

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

Pam ✓

**Rekonstruktion der spätquartären Sedimentationsprozesse am Nord-
Scotia-Rücken mit Hilfe sedimentologischer und sedimentphysikalischer
Untersuchungen**

Diplomarbeit

Claudia Leng

**Betreuer: Prof. Dr. Werner Ricken
Dr. Gerhard Kuhn**

Köln/Bremerhaven 1999

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG

ABSTRACT

1	EINLEITUNG	1
2	DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET	3
2.1	GEOGRAPHIE UND MORPHOLOGIE.....	3
2.2	DER NORD-SCOTIA-RÜCKEN	4
2.3	MEEREISBEDECKUNG.....	6
2.4	OZEANOGRAPHIE	7
2.5	GEOLOGISCHER RAHMEN.....	10
3	METHODIK.....	13
3.1	MAGNETISCHE SUSZEPTIBILITÄT (MS)	13
3.2	BEPROBUNG DES SEDIMENTKERNS	13
3.2.1	<i>Herstellung der Radiographien</i>	<i>15</i>
3.2.2	<i>Eisfracht (IRD).....</i>	<i>16</i>
3.3	LITHOLOGISCHE BESCHREIBUNG	17
3.4	BESTIMMUNG DES WASSERGEHALTS	18
3.5	DICHTEMESSUNG	19
3.6	BERECHNUNG DER SEDIMENTPHYSIKALISCHEN PARAMETER	19
3.7	MESSUNG GEOCHEMISCHER PARAMETER.....	21
3.7.1	<i>Bestimmung des $C_{ges.}$, $C_{org.}$ - und $CaCO_3$- Gehalts</i>	<i>21</i>
3.7.2	<i>Messung des biogenen Opals.....</i>	<i>22</i>
3.8	KORNGRÖßENANALYSE.....	25
3.8.1	<i>Siltkornverteilung.....</i>	<i>27</i>
3.8.2	<i>Unterteilung der Grobfraktion in Subfraktionen</i>	<i>28</i>
3.9	TONMINERALANALYSE UND RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE	29
3.9.1	<i>Herstellung der Texturpräparate</i>	<i>29</i>
3.9.2	<i>Röntgendiffraktometrische Analyse</i>	<i>29</i>
3.10	STRATIGRAPHIE	32
3.10.1	<i>Probenaufbereitung für <i>Hemidiscus karstenii</i> und <i>Stylatractus universus</i>.....</i>	<i>32</i>

4	ERGEBNISSE	34
4.1	SEDIMENTFARBE, SEDIMENTSTRUKTUR, LITHOLOGIE	34
4.2	SEDIMENTPHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN	38
4.2.1	<i>Wassergehalt</i>	38
4.2.2	<i>Porosität</i>	39
4.2.3	<i>Sedimentdichten</i>	39
4.2.3.1	<i>Korndichten</i>	39
4.2.3.2	<i>Feuchtraumdichte</i>	40
4.2.3.3	<i>Trockendichte</i>	41
4.3	EISTRANSPORTIERTES MATERIAL (IRD)	41
4.4	KORNGRÖßENVERTEILUNG	42
4.4.1	<i>Sand-Silt-Ton-Verhältnis</i>	42
4.4.2	<i>Statistische Korngrößenparameter in der Siltfraktion</i>	44
4.5	MAGNETISCHE VOLUMENSUSZEPTIBILITÄT	47
4.6	GEOCHEMISCHE PARAMETER	49
4.6.1	<i>Karbonatgehalt</i>	49
4.6.2	<i>Organischer Kohlenstoff</i>	49
4.6.3	<i>Biogener Opal</i>	50
4.7	TONMINERALVERTEILUNG	51
4.8	BIOSTRATIGRAPHIE MIT HILFE HEMIDISCUS KARSTENII, STYLATRACTUS UNIVERSUS	52
4.9	STRATIGRAPHIE	54
5	DISKUSSION	56
5.1	WARM- UND KALTZEITBILDENDE SEDIMENTFAZIES	56
5.1.1	<i>Biogene Sedimentation im Glazial-Interglazialwechsel</i>	56
5.2	STRÖMUNGEN UND SEDIMENTFOKUSSIERUNG	58
5.2.1	<i>Korngrößenuntersuchungen</i>	58
5.2.2	<i>Debris flow – Das Einzelereignis</i>	60
5.3	BIOGENE SEDIMENTATION	60
5.3.1	<i>Opal</i>	60
5.3.2	<i>CaCO₃</i>	61
5.4	TERRIGENE SEDIMENTATION	62
5.4.1	<i>Magnetische Suszeptibilität</i>	62
5.4.2	<i>Tonmineralanalyse</i>	62
6	LITERATURVERZEICHNIS	64
7	DANKSAGUNG	
8	ANHANG	
	ANHANG A: KERNBESCHREIBUNG	
	ANHANG B: ABBILDUNGEN UND TABELLEN	

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 1: Bathymetrische Karte des Scotiameeres im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres, geographische Lage des untersuchten Kerns, Tiefenlinien in Metern nach GEBCO (1983)	3
Abb. 2: Topographisches Profil (südlich der Falklandinseln bis östlich von Süd-Georgien) (GERSONDE 1995)	5
Abb. 3: Übersichtskarte des Südatlantiks und des angrenzenden Südpolarmeeres (aus DIEKMANN et al. 1999). Hauptadvektionspfade der südlicher Tiefen- und Bodenwassermassen, NADW-Advektion, saisonale Meereisbedeckung (aus SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985)	6
Abb. 4: Das Scotiameer und seine Umgebung mit der Kernposition, den Frontensystemen, der ACC-Grenze und des Antarktischen Zirkumpolarstroms; Fronten, Tiefen- und Bodenwasser (nach GEORGI 1981; LOCARNINI et al. 1993; ORSI et al. 1995; CUNNINGHAM & BARKER 1996 modifiziert nach DIEKMANN et al. 1999b)	7
Abb. 5: Vereinfachte Darstellung der Stromsysteme und rezenten Wassermassenverteilung im westlichen Südatlantik und angrenzenden Südpolarmeer (nach PETERSON & WITHWORTH III 1989; PETERSON & STRAMMA 1991)	9
Abb. 6: Tektonische Karte des Südlichen Südatlantiks (Tectonic Map of the Scotia Arc 1985) nach TINGEY 1991	10
Abb. 7: Arbeitsschema zur Probennahme an der Arbeits- und Archivhälfte	14
Abb. 8: Flußdiagramm zur sedimentologischen Bearbeitung der Proben	15
Abb. 9: Röntengerät mit Arbeitsanweisung zur Herstellung von Radiographien	16
Abb. 10: Abbildung IRD-Anteil gegen Tiefe	17
Abb. 11: Flußdiagramm zur Bestimmung von sedimentphysikalischen Eigenschaften sowie zur Bestimmung des Schwefel-, Karbonat- u. C _{org} -Gehalts	18
Abb. 12: Skizze und Diagramm des Autoanalyzer-Aufbaus zur Opal-Bestimmung (aus MÜLLER & SCHNEIDER 1993)	23
Abb. 13: Schema einer idealisierten Opalkurve nach MÜLLER & SCHNEIDER (1993)	24
Abb. 14: Flußdiagramm zur Bearbeitung der 5-cm ³ -Probe und der 30-cm ³ -Probe zur Korngrößenanalyse	28

Abb. 15:	Röntgendiffraktogramm der Probe PS2513-3 in 40 cm Sedimenttiefe, identifizierte Minerale und deren Peaks. Zur Veranschaulichung der Integralbreite, Integralfläche und der Intensität wurde der Smektit ausgewählt.	31
Abb. 16:	Radiographien der Kernsegmente 1073 cm bis 1092 cm und 1173 cm bis 1192 cm des Kolbenlotkerns PS2513-3 mit unterschiedlichen Sedimenttypen (1:1)	35
Abb. 17:	Radiographie der Sedimentstrukturen in dem Kernabschnitt 1049 cm bis 1068 cm	36
Abb. 18:	Fotografie der Kernsegmente 994-1094 cm und 1094-1194 cm	37
Abb. 19:	Wassergehalt und Porositätsverlauf im Kern PS2513-3	39
Abb. 20:	Sedimentdichten des Kerns PS2513-3	40
Abb. 21:	IRD-Verteilung gegen Tiefe. Der Kiesgehalt wurde in Horizonten von 1 cm Breite ausgezählt und gegen die Tiefe mit Linien entsprechend der Anzahl an Körnern ($> 2 \text{ mm}/10 \text{ cm}^3$) aufgetragen.	41
Abb. 22:	Korngrößenverteilung modifiziert nach SHEPARD (1954)	42
Abb. 23:	Korngrößenverteilung im Sedimentkern PS2513-3	43
Abb. 24 a:	Siltkorngrößenverteilung der Probe 20 cm	44
Abb. 24 b, c:	Siltkorngrößenverteilung der Proben 70 cm und 700 cm	45
Abb. 25:	Statistische Siltkorngrößenparameter des Kerns PS2513-3	46
Abb. 26:	Darstellung der prozentualen Sand/Silt/Ton-Anteile am Gesamtsediment	47
Abb. 27:	Kurvenverlauf der magnetischen Volumenssuszeptibilität im Kern PS2513-3 im Vergleich zum IRD-Gehalt und Opalgehalt	48
Abb. 28:	Vergleich der C_{org} -Gehalte mit den CaCO_3 -Gehalten	49
Abb. 29:	Opal-Gehalte im Kern PS2513-3	50
Abb. 30:	Ternäres Diagramm der Smektit, Illit und Chlorit Verhältnisse im Kern PS2513-3	51

Abb. 31:	Mineralverteilung in der Tonfraktion gegen Sedimenttiefe im Kern PS2513-3	52
Abb. 32:	Vorläufiges Altersmodell und Sedimentationsraten für den Sedimentkern PS2513-3	54
Abb. 33:	Korrelation der sedimentologischen Parameter mit den marinen Isotopenstadien	57

Leng, C. (1999): Rekonstruktion der spätquartären Sedimentationsprozesse am Nord-Scotia-Rücken mit Hilfe sedimentologischer und sedimentphysikalischer Untersuchungen. - Diplomarbeit, Köln/Bremerhaven (Geologisches Institut der Universität zu Köln/Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven).

Zusammenfassung

Im Rahmen der Expedition ANT-XI/2 wurde mit dem Forschungsschiff "Polarstern" im Jahr 1993 der nördliche Teil des Antarktischen Zirkumpolarstroms mit seinen Frontensystemen gequert und der Sedimentkern PS2513-3 im nördlichen Scotiameer (Wassertiefe: 2500 m) mit dem Kolbenlot (KOL) gewonnen (GERSONDE 1995). In der vorliegenden Arbeit wird mit Hilfe des 11,94 m langen Sedimentkerns eine Rekonstruktion der spätquartären, klimagesteuerten Sedimentationsprozesse im nördlichen Scotiameer versucht. Am Sedimentkern wurden sedimentologische und sedimentphysikalische Untersuchungen sowie eine hochauflösende Messung der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt. An den Proben aus dem Kolbenlotkern PS2513-3 wurden die Karbonat- und C_{org.}-Gehalte sowie die Opal-Gehalte bestimmt. Standardmäßig angefertigte Radiographien dienten der Identifizierung von Sedimentstrukturen. Zusätzlich wurde der Kiesgehalt je Zentimeter Sedimenttiefe ausgezählt. Als sedimentphysikalische Parameter wurden der Wassergehalt, die Porosität, die Trocken- sowie die Feuchtraumdichte bestimmt. Die Korngrößenproben wurden weiter unterteilt, aus der Korngrößenverteilung wurden statistische Parameter berechnet. Außerdem wurde die Mineralverteilung in der Tonfraktion bestimmt. Hiermit lassen sich Rückschlüsse auf die verschiedenen Liefergebiete und Transportwege der Sedimente ziehen. Mit Hilfe der Radiolarie der Art *Stylatractus universus* wurde das Isotopenstadium 11 belegt.

Das bearbeitete Sedimentmaterial besteht aus Opalschlamm führenden Ablagerungen, die als sandiger bis toniger Silt zu klassifizieren sind. Der Terrigen-Anteil macht 81 Gewichtsprozent des gesamten Sediments aus. Die Biogengehalte zeigen im Kurvenverlauf signifikante Schwankungen. Die Unterschiede der sedimentologischen Parameter im Probenmaterial werden auf verschiedene, wahrscheinlich klimagekoppelte Sedimentationsprozesse zurückgeführt. Mehrere Parameter, u.a. der Karbonat- oder Opalgehalt, zeigen Änderungen der Paläoproduktivität, der Tiefenlage der Kalzitkompensationstiefe (CCD)

und des Eintrags von Terrigenmaterial an. Einige der Parameter konnten deshalb zur Erstellung einer Stratigraphie verwendet werden. Hiernach sind die Sedimente am unteren Ende des Kerns mindestens 415 ka alt. Die durchschnittliche Sedimentationsrate der bearbeiteten Sedimente beträgt etwa 4,1 cm/ka. Während der Kaltzeiten sind die Sedimentationsraten leicht erhöht (~5,2 cm/ka).

Leng, C. (1999): Reconstruction of Late Quaternary sedimentation processes on the North Scotia Ridge with the help of sedimentological and sedimentphysical analyses. - Thesis, Cologne/Bremerhaven (Geological Institute of the University of Cologne/Alfred-Wegener-Institute for Polar- and Marine Research, Bremerhaven).

Abstract

In 1993 during the expedition ANT-XI/2 the "Polarstern" crossed the northern part of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) and its frontal systems. Here in the north Scotia Sea the sediment core PS2513-3 was collected in a water depth of 2,500 m with a piston corer (KOL) (GERSONDE 1995). In this study the reconstruction of the late Quaternary climatic driven sedimentation processes was done by the examination of the 11.94 m long sediment core. This work contains geological as well as geophysical analyses. The carbonate, C_{org} and opal contents were determined. The sediment structures were identified in X-radiographs. In addition, the gravel content (> 2 mm) was counted each centimeter in the X-radiographs. The water content, porosity, dry bulk density and the wet bulk density were calculated. Grain-size fractions were separated and statistic parameters of the grain-size distribution were calculated. Furthermore, the mineral distribution was determined in the clay-size fraction to draw a conclusion on the different sediment sources and sediment transport ways.

The sediments consist of dark greyish-brown diatom-bearing mud with little, but significant variations of the biogenic components. In texture they range from sandy to muddy silt. The variations of sedimentological parameters of the investigated core material are related to different sedimentation processes, which are supposed to reflect quaternary climatic changes. Several parameters of the investigated sediments including the carbonate or opal content indicate changes in the paleoproductivity, fluctuations of the calcit compensation depth (CCD) and variable input of terrigenous detritus. Appropriate sedimentological parameters were used for stratigraphic assessment, which provides an age at least of about 415,000 years. The average sedimentation rate is about 4.1 cm/ka and being higher (~ 5.2 cm/ka) during the cold periods.

1 Einleitung

Das quartäre Klima wird durch eine zyklische Folge von Warm- und Kaltzeiten geprägt, welche großen Einfluß auf die ozeanische und atmosphärische Zirkulation haben (IMBRIE & IMBRIE 1980). Der Südatlantik ist dabei ein entscheidendes Verbindungsglied für den Wassermassen- und den Energieaustausch zwischen den Weltozeanen (WITHWORTH III 1988; PETERSON & STRAMMA 1991).

Im Mittelpunkt dieser Arbeit steht die quartäre Ablagerungsgeschichte am Nord-Scotia-Rücken. Hierzu wurde eine sedimentologische und sedimentphysikalische Bearbeitung des Kolbenlotkerns PS2513-3 (Tab. 1) durchgeführt. Dieser Sedimentkern wurde während der Südpolarmeer-Expedition ANT-XI/2 mit dem Forschungsschiff "Polarstern" am Nord-Scotia-Rücken im Jahr 1993 entnommen (GERSONDE 1995). Während dieses Fahrtabschnitts wurde der nördliche Teil des ostwärts fließenden Antarktischen Zirkumpolarstroms mit seinen Frontensystemen gequert. Im südlichen Scotiameer treffen der Antarktische Zirkumpolarstrom und der Weddellwirbel aufeinander (JORDAN & PUDSEY 1991) (Abb. 3).

Der Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC) nimmt eine zentrale Stellung im globalen Zirkulationssystem ein, da er mit allen anderen Ozeanbecken in Verbindung steht und über ihn der Austausch von Tiefen- und Oberflächenwassermassen erfolgt. Angetrieben wird der ACC durch die Westwinddrift, die thermohaline Zirkulation und durch die submarine Topographie (ORSI et al. 1995). Paläoozeanographische Rekonstruktionen über die quartäre Entwicklung des ACC können daher Rückschlüsse auf die Mechanismen und den Ablauf der globalen Klimaänderungen ermöglichen.

Probennummer	PS2513-3
Gerät	Kolbenlot (KOL)
Geographische Breite	53°42.6' S
Geographische Länge	43°00.8' W
Wassertiefe	2515 m
Kernlänge	11,94 m
Probenanzahl	124

Tab. 1: Lage der Station PS2513 mit eingesetzten Gerät und Probenanzahl

Der untersuchte Sedimentkern stammt von einem Kernprofil, welches an der nördlichen Grenze des Scotiameeres gewonnen wurde. Die Kernposition PS2513 liegt auf der Südseite des Nord-Scotia-Rückens in der Nähe des Falkland Plateaus (Abb. 1).

Mit Hilfe von marinen Sedimentkernen lassen sich Rückschlüsse auf die Paläoozeanographie, Paläo-Meereisverbreitung, Sedimenteintrag und die Sedimenttransportwege über Strömungen, Wind und Eisberge ziehen. Mit diesen Erkenntnissen können letztendlich überregionale Klimaschwankungen rekonstruiert werden.

Ziel der Arbeit ist die Rekonstruktion der Klimaentwicklung und der paläozeanographischen Verhältnisse des Nord-Scotiameeres im letzten Glazial/Interglazialzyklus. Hiermit wird ein Beitrag zur spätquartären Klimageschichte des Scotiameeres geliefert. In der vorliegenden Arbeit werden anhand des Sedimentkerns PS2513-3 die Sedimentationsprozesse am Nord-Scotia-Rücken im Scotiameer rekonstruiert. Dies erfolgt durch die Interpretation sedimentphysikalischer (magnetische Suszeptibilität, Dichte, Porosität, Wassergehalt), sedimentologischer (Korngröße, Siltkorn-, Tonmineralverteilung) und lithologischer (Sedimentstruktur, IRD- Eintrag) Parameter.

Durch die besondere Lage des Sedimentkernes in einer Rinnenstruktur des Nord-Scotia-Rückens spiegeln sich die Einflüsse der Meeresströmung in der Korngrößenverteilung der Sedimente wider (HOWE & PUDSEY 1999). Daher können mit den anschließend durchgeführten Korngrößenanalysen Aussagen über Strömungseinflüsse, Sedimentdynamik und Sedimentationsprozesse getroffen werden. Tonmineralogische Untersuchungen lassen darüberhinaus Aussagen über mögliche Liefergebiete zu. Die biostratigraphische Einstufung der Sedimente basiert auf Vorkommen der Radiolarie der Art *Stylatractus univertus* und auf der Diatomee der Gattung *Hemidiscus karstenii*. Der Kern reicht bis in das Isotopenstadium 12 zurück.

Die Identifizierung unterschiedlicher und ggf. bevorzugter Liefergebiete aufgrund der tonmineralogischen Ergebnisse bildete eine bearbeitete Fragestellung. Zudem wurde durchleuchtet, welche Prozesse markante Änderungen der tonmineralogischen Zusammensetzung bewirken. Die Anwendung von Korngrößenanalysen zur Rekonstruktion der Paläo-Meeresströmungen wurde überprüft.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Geographie und Morphologie

Das Scotiameer liegt im westatlantischen Sektor des Südpolarmees südlich des Argentinienbeckens. Es wird umrahmt von Südamerika, der Drake-Passage (65° W) und der Antarktischen Halbinsel. In östlicher Richtung reicht das Scotiameer bis zum Süd-Sandwich Inselbogen (27° W) (Abb. 1).

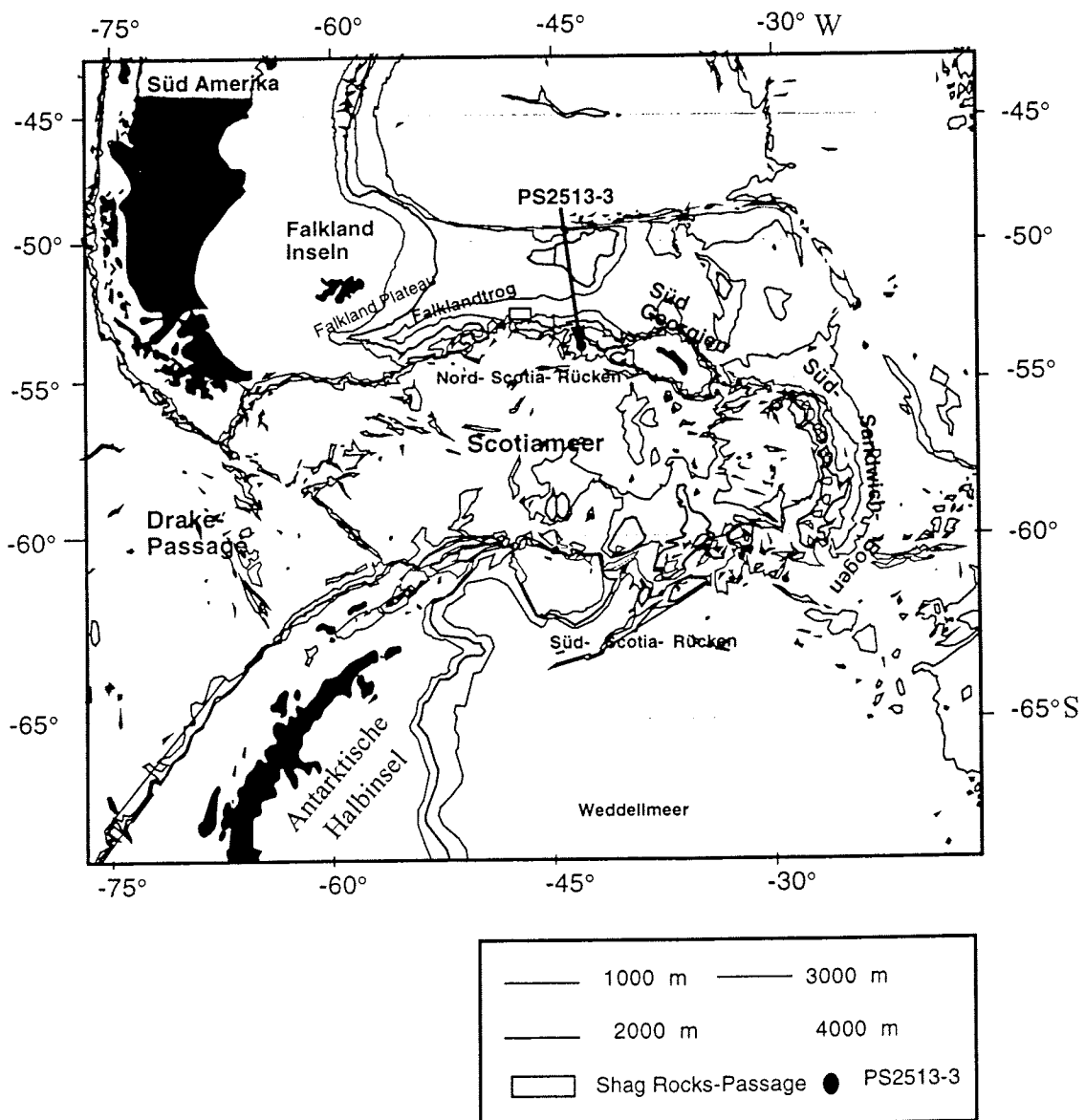


Abb. 1: Bathymetrische Karte des Scotiameeres im atlantischen Sektor des Südpolarmees mit der geographischen Lage des untersuchten Kerns. Tiefenlinien in Metern nach GEBCO (1983).

Das etwa 3000 bis 4500 m tiefe Ozeanbecken ist begrenzt durch den Nord-Scotia-Rücken (54° S) im Norden, den Süd-Scotia-Rücken (60° S) im Süden sowie den Süd-Sandwich-Bogen im Osten. Im Westen bildet die Drake-Passage die Verbindung zum Pazifik. Im südlichen Scotiameer treffen zwei wichtige Komponenten des Zirkumpolarstroms aufeinander: der ACC (Antarctic Circumpolar Current) und der Weddellwirbel (JORDAN & PUDSEY 1991). Beide Systeme beeinflussen die terrigene und biogene Sedimentation im Scotiameer. Das Ozeanbecken wird durch die umgebenden Rückensysteme weitgehend von terrigener Sedimentation isoliert (LOCARNINI et al. 1993) (Abb. 2). Terrigenes Sediment aus dem Weddellmeer kann nur eingeschränkt in das Scotiameer gelangen, da der Süd-Scotia-Rücken als topographische Barriere wirkt (LOCARNINI et al. 1993; PUDSEY & HOWE 1998). Lediglich nach Westen ist das Scotiameer hin geöffnet. Die Westküste der Antarktischen Halbinsel dient neben der Südspitze Südamerikas als Sedimentlieferant.

Im Scotiameer kann der Paläo-ACC anhand weniger Sedimentkerne rekonstruiert werden, weil die Strombänder des ACC's sich hier nur begrenzt in nördlicher oder südlicher Richtung verlagern können und so den direkten Schluß auf die Strömungsgeschwindigkeit des Paläo-ACC zulassen (PUDSEY & HOWE 1998; HOWE & PUDSEY 1999). Dies steht im Gegensatz zu den Strömungsverhältnissen im übrigen Südatlantik, Indik und Südpazifik, wo die Veränderungen der ACC-Strömungsgeschwindigkeiten auch durch eine Verlagerung der Strömungsbänder hervorgerufen werden kann und so die Sedimentation beeinflussen. Die Topographie des Meeresbodens begünstigt die lokale Ablagerung von biogenen und terrigenen Sedimenten in kleinere Becken trotz der hoch-energetischen, nicht-ablagerungsfähigen Strömungen des ACC (PUDSEY & HOWE 1998).

2.2 Der Nord-Scotia-Rücken

Der Scotia-Bogen besteht aus dem Nord- und Süd-Scotia-Rücken. Der Scotia-Bogen spannt sich zwischen Südamerika und der Antarktischen Halbinsel (Abb. 1). Der Nord-Scotia-Rücken (NSR) (54° S) ist auf der nördlichen Ost-West gerichteten Plattengrenze der Scotia-Platte angelegt (Abb. 6). Der Nord-Scotia-Rücken hat eine Länge von 2000 km und reicht von Tierra del Fuego (Feuerland) bis nach Süd-Georgien (LUDWIG & RABINOWITZ 1982). Es handelt sich um ein System aus flachen Schwellen und submarinen Rücken. Der

Nord-Scotia-Rücken wird von dem nördlich gelegenen Falkland-Plateau durch den Falkland-Trog getrennt (Abb. 1).

Die Lage des Nord-Scotia-Rückens beeinflusst den Verlauf des ACC im Scotiameer (CUNNINGHAM & BARKER 1996). Eine submarine Schlucht, die Shag Rocks-Passage, im Nord-Scotia-Rücken bei 48° W bildet den wichtigsten Durchflußweg des Tiefenwassers aus dem Scotiameer in den Falklandtrog (ZENK 1981). Diese Schlucht weist an der flachsten Stelle eine Tiefe von 3000 m auf (CUNNINGHAM & BARKER 1996) (Abb. 1 u. 2). Nord- und Süd-Scotia-Rücken sind stark zerklüftet, die Spalten sind 3000 bis zu 5000 m tief.

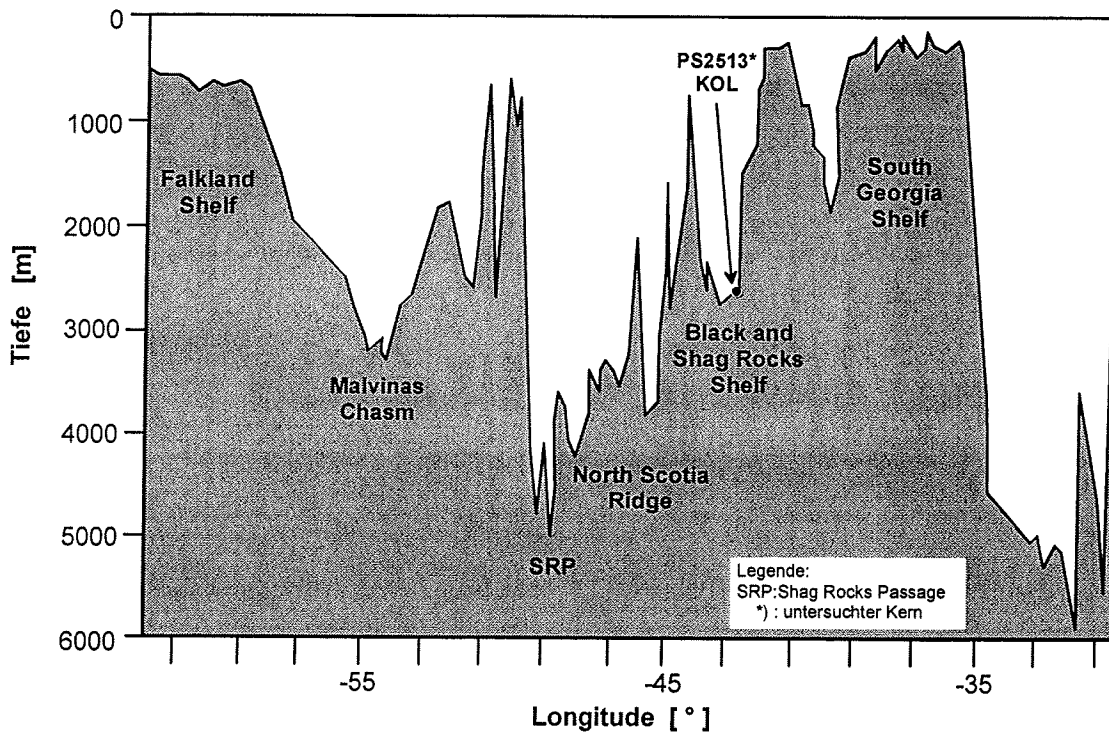


Abb. 2: Topographisches Profil (südlich der Falklandinseln bis östlich von Süd-Georgien) (GERSONDE 1995). Der Kern PS2513-3 befindet sich in 2515 m Wassertiefe, seine Position ist $53^{\circ}42.6'S$ und $43^{\circ}00.8'W$.

2.3 Meereisbedeckung

Ein weiterer Faktor für die Sedimentation im Scotiameer ist neben der Tiefenwasserzirkulation die saisonale Bedeckung mit Meereis. Im Winter reicht die maximale Eisbedeckung nördlich über Süd-Georgien hinaus, die minimale Eisbedeckung bis 60° S (JORDAN & PUDSEY 1991). Das Scotiameer ist durchschnittlich drei Monate pro Jahr eisfrei (PUDSEY & HOWE 1998) (Abb. 3).

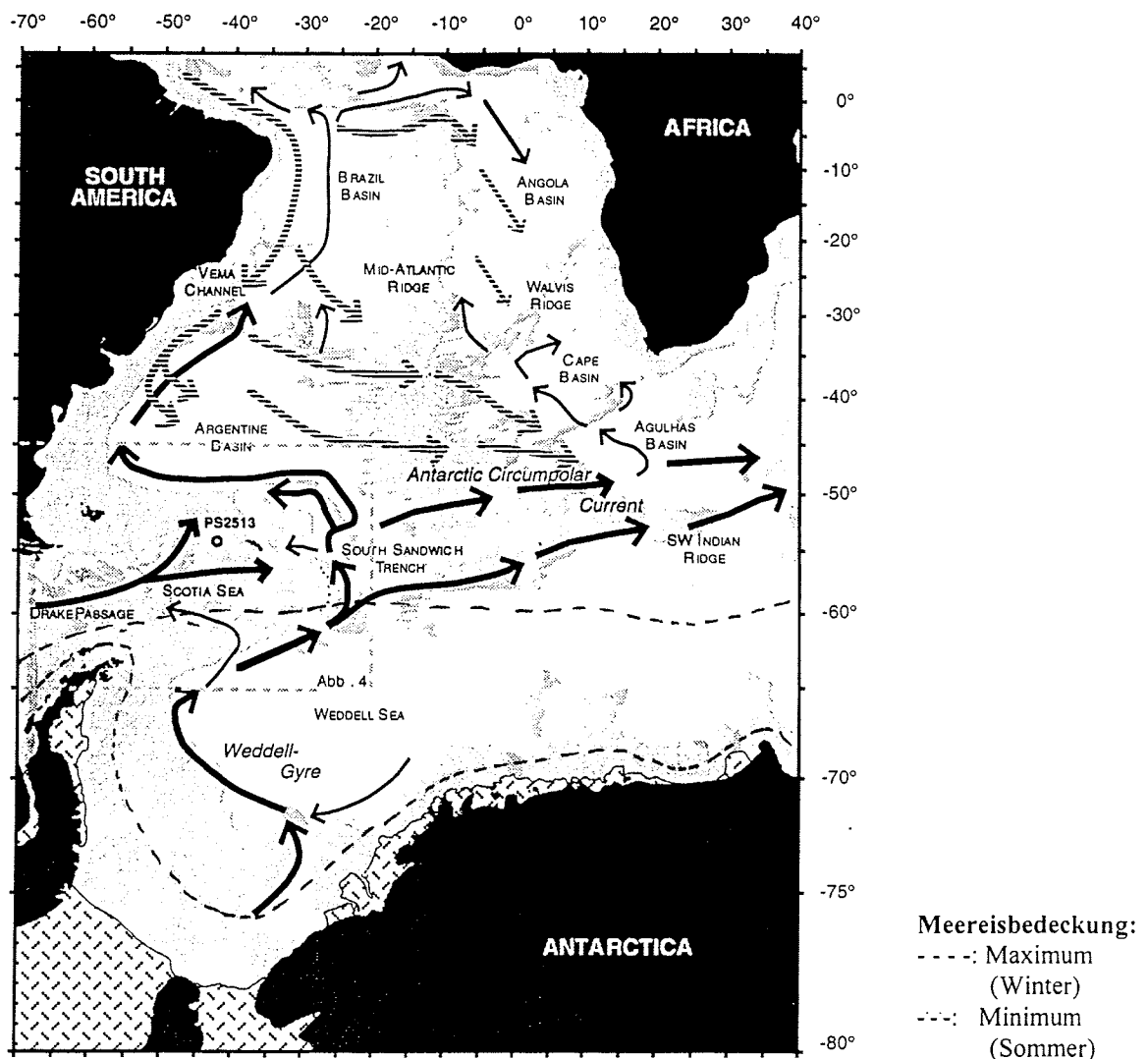


Abb. 3: Übersichtskarte des Südatlantiks und des angrenzenden Südpolarmeeres (aus DIEKMANN et al. 1999). Schwarze Pfeile markieren die Hauptadvektionspfade südlicher Tiefen- und Bodenwassermassen, die gestreiften Pfeile die der NADW-Advektion, zusätzlich ist die saisonale Meer eisbedeckung dargestellt (aus PUDSEY & HOWE 1998).

2.4 Ozeanographie

Das Untersuchungsgebiet liegt im westlichen atlantischen Sektor des Südpolarmeeres (Abb. 3). Die Region wird hydrographisch durch den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) geprägt. Der ACC ist ein Ringstrom, der alle Wassermassen von der Oberfläche bis zum Meeresboden erfasst und die Antarktis im Uhrzeigersinn umströmt (GEORGI 1981; PETERSON 1988).

Der ACC ist das größte Strömungssystem im Südpolarmeer. Etwa $100 \text{ bis } 140 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ Wassermassen werden durch den ACC von Westen nach Osten transportiert (WITHWORTH III 1988; PUDSEY & HOWE 1998). Dadurch behindert der ACC den meridionalen Wärmetransport der Wassermassen aus niederen Breiten in das Südpolarmeer (GORDON 1971; HELLMER & BERSCH 1985). Der ACC wird im wesentlichen durch die Westwinddrift angetrieben. Der ACC ist das Verbindungsglied zwischen Pazifik, Atlantik und Indik (GERSONDE et al. 1996). Im Atlantik ist der Weddellwirbel die südliche Begrenzung des ACC, während die Subtropische Front die nördliche Begrenzung darstellt (WITHWORTH III 1988, PETERSON & STRAMMA 1991).

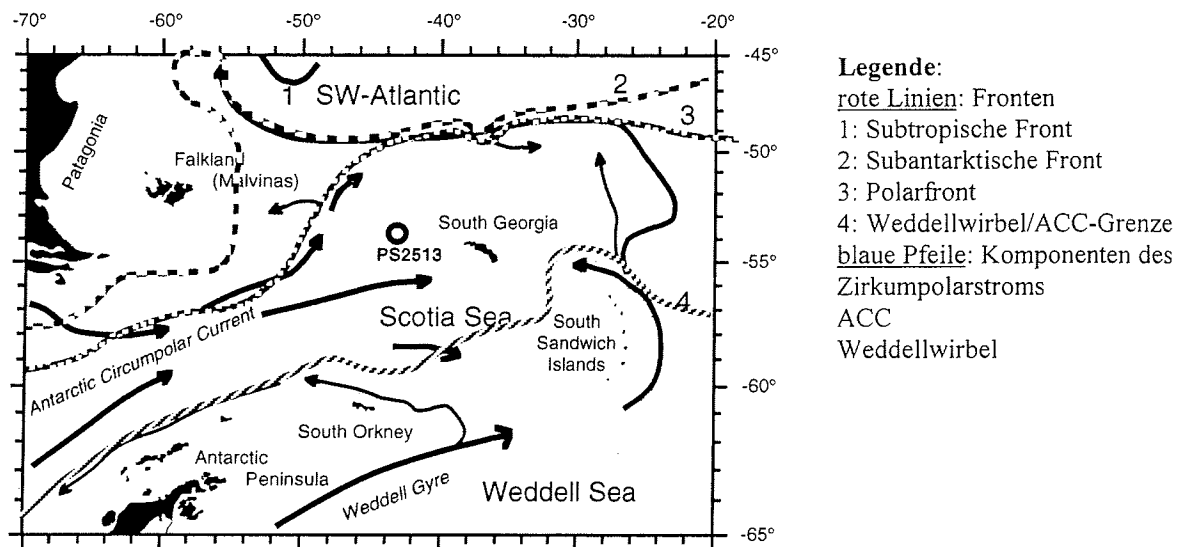


Abb. 4: Das Scotiameer und seine Umgebung mit der Kernposition, den Frontensystemen, der ACC-Grenze und des Antarktischen Zirkumpolarstroms; Fronten, Tiefen- und Bodenwasser (nach GEORGI 1981; LOCARNINI et al. 1993; ORSI et al. 1995; CUNNINGHAM & BARKER 1996 modifiziert nach DIEKMANN et al. 1999b)

Ozeanographische Fronten unterteilen den ACC in einzelne, zonal verlaufende Strombänder (Abb. 4). Das Untersuchungsgebiet umfaßt einen Ausschnitt, der von der Subantarktischen Zone (SAZ) bis zur Polarfront (PF) reicht. Diese Fronten sind Regionen, in denen sich die Eigenschaften der Wassermassen lateral abrupt ändern (FAHRBACH 1993). Hierzu zählt die Wassertemperatur, der Salzgehalt und die Nährstoffverteilung im Oberflächenwasser und in darunter liegenden Wasserschichten (WITHWORTH III & NOWLIN 1987; WITHWORTH III 1988). So werden z. B. in der Nähe des Nord-Scotia-Rückens Wassertemperaturen von - 0,2 bis + 0,7 °C (Shag Rocks Passage: - 0,5 °C) gemessen, in der Nähe der Süd-Orkney Inseln Temperaturen von - 0,7 bis + 0,2 °C (ZENK 1981; PUDSEY & HOWE 1998).

Im Scotiameer sind drei Fronten ausgebildet: die Polarfront (PF), die Subantarktische Front (SAF) und die Subtropische Front (STF) (Abb. 4). Die Polarfront teilt das wärmere Subantarktische von dem kälteren Antarktischen Oberflächenwasser (JORDAN & PUDSEY 1991). Durch die Drake-Passage zieht sich die PF bis in das Scotiameer und weiter durch eine tiefe submarine Schlucht des Nord-Scotia-Rückens (55° W) bis in den Bereich der Falkland Inseln (HOFMANN et al. 1998) (Abb. 4). Die SAF trennt das Subtropische vom Subantarktischen Oberflächenwasser. Die SAF erstreckt sich entlang des südamerikanischen Kontinentalhangs nach Norden bis 40° S. Dann biegt die SAF wieder nach Süden um und zieht bei 49° S ostwärts mit geringem Abstand zur PF in das südliche Argentinienbecken. Die Subtropische Front stellt die Grenze zwischen Subtropischem Wirbel und dem Antarktischen Zirkumpolarstrom dar. Beide Fronten erstrecken sich nordwärts durch das Scotiameer.

Im Scotiameer spaltet sich der ACC in eine nord- und ostwärts gerichtete Komponente auf. Der Hauptstrom verläuft parallel zur Polarfront und zur Subantarktischen Front. Bei diesen Fronten handelt es sich um zirkumpolare Fronten mit einer großen horizontalen Ausdehnung (PUDSEY & HOWE 1998).

An der Grenze von ACC zum Weddellwirbel kommt es zu einer Wassermassenmischung, genannt Weddell-Scotia-Confluence (WSC) (PATTERSON & SIEVERS 1980; JORDAN & PUDSEY 1991; FAHRBACH et al. 1994; HOFMANN et al. 1998). Kaltes Wasser vom westlichen Kontinentalhang und Schelf des Weddellmeeres gelangt durch einige submarine

Schluchten im Süd-Scotia-Rücken (40° W u. 33° W) in das wärmere, etwas salzreichere Wasser des Scotiameeres (REID et al. 1977; LOCARNINI et al. 1993; CUNNINGHAM & BARKER 1996).

Der Südatlantik ist ein Durchströmungsgebiet des Zirkumpolaren Tiefenwassers (CPDW), des Antarktischen Bodenwassers (AABW) und des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) (PETERSON & WITHWORTH III 1989). Das Nordatlantische Tiefenwasser durchströmt vom Nordatlantik den gesamten Atlantik in Richtung Süden. Das Antarktische Bodenwasser ist eine wichtige Tiefenwassermasse, die im Weddellmeer gebildet wird und sich von dort in alle Ozeane ausbreitet (GORDON et al. 1981).

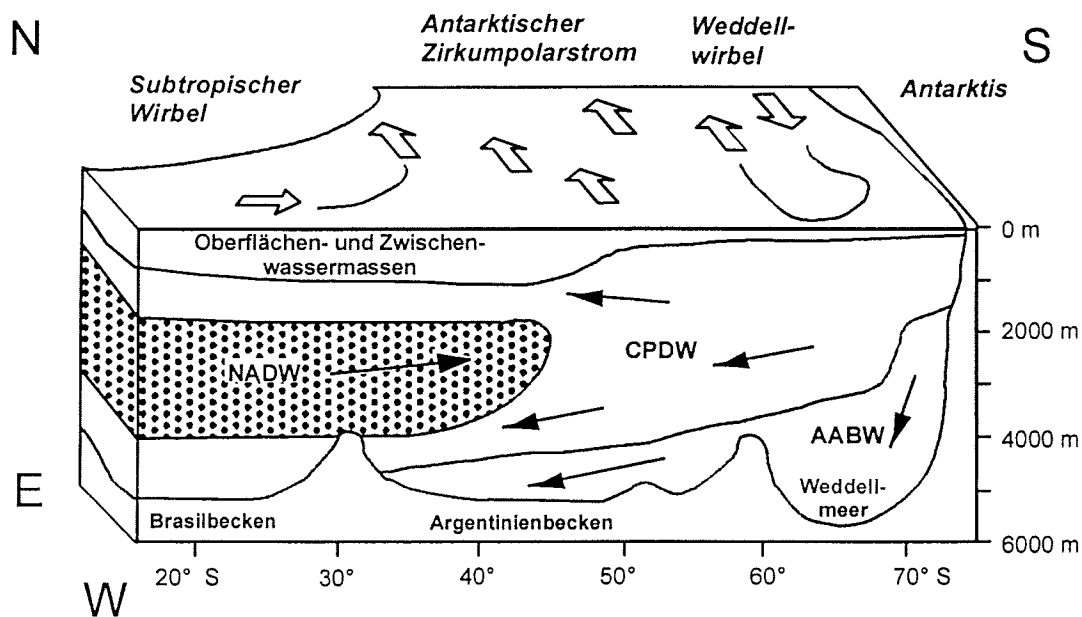


Abb. 5: Vereinfachte Darstellung der Strömungssysteme und rezenten Wassermassenverteilung im westlichen Südatlantik und angrenzenden Südpolarmeer (nach PETERSON & WITHWORTH III 1989; PETERSON & STRAMMA 1991). NADW: Nordatlantische Tiefenwasser, AABW: Antarktisches Bodenwasser, CPDW: Zirkumpolares Tiefenwasser

Das AABW und das CPDW fließen schließlich im Südpolarmeer zusammen und werden vom Antarktischen Zirkumpolarstrom in die Weltmeere verteilt (WITHWORTH III 1988). Der Südatlantik nimmt somit eine globale Schlüsselstellung innerhalb der ozeanischen thermohalinen Tiefenwasserzirkulation ein (Abb. 4 u. 5).

2.5 Geologischer Rahmen

Im mittleren Jura wurde der Zerfall des Superkontinentes Gondwana durch intensiven Vulkanismus eingeleitet (BARKER et al. 1991). Die Entstehung des antarktischen Kontinents in seiner heutigen Form nahm ihren Anfang mit dem Auseinanderbrechen von Gondwana (LAWVER et al. 1985; STOREY 1995). Die Entwicklung der Südhemisphäre wurde durch die Öffnung der Drake-Passage (BARKER & BURREL 1977) beeinflusst und ermöglichte den Durchfluß von Tiefenwasser und damit die Entstehung des Zirkumpolarstromes. Dieses wichtige plattentektonische Ereignis fand etwa an der Grenze Oligozän/Miozän (ca. vor 23,5 Ma) statt. In der Oberkreide erreichte die Antarktis ihre heutige Pollage. Die thermische Isolation, als Folge der eingeschränkten meridionalen Strömungen, führte allmählich zu ihrer Vereisung (BARKER & BURREL 1977).

Die Grenze zwischen der südamerikanischen und der antarktischen Platte erstreckt sich vom Süd-Sandwich-Graben zum Chile-Graben zwischen 40° S und 52° S (BARKER & DALZIEL 1983). Zwischen diesen beiden Gebieten liegen vier Mikro-Platten: Die Drake-, die Shetland-, sowie die Sandwich- und die Scotia-Platte (BARKER et al. 1991). Die Scotia-Platte bildet als größte Platte ein kompliziertes Mikroplatten-Mosaik (BARKER & DALZIEL 1983).

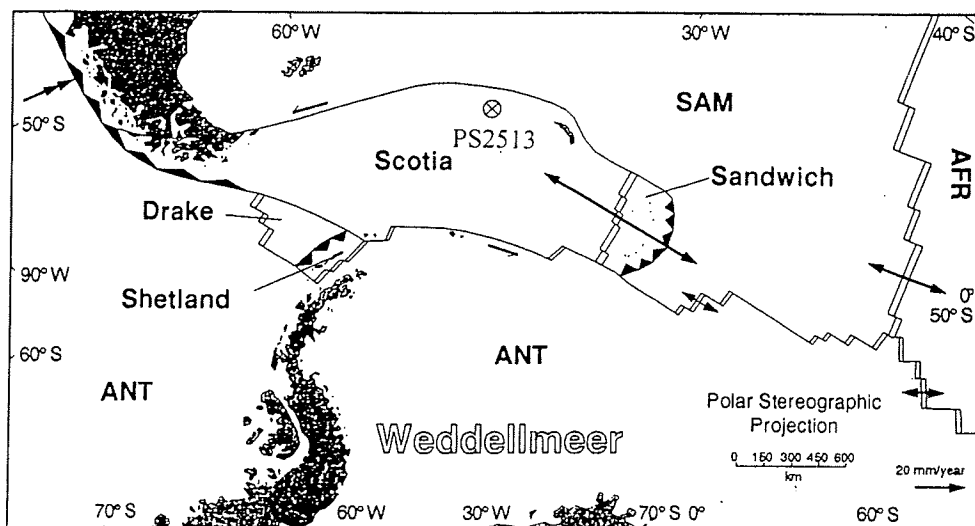


Abb. 6: Tektonische Karte des Südlichen Südatlantiks (Tectonic Map of the Scotia Arc 1985) nach TINGEY 1991

Die Drake-Platte wird im Westen von einer ausgeprägten Transformstörung, der Shackleton-Bruchzone, gegen die Antarktis-Platte (ANT) abgegrenzt. Die Shackleton-Bruchzone trennt heute die Süd-Shetland Subduktionszone und die auf der Südostseite der Süd-Shetlandinseln gerade entstehende ozeanische Spalte der Brainsfieldstraße vom Scotiameer ab.

Der Süd-Orkney-Mikrokontinent (SOM) (KING & BARKER 1988) bei 60° 35' S und 45° 00' W bildet einen aus kontinentaler Kruste bestehenden Teil des Süd-Scotia-Rückens (BARKER & DALZIEL 1983; PUDSEY et al. 1987; BARKER et al. 1991). Die SOM liegt an der konservativen Plattengrenze zwischen der Scotia-Platte im Norden und der antarktischen Platte im Süden (PUDSEY et al. 1987; KING & BARKER 1988).

Die Scotia-Platte hat ihre heutige Form vor etwa 40 Ma entwickelt (BARKER et al. 1991) und grenzt an die südamerikanische (SAM) sowie an die antarktische Platte (ANT). Die SAM-Scotia-Grenze verläuft vom Westende der Magellanstraße und vom Nord-Scotia-Rücken zum Süd-Sandwich-Graben. Die Scotia-ANT-Grenze ist komplizierter aufgebaut (BARKER et al. 1991). Generell erstreckt sich diese vom Chile-Graben bei 52° S bis zur Shackleton-Bruchzone und zum Süd-Scotia-Rücken (Abb. 6).

Seit 150 000 Jahren gibt es aktiven Inselbogenvulkanismus im Bereich des Südsandwichbogens, dieser führt zur Ablagerung von Tephralagen (FEDERMAN et al. 1982). Die Ähnlichkeit der paläozoischen und mesozoischen Gesteine in den Anden Südamerikas und der Antarktischen Halbinsel läßt vermuten, daß es sich bei dem Nord- und Süd-Scotia-Rücken um kontinentale Fragmente handelt (LUDWIG & RABINOWITZ 1982).

Während der Subduktion der Pazifischen Lithosphäre unterhalb Gondwana entstand die Antarktische Halbinsel. Sie und auch der zum Pazifik weisende westpatagonische Anden-Bereich (Südchilenischer Archipel) sind Teile eines magmatischen Bogens eines aktiven Kontinentalrandes (BARKER et al. 1991). Dieser magmatische Bogen besteht aus intermediären bis sauren Plutoniten und einem leicht metamorphen eingeschuppten Akkretionsgestein. Daneben finden sich basische bis intermediäre Vulkanite.

Das östlich der Antarktischen Halbinsel liegende Weddellmeer befindet sich im Einzugsgebiet der Gesteinsverbände des ostantarktischen Kratons. In Patagonien schließen sich an den magmatischen Bogen der Anden in östlicher Richtung die Subandinen Ketten sowie das Andenvorland an. Dieses besteht vorwiegend aus mesozoischen Sedimentabfolgen und quartären Deckschichten (Karte aus BARKER et al. 1991 als Beilage in TINGEY 1991).

3 Methodik

3.1 Magnetische Suszeptibilität (MS)

Auf dem Forschungsschiff wurde der Kolbenlotkern PS2513-3 mit einem Multi-Sensor Core Logger (MSCL 14, GEOTEK, Surrey, England) auf seine sedimentphysikalischen Parameter untersucht (KUHNS 1995). Die magnetische Suszeptibilität, Feuchtraumdichte und die Schallgeschwindigkeit wurden an dem ungeöffneten Kern hochauflösend und zerstörungsfrei gemessen (WEAVER & SCHULTHEISS 1990). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die Ergebnisse der magnetischen Suszeptibilitätsmessungen ausgewertet und in Volumensuszeptibilität umgerechnet (KUHNS 1995).

Zur Messung werden die einen Meter langen Kernsegmente computergesteuert auf Schienen durch eine Meßspule geschoben. Der Meßpunktastand beträgt 1 cm. Der Spulennendurchmesser ist 14 cm und der Kerndurchmesser 85 mm. Nach einer Meßzeit von 10 Sekunden werden die Meßergebnisse an den Meßcomputer übermittelt. Die magnetische Suszeptibilität wird mit einer Spule (MS 2 C) und einem MS-2 Meßgerät der Firma BARTINGTON gemessen. Hierzu wird mit der Spule ein elektromagnetisches Wechselfeld erzeugt, welches durch die magnetischen Partikel im Sediment verändert wird. Der Sensor ist Teil eines Schwingkreises. Durch Einführen einer Probe kommt es zu einer Frequenzänderung, die proportional zur magnetischen Suszeptibilität ist und elektronisch in einen digitalen Meßwert transformiert wird. Die Intensität der magnetischen Suszeptibilität ist überwiegend von der Menge des ferrimagnetischen Materials im Sediment abhängig (ROBINSON 1990). Sie wird üblicherweise dimensionslos in 10^{-6} SI-Einheiten angegeben. Die Meßergebnisse werden zunächst in Sensor-Einheiten 10^{-5} angegeben und anschließend unter Berücksichtigung des Spulen- (MSCL14) und Kerndurchmessers in die magnetische Volumensuszeptibilität 10^{-6} (Umrechnungsfaktor: 14,584) umgerechnet.

3.2 Beprobung des Sedimentkerns

Der Kern PS2513-3 wurde mit einem 15 m langen Kolbenlot gezogen. Es wurden 11,94 m Sediment gewonnen. Kurz nach der Kernentnahme wurde der Kern in ein Meter lange Segmente unterteilt und anschließend bei + 4 °C gelagert.

Im Labor wird zur Öffnung der Kernsegmente eine zweiblättrige Schwingsäge verwendet, mit der die PVC-Liner in Längsrichtung in drei Teile geschnitten werden: die obere Kernhälfte dient der Archivierung, die 1 cm dicke mittlere Schicht dient der Entnahme von Sedimentscheiben für Radiographieaufnahmen und die untere Hälfte dient als Arbeitshälfte (Abb. 7).

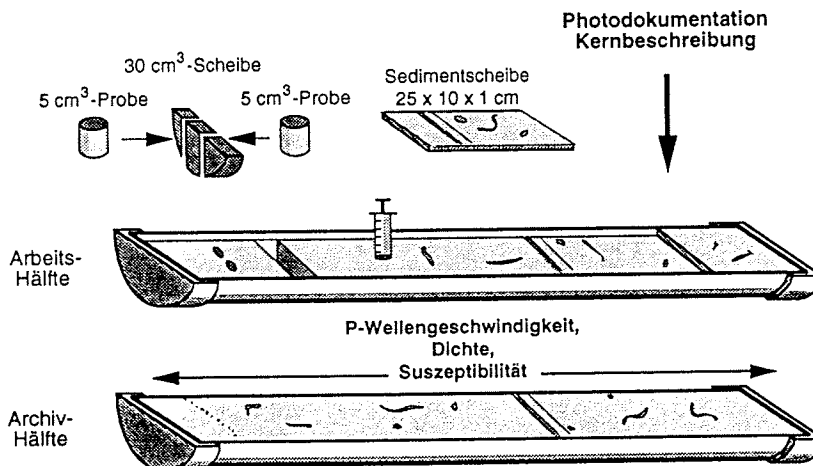


Abb. 7: Arbeitsschema zur Probennahme an der Arbeits- und Archivhälfte

Die Archivhälfte wird mit Hilfe einer Nylonschnur von den beiden unteren Teilen gelöst. Die Arbeits- und Archivhälften werden mit der Kerntiefe, der Kernnummer und mit der Ausrichtung beschriftet und zur Dokumentation fotografiert. Die Farbechtheit der Dias wird durch hochwertige Diafilme gewährleistet. Mit dem Kern werden Kodak-Farbtafeln fotografiert, sie dienen zur Farbkorrektur bei der späteren Entwicklung. Anschließend erfolgt die Kernbeschreibung. Diese wird frühestmöglich durchgeführt, damit etwaige Farbveränderungen aufgrund von Oxidation und Austrocknung noch nicht fortgeschritten sind. Dokumentiert werden Struktur, Textur und die Farbe der Kernoberfläche (s. Kapitel 3.3). Die Farbe wird mit Hilfe der MUNSELL SOIL COLOR CHART (1954) sowie mit dem Spektrophotometer C11-2002 Fa. MINOLTA in Zentimeterschritten bestimmt. Die Archivhälfte wird kurz nach der Kernbeschreibung mit Frischhaltefolie umwickelt, in einer Plastikröhre luftdicht verpackt und im Lagerraum bei + 4°C aufbewahrt.

An der Arbeitshälfte wird die Beprobung für die anschließende Laboruntersuchung durchgeführt. In der Regel beträgt der Abstand der Probenhorizonte zur Bestimmung der Sedimentparameter 10 cm. Der Abstand wurde je nach lithologischer Beschaffenheit des Sedi-

ments oder markanter Farbwechsel kleiner gewählt. Aus jeder Probertiefe werden jeweils zwei 5-cm³-Spritzenproben gezogen; das restliche Material eines 15 mm breiten Probenhorizonts wird mit einem Spatel ausgekratzt (Abb. 7). Für die Analyse des Gesamtsediments (Wassergehalt, Dichte, C_{org.}, Karbonat und Opal) wird die erste Spritzenprobe verwendet. Die zweite Probe wird für die Korngrößenanalyse (Kies/Sand/Silt/Ton) und für die Tonmineralanalyse benötigt. Die 30-cm³-Spatelprobe wird für die Korngrößenverteilung der Fraktion > 63 µm genutzt (Abb. 8).

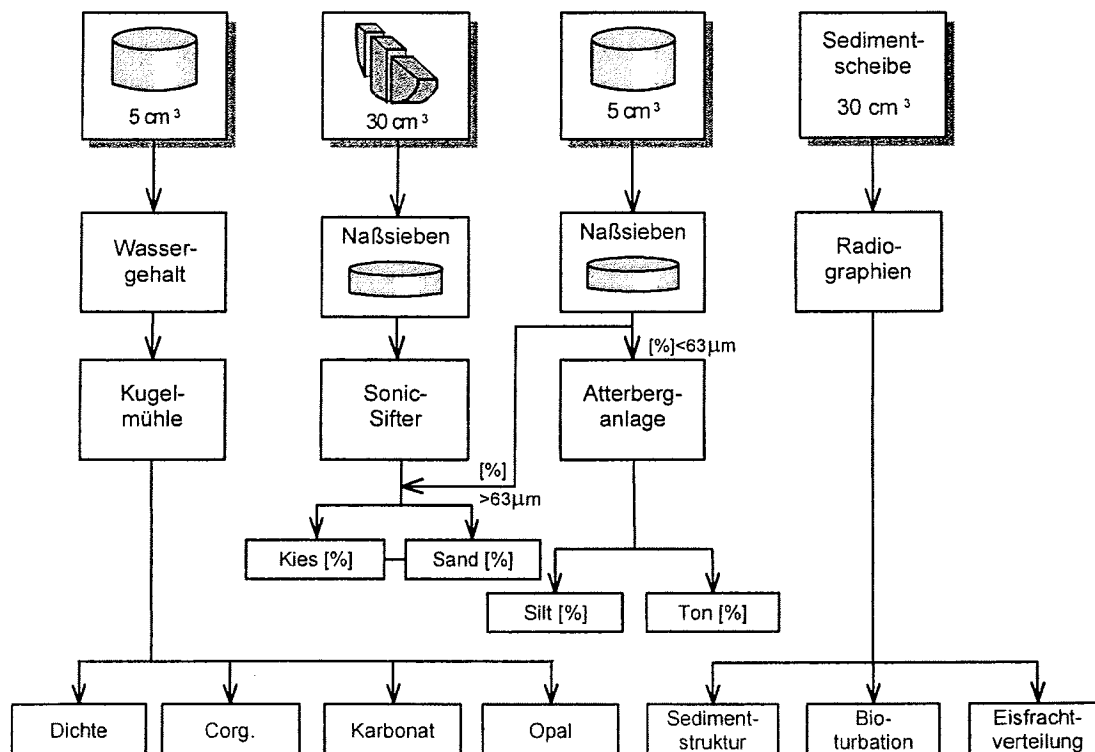


Abb. 8: Flußdiagramm zur sedimentologischen Bearbeitung der Proben

3.2.1 Herstellung der Radiographien

Die Radiographien werden als wichtiges Hilfsmittel zur Erkennung sedimentärer Strukturen neben der primären Kernbeschreibung eingesetzt. Häufig treten die feinelithologischen Unterschiede, wie z.B. Laminationen von Ton, Silt oder Bioturbationen erst in der Radiographie deutlich hervor.

Für die Herstellung der Radiographiepräparate werden vier rechteckige Plexiglasdeckel mit den Maßen 24x10x1 cm in die mittlere Schicht des Kernsegments gepreßt (Abb. 7). Mit

Hilfe einer Nylonschnur werden alle Plexiglasdeckel mit der Sedimentscheibe von der Arbeitshälfte getrennt und abgehoben. Damit die Sedimentscheiben nicht austrocknen werden diese in einer festen Schlauchfolie luftdicht eingeschweißt. Die Radiographie-Präparate werden in einem Röntengerät HP 43805-Faxitron-Serie Cabinet X-Ray System der Firma Hewlett-Packard belichtet (Abb. 9).

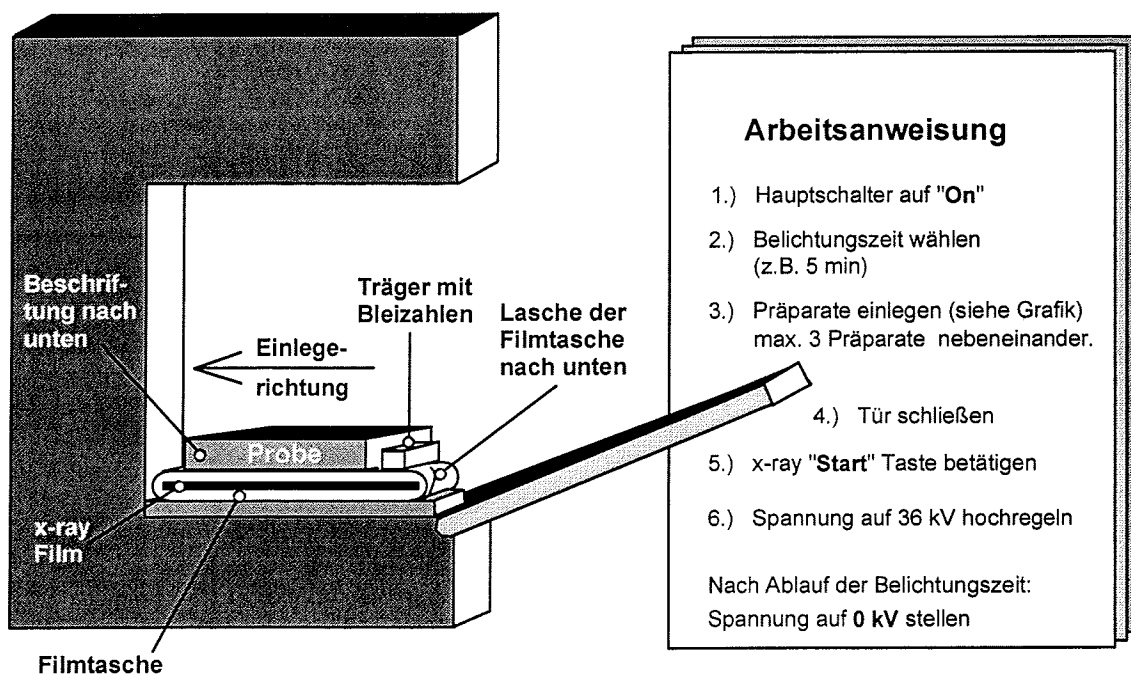


Abb. 9: Röntengerät mit Arbeitsanweisung zur Herstellung von Radiographien

Die Belichtungszeit und die Spannung ist von der Sedimentzusammensetzung und der -dicke abhängig. Die mittlere Belichtungszeit der angefertigten Radiographiepräparate beträgt 4 Minuten, die Kathodenspannung 40 kV und die Stromstärke 3 mA. Es wird ein Röntgenfilm mit der Bezeichnung AGFA Gevaert Strukturix D4 FW verwendet. Im Fotolabor des AWI's werden anschließend die Radiographie-Negative und -Positive entwickelt. Die Auswertung der Negative erfolgt dann an einem Leuchttisch. Positive mit typischen Sedimentstrukturen des Kerns PS2513-3 sind im Kapitel 4.1 abgebildet.

3.2.2 Eisfracht (IRD)

Mit Hilfe der Radiographien wird das eisverfrachtete Material (IRD = Ice Rafted Debris) quantitativ bestimmt. In dieser Arbeit wird zur Ermittlung des IRD-Anteils die von GROBE

(1986, 1987) eingeführte Methode angewendet. Es wird eine zentimeterweise Auszählung klastischer Komponenten > 2 mm anhand der Radiographie-Negative durchgeführt. Das erfaßte Sedimentvolumen beträgt 10 cm^3 .

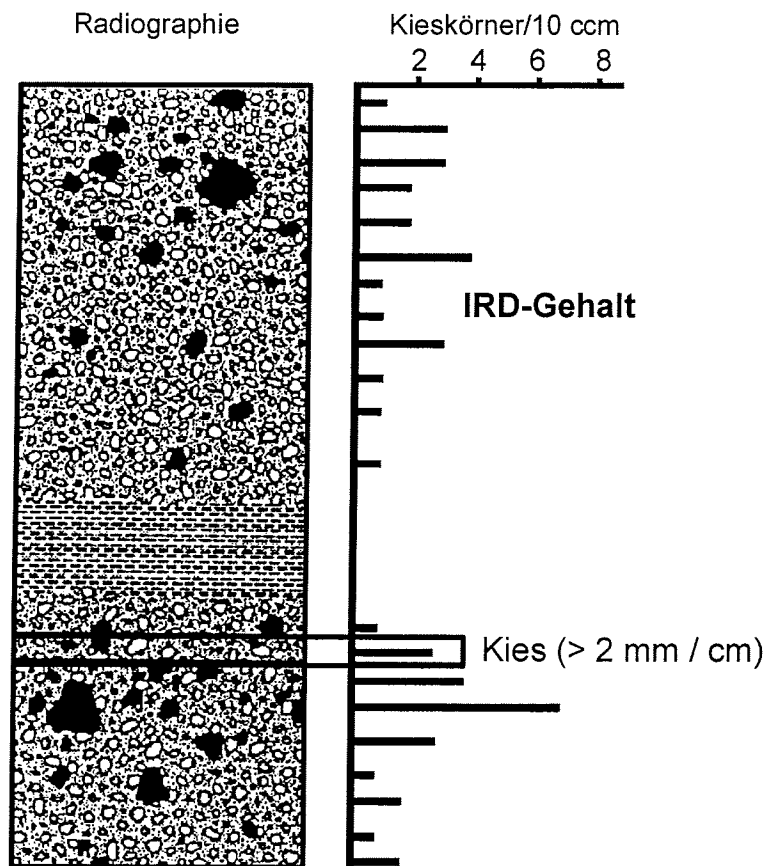


Abb. 10: IRD-Anteil gegen Tiefe. Der Kiesgehalt wurde in Horizonten von 1 cm Breite ausgezählt und gegen die Tiefe mit Linien entsprechend der Körneranzahl aufgetragen.

3.3 Lithologische Beschreibung

Die lithologische Sedimentbeschreibung wird an der Archivhälfte und mit Hilfe der Radiographien durchgeführt. Die Beschreibung umfaßt Aussagen bezüglich des Sedimentgefüges und der Sedimentstruktur. Das Verhältnis zwischen Terrigen- und Biogenanteil wird mit Hilfe von „smear slides“ gegeneinander abgeschätzt. Auffällige Horizonte, Farbveränderung oder Horizonte mit Dropstones werden dokumentiert. Die Ergebnisse der Kernbeschreibung wurden auf einem Formblatt im Maßstab 1:5 dokumentiert und sind als Kernlog-Diagramme im Anhang dargestellt.

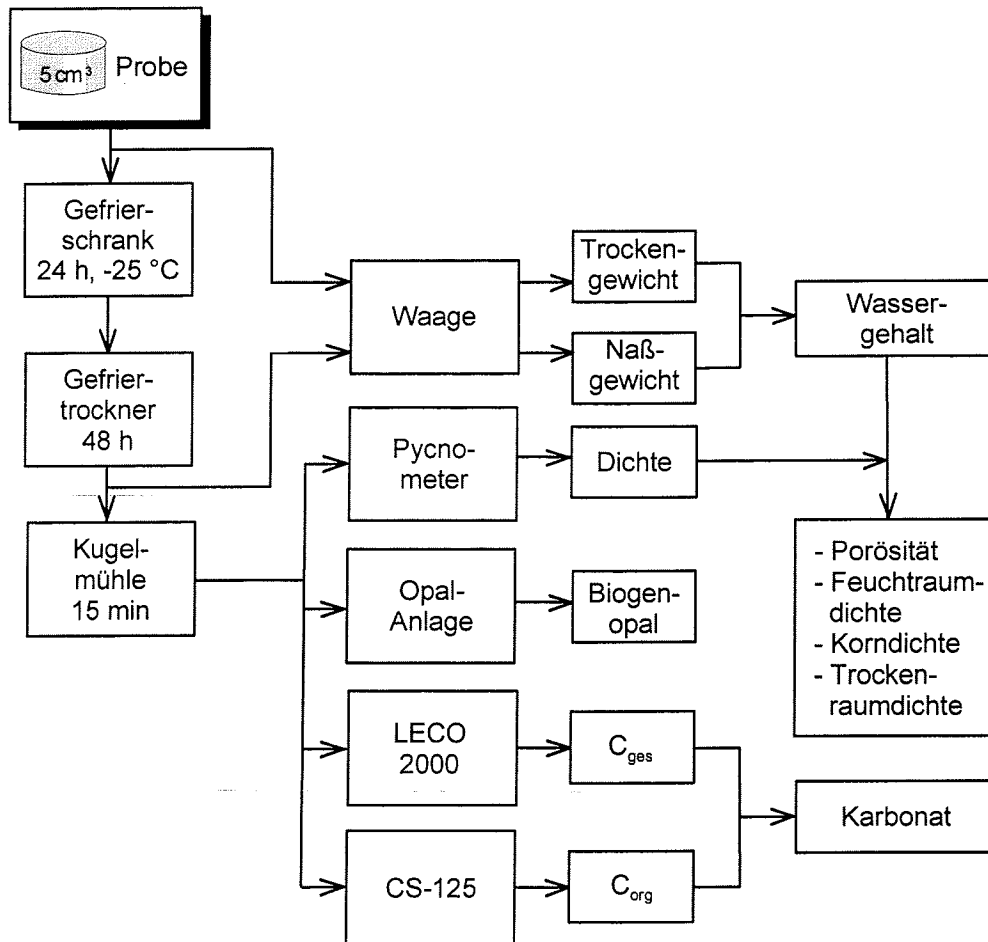


Abb. 11: Flußdiagramm zur Bestimmung von sedimentphysikalischen Eigenschaften sowie zur Bestimmung des Schwefel-, Karbonat- u. C_{org} -Gehalts

3.4 Bestimmung des Wassergehalts

Zur Bestimmung des Wassergehaltes wird die Arbeitshälfte in Abständen von ca. 10 cm beprobt. Die daraus gewonnenen ca. 5-cm³-Spritzenproben werden sofort in vorab gewogene 10 ml-Schnappdeckelgläser gefüllt. Das Naßgewicht wird mit einer SARTORIUS-Präzisionswaage bestimmt. Direkt im Anschluß wird die Naßprobe 24 Stunden bei -24°C tiefgefroren. Danach wird der Probe in einem Gefriertrockner (LEYBOLD-HERAEUS) 48 Stunden lang das Wasser entzogen, weil bei der Trocknung des Sediments im Trockenschrank das organische Material durch Überhitzung zerstört werden könnte. Die Probe wird erneut gewogen (Abb. 11).

Aus der Gewichts­differenz wird mit Gleichung (1) der Wassergehalt W in Gewichts­prozent des Naßgewichtes [Gew. %] errechnet:

$$W[\text{Gew.}\%] = \frac{\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}}{\text{Naßgewicht [g]}} \cdot 100 \quad (1)$$

3.5 Dichtemessung

Mit der Dichtemessung am Pycnometer (MICROMERITICS Accupyc 1330) wird das Volumen V_d [m³] und die Dichte ρ_d [kg/m³] der Probe ermittelt. Hiermit werden die sedimentphysikalischen Parameter berechnet. Das Funktionsprinzip des Pycnometers beruht auf dem Gesetz von BOYLE-MARIOTTE:

$$\rho_d \left[\frac{\text{N}}{\text{m}^2} \right] \cdot V_d \left[\text{m}^3 \right] = \text{const.} \quad \text{für } T = \text{const.}$$

Die Proben werden etwa 15 Minuten lang in einer Kugelmühle homogenisiert (Abb. 11). Anschließend wird das feingemahlene Sediment in einem Alu-Meßzylinder mit einem definierten Volumen eingewogen. Nach WEBER (1992) muß das Porenvolumen mehr als 10% des Expansionsvolumens des Meßzylinders betragen, damit der Meßfehler möglichst gering bleibt. Die Proben werden im Pycnometer automatisch zunächst fünfmal mit Helium gespült und dann dreimal gemessen. Mit Hilfe des Pycnometers wird das Volumen der Probe über die Änderung des Heliumgasdrucks im Vergleich zum Referenzvolumen bestimmt.

3.6 Berechnung der sedimentphysikalischen Parameter

Im Anhang befinden sich die berechneten sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parameter. Die Berechnung erfolgt auf der Grundlage der unten erläuterten Gleichungen.

$$\text{Wassergehalt} \quad W^* [\text{Gew.}\%] = \frac{\text{Naßgewicht [g]} - \text{Trockengewicht [g]}}{\text{Trockengewicht [g]}} \cdot 100 \quad (1^*)$$

Masse der Trockenprobe (M_d) $M_d \text{ [g]} = \rho_d \cdot V_d$ (2)

Aus (1*) und (2) ergibt sich für die Masse des evaporierten Wassers (M_w),

Masse des evaporierten Wassers $M_w \text{ [g]} = \frac{W^* \cdot M_d}{100}$ (3)

aus (3) die Masse des Salzes (M_s): $M_s \text{ [g]} = \frac{M_w}{0,965} - M_w$ (4)

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

Dichte der Porenlösung: $\rho_{ws} = 1,024 \text{ [g/cm}^3\text{]}$ (MELLES 1991)

aus (4) das Volumen des Salzes (V_s): $V_s \text{ [cm}^3\text{]} = \frac{M_s}{2,1}$ (5)

Aus (3) und (4) ergibt sich für das Volumen der Porenlösung (V_{ws}):

Volumen der Porenlösung $V_{ws} \text{ [cm}^3\text{]} = \frac{M_s + M_w}{1,024}$ (6)

Zur Berechnung der Porosität (P) (7), Feuchtraumdichte (ρ_{wbd}) (8), Korndichte (ρ_{gd}) (9) und Trockenraumdichte (ρ_{dbd}) (10) dienen die Gleichungen von GEALY (1971) und HAMILTON (1971) (unter Annahme eines 35 % Salzgehalts und 23°C Raumtemperatur):

Porosität $P \text{ [Vol.\%]} = \frac{V_{ws}}{V_d - V_s + V_{ws}} \cdot 100$ (7)

Feuchtraumdichte $\rho_{wbd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \frac{M_d + M_w}{V_d - V_s + V_{ws}}$ (8)

Korndichte $\rho_{gd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \frac{M_d - M_s}{V_d - V_s}$ (9)

Trockendichte $\rho_{dbd} \text{ [g/cm}^3\text{]} = \rho_{gd} \cdot \left(1 - \frac{P}{100}\right)$ (10)

3.7 Messung geochemischer Parameter

3.7.1 Bestimmung des $C_{\text{ges.}}$, $C_{\text{org.}}$ - und CaCO_3 - Gehalts

Der Gesamtkohlenstoffgehalt ($C_{\text{ges.}}$) der Proben wird mit einem mikroprozessorgesteuerten Elementaranalysator für Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel der Firma LECO (CNS LECO 2000) gemessen (Abb. 11). Der organisch gebundene Kohlenstoff ($C_{\text{org.}}$) der Proben wird mit einem LECO CS-125 (Carbon Sulphur Determinator, Corporation, Modell 788-400) bestimmt.

Für die Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehalts werden etwa jeweils 100-200 mg Material der Proben in feuerfeste Verbrennungsschiffchen eingewogen. Die Proben werden in einen Autoloader gestellt und von dort automatisch nacheinander in den Verbrennungsofen geschoben. Im Elementaranalysator werden die Proben in reiner Sauerstoffatmosphäre verbrannt. Während der Verbrennung wird der in der Probe vorhandene Kohlenstoff, Schwefel und Stickstoff in die Verbrennungsgase CO_2 , NO_x , N_2 und SO_2 umgewandelt. Diese Gase werden dann durch zwei Detektoren geleitet: einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor zur Stickstoffmessung und einem nichtdispersiven Infrarotdetektor zur Schwefel- und Kohlenstoffmessung. Aus den Oxidmengen und Gewichten werden die Gehalte an C, N und S der Proben berechnet. Bei der Messung sollten möglichst neue Verbrennungsschiffchen verwendet werden, sonst kommt es zu erheblichen Meßfehlern.

Zur Messung des organisch gebundenen Kohlenstoffs werden 40-50 mg der Proben in feuerfeste Keramiktiegeln eingewogen. Anschließend werden die Proben mit wenigen Tropfen Ethanol benetzt und mit 1 ml 37%iger HCl bei 250°C mindestens 2 Stunden abgeraucht. Dadurch löst sich der anorganische Kohlenstoffanteil in Form von $\text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{CO}_2$ heraus, so daß im Analysator nur noch organischer Kohlenstoff detektiert wird. Anschließend wird den Proben zunächst jeweils ein Eisenring hinzugegeben, dann werden diese mit Wolframspänen (Lecozell) bedeckt. Die Hinzugabe des Eisenrings mit den Wolframspänen dienen einem beschleunigten Reaktionsablauf im Induktionsofen, dies resultiert in einer Temperaturerhöhung.

Die CO₂-Konzentration wird mit einer Kohlenstoff-Infrarotzelle gemessen. Ein Mikroprozessor berechnet mit Hilfe des bekannten Probengewichts und der vorherigen Eichung eines Standards die Gewichtsprozentage des organischen Kohlenstoffs. Anhand der Gleichungen (11) und (12) wird dann der Gehalt an CaCO₃ in [Gew.%) bestimmt.

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

Unter der Voraussetzung, daß der anorganische Kohlenstoff rein als Kalziumkarbonat vorliegt, muß das Ergebnis aus Gleichung (11) mit dem stöchiometrischen Faktor von Calcit multipliziert werden:

$$\text{CaCO}_3 [\text{Gew.}\%] = C_{\text{karb}} [\text{Gew.}\%] \cdot 8,33 \quad (12)$$

3.7.2 Messung des biogenen Opals

Der Gehalt an biogenen Opal (SiO₂ Gew.%) wurde nach der naßchemischen Methode von MÜLLER & SCHNEIDER (1993) bestimmt. Es handelt sich hierbei um eine Weiterentwicklung der Extraktionsmethode nach DEMASTER (1981). Grundlage dieser „leaching“-Methode ist, daß Silizium aus biogenen Opal im alkalischen Milieu bei erhöhter Temperatur leichter löslich ist als das in kristallinen Phasen gebundene Silizium. Durch Zugabe von Schwefelsäure, Molybdat-Lösung, Oxalsäure und Ascorbinsäure bildet sich ein bläulicher Molybdat-Komplex (GRASSHOFF et al. 1983). Ein Durchfluß-Photometer 6000 (Fa. SKALAR) mißt dessen Intensität bei einer Wellenlänge von 660 nm.

Zur Bestimmung des biogenen Opals wurden vier Opal-Anlagen gleichzeitig genutzt. Bei dem automatisierten Extraktionsverfahren werden 20 mg Probe mit 100 ml 1 M NaOH in einen Stahlzylinder gespült. Der Behälter wird in ein 85°C warmes Wasserbad gestellt. Durch ständiges Rühren wird gewährleistet, daß das Probenmaterial in Suspension bleibt und der biogene Opal gleichmäßig gelöst wird (Abb. 12).

Über eine Filterfritte, die an einer Peristaltikpumpe angeschlossen ist, wird kontinuierlich eine konstante Menge an Lösung (0,6 ml/min) entnommen. Nur ein geringer Teil der Lösung gelangt in die Anlage, der Rest wird in den Behälter zurückgeführt. Auf dem Weg durch die Anlage werden der Lösung sukzessive Chemikalien (jeweils 0,6 ml/min) zugeführt, zudem werden Luftblasen in regelmäßigen Abständen beigemischt.

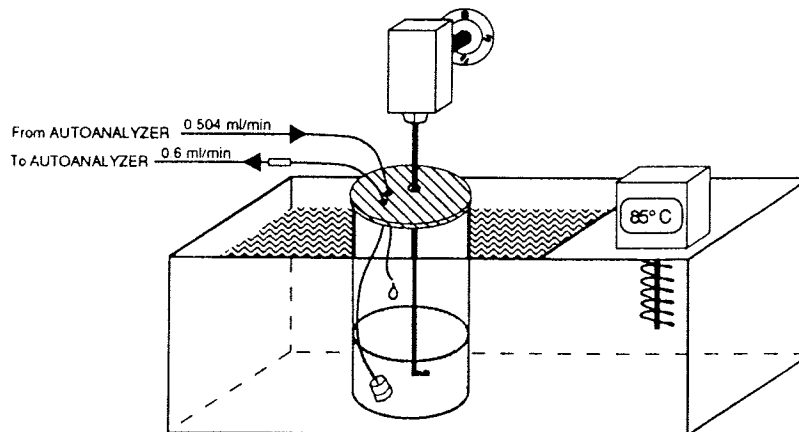


Abb. 12: Skizze und Diagramm des Autoanalyzer-Aufbaus zur Opal-Bestimmung (aus MÜLLER & SCHNEIDER 1993)

Zunächst wird die Lösung durch Zugabe von 0,088 M Schwefelsäure angesäuert ($\text{pH} = 2$). Dann wird Natriummolybdat ($\text{Na}_2\text{MoO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) zur Bildung eines gelben Molybdosilicat-Komplexes zugesetzt. Die Reduktion von überschüssigen Molybdat wird durch die Zugabe von Oxalsäure ($\text{C}_2\text{H}_2\text{O}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) verhindert. Zur Stabilisation dieses Komplexes dient die Ascorbinsäure ($\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$). Der Molybdosilicat-Komplex wird reduziert und für das Durchflußphotometer blau eingefärbt (MÜLLER & SCHNEIDER 1993). Zu Beginn der Messungen werden die Si-Laborstandards gemessen.

Der Kurvenverlauf, Lösung gegen Zeit, wird am Recorder (Flachbettschreiber 7021 Fa. SKALAR) als Diagramm ausgegeben (Abb. 13). In der Abbildung 13 steigt der Kurvenverlauf zunächst steil an, dies spiegelt die schnelle Lösung der amorphen Kieselsäure wider. Dann weist die Kurve allmählich einen linearen Anstieg auf, der die langsame Lösung des kristallinen SiO_2 darstellt. Am Anfang der Kurve ist häufig ein absolutes Maximum zu beobachten, welches durch silikatisches Nannoplankton verursacht wird. Dieses sammelt sich an der Fritte an und wird dort nach kurzer Zeit wieder aufgelöst

(BONN 1995). Nach der Kalibrierung der Meßanlage an die Laborstandards mit unterschiedlichen Si-Konzentrationen wird der Gehalt an opalinem Si durch die graphische Auswertung des Diagramms ermittelt.

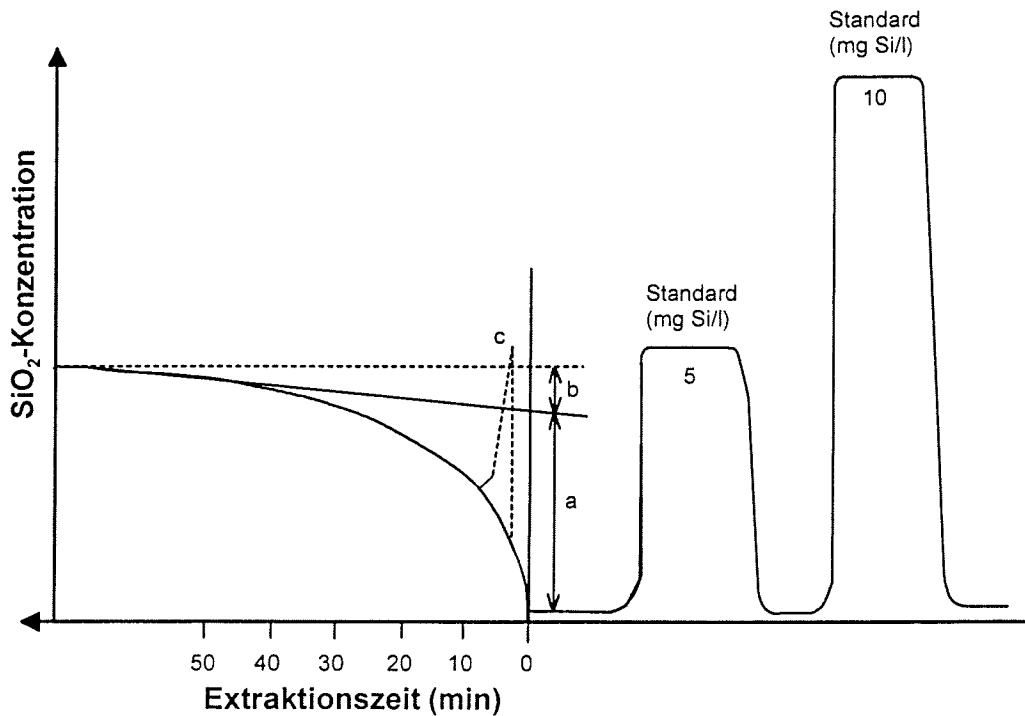


Abb. 13: Schema einer idealisierten Opalkurve nach MÜLLER & SCHNEIDER (1993). a: Extrapolationswert der SiO₂-Lösung aus biogenem Opal, b: Extrapolationswert der SiO₂-Lösung aus kristallinen Silikatmineralen, c: sprunghafter Anstieg verursacht durch die plötzliche Lösung von Diatomeen. Die Auswertung erfolgt graphisch durch das Ablesen der Skalenteile

Aus der unten stehenden Gleichung (13) wird der Anteil an biogenem SiO₂ errechnet. Bezogen auf die Startzeit (t = 0) wird mittels Extrapolation der Gehalt des biogenen SiO₂ ermittelt:

$$\text{SiO}_2[\text{Gew.\%}] = \frac{\text{ABS}_p \cdot (\text{Konz}_s / \text{ABS}_s) \cdot 21,39}{\text{Einwaage} [\text{mg}]} \cdot \frac{\text{mV}_p}{\text{mV}_s} \quad (13)$$

ABS _p	Lösungswert der Probe (durch Extrapolation bei t = 0 in Skalenteilen)
Konz. _s	Konzentration des Standards (mg/l)
ABS _s	Lösungswert des Standards (aus den Eichkurven in Skalenteilen)
21,39	molares Verhältnis SiO ₂ /Si mit dem Skalierungsfaktor 10 multipliziert
mV _p , mV _s	Empfindlichkeitseinstellung des Recorders für die Probe und Standard (mV)

Amorpher Opal liegt in den Sedimenten meistens als biogener Opal-A vor. Opal-A unterscheidet sich von anorganisch gebildeten Opal durch Eigenschaften wie ein höherer Wassergehalt (ca. 10%), unterschiedliche Lichtbrechung und vor allem durch die hohe Lösungsgeschwindigkeit im alkalischen Milieu.

Für die Berechnung von Gewichtsprozent biogenem Opal ergibt sich die Gleichung:

$$\text{biog. Opal (Gew.\%)} = \text{SiO}_2 \text{ Gew.\%} \cdot 100 / 90 \quad (14)$$

Anders als bei den herkömmlichen Verfahren zur Opalbestimmung wird der größte Teil der Extraktionslösung zurückgeführt. Dadurch ändert sich die Si-Konzentration in der Probenlösung kaum (SCHLÜTER 1990; CORDES 1990; MÜLLER & SCHNEIDER 1993). Eine potentielle Fehlerquelle dieses Verfahrens liegt darin, daß zusammen mit dem früh in Lösung gehenden Biogenopal auch ein Anteil an kristallinem Silizium, das von koexistierenden Tonmineralen stammt, aus der Probe extrahiert wird (MÜLLER & SCHNEIDER 1993). Somit muß bei der Interpretation immer ein rein terrigenes "Si-Hintergrundrauschen" (1,3 bis 2,9 Gew.%) berücksichtigt werden.

3.8 Korngrößenanalyse

5-cm³ Sedimentprobe werden mit 100 ml 10-%iger H₂O₂-Lösung versetzt und auf einem Schütteltisch 24 Stunden bei 150 U/Minute dispergiert, das organische Material in der Probe wird während dieses Prozesses aufoxidiert. Zur Entkarbonatisierung der Probe werden dann wenige Milliliter 25-%iger Essigsäure hinzugefügt und die Probe wird weitere 24 Stunden geschüttelt (Abb. 14).

Mit der folgenden Naßsiegung der Gesamtprobe mit einem 63-µm-Sieb werden die Korngrößen > 63 µm (Sand, Kies) von der Silt (63-2 µm) und der Tonfraktion (< 2 µm) getrennt. Kies und Sand werden anschließend getrocknet und gewogen. Die weitere Abtrennung der Feinfraktion (Silt und Ton) erfolgt mit Hilfe des Atterberg-Verfahrens (ATTERBERG 1912; MÜLLER 1964). Dieses Verfahren beruht auf dem Stokes'schen Fallgesetz.

Die experimentell ermittelte Fallgeschwindigkeit einer Kugel steht in folgender Beziehung zu Korngröße, Korndichte, Fluidichte, Fallhöhe, Viskosität und Zeit:

$$t = \frac{9 \cdot H \cdot \eta}{2 \cdot g \cdot r^2 \cdot (\rho_1 - \rho_2)} \quad (15)$$

Mit:

t [s]:	Absinkdauer
H [cm]:	Höhe der Flüssigkeitssäule
η [g cm ⁻¹ s ⁻¹]:	Viskosität der Suspensionsflüssigkeit
g [cms ⁻²]:	Erdbeschleunigung
r [cm]:	Kornradius
ρ_1 [gcm ⁻³]:	Dichte des Partikels
ρ_2 [gcm ⁻³]:	Dichte der Suspensionsflüssigkeit

Das Atterberg-Verfahren wird wie folgt durchgeführt: Das Silt-Ton-Gemisch wird in einen Glaszylinder überführt und mit Ammoniakwasser (10 ml/100l) in Suspension gebracht. Die Füllhöhe der Standglaszylinder beträgt 31 cm, bis zu diesem Strich wird das Dispersionsmittel eingefüllt, die Fallhöhe beträgt 27 cm. Nach Ablauf der Sedimentationszeit, durchschnittlich 22 Stunden bei 21°C, kann die überstehende Tontrübe abgesaugt werden. Diese wird in einem 5l-Eimer aufgefangen. Dieser Vorgang wird wiederholt bis die überstehende Flüssigkeit klar bleibt und so anzeigt, daß kein Ton mehr in der Probe vorhanden ist. Die aufgefangene Tonfraktion wird zur schnelleren Ausflockung mit wenigen Tropfen 50-%iger MgCl₂-Lösung versetzt. Anschließend wird der Ton zweimal zentrifugiert (HERAEUS SEPATECH, Cyrofuge M 7000), um das überschüssige Magnesiumchlorid, das bei der Tonmineralanalyse zu Meßwertverfälschungen führt, zu entfernen. Dann wird der Ton bei 50°C getrocknet und gewogen.

MELLES (1991) und WEBER (1992) gehen auf mögliche Meßfehler des hier angewendeten Verfahrens zur Korngrößenanalyse ein.

3.8.1 Siltkornverteilung

Die Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion läßt Rückschlüsse auf den Strömungs-transport und dessen räumliche sowie zeitliche Änderungen zu (FÜTTERER 1980). Die Bestimmung der Siltkorngrößenverteilung erfolgte an zwei Sedigraphen (MICROMERITICS 5100). Die Auflösung entspricht 1/10-Phi-Klassen. Dies entspricht 50 Meßwerten für die Siltfraktion von 2-63 µm. Ein weiterer Wert zeigt den Restton an, der nicht durch die Atterberg-Methode abgetrennt wurde (max. 3%). Zur Messung wird die Siltsuspension in einen Becher überführt und mit einem Magnetrührer gleichmäßig in Bewegung gehalten. Durch eine Schlauchpumpe gelangt die Suspension in die Meßzelle. Diese wird verschlossen und die Partikel sinken entsprechend dem Stoke'schen Gesetz herab.

Bevor sich die Suspension absetzt wird ein Röntgenstrahl durch die Meßzelle geleitet. Dieser wird bei dieser 100%-Messung im oberen und unteren Bereich der Meßküvette gleich stark abgeschwächt. Nach kurzer Sedimentationszeit wird der Röntgenstrahl im oberen Bereich der Zelle weniger stark abgeschwächt, weil die großen Korngrößen bereits sedimentiert sind. Im unteren Bereich wird der Strahl zunehmend stärker abgeschwächt. Mit Hilfe des Röntgenstrahls wird somit die Änderung der Siltkonzentration als Funktion der Zeit ermittelt. Berechnungsbasis ist das Stokes'sche Gesetz, die Messung der Korngrößenverteilung beruht auf der Sinkgeschwindigkeit der Siltkörner. Korngrößenparameter, wie Median (Korngröße am 50%-Ordinatenwert der Summenkurve), arithmetischer Mittelwert (Mean), Sortierung (Standardabweichung der Verteilungskurve) und Kurtosis (Beschreibung der Steilheit des Korngrößenmaximums) wurden auf Basis der Momente-Methode berechnet (FRIEDMANN & JOHNSON 1982). Der bei 2 µm gemessene Wert repräsentiert den in der Siltfraktion verbliebenen Tonanteil. Dieser beträgt zwischen 1-6% und wird dem Tongehalt hinzugerechnet.

Der Silt wird getrocknet und gewogen. Der jeweilige Gewichtsanteil wird nach der Gleichung (16) berechnet:

$$\text{Kornfraktion [Gew.\%]} = \frac{\text{Kornfraktion (g)} \cdot 100}{\text{Sand und Kies (g)} + \text{Silt (g)} + \text{Ton (g)}} \quad (16)$$

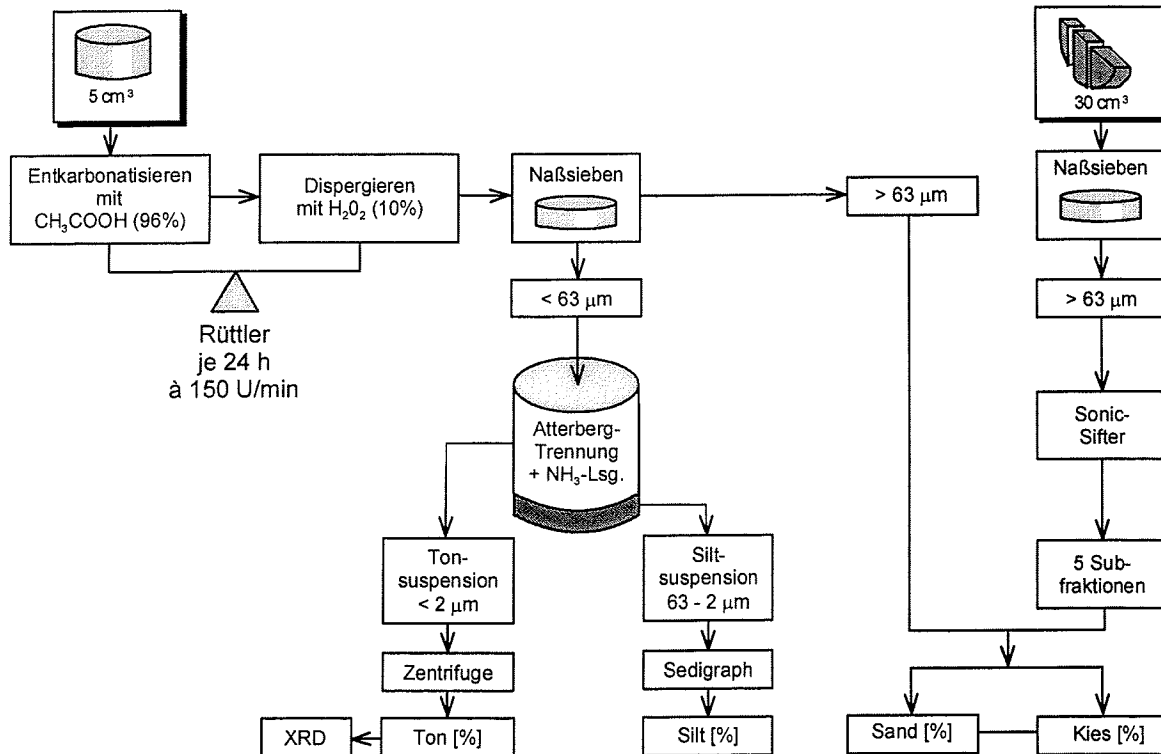


Abb. 14: Flußdiagramm zur Bearbeitung der 5-cm³-Probe und der 30-cm³-Probe für die anschließende Korngrößenanalyse

3.8.2 Unterteilung der Grobfraktion in Subfraktionen

Das Probenmaterial der 30-cm³-Sedimentscheiben wird durch ein 63-µm-Sieb geschlämmt (Abb. 14). Um eventuell vorhandene Mikrofossilien nicht zu zerstören wird mit einem lauwarmen, nicht zu harten Wasserstrahl gearbeitet. Die Feinfraktion wird nicht aufgefangen. Die Grobfraktion wird getrocknet und gewogen. Anschließend wird diese Fraktion in eine Trockensiebmaschine mit Impulsgeber (ATM SONIC SIFTER) 12 Minuten lang gesiebt. Dabei werden 5-6 Siebe mit einem Maschenweitenabstand von jeweils $1 \varphi^\circ$ von 2000-63 µm benutzt. Da die 2000 µm Fraktion nur selten vorhanden war, wurde das entsprechende Sieb meist nicht verwendet. Aufgrund des hohen Anteils an Schwammnadeln und Radiolarien konnte das Verfahren bei zehn Proben nicht angewendet werden, weil die Maschen der Siebe sofort verstopft waren. Die Gewichte der Korngrößenfraktion ergaben sich aus den Gewichts-differenzen zwischen den leeren und den mit den Siebrückständen gefüllten Sieben (s. Abb. 4 im Anhang).

3.9 Tonmineralanalyse und Röntgendiffraktometrie

3.9.1 Herstellung der Texturpräparate

Die getrockneten Tonproben werden in einem Achatmörser manuell pulverisiert; je 40 mg \pm 0,1 mg werden mit 3 ml destillierten Wasser und 1 ml Molybdänsulfid (MoS₂)-Standard versetzt. Im Ultraschallbad wird die Suspension wenige Minuten dispergiert und sofort vakuumfiltriert. Hierzu werden Membranfilter (SARTORIUS 0,2 μ m) benutzt. Auf diese Weise wird eine gleichmäßige Verteilung des Standards sowie die Ansammlung und Ausrichtung der Tonpartikel mit ihrer basalen (001)-Fläche parallel zur Filtermembran erreicht (DREVER 1973). Die Texturpräparate haben eine Belegungsdichte von ca. 10 mg/cm² und eine Dicke von ca. 40 μ m (EHRMANN et al. 1992). Ein mit einem doppelseitigen Klebeband versehenes beschichtetes Aluminiumplättchen wird beschriftet und anschließend vorsichtig auf den getrockneten Filterkuchen geklebt. Es dient als Präparateträger für die Messung.

3.9.2 Röntgendiffraktometrische Analyse

Zur Röntgenanalyse der Texturpräparate wird ein computergesteuertes Röntgendiffraktometer (PHILIPS PW 1820) verwendet. Das Röntgendiffraktometer tastet den 2 θ -Winkelbereich 2° bis 40° mit einem CoK α -Röntgenstrahl, der eine Wellenlänge von 1,79 Å besitzt, in 0,02°-Schritten ab und registriert sämtliche Reflexe an den Kristallgittern der Tonminerale. Der Effekt der Totalreflexion tritt nach dem Bragg'schen Gesetz durch den charakteristischen Gitterabstand für jede Tonmineralart für ganz bestimmte Winkelstellungen auf (MOORE & REYNOLDS 1989).

$$n \cdot \lambda = 2 \cdot d \cdot \sin(\theta) \quad (17)$$

Mit: d [Å] = Netzebenenabstand θ [°] = Winkel der Totalreflexion λ [nm] = Wellenlänge

Die Tonminerale werden im Diffraktogramm durch die Lage der Reflexe in Abhängigkeit von der entsprechenden Winkelposition des Goniometers identifiziert. Die Texturierung vereinfacht die Identifizierung der Basalreflexe der Tonminerale. Aus der Intensität der

Gesamtreflexion wird der Anteil eines im Texturpräparat enthaltenen Tonminerals bestimmt.

Es werden drei Messungen mit dem Röntgendiffraktometer durchgeführt: Bei der ersten Messung werden die unbehandelten Texturpräparate (lufttrocken) gemessen, bei der zweiten Messung die glykolisierten Texturpräparate. Die Texturpräparate müssen unter Vakuum mit Ethylenglykol-Dampf im Wärmeschrank bei 50°C behandelt werden. Bei diesem Vorgang weiten sich die Basisabstände der Schichtsilikate auf, wie z.B. von quellfähigen Smektit. Dies ermöglicht die Unterscheidung von Smektit und Chlorit. Der Röntgenstrahl tastet die Proben in 2-40° 2 θ in 0,02°-Schritten ab. Die dritte Messung dient zur Differenzierung von Kaolinit und Chlorit. Hierzu fährt der Röntgenstrahl von 28,0° bis 30,5° 2 θ die Probe in kleiner Schrittweite (0,005°) ab.

Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgt mit der von PETSCHICK (1998) für den Apple Macintosh entwickelten Software MacDiff Vers. 4.0.0. Die Identifizierung der Minerale beruht auf den Intensitäten der bekannten Netzebenenabstände:

Reflexe	Winkel 2 θ °	Netzebenenabstand d	(hkl)
Smektit	ca. 6	17 Å	001
Chlorit	21,84	4,72 Å	003
Illit	9,96	10 Å	001
Quarz	24,26	4,26 Å	100
MoS ₂	16,72	6,15 Å	002

Tab. 2: Identifizierte Minerale in der Tonfraktion basierend auf die Reflexmaxima mit dem zugehörigem Winkel [2 θ], kennzeichnenden Netzebenenabstand [Å] und Millerer'schen Indizes (hkl)

Da bei den vorliegenden Proben der Kaolinitanteil unter der Nachweisgrenze lag, kann der Kaolinit und Chlorit 3,54/3,58 Å-Doppelpeak nicht berechnet werden.

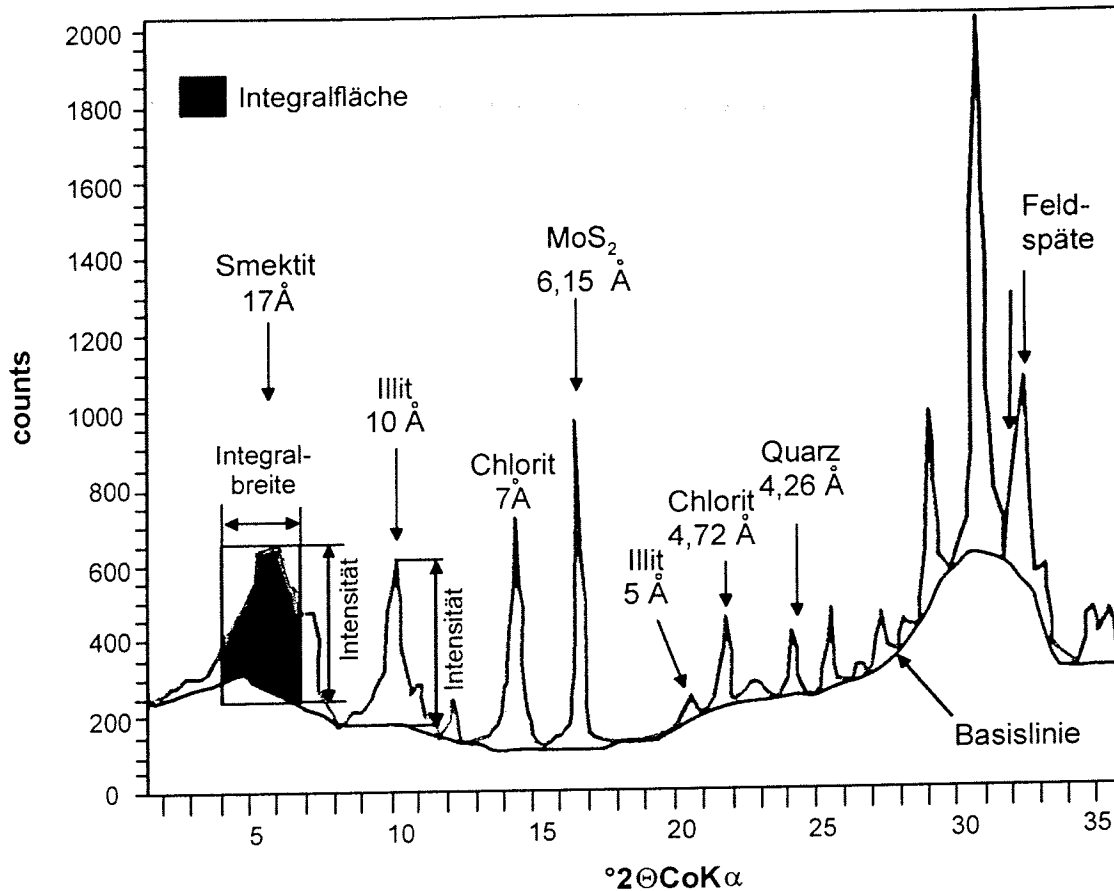


Abb. 15: Das Röntgendiffraktogramm der Probe PS2513-3 in 40 cm Sedimenttiefe zeigt die identifizierten Minerale und deren Peaks. Zur Veranschaulichung der Integralbreite, Integralfläche und der Intensität wurde der Smektit ausgewählt. Die Basislinie markiert die Grenze des Rauschuntergrundes.

Die Gewichtsverteilung der Tonminerale wird auf 100% bezogen und durch Flächenintegration mit der Gewichtung nach BISCAVE (1965) berechnet.

Smektit (1x), Kaolinit (2x), Chlorit (2x) und Illit (4x)

$$\text{z.B.: Area von Smektit} = \frac{\text{Smektit (1x)}}{\text{Smektit (1x)} + \text{Illit (4x)} + \text{Chlorit (2x)}} \cdot 100\% \quad (18)$$

Durch die Bildung von Verhältnissen zwischen Flächeninhalt und Intensitäten lassen sich verschiedene Parameter berechnen. Parameter, wie das 5 Å/10 Å-Verhältnis (Intensität), lassen Rückschlüsse auf das Al/Fe/Mg-Verhältniss im Illit zu. Die Integralbreite (IB) läßt auf die Kristallinität von Smektit oder Illit schließen (PETSCHICK et al. 1996) (Abb. 15).

Die Integralbreite ergibt sich aus der Breite eines Rechtecks, welches dieselbe Höhe und denselben Flächeninhalt wie der gemessene Peak aufweist. Der Vorteil der IB gegenüber der Halbhöhenweite liegt darin, daß die IB sensibler auf Variationen im Bereich des Peaks reagiert (PETSCHICK et al. 1996). Das Quarz-Feldspatverhältnis gibt Auskunft über die Art des Ausgangsgesteins, so lassen sich Rückschlüsse auf mögliche Liefergebiete ziehen.

3.10 Stratigraphie

Die Einstufung in marine Isotopen-Stadien mit Hilfe einer an Foraminiferen (*NEOGLOBOQUADRINA PACHYDERMA SIN.*, EHRENBERG) aufgestellten stabilen Sauerstoff-Isotopenkurve ist eine Standardmethode in der marinen Sedimentologie (IMBRIE et al. 1984). Diese Isotopenmessung konnte jedoch bei dem bearbeiteten Sedimentkern nicht angewendet werden, weil zu wenige Foraminiferen bzw. zu wenig Karbonat in den meisten Kernabschnitten vorhanden war. Es wird daher versucht, eine zeitliche Einstufung mit Hilfe der Radiolarie *Stylatractus universus* (s. Abb. 6 im Anhang) und der Diatomee *Hemidiscus karstenii* vorzunehmen.

3.10.1 Probenaufbereitung für *Hemidiscus karstenii* und *Stylatractus universus*

Zur Herstellung der Radiolarienpräparate wurden jeweils 2 g der Sedimentproben abgewogen. Diese Menge wurde, um den organischen Kohlenstoff sowie das Karbonat aus der Probe zu entfernen, mit 50 ml 35-%iger H₂O₂ und mit 50 ml 37-%iger HCl versetzt. Das Gemisch wurde auf eine etwa 155°C warme Heizplatte gestellt. Die Reaktion ist abgeschlossen, sobald die Lösung nicht mehr schäumt und eine Gelbfärbung erkennbar ist. Nach Zugabe von destilliertem Wasser wurde die Lösung gleichzeitig durch ein 500-µm- und ein 40-µm-Sieb geschüttet. Die Feinfraktion wurde anschließend in eine Kautex-Flasche überführt. Ein zuvor mit Ether gereinigtes Deckglas (24 x 50 mm) wurde in eine Petrischale (Ø 50 mm) gelegt und mit einer Gelatinelösung (0,06 g/700 ml) bedeckt. Die Sedimentsuspension (20 ml) wurde in die Gelatinelösung geschüttet und verquirlt. Nach einer Sedimentationszeit von ca. zwei Stunden wurde das Wasser mittels Papierstreifen abgesaugt. Nach einem Tag wurde das fertige Deckglas sowie ein Objektträger auf eine ca. 130°C warme Heizplatte gelegt. Das Deckglas wurde mit einem Kanadabalsam/Xylol-

Gemisch beträufelt und eine Minute lang aufgeheizt bis das Lösungsmittel verdampft war. Schließlich wurde das Deckglas fest auf den Objektträger gedrückt.

Als Diatomeenpräparate fungieren "smear slides". Hierbei wurde das Probenmaterial gleichmäßig mit einem Zahnstocher auf einen Objektträger mit etwas destilliertem Wasser ausgestrichen. Nach dem Eindampfen auf der Heizplatte wurde ein Tropfen des Einbettungsmittels (Mountex) aufgebracht und ein Deckglas aufgelegt.

4 Ergebnisse

Im folgenden werden die bestimmten Sedimentparameter und deren Variationen beschrieben. In Tabelle 3 werden die Variationsbreiten dargestellt. Die zugehörigen Datentabellen befinden sich im Anhang B.

Sedimentparameter	Einheit	Schwankungsbreite		Mittelwert	Analysenanzahl	
		Minimum	Maximum			
Wassergehalt	[Gew.%]	27	55	43	122	
Porosität	[Vol%]	50	77	66	122	
Feuchtraumdichte	[g/cm ³]	1,37	1,82	1,55	122	
Korndichte	[g/cm ³]	2,46	2,66	2,57	122	
Trockendichte	[g/cm ³]	0,6	1,4	0,9	122	
IRD-Wert	[> 2mm/ 10 cm ³]	0	21	3	1194	
Sand	[Gew.%]	7	95	21	124	
Silt	[Gew.%]	4	76	64	124	
Ton	[Gew.%]	1	24	15	124	
Mean Grob	Silt	[Phi°]	5,0	5,46	5,24	123
Mean		[Phi°]	5,4	6,55	5,94	123
Sortierung		[Phi°]	1,15	1,45	1,29	123
> 10 µm		[%]	52	85	71	123
MS	[10 ⁻⁶ SI]	107,9	1422,8	317,5	1194	
CaCO ₃ -Gehalt	[Gew.%]	0,4	26,5	1,6	122	
C _{org} -Gehalt	[Gew.%]	0,2	0,5	0,3	122	
Opal	[Gew.%]	3	33	16	122	
Smektit	[%]	4	42	18	123	
Illit	[%]	6	12	10	123	
Kao/Chl	[%]	16	25	21	123	
Qz/Fsp.	[-]	0,9	2,8	1,8	123	

Tab. 3: Statistische Parameter der untersuchten Sedimenteigenschaften im Sedimentkern PS2513-3

4.1 Sedimentfarbe, Sedimentstruktur, Lithologie

Der Sedimentkern besteht überwiegend aus sandigem bis tonigem Silt mit wechselnden biogenen Anteilen (s. Anhang A). In dem Sedimentkern werden geringe Variationen bezüglich der Korngrößenverteilung und Farbe erkannt. Der gesamte Sedimentkern ist homogen und hat eine olivgrüne bis graue Färbung (5Y4/1 bis 5Y2/5 nach MUNSELL SOIL COLOR CHART 1954). Im Bereich von 730 bis 780 cm ist ein Farbwechsel von

dunkel- nach helloliv zu erkennen. Von 1100 cm bis 1170 cm tritt eine auffällige hell-
dunkel Marmorierung auf. Von 1170 bis 1194 cm ist die Farbe des Sediments oliv bis grau.

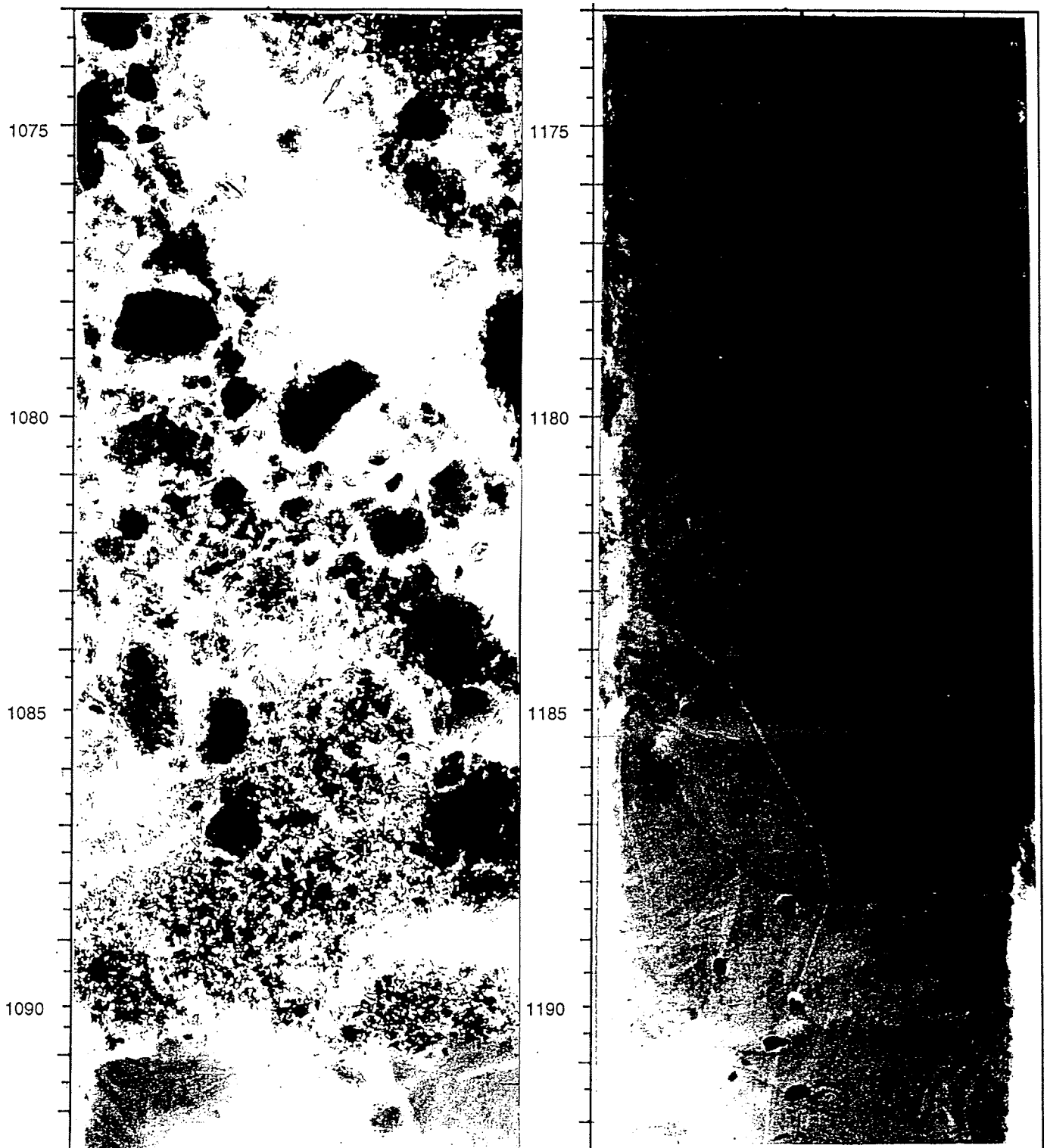


Abb. 16: Radiographien der Kernsegmente 1073 cm bis 1092 cm und 1173 cm bis 1192 cm des Kolbenlotkerns PS2513-3 mit unterschiedlichen Sedimenttypen (1:1). 1073 cm bis 1092 cm: debris flow; 1173 cm bis 1192 cm: Wechsel von feinen bis groben Siltlagen.

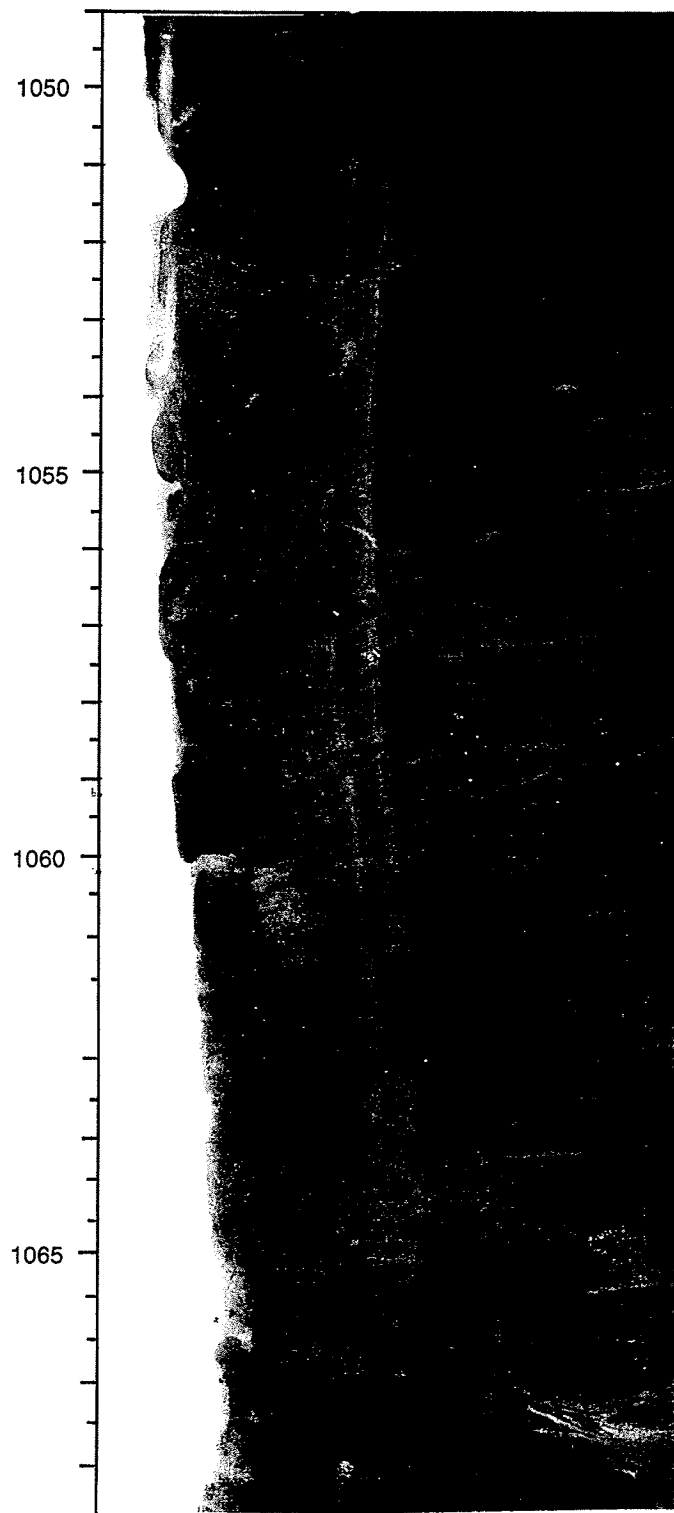


Abb. 17: Radiographie der Sedimentstrukturen in dem Kernabschnitt 1049 cm bis 1068 cm.

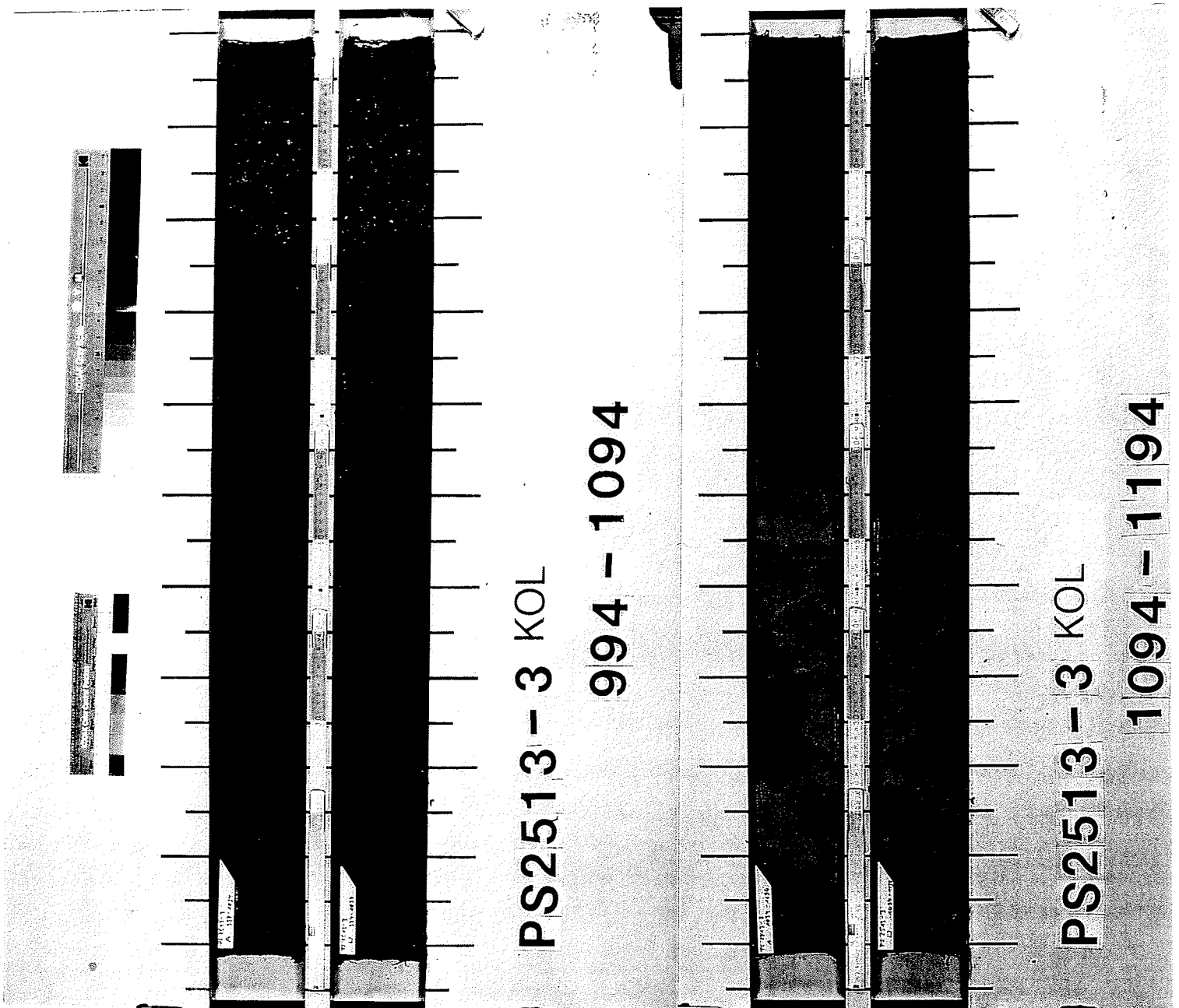


Abb. 18: Fotografie der Kernsegmente 994-1094 cm und 1094-1194 cm. Im Kernsegment 994-1094 cm ist im unteren Teil (1072 cm bis 1090 cm) der debris flow zu erkennen. Im Kernsegment 1094-1194 cm fällt die hell-dunkel Marmorierung auf.

Ein auffälliger Horizont ist von 1072 cm bis 1090 cm zu erkennen (Abb. 18). Es handelt sich hierbei, um einen debris flow (s. Kap. 5). Dieser Bereich besteht überwiegend aus größeren Partikeln, z. T. aus der Kies- und Grobsandfraktion mit einem hohen biogenen Anteil (z. B. Radiolarien und Diatomeen). Dropstones kommen bei 380 cm, 788 cm und 1058 cm vor. Zwischen 899-904 cm befand sich ein relativ großer Sandstein, vermutlich ein Dropstone.

Die Bioturbation des untersuchten Sediments ist insgesamt recht gering. Markante Ausnahmen bilden lediglich bioturbate Horizonte bei 480 cm, 498 cm und 740 cm Teufe. Die bearbeiteten Sedimente zeigen keine deutliche Lamination. Lediglich in vereinzelt Horzonten treten sehr feine hell-dunkel Unterschiede auf, die als schwache Lamination zu deuten sind, z.B. bei 43 cm sind feine schwarze Lagen zu erkennen, ebenso bei 285 cm und bei 737 cm. Die feine Parallellamination beruht auf einer Wechsellagerung von in den Radiographien hell und dunkel erscheinenden Laminae, die Änderungen in der Korngrößenverteilung (sandiger Silt und toniger Silt) reflektiert. Die Mächtigkeit der einzelnen Laminae liegt im Bereich von einigen Millimetern. Der ansonsten homogen erscheinende Kern zeigt in dem letzten Kernabschnitt bei 1094 cm bis 1194 cm Teufe eine deutliche Farbänderung. Im Bereich von 1094 cm bis 1137 cm sind die Sedimente marmoriert und im Abschnitt von 1137 cm bis 1160 cm durchgehend hell-grau (5Y6/1, 5Y5/1) gefärbt. Ab 1160 cm bis 1194 cm wirkt das Sediment wieder homogen oliv-grau (Abb. 18).

4.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften

4.2.1 Wassergehalt

Der Wassergehalt des untersuchten Sedimentkerns schwankt zwischen 27 und 55 Gew.% (Abb. 19). Der Wassergehalt ist abhängig von der Korngrößenverteilung, der Sedimentzusammensetzung, dem Kompaktionsgrad und der Sedimentationsrate. Die Kurve kann in zwei Bereiche eingeteilt werden. Der erste Bereich reicht von 0 bis 800 cm. Im Bereich zwischen 1200 cm und 800 cm werden niedrigere Werte erreicht. Der zweite Abschnitt, 800-1190 cm, zeigt eine stärkere Schwankung zwischen den Maxima und Minima. Die Wassergehalte sind nicht gut korreliert ($r = 0,68$) zu den Sand- oder Siltgehalten ($r = 0,61$) und auch nicht zu den Tongehalten ($r = 0,56$). Die Opalgehalte korrelieren sehr gut mit den Wassergehalten ($r = 0,91$) sowie mit den Porositätswerten ($r = 0,89$). Die gute Korrelation erklärt sich durch den variablen Anteil biogener Komponenten im Kern (Radiolarien, Foraminiferen und Diatomeen) deren Gehäusereste zur Vergrößerung des Porenraums beitragen. Die oberflächennahen Proben zeigen generell höhere Werte im Wassergehalt zwischen 45 bis 55 Gew.%. Mit zunehmender Kerntiefe ist eine Abnahme der Wassergehalte und Porositäten zu erkennen, dies ist auf eine Kompaktion zurückzuführen (s. Abb. 2 im Anhang).

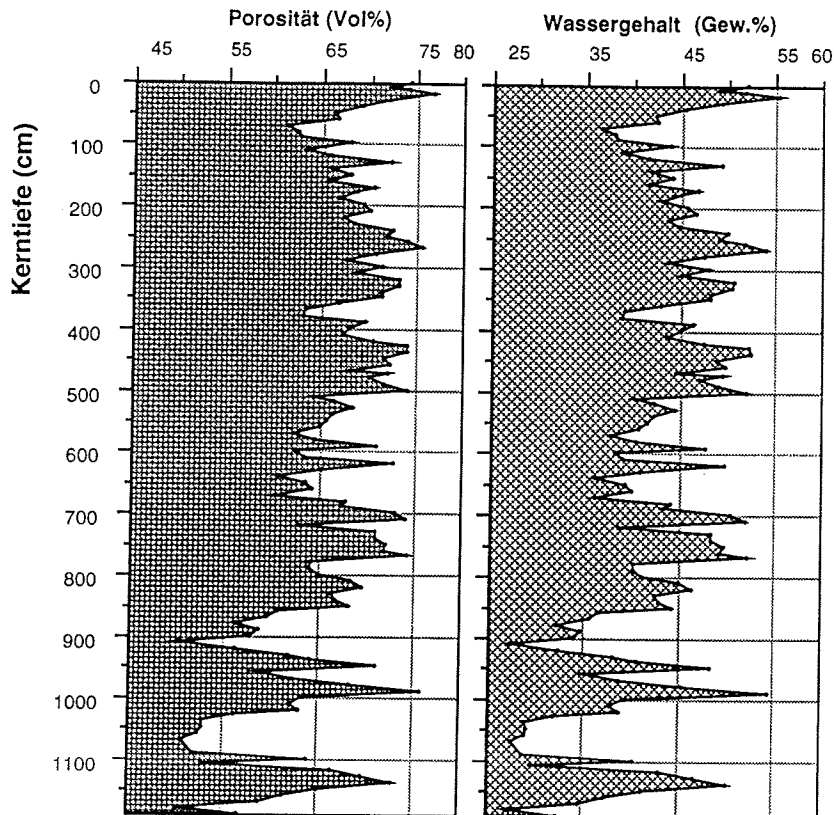


Abb. 19: Wassergehalt und Porositätsverlauf im Kern PS2513-3

4.2.2 Porosität

Die Werte variieren zwischen 50 Vol% und 77 Vol% (Abb. 19). Die Kurven von Porositäts- und Wassergehalt zeigen den gleichen Verlauf. Die Porosität korreliert mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0,99$ sehr gut mit dem Wassergehalt. Die Maxima und Minima von Porosität und Wassergehalt lassen sich mit lithologischen Änderungen (z.B. Diatomeen reichere Horizonte) im Kern erklären.

4.2.3 Sedimentdichten

4.2.3.1 Korndichten

Die Werte liegen infolge der einheitlichen kompositionellen Zusammensetzung des Gesamtsediments in einem Bereich von $2,46 \text{ g/cm}^3$ bis $2,66 \text{ g/cm}^3$ (Abb. 20). Die Korndichte

ist vom detritischen und authigenen Materialbestand und der Zusammensetzung der Biogen-Komponenten abhängig. Im untersuchten Kernmaterial weisen die Werte der Korndichte eine gute negative Korrelation ($r = -0,87$) zum Gehalt an biogenem Opal auf. Höhere Anteile an Radiolarien- bzw. Diatomeengehäuse bewirken aufgrund der niedrigen Dichte von Opal ($2,0$ bis $2,2 \text{ g/cm}^3$) eine Abnahme der Korndichten. Entsprechend fallen die geringsten Werte der Korndichte in 270 , 440 , 990 und 1130 cm Sedimenttiefe mit maximalen Opalgehalten zusammen.

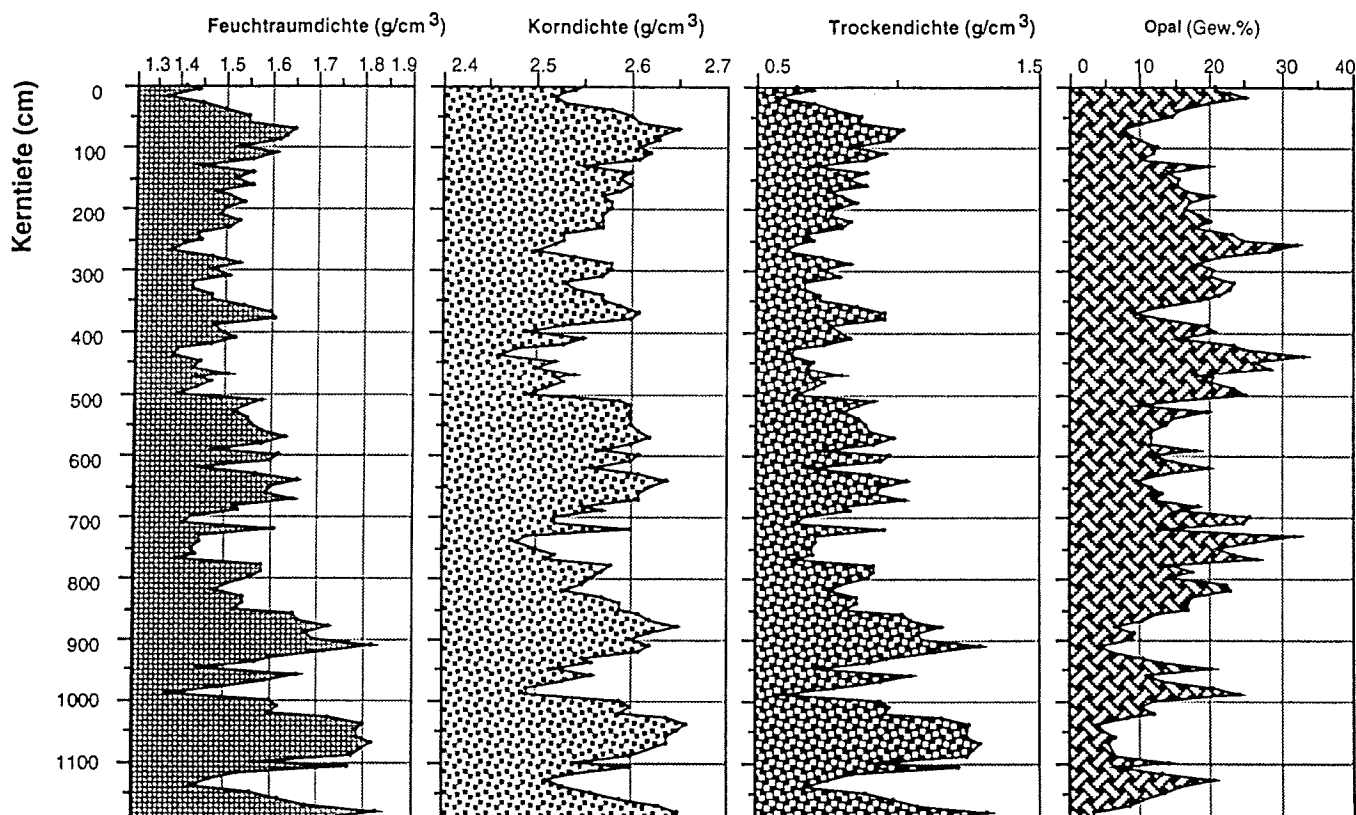


Abb. 20: Sedimentdichten des Kerns PS2513-3

4.2.3.2 Feuchtraumdichte

Die berechneten Werte liegen zwischen $1,37 \text{ g/cm}^3$ und $1,82 \text{ g/cm}^3$ und zeigen einen gegenläufigen Verlauf zu Wassergehalt und Porosität (Abb. 20). Die negative Korrelation zu den Wassergehalten ($r = -0,99$) und zu den Porositäten ($r = -0,99$) ist sehr gut. Da die Korndichten nur sehr geringe Variationen zeigen, sind die Feuchtraumdichten primär vom Wassergehalt abhängig. Eine Abnahme des Wasseranteils bedingt einen Anstieg der Feuchtraumdichte, so liegen sehr hohe Werte von $1,72 \text{ g/cm}^3$ bei besonders niedrigen Wassergehaltswerten (27 Gew.%).

4.2.3.3 Trockendichte

Die Werte der Trockendichte variieren zwischen $0,58 \text{ g/cm}^3$ und $1,4 \text{ g/cm}^3$ (Abb. 20). Die Trockendichte verläuft fast analog zur Feuchtraumdichte, da sie als Funktion aus diesem Parameter und der Porosität berechnet wird. Die Trockendichte ist sehr gut mit der Porosität korrelierbar ($r = -0,99$). Die Trockendichte geht in die spätere Berechnung der Akkumulationsrate mit ein (Kap. 4.9).

4.3 Eistransportiertes Material (IRD)

Der IRD-Gehalt ist ein wichtiger Parameter für glaziomarine Sedimente und lässt Rückschlüsse auf Häufigkeit und Verteilung von detritusführenden Eisbergen zu (GROBE 1987).

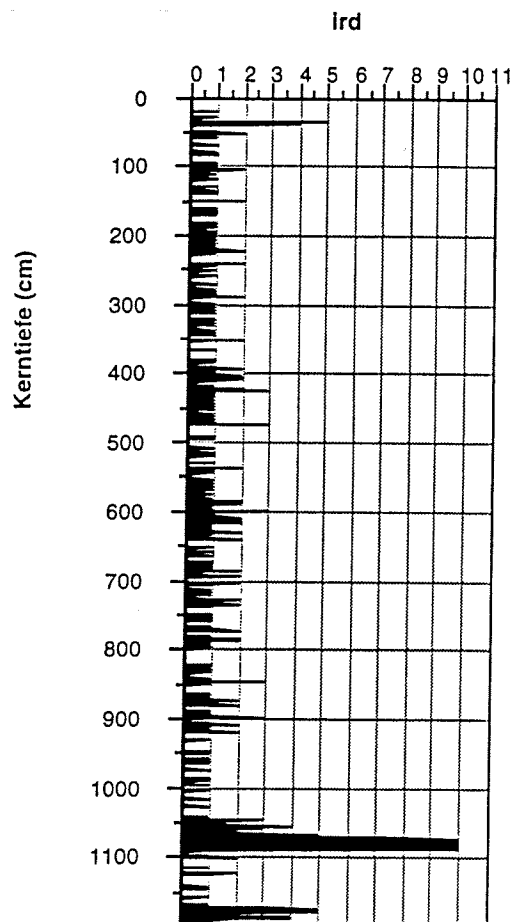


Abb. 21: IRD-Verteilung gegen Tiefe. Der Kiesgehalt wurde in Horizonten von 1 cm Breite ausgezählt und gegen die Tiefe mit Linien entsprechend der Körneranzahl ($> 2 \text{ mm}/10 \text{ cm}^3$) aufgetragen.