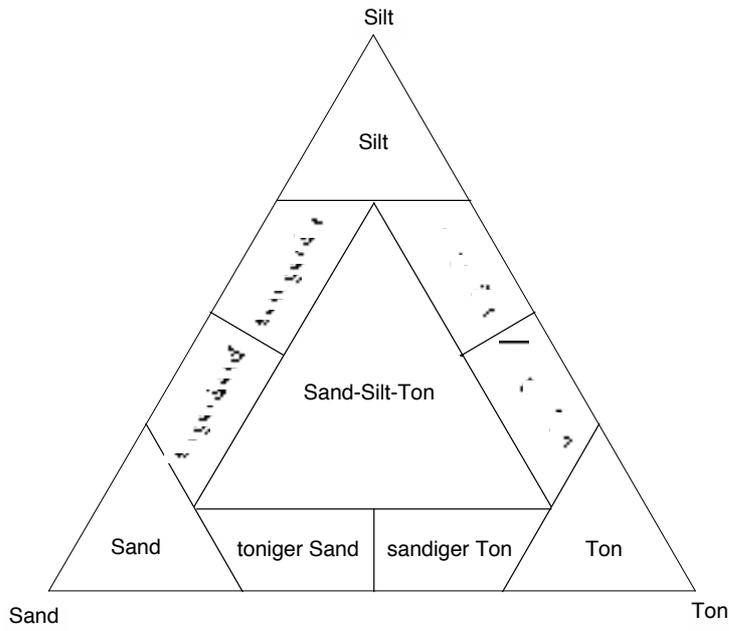


Abb. 11: Darstellung der Korngrößenverteilung verändert nach SHEPARD (1954).

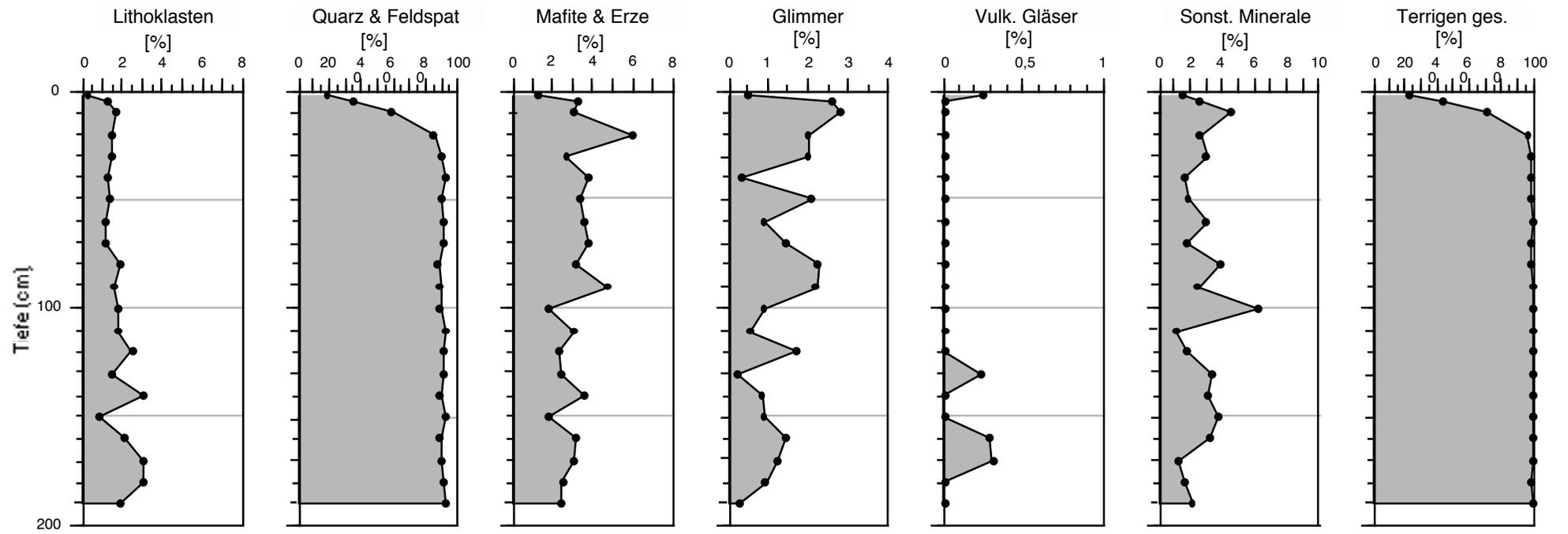


Abb. 12a: Terrigene Komponenten der Grobfraktion des Kerns PS2533-2

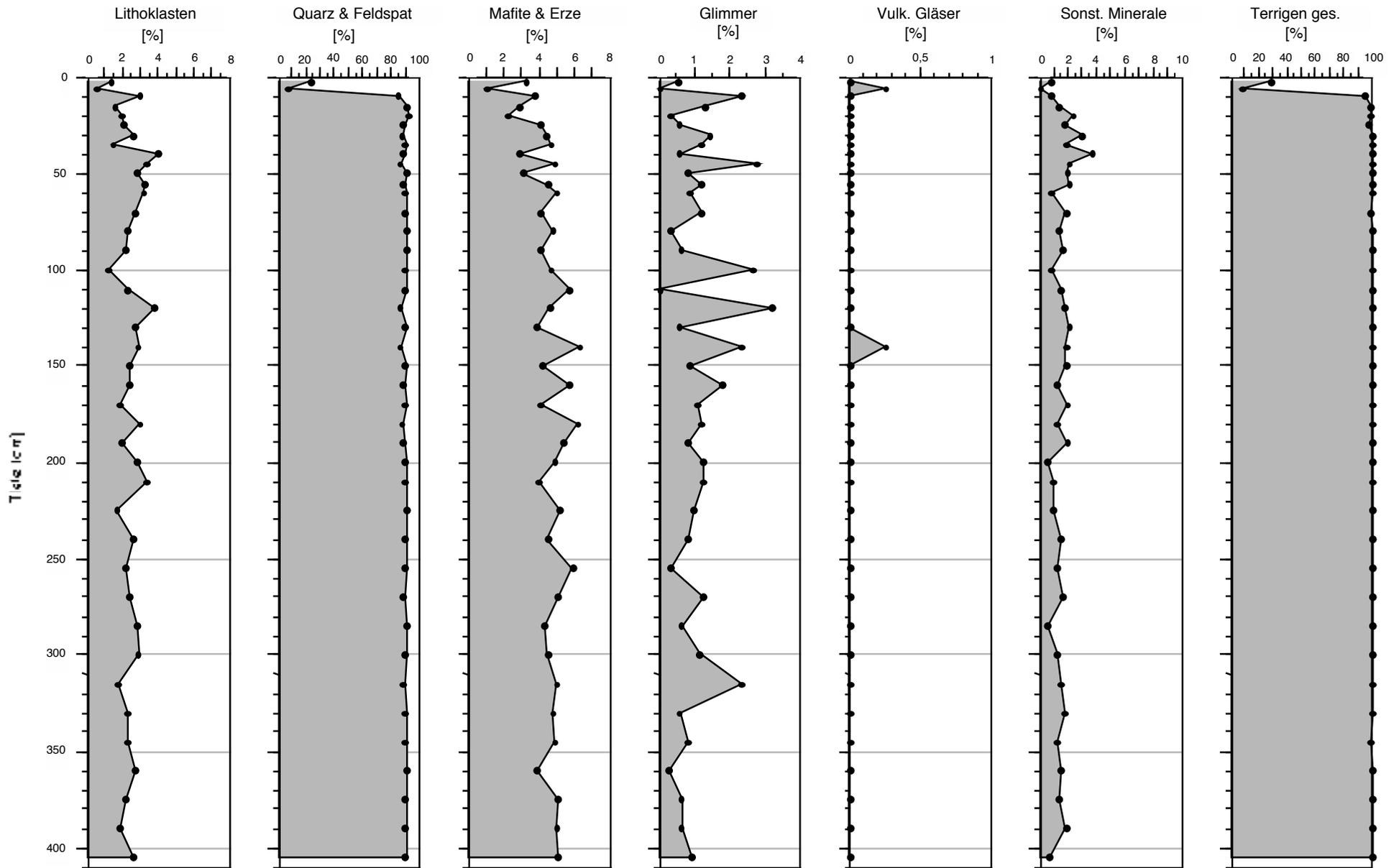


Abb. 12b: Terrigene Komponenten des Kerns PS2540-3

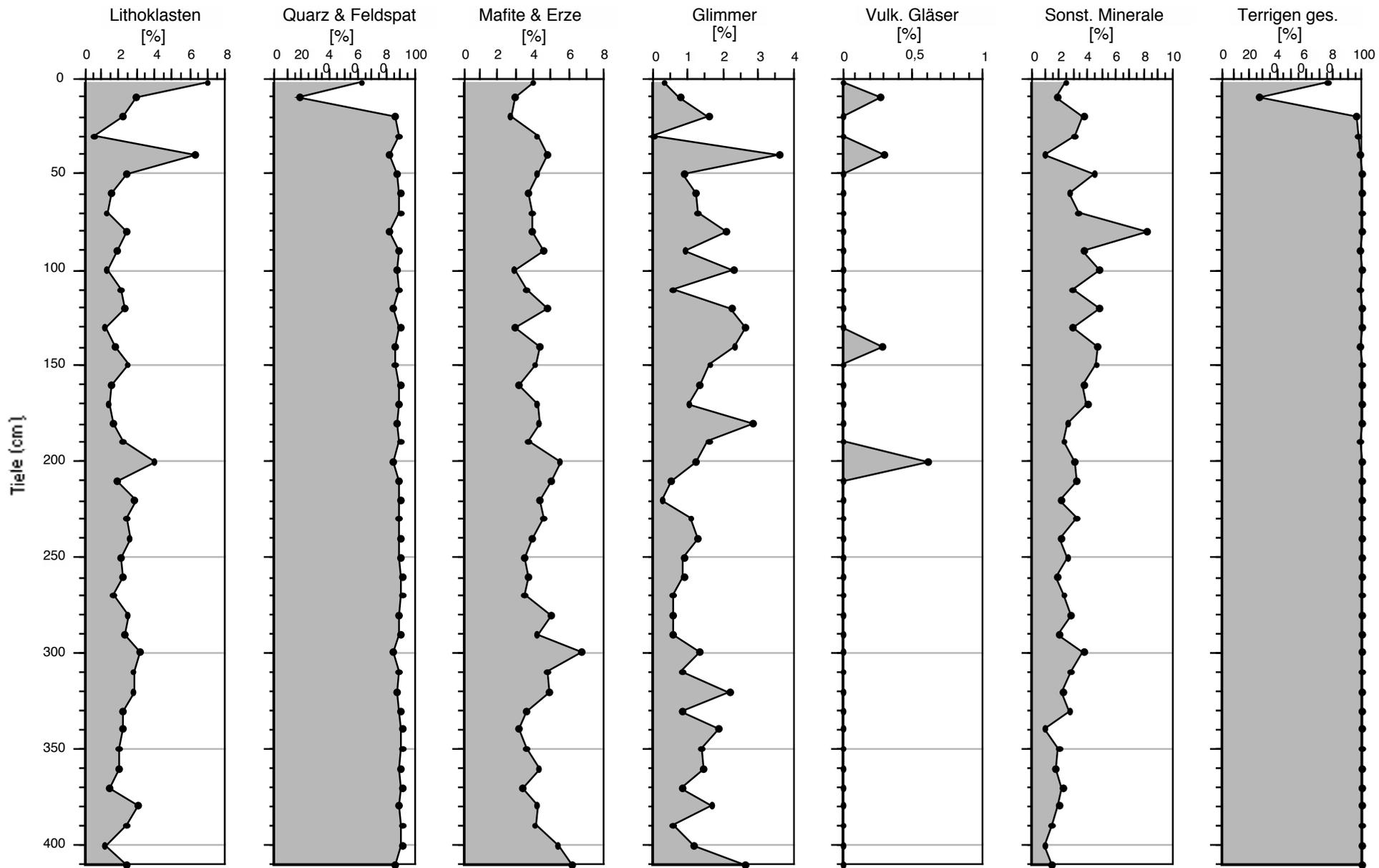


Abb. 12c: Terrigene Komponenten der Grobfraktion des Kerns PS2538-2

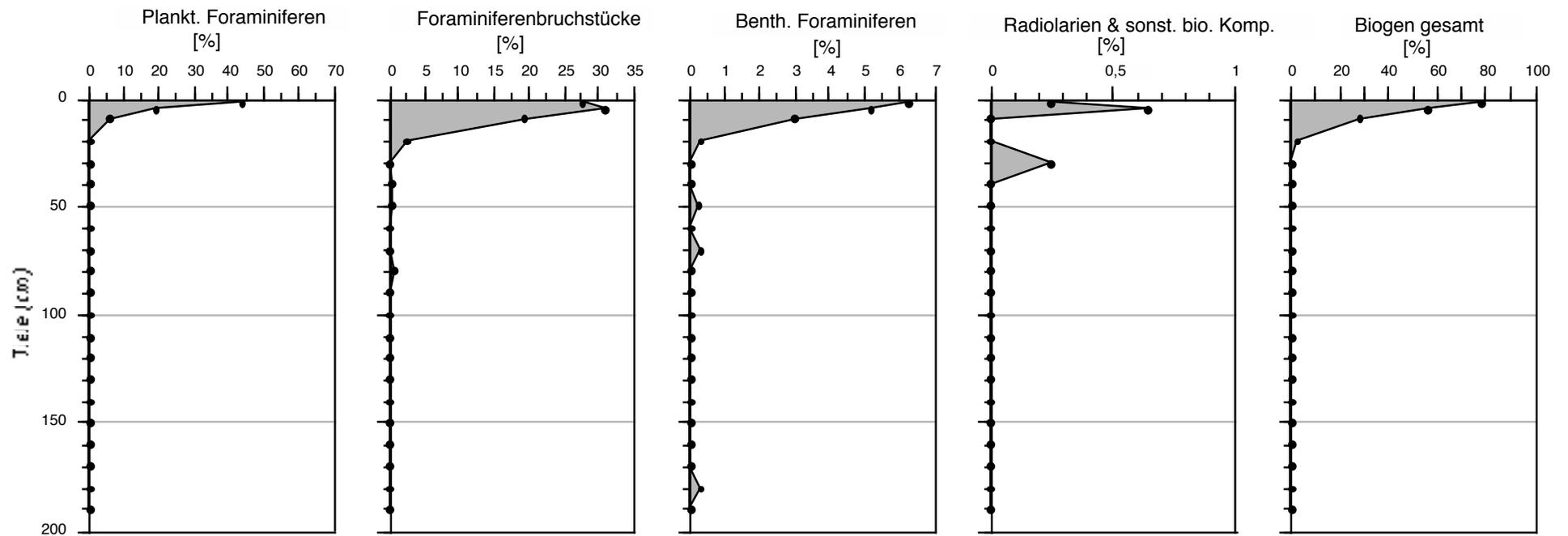


Abb. 13a: Biogene Komponenten der Grobfraktion des Kerns PS2533-2

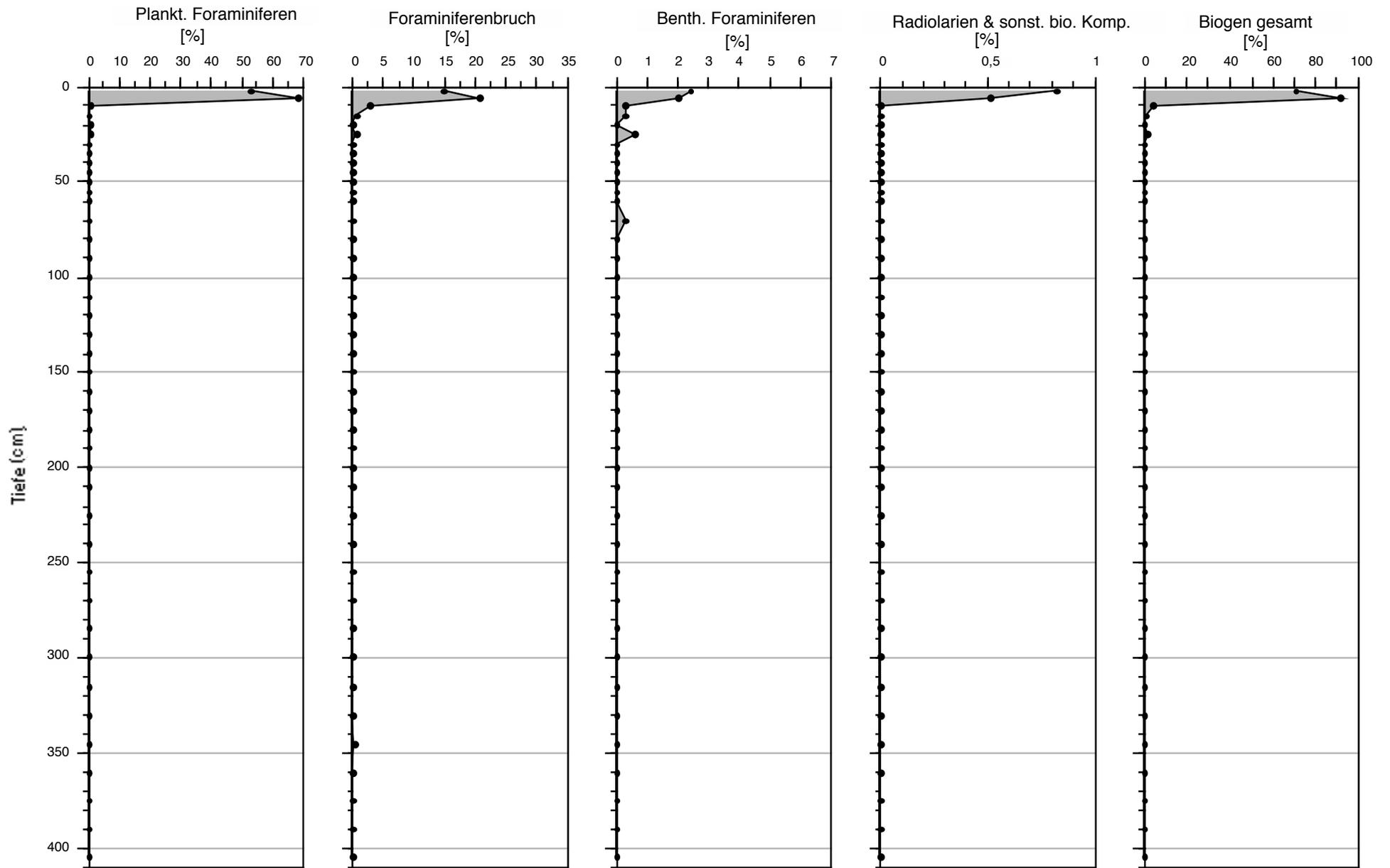


Abb. 13b: Biogene Komponenten der Grobfraktion des Kerns PS2540-3

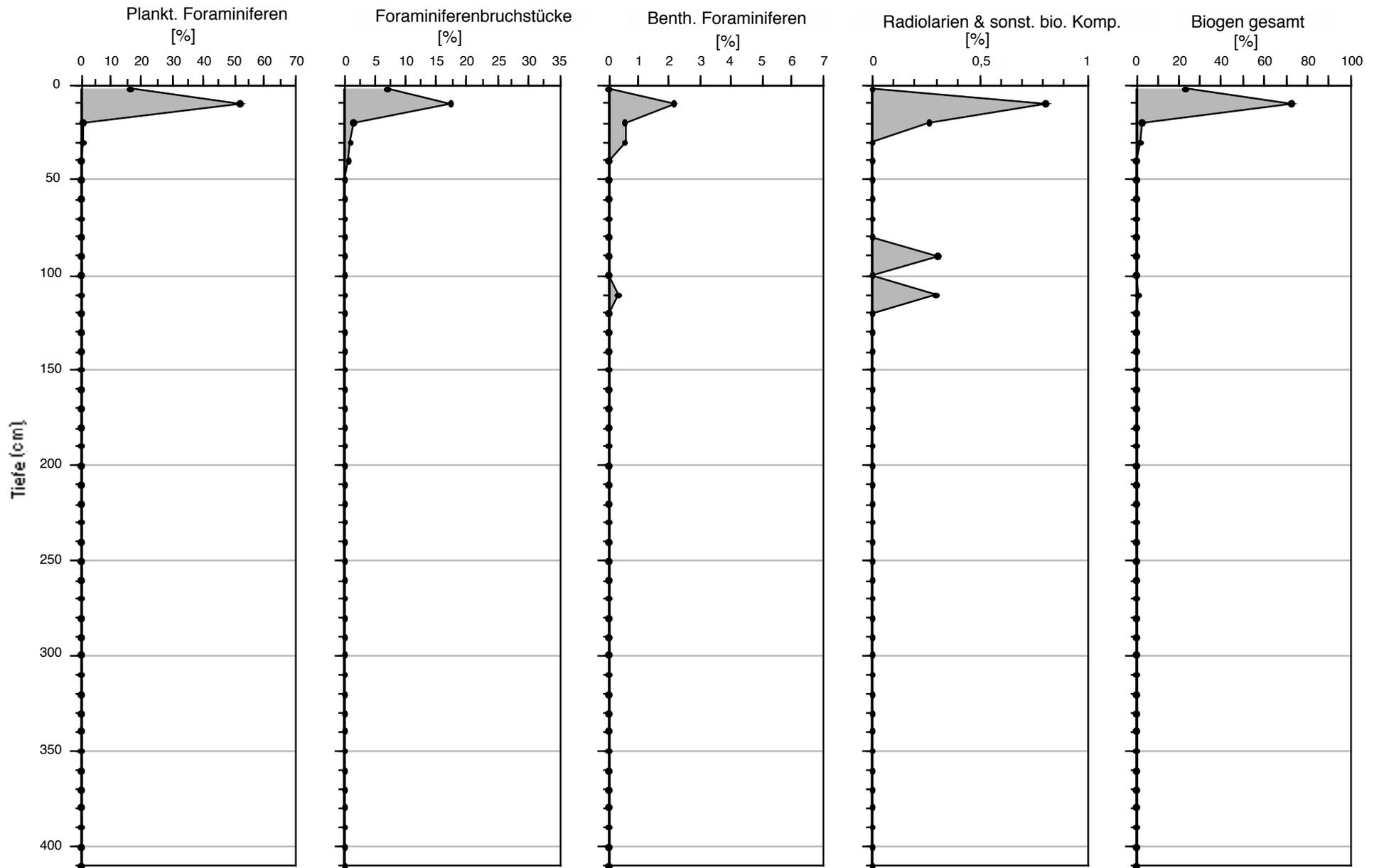


Abb. 13c: Biogene Komponenten der Grobfraction des Kerns PS2538-2

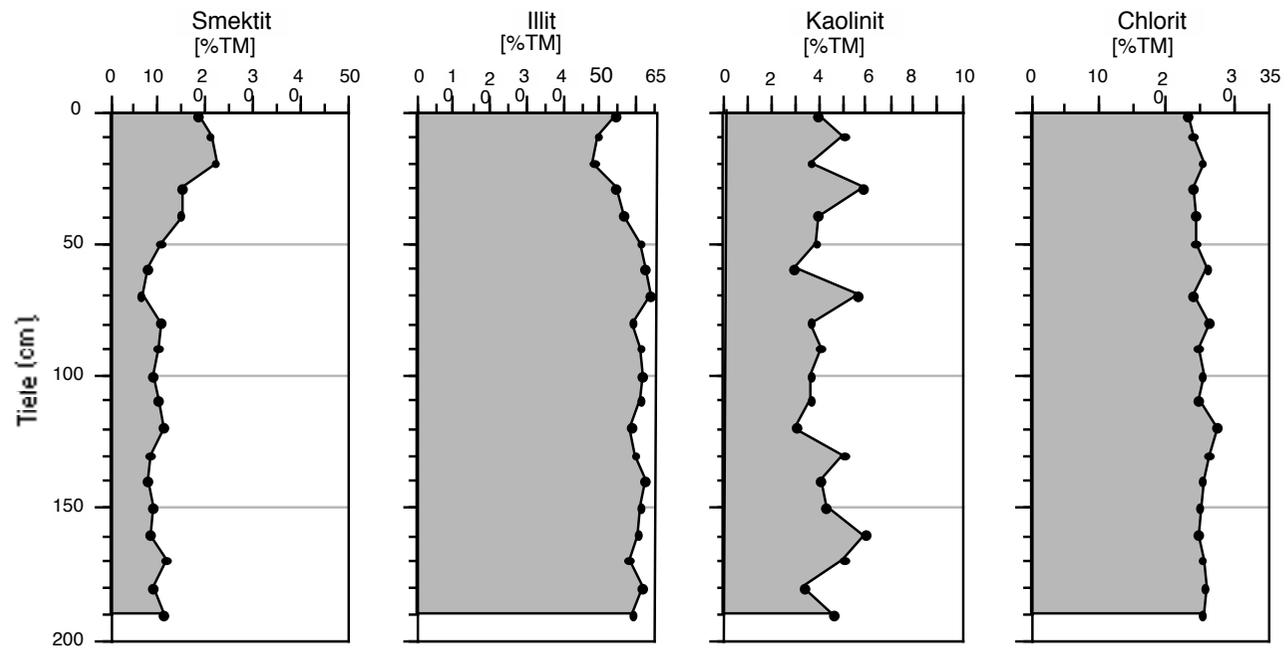


Abb. 14a: Tonmineralvergesellschaftung im Kern PS2533-2

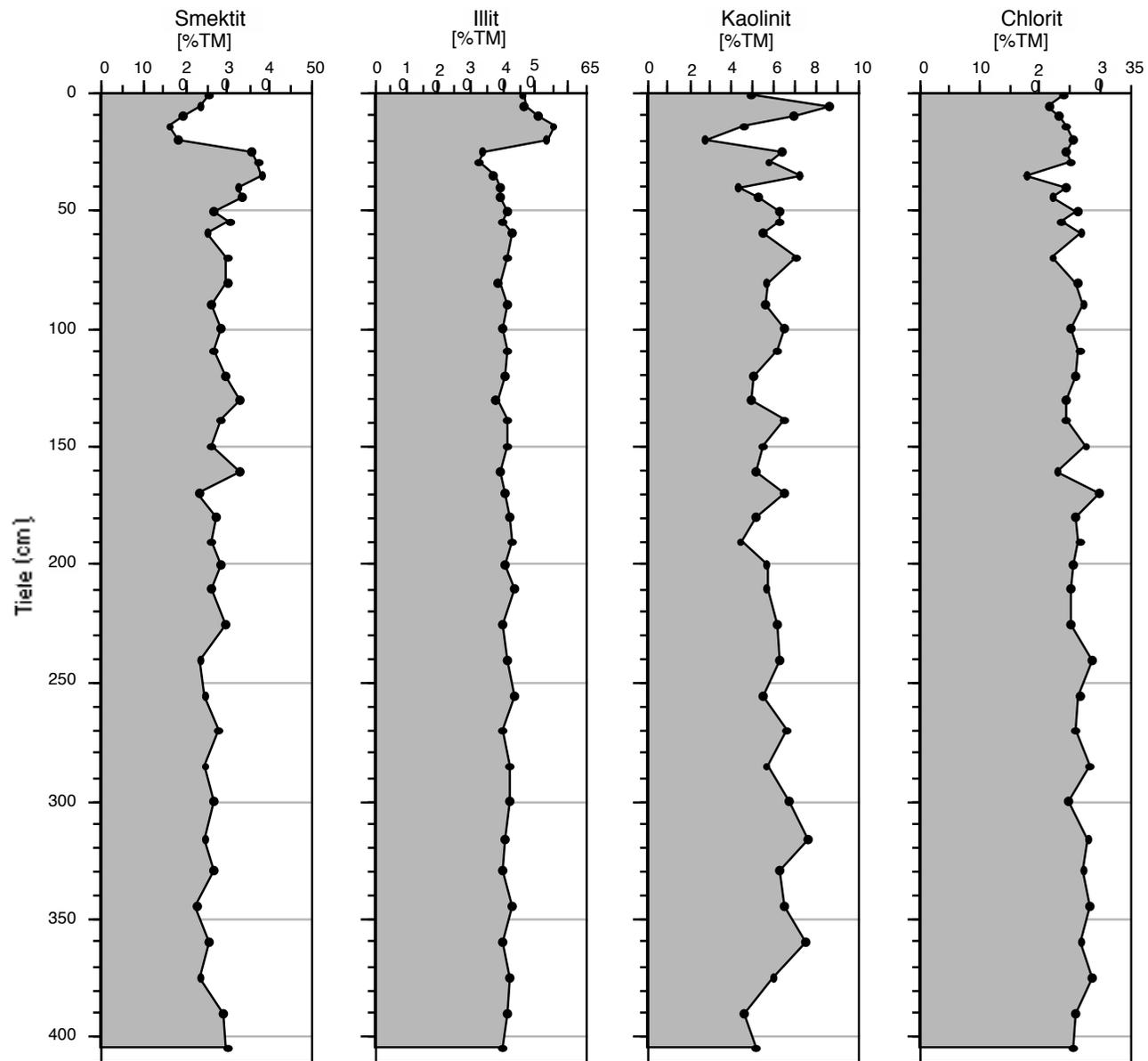


Abb. 14b: Tonmineralvergesellschaftung im Kern PS2540-3

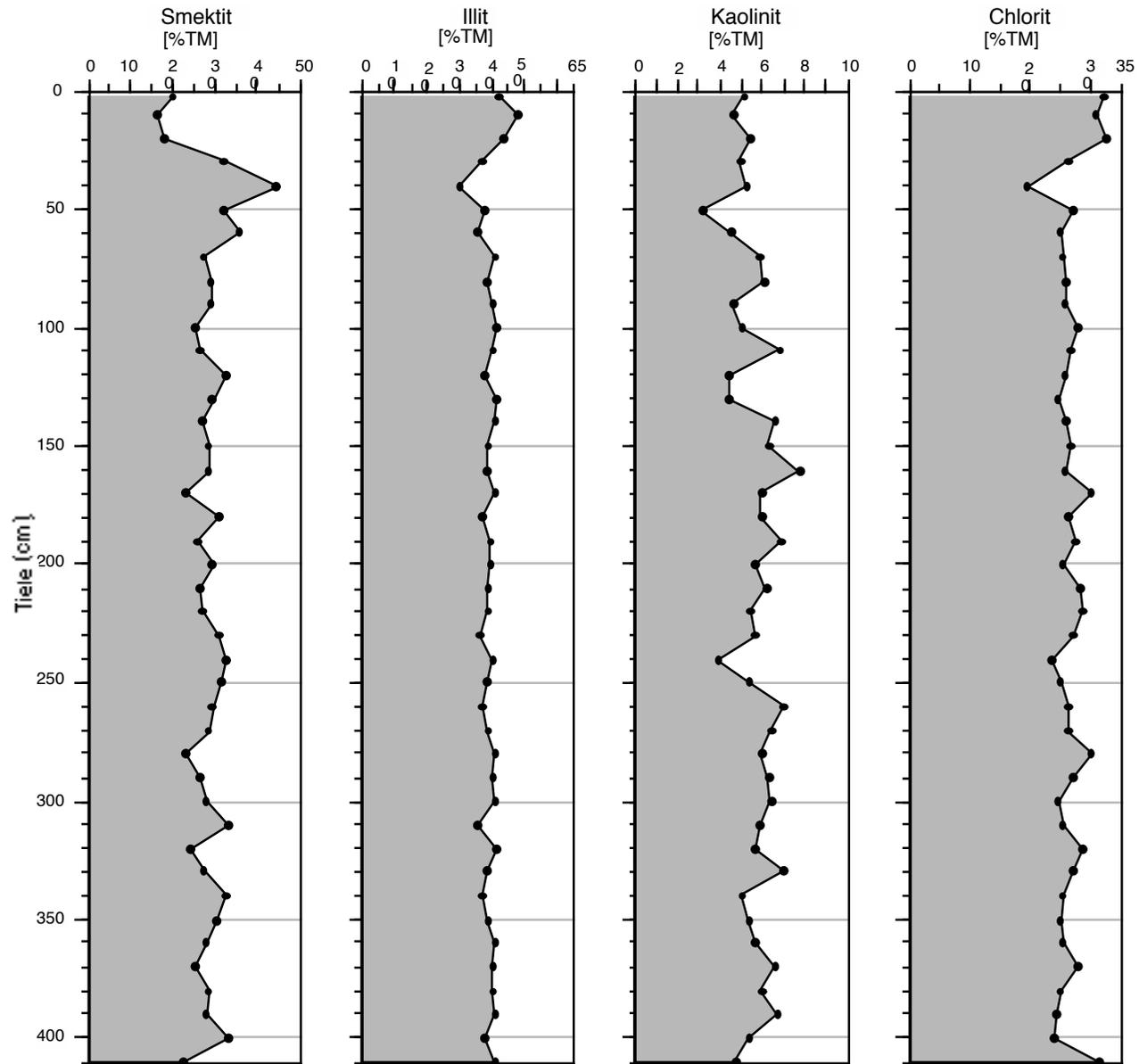


Abb. 14c: Tonmineralvergesellschaftung im Kern PS2538-2

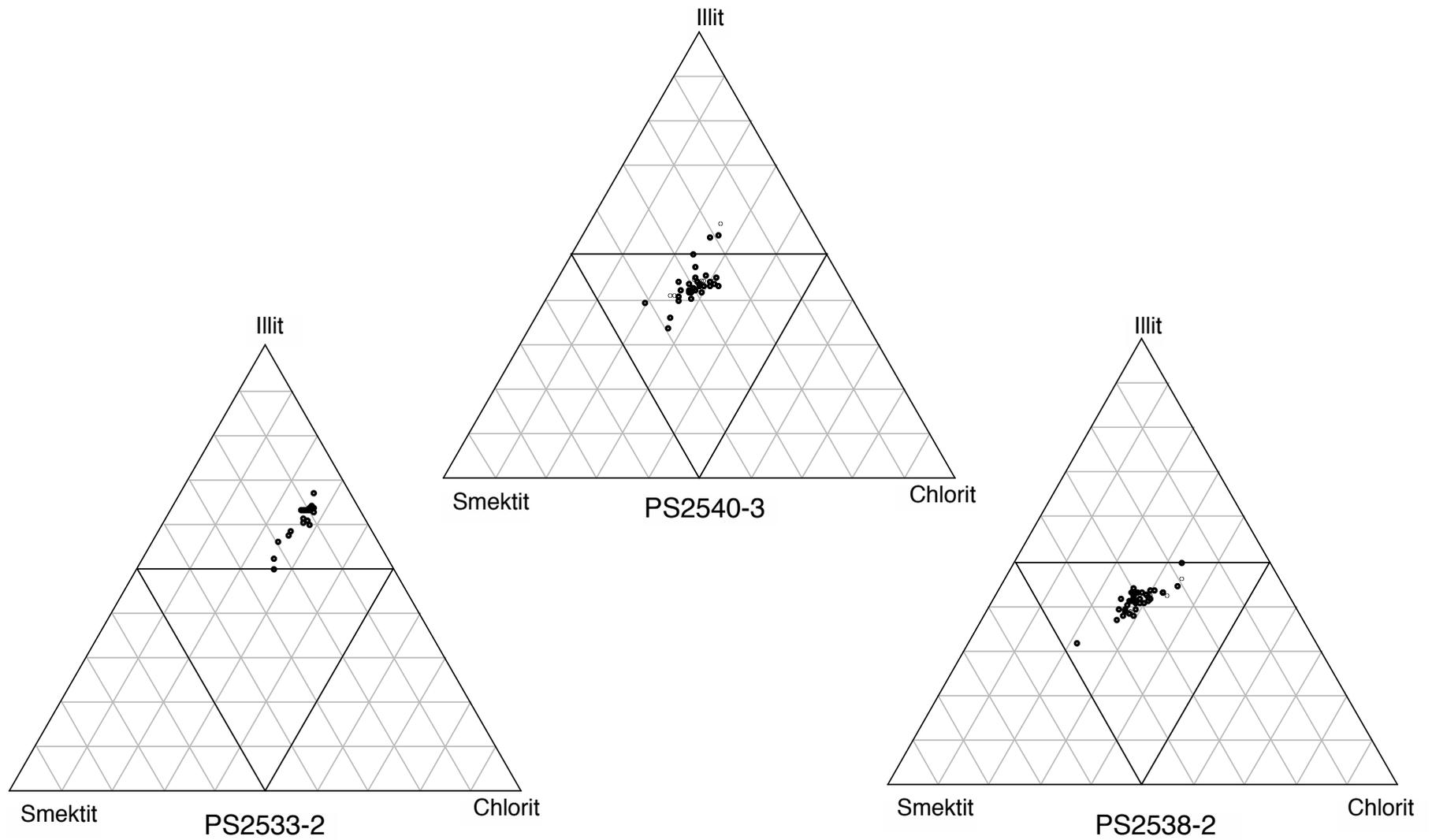


Abb.17: Tonmineralvergesellschaftung der Sedimentkerne an den unterschiedlichen Stationen. Auffällig sind die Unterschiede zwischen dem Schelf (PS2533-2) und dem Kontinentalhang und -fuß.

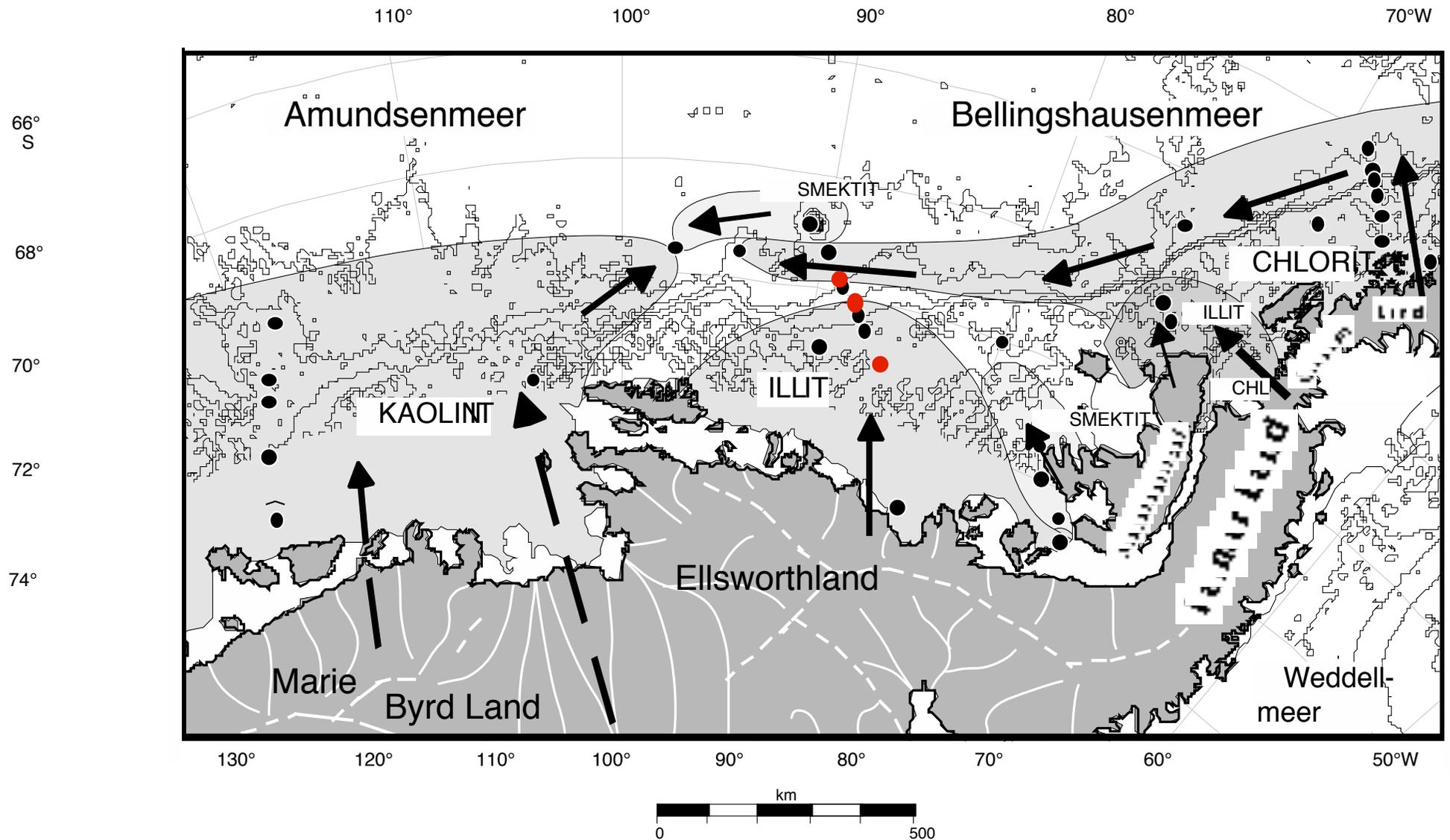


Abb. 18:  
 Tonmineralogische Provinzen im Bellingshausen- und Amundsenmeer verändert nach Hillenbrand (2000).  
 Die Rekonstruktion erfolgte anhand von Index-Tonmineralen in den Oberflächenproben (schwarze Punkte).  
 Potentielle Transportfade sind als Pfeile dargestellt. Durchgezogene weiße Linien stellen Eisflußlinien dar.  
 Gestichelte weiße Linien sind Eisscheiden. Rote Punkte markieren die Kernlokationen.  
 (verändert nach Drewry 1983, Hillenbrand 2000).

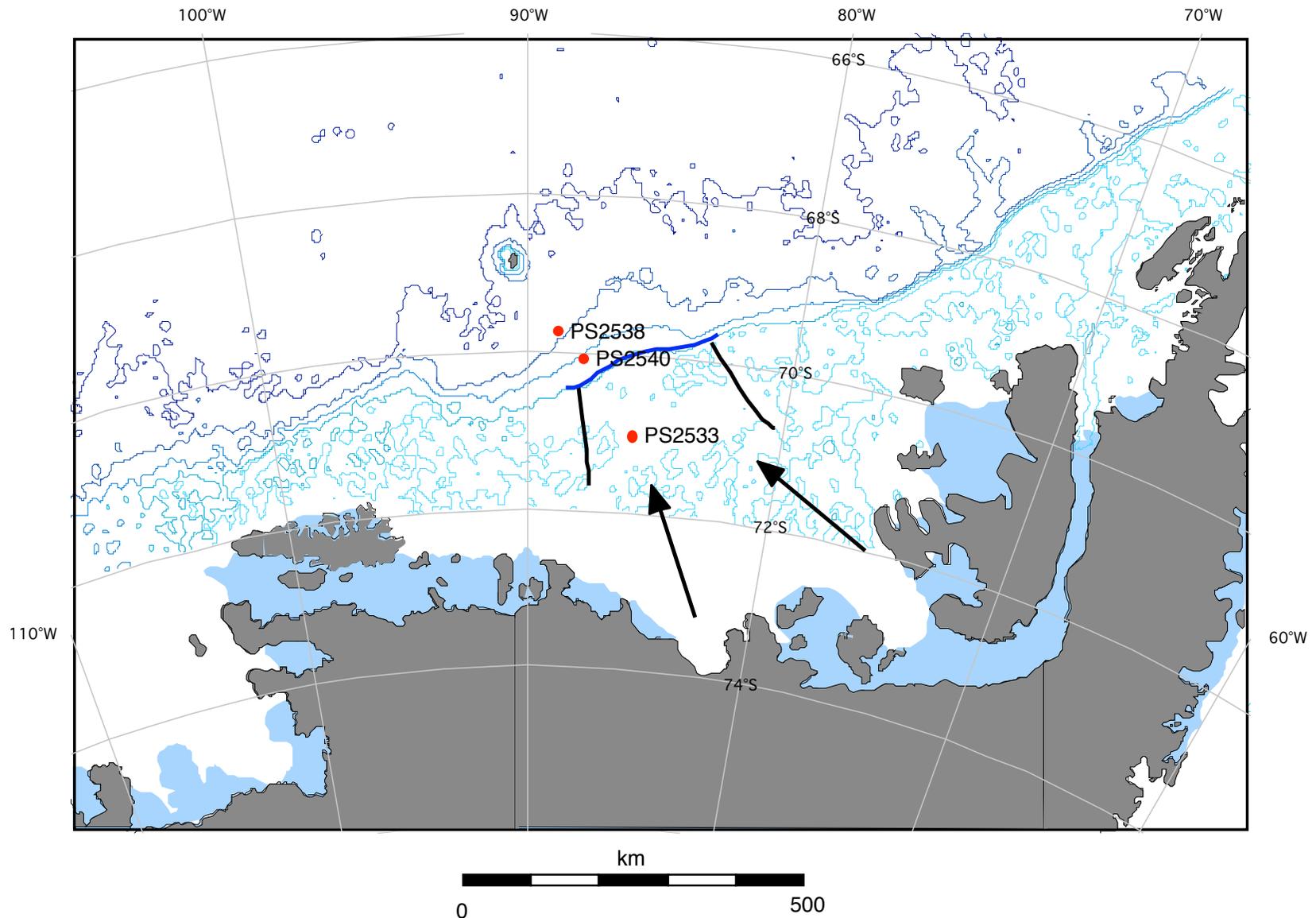


Abb. 20: Übersicht über die Ausdehnung der Vereisung im zentralen Bellingshausenmeer während des LGM (blaue Linie). In schwarz ist die Ausdehnung des glazialen Trogs auf dem Schelf laut R. Larter (mdl. Mitt.) dargestellt. Die Pfeile deuten die Hauptflußrichtung des Eises während des LGMs an, wie sie anhand der Tonmineralverteilung in der Diamiktfazies rekonstruiert wurde.

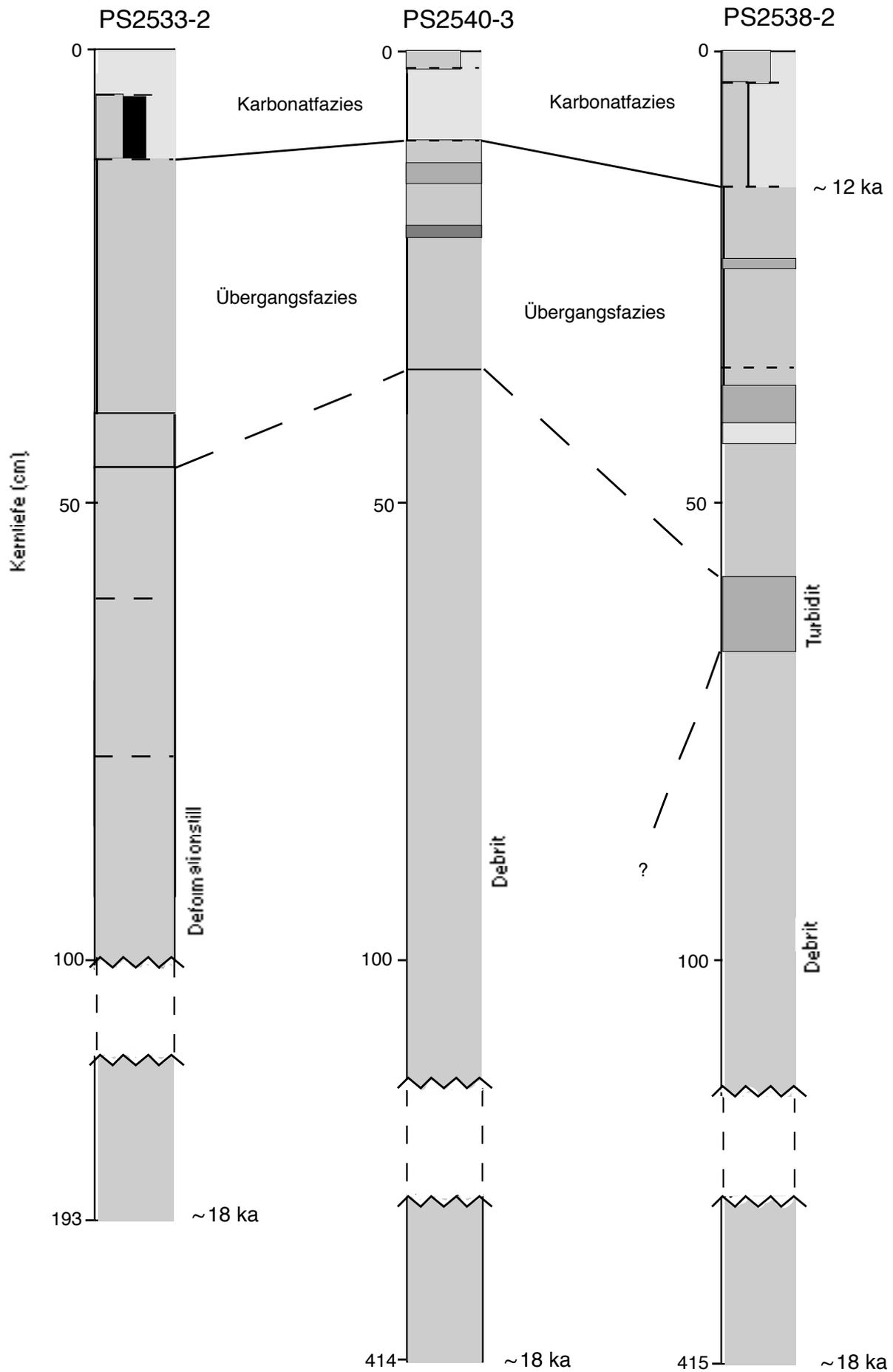


Abb. 19: Korrelation der Sedimentkerne  
 (Legende und ausführliche Kernbeschreibung im Anhang A:  
 Kernbeschreibung).

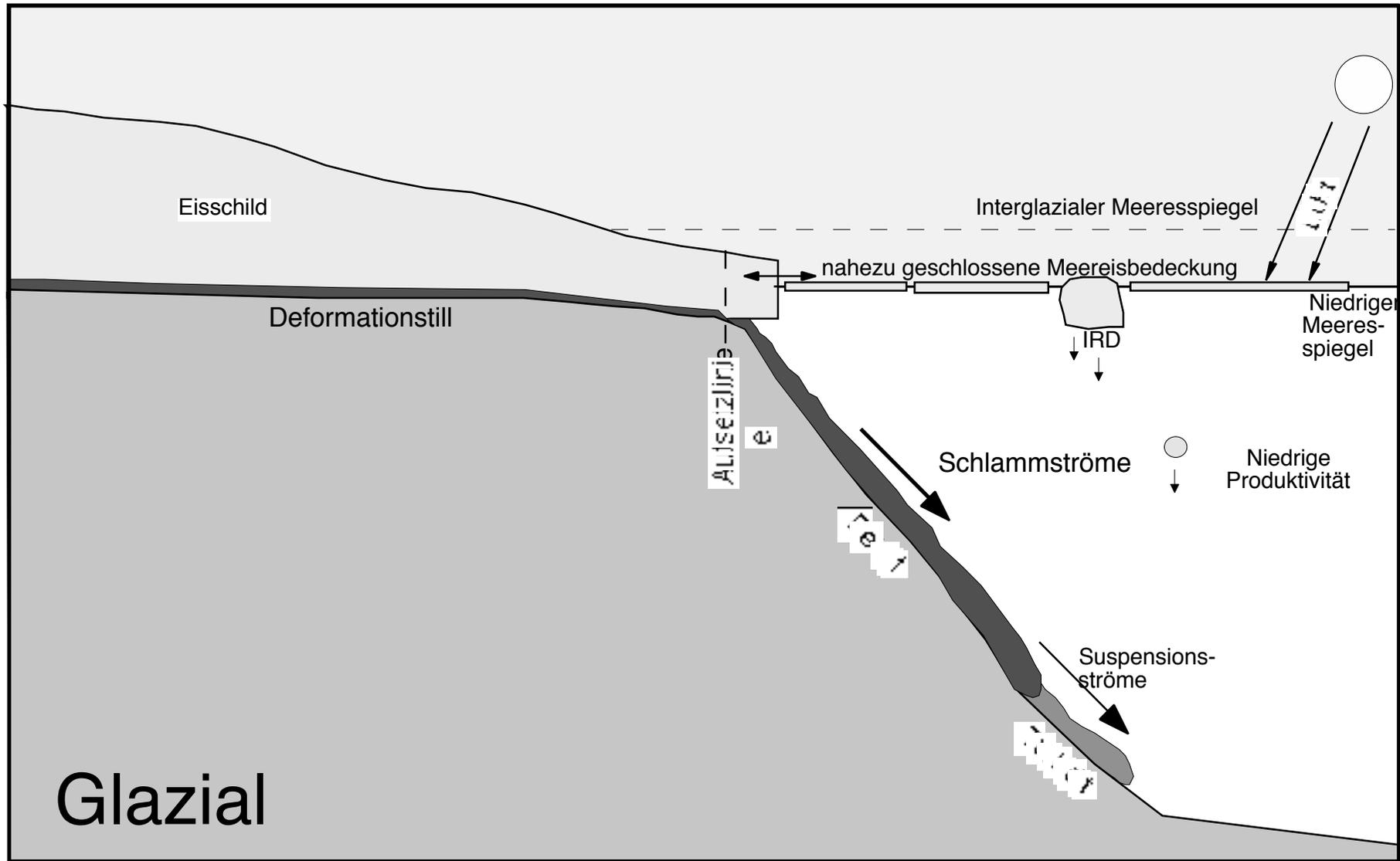


Abb. 21: Modell der Sedimentationsprozesse und einiger Paläoumweltverhältnisse am antarktischen Kontinentalhang im zentralen Bellingshausenmeer während des letzten Glazials.

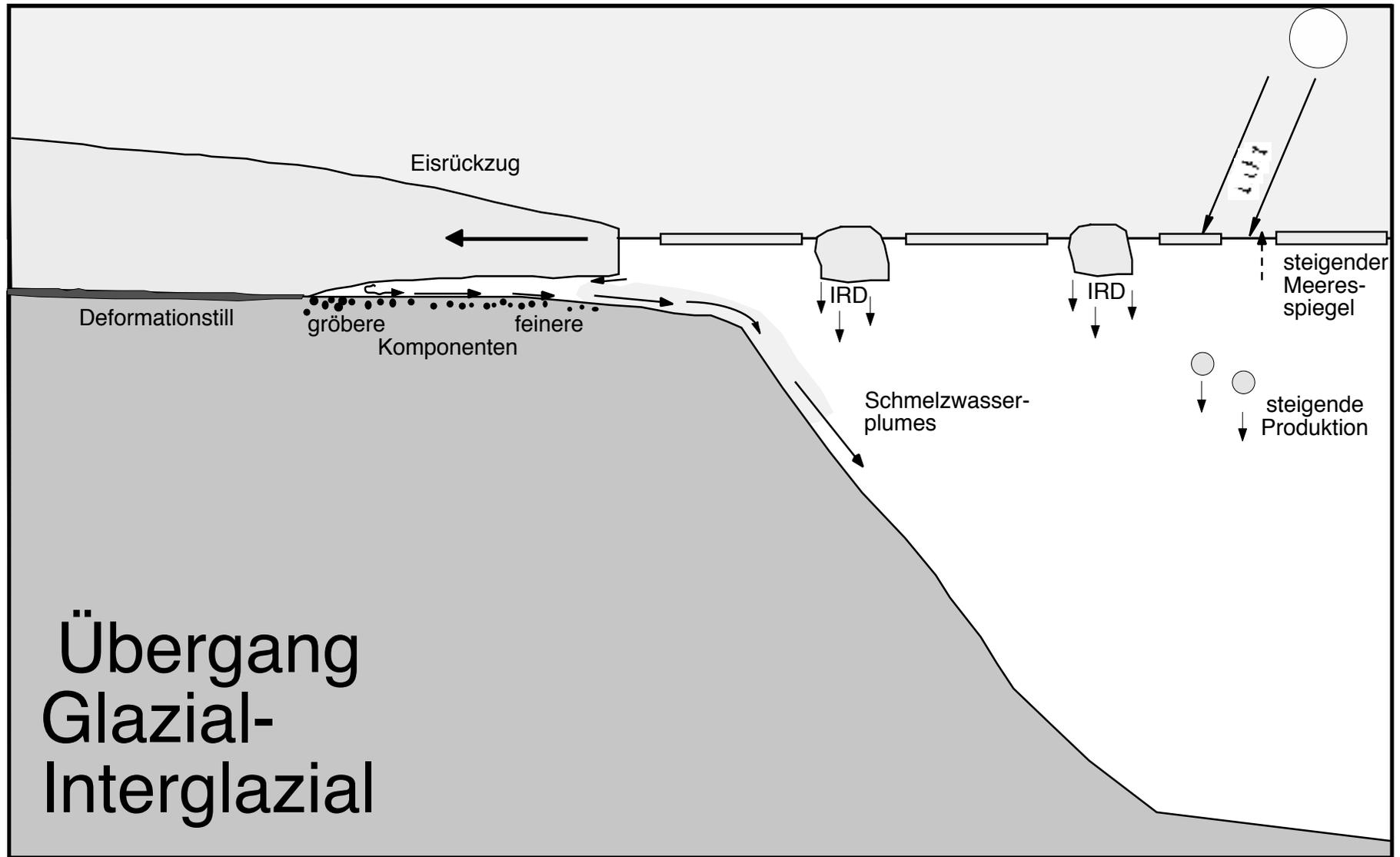


Abb. 22: Modell der Sedimentationsprozesse und einiger Paläoumweltverhältnisse am antarktischen Kontinentalhang im zentralen Bellingshausenmeer während des letzten Glazials-Interglazial-Übergangs.

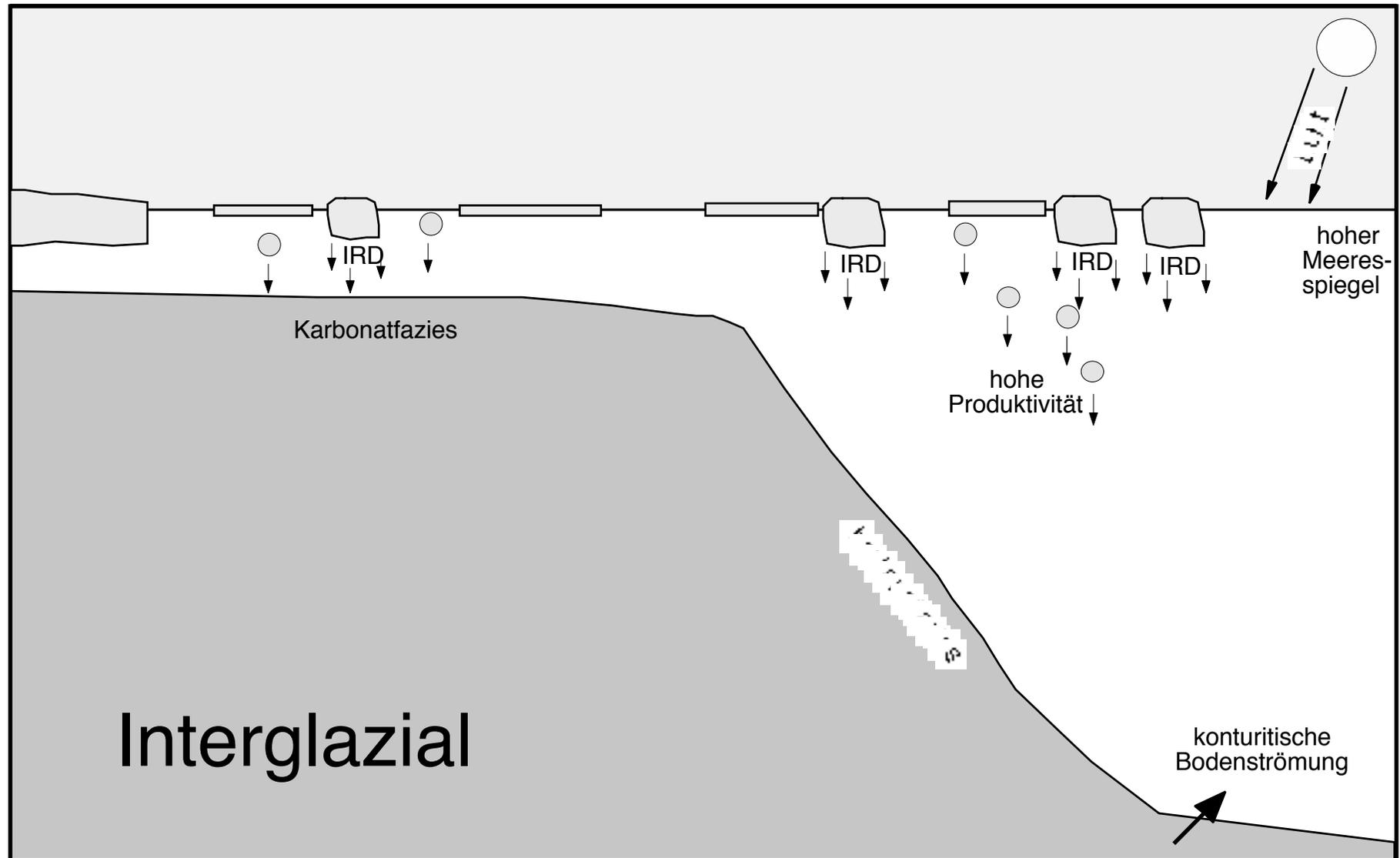


Abb. 23: Modell der Sedimentationsprozesse und einiger Umweltverhältnisse am antarktischen Kontinentalhang im zentralen Bellingshausenmeer während des heutigen Interglazials.