

A 960

probe

Spätquartäre Sedimentationsprozesse
in der östlichen Framstraße

DB ✓

Diplom-Arbeit

84 S., 30 Abb., 12 Tab.

vorgelegt am
Fachbereich Geowissenschaften der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Westfälischen Wilhelms-Universität
zu Münster

von
Claudia Müller
aus Gelsenkirchen

Münster/Bremerhaven
im Juni 1995

Vorwort

Die vorliegende Diplomarbeit befaßt sich vorwiegend mit sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen, die im Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) in Bremerhaven durchgeführt wurden. Das bearbeitete Material, marine Sedimente aus der östlichen Framstraße, wurde während der Arktis-Expedition ARK-VIII/2 mit dem Forschungsschiff "Polarstern" im Sommer 1991 gewonnen.

An dieser Stelle möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. D. K. Fütterer (AWI) für die Themenanregung und Betreuung der Diplomarbeit bedanken. Mein herzlicher Dank gilt insbesondere Herrn Dr. H. Grobe (AWI) für die Betreuung, seine stete Diskussionsbereitschaft sowie auch für die Durchsicht des Manuskripts.

Bei Herrn Prof. Dr. K. Poll (Westfälische Wilhelms-Universität Münster) möchte ich mich für seine spontane Bereitschaft, eine marin-geologische Diplomarbeit außerhalb der Universität zu betreuen, sowie für die stete Beratung und für die Durchsicht des Manuskripts bedanken.

Weitere Hilfe erhielt ich durch Herrn Prof. Dr. F. Thiedig, der die Bestimmung der "dropstones" übernahm. Herr Dr. N. Scheele und seine Mitarbeiter (AWI) führten die Bestimmung der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope durch. Frau Dr. M. Segl (Universität Bremen) war verantwortlich für die Präparation der Proben zur ^{14}C -Bestimmung. Auch bei ihnen möchte ich mich an dieser Stelle bedanken.

Mein weiterer Dank gilt natürlich auch allen nicht namentlich genannten Helfern des Alfred-Wegener-Institutes, die mich bei der Arbeit im Labor sowie bei der Ausarbeitung am Computer hilfreich unterstützt haben.

Nicht zuletzt möchte ich meiner Mutter danken, ohne deren Unterstützung mein Studium nicht möglich gewesen wäre.

Für Hannes,
besten Dank für die hervorragende
Betreuung u. Beratung.
Clandia

Kurzfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit besteht darin, weitere Daten zur Rekonstruktion der paläoklimatischen und -ozeanographischen Verhältnisse in der östlichen Framstraße während der letzten 35.000 Jahre zu gewinnen. Dazu wurden am westlichen Kontinentalhang bzw. am Schelf Spitzbergens bei 79°N zwei je etwa 6 m lange Schwerelotkerne (PS2118-2 und PS2121-4) sowie eine ungestörte Sedimentoberfläche (PS2121-2) entnommen. An diesen Kernen wurden sedimentologische und organisch-geochemische Untersuchungen durchgeführt.

Die Stratigraphie des Kernes PS2118-2 beruht auf Sauerstoffisotopen-Kurven, die an planktischen Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.) ermittelt wurden. Diese Isotopenkurven konnten mit bereits veröffentlichten Ergebnissen anderer Kerne aus der östlichen Framstraße korreliert werden. Desweiteren wurden Parameter wie der Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC) und der Anteil der Grobfraktion (> 63 µm) mit datierten Kernen verglichen. Aufgrund zu geringer Foraminiferengehalte in den Proben der Kerne PS2121-4 und PS2121-2 liegen nur lückenhafte Sauerstoffisotopenkurven vor. Zudem ergaben sich aus den Untersuchungen nur wenig variierende Ergebnisse, die keine lithologischen Korrelationen mit anderen Kernen zuließen. Daher kann sich die stratigraphische Zuordnung nur auf ¹⁴C-Datierungen (AMS-Methode) stützen.

Aus der Interpretation der Sedimentparameter können folgende Aussagen für die östliche Framstraße getroffen und bestätigt werden:

- Während des späten Sauerstoffisotopenstadiums 3 werden mit Hilfe des Ostspitzbergenstromes Eisberge in die saisonal offene Framstraße (SPIELHAGEN 1991) transportiert. Die Quelle der Eisberge ist wahrscheinlich in Franz Josef Land zu suchen, da nur im Stadium 3 Smektit-Gehalte von bis zu 20 % auftreten. Smektit wird nach NÜRNBERG *et al.* (in press) aus mesozoischen Basalten und Sedimenten auf Franz Josef Land gebildet. Im Bereich der Stadiengrenze 3/2 soll nach HEBBELN (1991) mindestens zweimal warmes Wasser aus Süden in die Framstraße einfließen. Dadurch lassen sich die Maxima im Calciumcarbonatgehalt gegen Ende des Stadiums 3 erklären.

- Zu Beginn des Stadiums 2 sind erhöhte Gehalte an eistransportiertem Material (IRD) sowie ein hoher Anteil an terrestrischem organischen Kohlenstoff (hohes Verhältnis von TOC zu Stickstoff) festzustellen. Beides bestätigt die Ausdehnung der Gletscher Spitzbergens bis zum Schelfrand (HEBBELN 1991) und die Vergrößerung des Barents-See-Eisschildes (ELVERHØI *et al.*, in press).

- Während der maximalen Vereisung steigt der Gehalt an Calciumcarbonat durch Anlieferung kalkiger Gesteinsfragmente von Spitzbergen auf über 10 % an. Der Rückzug der Gletscher gegen Ende des Stadiums 2 spiegelt sich in erhöhten IRD-Gehalten und einem charakteristischen Schmelzwassersignal wider, das anhand von AMS-¹⁴C-Alter von ELVERHØI et al. (in press) auf etwa 15.000 Jahre vor heute datiert wurde. Während des Überganges vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial (Termination I) wird von der Westküste Spitzbergens viel organischer Kohlenstoff durch Schmelzwasser angeliefert.

- Spätestens zu Beginn des Stadiums 1 erreicht der Einstrom warmen Atlantikwassers ein bedeutendes Ausmaß. Bestätigt wird dies beispielsweise durch die große Anzahl planktischer Foraminiferen und leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. In dem Archivkern der Oberflächenprobe PS2121-2 und dem Schwerelotkern PS2121-4, die beide ausschließlich das Holozän erfaßten, fanden sich häufig marine Organismen wie Muscheln und Schnecken, die die Eisfreiheit des Kongsfjordes seit 10.000 Jahren bezeugen.

Abstract

Detailed sedimentological and geochemical analyses were performed on sediments taken from two gravity cores (PS2118-2 and PS2121-4) and one surface sample (PS2121-2) from the eastern Fram Strait at 79°N to get informations about the paleoclimatic and paleoceanographic conditions through the last 35.000 years.

The analyses comprise sand/silt/clay distribution, content of ice rafted debris, clay mineralogy, and measurements of carbonate, organic carbon, and nitrogen. The stratigraphy is based on oxygen isotope stages, ¹⁴C-dating, and correlation with other sediment cores from the eastern Fram Strait. The sediments from core PS2118-2 represent the time interval from middle isotope stage 3 to recent.

The results can be summarized as follows:

- During isotope stage 3 the Eastspitsbergen Current transports sediment-loaded icebergs in a seasonally open Fram Strait (SPIELHAGEN 1991). Because of a high content of smectite the source of these icebergs probably is Franz Josef Land. At the end of stage 3 HEBBELN (1991) supposes an influence of Atlantic water masses which might be connected with a maximum carbonate content.

- At the beginning of isotope stage 2, a high content of ice-rafted debris as well as a high content of terrigenous organic carbon were recorded. This verifies the extension of the glaciers of Spitsbergen onto the continental shelf (HEBBELN 1991) and a maximum growth of the Barents Sea Icesheet (ELVERHØI *et al.*, in press). During the last glacial maximum the high content of carbonate resulted from high abundances of detrital fragments (limestone and dolomite) probably derived from Spitsbergen. The retreat of the glaciers at the end of stage 2 causes an increase in the content of ice rafted debris. At about 15.000 years B.P. a distinct melt-water signal appears and indicates the onset of deglaciation. This transition from the last glacial maximum to the recent interglacial (Termination I) is documented in decreasing values of $\delta^{18}\text{O}$.

- At least since the beginning of isotope stage 1 the inflow of warmer Atlantic water becomes important.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	3
Kurzfassung/Abstract	4
Inhaltsverzeichnis	7
Verzeichnis der Abbildungen	8
Verzeichnis der Tabellen	9
1. Einleitung und Zielsetzung	10
2. Untersuchungsgebiet	12
2.1 Geographie und Hydrographie	12
2.2 Geologischer Überblick	15
3. Material und Methoden	17
3.1 Kernbearbeitung und Probenahme	18
3.2 Methoden	18
3.2.1 Messung der magnetischen Suszeptibilität	18
3.2.2 Radiographie	20
3.2.3 Wassergehaltsbestimmung	20
3.2.4 Dichtebestimmung	20
3.2.5 Bestimmung von Kohlenstoff und Stickstoff	21
3.2.6 Korngrößenverteilung	22
3.2.7 Tonmineralogie	23
3.2.8 Grobfraction	25
3.2.9 ¹⁴ C-Datierungen	25
4. Ergebnisse	26
4.1 Beschreibung der Kerne	27
4.2 Korngrößenverteilung	29
4.3 Wassergehalt und Trockensedimentdichte	32
4.4 Gehalte an Stickstoff, organischem Kohlenstoff und Calciumcarbonat	33
4.5 Mineralverteilung in der Tonfraktion	34
4.6 Gehalt an eistransportiertem Material	34
4.7 Stabile Isotope und ¹⁴ C	36
5. Stratigraphie	39
5.1 Schwerelotkern PS2118-2	39
5.2 Schwerelotkern PS2121-4	47
6. Diskussion und Interpretation	48
6.1 Sauerstoffisotopenstadium 3	48
6.2 Sauerstoffisotopenstadium 2	51
6.3 Termination I	52
6.4 Holozän	55
7. Literaturverzeichnis	59
8. Anhang	62

Verzeichnis der Abbildungen

		Seite
Abb. 1	Lage des Arbeitsgebietes in der östlichen Framstraße.	11
Abb. 2	Oberflächenströmungen in der Framstraße (aus: HEBBELN 1991).	13
Abb. 3	Hydrographischer Schnitt durch die Framstraße (aus: HEBBELN 1991).	14
Abb. 4	West-Ost-Profil durch die östliche Framstraße bei 79°N (5° bis 12°E).	17
Abb. 5	Bearbeitungsabfolge der Proben.	19
Abb. 6	Röntgen-Diffraktogramm eines Texturpräparates.	24
Abb. 7	Lithologie des Schwerelotkernes PS2118-2.	27
Abb. 8	Lithologie des Schwerelotkernes PS2121-4.	28
Abb. 9	Lithologie des Kernes PS2121-2.	29
Abb. 10	Überblick über die Untersuchungsergebnisse (PS2118-2).	30
Abb. 11	Überblick über die Untersuchungsergebnisse (PS2121-4).	31
Abb. 12	Überblick über die Untersuchungsergebnisse (PS2121-2).	32
Abb. 13	Tonmineralverteilung im Kern PS2118-2.	35
Abb. 14	Tonmineralverteilung im Kern PS2121-4.	35
Abb. 15	Tonmineralverteilung im Kern PS2121-2.	36
Abb. 16	Geographische Lage der korrelierten Kerne.	40
Abb. 17	Korrelation der Sauerstoffisotopenkurven der Kerne 21535-8, NP90-39 und PS2118-2.	42
Abb. 18	Alterseinstufung des Kernes PS2118-2.	43
Abb. 19	Vergleich dreier Kerne (PS2118-2, (2)1290-4 und (2)1314-4) anhand des Gehaltes an organischem Kohlenstoff.	44
Abb. 20	Vergleich dreier Kerne (PS2118-2, (2)1290-4 und (2)1314-4) anhand der Grobfraktion (>63µm).	45
Abb. 21	Reservoir-korrigierte AMS- ¹⁴ C-Alter des Kernes PS2121-4, aufgetragen gegen die Tiefe.	46
Abb. 22	Eisdriftrichtungen für das mittlere Sauerstoffisotopenstadium 3 (aus: SPIELHAGEN 1991).	48
Abb. 23	Oberflächenzirkulationsmuster für das mittlere Stadium 3 (aus: HEBBELN 1991).	49
Abb. 24	Schematische Darstellung der Bedingungen während des Sauerstoffisotopenstadiums 3 westlich von Spitzbergen.	50
Abb. 25	Oberflächenzirkulationsmuster für das frühe Stadium 2 (aus: HEBBELN 1991).	52
Abb. 26	Eisdriftrichtungen für das Sauerstoffisotopenstadium 2 (aus: SPIELHAGEN 1991).	53
Abb. 27	Schematische Darstellung der Bedingungen während des Sauerstoffisotopenstadiums 2 westlich von Spitzbergen.	54
Abb. 28	Oberflächenzirkulationsmuster für die letzten 12.000 Jahre (aus: HEBBELN 1991).	55
Abb. 29	Schematische Darstellung der Bedingungen während des Holozäns westlich von Spitzbergen.	56
Abb. 30	Rezente Ablagerungsbedingungen in der Framstraße (aus: BERNER 1991).	57

Verzeichnis der Tabellen

		Seite
Tab. 1	Quartäre Vereisungsphasen (aus: LINDNER & MARKS 1993).	16
Tab. 2	Geographische Daten der Sedimentkerne.	17
Tab. 3	Tonminerale und die zugehörigen Peakflächen.	23
Tab. 4	^{14}C -Alter der Kerne PS2121-4 und PS2121-2.	38
Tab. 5	Zur lithologischen Korrelation verwendete Kerne.	39
Tab. 6	Anhang: Einzelergebnisse des Kerns PS2118-2.	62
Tab. 7	Anhang: Einzelergebnisse des Kerns PS2118-2: Suszeptibilität.	66
Tab. 8	Anhang: Einzelergebnisse des Kerns PS2118-2: IRD.	70
Tab. 9	Anhang: Einzelergebnisse des Kerns PS2121-4.	73
Tab. 10	Anhang: Einzelergebnisse des Kerns PS2121-4: Suszeptibilität.	77
Tab. 11	Anhang: Einzelergebnisse des Kerns PS2121-4: IRD.	81
Tab. 12	Anhang: Einzelergebnisse des Kerns PS2121-2.	84

1. Einleitung und Zielsetzung

Die nördliche Polarregion hat einen wesentlichen Einfluß auf die ozeanische Zirkulation, welche ihrerseits für das globale Klimasystem von zentraler Bedeutung ist. Ein wichtiger Steuerungsmechanismus für die Klimaveränderungen ist nach CLARK (1990) die Ausdehnung des Meereises im Arktischen Ozean. Die einzige Tiefenwasserverbindung des Arktischen Ozeans zum Atlantik und somit zu den übrigen Weltmeeren ist die Framstraße. Über sie verlaufen wichtige Strömungssysteme, die für einen großen Teil des Wärmetransportes verantwortlich sind. Der von Norden kommende Ostgrönland-Strom (**East-Greenland Current**) führt kaltes, relativ salzarmes Wasser. Die dazu gegenläufige Strömung ist der sogenannte Westspitzbergenstrom (**West-Spitsbergen Current**). Er liefert wärmeres und salzreicheres Wasser aus dem Atlantik.

Für die Isotopenstadien 5e und 5a wird angenommen, daß das atlantische Wasser die Framstraße nur erreichen konnte, als keine permanente Meereisbedeckung vorhanden war (KÖHLER & SPIELHAGEN 1990, SPIELHAGEN 1991). Um weitere Daten aus der östlichen Framstraße zu gewinnen und somit die Ablagerungsbedingungen im späten Quartär rekonstruieren zu können, wurden zwei Schwerelotkerne (**PS2118-2** und **PS2121-4**) sowie eine Sedimentoberfläche (**PS2121-2**) am westlichen Kontinentalhang bzw. am Schelf Spitzbergens (siehe Abb. 1) gewonnen.

Die Stratigraphie der hier bearbeiteten Kerne stützt sich auf stabile Sauerstoff-Isotope, ^{14}C -Alter und lithologische Korrelationen mit anderen Sedimentkernen aus der östlichen Framstraße (HEBBELN 1991, SPIELHAGEN 1991, ELVERHØI *et al.*, in press). Datierungen mit Hilfe stabiler Isotope, die an den linksgewundenen planktischen Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* gemessen werden, beruhen auf der Korrelation mit Isotopenkurven aus niederen Breiten (IMBRIE *et al.* 1984). Den Grenzen der Sauerstoff-Isotopenstadien wurden unter anderem von MARTINSON *et al.* (1987) durch ^{14}C -Datierungen jeweils absolute Alter zugeordnet, die auch in dieser Arbeit Verwendung finden. Neben den sedimentologischen Bestimmungen (Dichte, Wassergehalt, Korngrößenverteilung und Mineralverteilung in der Tonfraktion) dienen auch die geochemischen Parameter wie Carbonatgehalt, Gehalt an Stickstoff und organischem Kohlenstoff zur Interpretation und zum Vergleich mit bereits veröffentlichten Daten.

In dieser Arbeit soll folgenden Fragen nachgegangen werden:

- Spiegeln die sedimentologischen Parameter die Glazial-Interglazial Schwankungen wider?
- Erlauben die Untersuchungen eine Rekonstruktion der paläozeanographischen Zirkulation in der östlichen Framstraße während der letzten 35000 Jahre?
- Lassen sich aufgrund der Untersuchungsergebnisse paläoglazilogische Aussagen zur Ausdehnung der Gletscher Westspitzbergens machen?

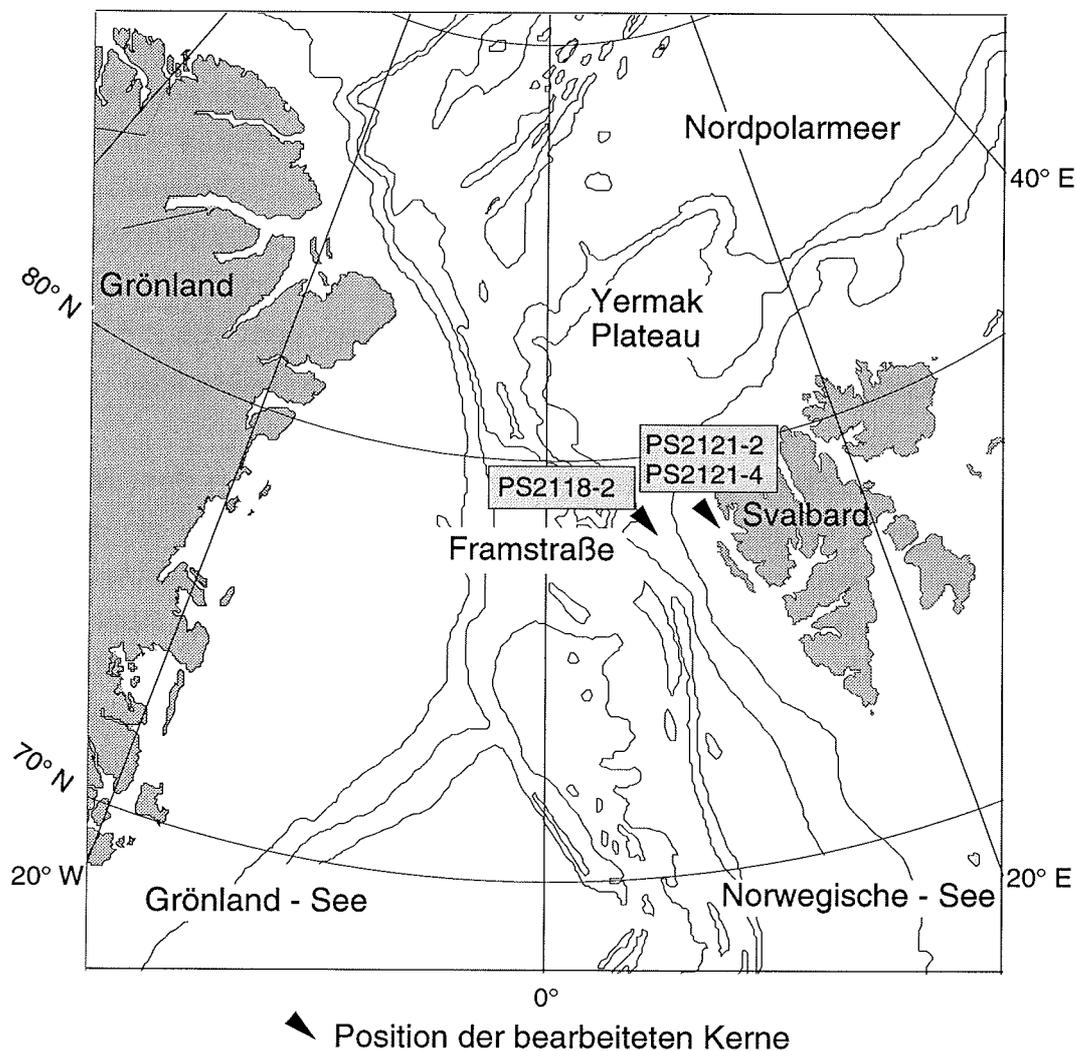


Abb. 1 Lage des Arbeitsgebietes in der östlichen Framstraße

2. Untersuchungsgebiet

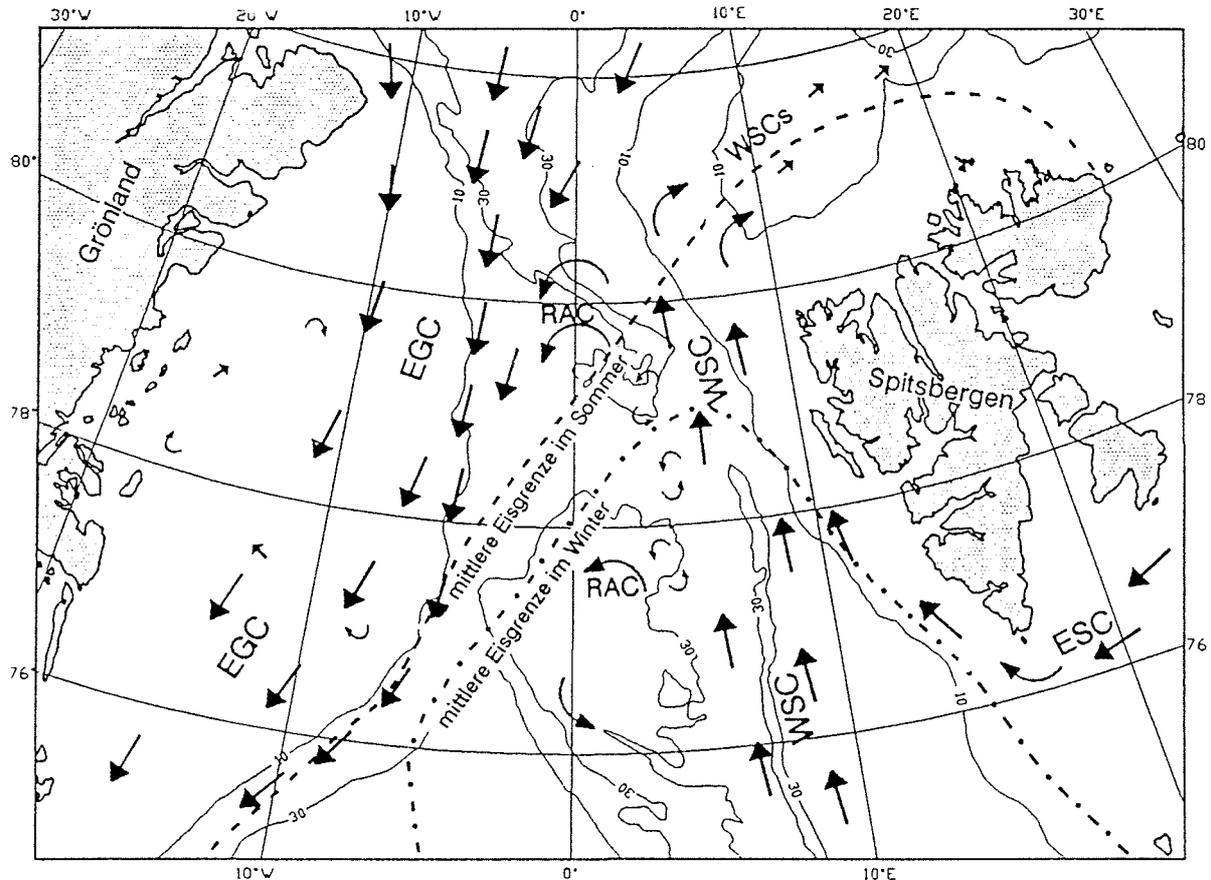
2.1 Geographie und Hydrographie

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Framstraße, welche im Westen durch Grönland und im Osten durch Svalbard begrenzt wird (siehe Abb. 1). Spitzbergen ist die größte Insel des Svalbard Archipels, das sich von 74° bis 81°N und 10° bis 35°E zwischen Norwegen und dem Nordpolarmeer erstreckt. Im Vergleich zu Nordost-Grönland herrscht auf Spitzbergen ein milderes Klima vor. Die Jahresdurchschnittstemperaturen, die an der Station Ny Ålesund gemessen wurden, lagen bei minus 6°C. Dies sind etwa 6 bis 8°C mehr als im Nordosten Grönlands (WERNER 1988).

Die bearbeiteten Kerne entstammen einem Profil am westlichen Kontinentalrand Spitzbergens. Es liegt bei ca. 79°N, direkt östlich des Kongsfjordes, zwischen 2° und 11°E. An den relativ schmalen Schelf Westspitzbergens (Breite: 60 bis 85 km) schließt sich mit einer Neigung von bis zu 5° ein verhältnismäßig steiler Kontinentalhang an (ELVERHØI *et al.*, in press). Die durchschnittlich etwa 2500 m bis maximal 5570 m tiefe Framstraße (HEBBELN 1991), die einzige Tiefenwasser-Verbindung zwischen dem Europäischen Nordmeer und dem Atlantik, geht im Südwesten in die Grönland-See und im Südosten in die Barents-See über.

Der größte Teil des Wärme- und Massenaustausches zwischen dem Nordpolarmeer und dem Atlantik findet über die Framstraße statt (AAGARD *et al.* 1973). Der oberflächennahe Westspitzbergenstrom (**WSC**), liefert relativ warmes (>3°C) Atlantikwasser mit höherem Salzgehalt (>35‰) und sorgt für weitgehende Eisfreiheit nahe der Westküste Spitzbergens (ELVERHØI *et al.*, in press) (Abb. 2). Im Bereich der nördlichen Framstraße sinkt das Wasser mit zunehmender Abkühlung und somit steigender Dichte ab und fließt als abgesunkener Westspitzbergenstrom (**WSCs**) über das Yermak Plateau in das Nordpolarmeer. Von der Barents-See wird durch den Ostspitzbergenstrom (**East-Spitsbergen Current**) schubweise kaltes Schelfwasser um Spitzbergen herum nach Norden geführt.

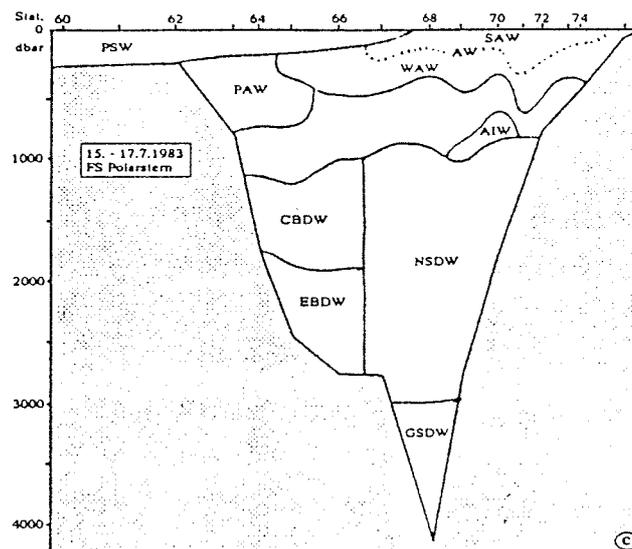
Der gegenläufige Oberflächenstrom in der Framstraße, der Ostgrönlandstrom (**EGC**), erreicht eine Breite von etwa 100 km und führt sehr kaltes ($<0^{\circ}\text{C}$), schwach salzhaltiges ($<32\text{‰}$) Wasser mit sich (ELVERHØI *et al.*, in press). Bei starken Winden kann mit dem Strom Packeis kilometerweit nach Süden transportiert werden. Ein Teil des ursprünglich nach Norden fließenden Atlantikwassers wird durch Verwirbelungen in der zentralen Framstraße als Atlantischer Rückstrom (**Return Atlantic Current**) nach Süden geleitet.



- EGC: Ostgrönlandstrom
 ESC: Ostspitzbergenstrom
 RAC: Atlantischer Rückstrom
 WSC: Westspitzbergenstrom
 WSCs: abgesunkener Westspitzbergenstrom

Abb. 2 Oberflächenströmungen in der Framstraße (aus: HEBBELN 1991)
 (Tiefenangaben in $\text{m} \cdot 100$)

Unterhalb des Atlantischen Zwischenwassers (**A**tlantic **I**ntermediate **W**ater) setzen die Tiefenwasserströmungen ein, die die Ablagerungsbedingungen am Kontinentalhang beeinflussen. In etwa 1000 m Wassertiefe verläuft das Norwegische-See-Tiefenwasser (**N**orwegian **S**ea **D**eep **W**ater), welches das in der Grönland-See neu gebildete Tiefenwasser (**G**reenland **S**ea **D**eep **W**ater) überlagert (siehe Abb 3).



- AIW: Atlantisches Zwischenwasser
- AW: Atlantisches Wasser
(SAW: Sommerwasser; WAW: Winterwasser)
- CBDW: Kanadisches-Becken-Tiefenwasser
- EBDW: Eurasisches-Becken-Tiefenwasser
- GSDW: Grönland-See-Tiefenwasser
- NSDW: Norwegische-See-Tiefenwasser
- PAW: Polares Atlantikwasser
- PSW: Polares Sommerwasser

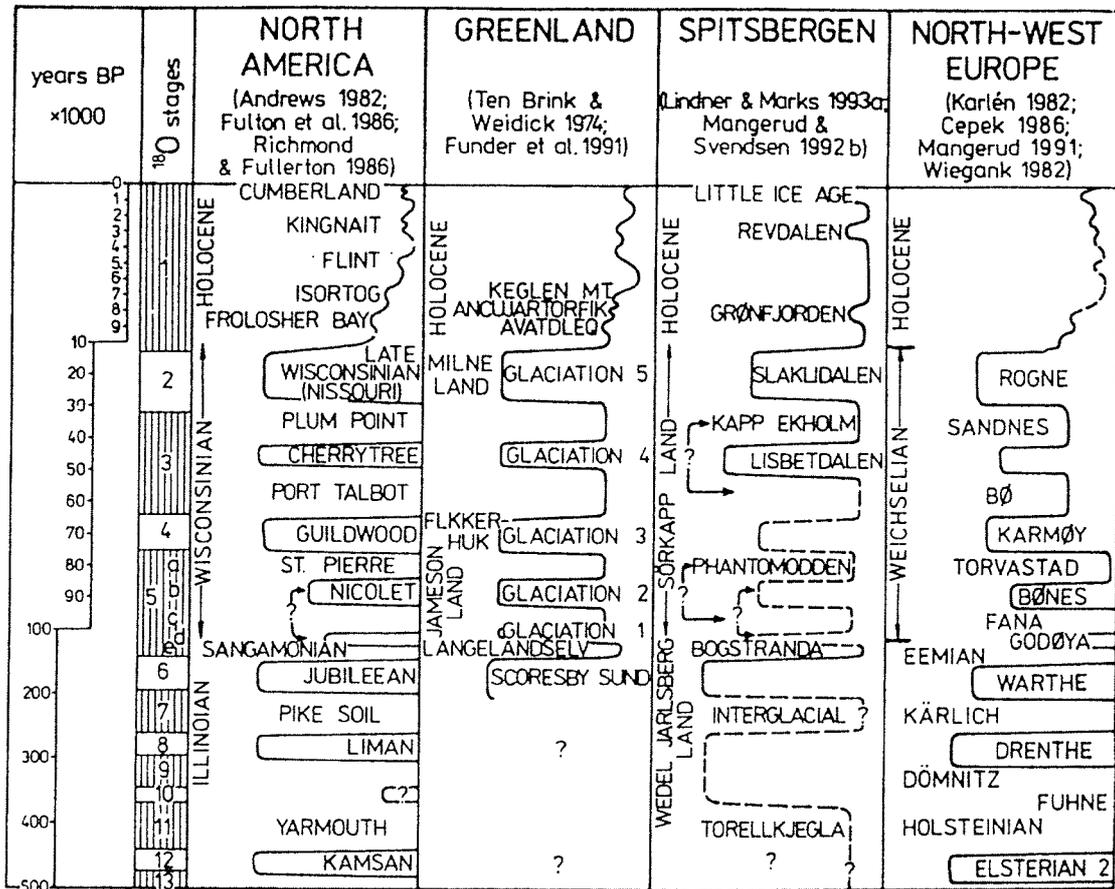
Abb. 3 Hydrographischer Schnitt durch die Framstraße (aus: HEBBELN 1991)

2.2 Geologischer Überblick

Die Geologie des Svalbard Archipels war bis zum Eozän eng an die Entwicklung Grönlands gebunden. Die ältesten Gesteine gehören der **Hekla Hoek** Formation an, die sich aus metamorphen, jungproterozoischen bis silurischen Abfolgen zusammensetzt. Nach der **kaledonischen Faltungsphase** wurden im **oberen Silur** und **Devon** klastische Sedimente abgelagert. Im **oberen Devon** folgte eine weitere gebirgsbildende Phase, die **Svalbard-Faltung**. Die **karbonopermen** Gesteine wurden zunächst unter terrestrischen, später unter marinen Bedingungen abgelagert. Überwiegend klastische Gesteine, in die auch wenige Kalksteine eingeschaltet sind, gehören in die **Trias** und den **unteren Jura**. Beispielsweise sind nahe Ny Ålesund kleine "**Tertiär**"-Vorkommen aufgeschlossen, die unter anderem Kohleflöze führen (stratigraphischer Überblick nach HJELLE & LAURITZEN 1982).

Erst im Zuge der Atlantiköffnung trennte sich Svalbard während des **Eozäns** von Grönland ab. Aufgrund der Meeresbodenspreizung und dextraler Blattverschiebungen entstand die Framstraße. Mit der Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke vor etwa 3 Millionen Jahren (SHACKLETON & OPDYKE 1977) floß erstmals atlantisches Wasser bis in den nördlichen Polarbereich. Das warme Wasser verursachte aufgrund seiner höheren Verdunstungsrate größere Niederschlagsmengen, die für den Aufbau der Eiskappen verantwortlich waren (KENNETT 1982).

Das älteste auf dem Svalbard Archipel nachgewiesene Interglazial, das dem europäischen Holstein entspricht, wird auf etwa 400.000 Jahre vor heute datiert und als **Torellkjegla** Interglazial bezeichnet (Tab. 1). Während des **Wedel Jarlsberg Land** Glazials (etwa von 300.000 bis 130.000 Jahre vor heute) entstanden marine und auch terrestrische Ablagerungen. Dieses Glazial entspricht der Saale-Vereisung. Anschließend, vor 130.000 bis 100.000 Jahren, herrschte wieder ein milderes Klima, welches als Eem-Interglazial, auf Spitzbergen als **Bogstranda** Interglazial bezeichnet wird. Die **Sørkapp Land** Vereisung begann vor etwa 100.000 Jahren. Entsprechend der europäischen Weichsel-Vereisung sind auch hier mehrere Glaziale mit wärmeren Intervallen zu unterscheiden. Desgleichen sind im Holozän im Norden Spitzbergens noch mindestens drei Gletschervorstöße nachgewiesen (Vereisungsphasen nach LINDNER & MARKS 1993).



Tab. 1 Quartäre Vereisungsphasen. Ein Vergleich zwischen Nordamerika, Grönland, Spitzbergen und Nordwesteuropa (aus: LINDNER & MARKS 1993).

Auch heute noch ist Svalbard zu etwa 60 % von Gletschern bedeckt (ELVERHØI *et al.*, in press). Allerdings sind die Küstenbereiche sowie die Fjorde Westspitzbergens mindestens seit Beginn des Holozäns eisfrei (LEHMAN & FORMAN 1992). Die tiefen Fjorde fungieren häufig als Sedimentfallen. So sind nach ELVERHØI *et al.* (in press) Sedimentationsraten von 15 bis 75 cm pro 1000 Jahre keine Seltenheit.

3. Material und Methoden

Die Arktis-Expedition ARK VIII/2 mit dem Forschungsschiff "Polarstern" führte im Sommer 1991 von Tromsø/Norwegen zunächst in die Barents-See. Von dort aus wurde das Svalbard Archipel umfahren (RACHOR 1992). Dabei wurden an der Westküste Spitzbergens in einem Ost-West-Profil mit Hilfe eines Schwerelotes (PS2118-2 und PS2121-2) sowie mit einem Kastengreifer (PS2121-2) Sedimentproben genommen (Tab. 2).

Kern-Nr.	Gerät	Latitude	Longitude	Wassertiefe	Kernlänge	Probenanzahl
PS2118-2	Schwerelot	79° 01,6' N	06° 40,0' E	1306 m	6,32 m	75
PS2121-2	Schwerelot	79° 01,5' N	10° 43,0' E	337 m	6,23 m	70
PS2121-4	Großkastengreifer	79° 01,6' N	10° 45,0' E	339 m	0,39 m	9

Tab. 2 Geographische Daten der Sedimentkerne.

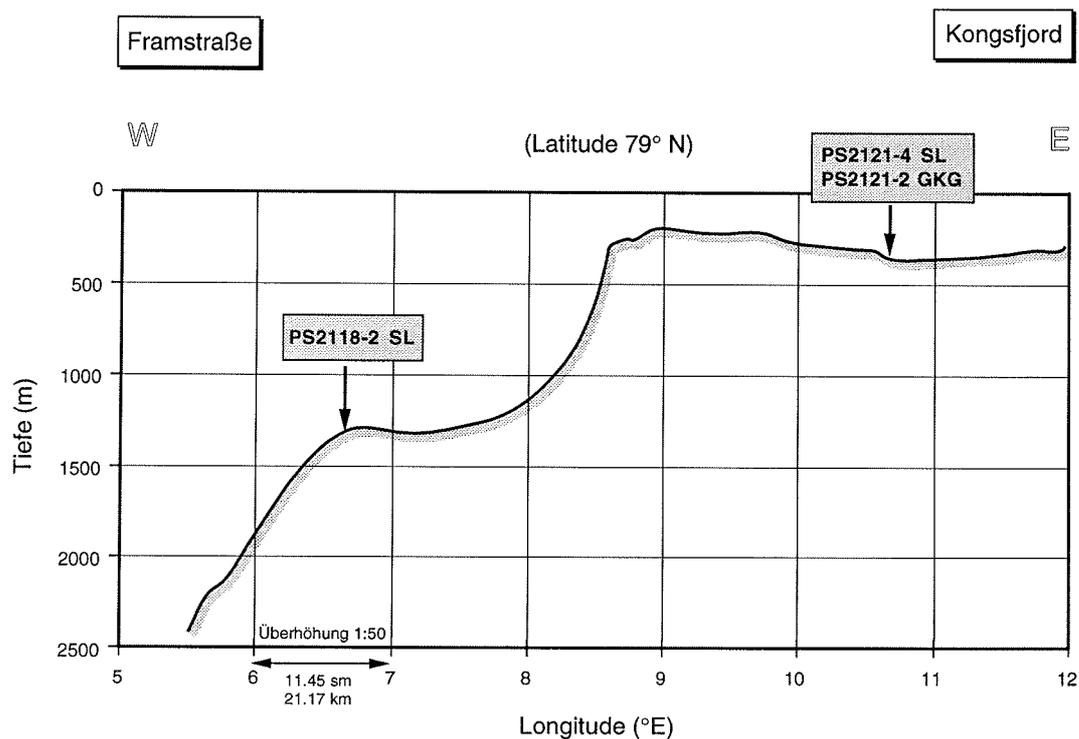


Abb. 4 West-Ost-Profil durch die östliche Framstraße bei 79°N (5° bis 12°E).

3.1 Kernbearbeitung und Probennahme

Die im Durchmesser 12 cm großen Schwerelotkerne wurden noch an Bord beschriftet und in maximal 1 m lange Segmente zerlegt. Aus der mit dem Großkastengreifer gewonnenen Sedimentoberfläche wurde mit PVC-Linerstücken (Innendurchmesser 12 cm) ein Archivkern gezogen. Nach der Messung der magnetischen Suszeptibilität an der AWI-Meßbank wurden alle Kerne bis zur weiteren Bearbeitung bei +4°C gelagert.

Im Labor wurden die Kernsegmente geöffnet und längsseits in eine Archiv- und eine Beprobungshälfte geteilt. Die Oberflächen wurden geglättet und anschließend das Gefüge und die Farbe des Sedimentes (MUNSELL SOIL COLOR CHART, 1954) beschrieben. Nach der photographischen Aufnahme beider Hälften wurden kontinuierlich 1 cm dicke Sedimentscheiben für Röntgenaufnahmen entnommen. Aufgrund der lithologischen Beschreibung wurden die Beprobungstiefen festgelegt, wobei der Probenabstand 6 bis 10 cm betrug. Das Bearbeitungsschema sowie die verwendeten Methoden sind in Abbildung 5 aufgeführt.

3.2 Methoden

3.2.1 Magnetische Suszeptibilität

Die Suszeptibilität ist ein sedimentphysikalischer Parameter, der an den 1 m langen, ungeöffneten Kernabschnitten gemessen wurde. Er stellt ein Maß für die Magnetisierbarkeit von Körpern dar und wird in 10^{-5} SI-Einheiten (m^3/m^3) angegeben. Hohe Suszeptibilitätswerte werden beispielsweise durch Eisenminerale wie Magnetit oder auch Hämatit hervorgerufen. Dagegen sinken die Werte bei hohem Gehalt an organischem Material und Quarz. Die magnetische Suszeptibilität wurde mit Hilfe einer Ganzkern-Meßbank in 1 cm-Schritten ermittelt.

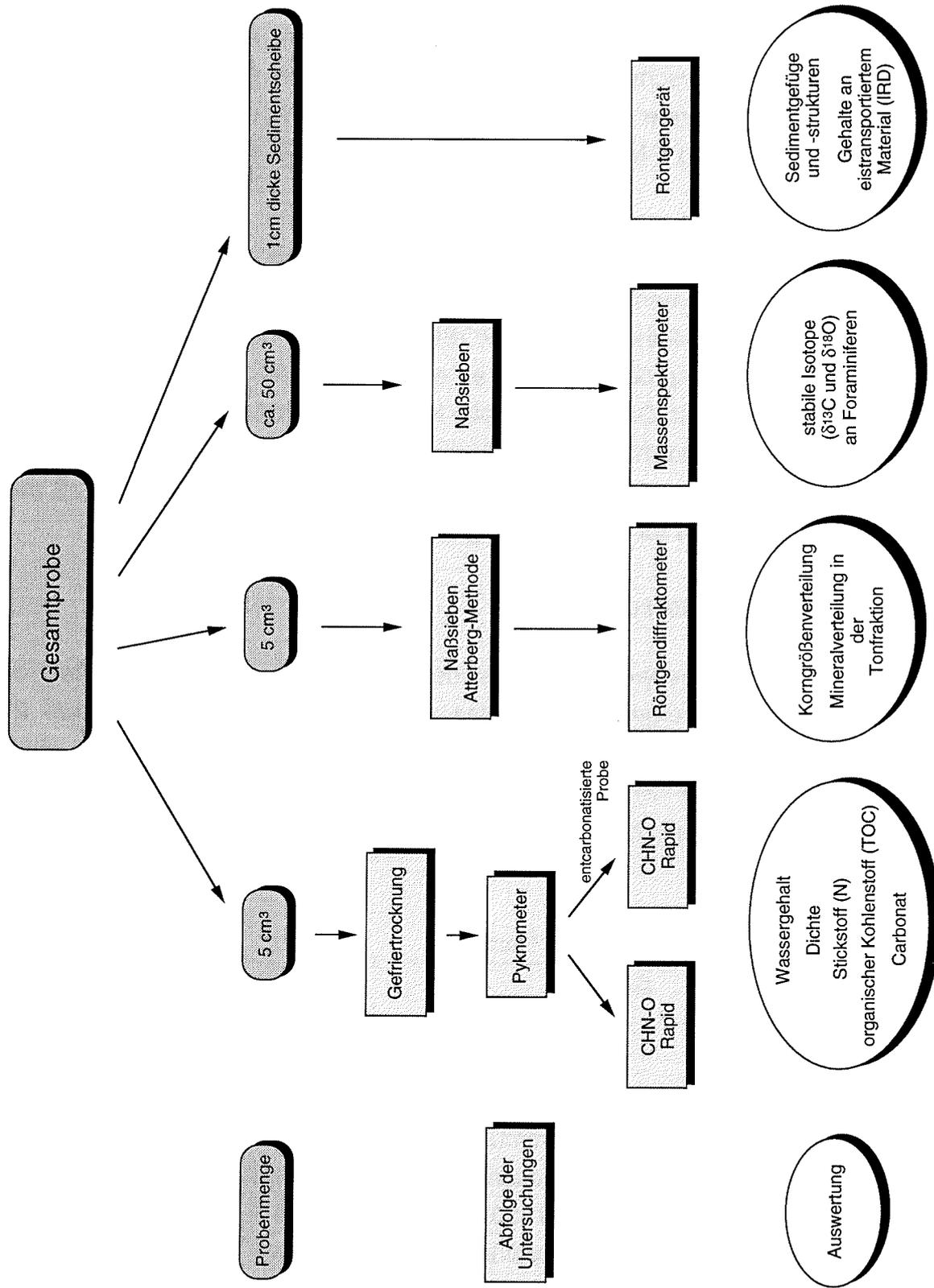


Abb. 5 Bearbeitungsabfolge der Proben.

3.2.2 Radiographie

Von der Arbeitshälfte wurden an 1 cm dicke Sedimentscheiben (Länge: maximal 25 cm, Breite: 11 cm) für strukturelle Untersuchungen entnommen und zur Archivierung luftdicht verschweißt. An einem Röntgengerät (HP 43855A, Faxitron Serie) wurden die Präparate bei einer Spannung von 40 kV und einer Stromstärke von 3 mA zwischen 3 und 4 Minuten auf Fotomaterial (AGFA Gevaert Structurix D4) belichtet.

Die Radiographien erlauben eine genauere Beschreibung des Sedimentgefüges, insbesondere der bioturbaten Strukturen, als es anhand der visuellen Beschreibung möglich ist. Nach der Methode von GROBE (1986) wurden die Radiographien außerdem zur Bestimmung des Gehaltes an eistransportiertem Material (IRD = "Ice Rafted Debris") verwendet. Dazu wurden alle Körner, die größer als 2 mm waren, an den Radiographien ausgezählt, so daß sich die Anzahl Kieskörner pro 10 cm³ ergab. Bei dieser Methode wird davon ausgegangen, daß der Gehalt an Körnern (>2 mm) im Sediment repräsentativ für die Verteilung des IRD im Kern ist.

3.2.3 Wassergehaltsbestimmung

Direkt nach der Probenentnahme aus dem Kernsegment wurden 5 cm³ der nassen Probe in ein vorgewogenes Glas gefüllt und ausgewogen. Nach 24-stündigem Tiefgefrieren wurde die Probe ebenfalls 24 Stunden in einem Gefriertrockner (Alpha II-12) getrocknet und anschließend erneut gewogen. Der prozentuale Wassergehalt, bezogen auf das Naßgewicht, ergibt sich somit aus folgender Gleichung:

$$\text{Wasser (\%)} = \frac{\text{Probe}_{\text{naß}} - \text{Probe}_{\text{trocken}}}{\text{Probe}_{\text{naß}}} * 100 \quad (1)$$

3.2.4 Dichtebestimmung

Nach erfolgter Wassergehaltsbestimmung wurde die trockene Probe analysenfein gemörsert. Die Bestimmung der Trockensedimentdichte erfolgte an einem Pyknometer (MICROMERITICS, AccuPyc 1330). Dazu wurde die Probe eingewogen und nach der Angabe der Einwaage das Volumen vollautomatisch bestimmt. Aus diesen beiden Werten errechnete sich die Dichte. Aus den gemessenen Wassergehalten und Trockensedimentdichten können weitere Parameter wie Porosität und Feuchtraumdichte errechnet werden, die in die Berechnung der Akkumulationsraten eingehen.

3.2.5 Bestimmung der Stickstoff- und Kohlenstoffgehalte

Zur Messung der Stickstoff- und Kohlenstoffanteile wurde ein Elementaranalysator (HERAEUS CHN-O Rapid) verwendet, da bei diesem Gerät sowohl der Kohlenstoff- als auch der Stickstoffgehalt an einer Probe ermittelt werden konnte. Ein Teil der trockenen, gemörserten Probe (etwa 30 bis 50 mg) wurde in ein Zinn-Schiffchen eingewogen. Das Zinn dient bei der Analyse als Katalysator und erzeugt nahe der Probe Verbrennungstemperaturen um 1400°C. Die bei dem Aufschluß entstandenen Stickoxide und das Kohlendioxid werden mittels eines Helium-Trägergasstromes über einen Kupferdraht geleitet, an dem die Reduktion der Stickoxide zu elementarem Stickstoff (N₂) erfolgt. Nach dem Abfangen des Kohlendioxides wird zunächst der Stickstoff, danach das wieder freigegebene Kohlendioxid an einem Wärmeleitfähigkeits-Detektor (WLD) gegen einen nicht kontaminierten Heliumgasstrom gemessen. Die Standardabweichung des Gerätes für Stickstoff und für den berechneten Kohlenstoff liegt jeweils bei 0,2%.

Da der Kohlenstoff in den Proben sowohl organischer als auch anorganischer Herkunft sein kann, folgte der Messung des Gesamt-Kohlenstoffes (**Total Carbon**) eine zweite an entcarbonatisierter Substanz zur Bestimmung des organischen Kohlenstoffes (**Total Organic Carbon**). Dazu wurde einem Teil des Probenmaterials das Kohlendioxid durch Zusatz von Salzsäure (HCl, 10 %ig) ausgetrieben. Durch mehrmaliges Dekantieren und Auffüllen mit demineralisiertem Wasser wurde die überschüssige Salzsäure entfernt und dadurch die Probe wieder neutralisiert.

Der gemessene Gehalt an organischem Kohlenstoff (**TOC'**) liegt aufgrund des ausgetriebenen, anorganischen Kohlenstoffes zu hoch. Daher erfolgt eine Korrektur nach folgender Formel:

$$\text{TOC (\%)} = \frac{100 - 8,333 \cdot \text{TC}}{\frac{100}{\text{TOC}' - 8,333}} \quad (2)$$

TC: Gesamt-Kohlenstoff
 TOC': gemessener organischer Kohlenstoff
 TOC: organischer Kohlenstoff, korrigiert

Die Berechnung des Carbonatanteils bezieht sich mit dem Faktor 8,333 auf Calciumcarbonat (Verhältnis der Molgewichte von Kalk und Kohlenstoff). Liegt aber ein Teil des Carbonats als Dolomit vor, kann sich der Faktor auf bis zu 15,353 für reinen Dolomit erhöhen. Bei diesem Verfahren ist allerdings keine Unterscheidung zwischen biogenem Carbonat (Kalkschalen) und carbonatischen Gesteinsfragmenten möglich.

$$\text{Carbonat (\%)} = (\text{TC} - \text{TOC}) * 8,333 \quad (3)$$

Obwohl die Salzsäure in verdünnter Form eingesetzt wurde, bestand trotzdem die Möglichkeit, daß labile organische Komponenten gelöst und beim Dekantieren verworfen wurden. Es wurde aber davon ausgegangen, daß dieser Anteil innerhalb der Fehlergrenze lag. Daher wurden keine Untersuchungen über das Lösungsverhalten organischer Substanzen in Salzsäure vorgenommen.

3.2.6 Korngrößenverteilung

Etwa 5 cm³ des nassen Probenmaterials wurden mit 100 ml demineralisiertem Wasser und 100 ml Wasserstoffperoxid (H₂O₂, 10%ig) versetzt und auf einer Schüttelmaschine dispergiert. Da das enthaltene organische Material die Trennung der Fraktionen sowie die Herstellung von Texturpräparaten aus der Tonfraktion stören würde, wurde Wasserstoffperoxid zur materialschonenden Oxidation eingesetzt. Nach 24 Stunden Reaktionszeit wurden etwa 3 ml Essigsäure (CH₃COOH, konz.) zugegeben, um das entstandene Kohlendioxid auszutreiben. Die Abtrennung der Sand- und Kiesfraktion erfolgte durch Naßsieben über ein Sieb mit der Maschenweite 63 µm. Nach dem Trocknen des Siebrückstandes wurden die Kieskörner ausgelesen und beide Fraktionen separat gewogen.

Die aufgefangene Fraktion kleiner 63 µm wurde mit Hilfe der Atterberg-Methode in Silt- und Tonfraktion getrennt. Der Methode nach Atterberg liegt das Stokes'sche Gesetz zugrunde, aus dem sich die Sinkgeschwindigkeiten der verschiedenen Korngrößen bei gegebener Fallhöhe und Temperatur berechnen lassen. Um die Fehler möglichst gering zu halten, sollten sich die Proben in einem dunklen, erschütterungsfreien Raum bei konstanter Temperatur absetzen können.

Durch 10 bis 12maliges Aufschütteln mit schwach verdünnter Ammoniak-Lösung (NH₃, 0,003 %ig) und Absaugen der verbleibenden Suspension nach der Sedimentationszeit konnte der Tonanteil in der Siltfraktion auf wenige Prozent (5 bis 8 %) reduziert werden. Die Tonfraktion wurde zur Fällung mit Magnesiumchlorid-Lösung (MgCl₂, 50 %ig) versetzt und überschüssige Chlorid-Ionen durch zweimaliges Zentrifugieren mit demineralisiertem Wasser wieder ausgewaschen. Anschließend wurden die Silt- und Tonfraktionen getrocknet und gewogen. Die Tonfraktionen wurden später für die Bestimmung der Tonmineralverteilung weiterverwendet (Kap. 3.2.7). Aus den Trockengewichten von Sand, Silt und Ton ergab sich dann die prozentuale Korngrößenverteilung des lithogenen, carbonatfreien Materials. Dabei mußte berücksichtigt werden, daß die

Anteile der Siltfraktion aufgrund der unvollständigen Abtrennung der Tonfraktion um bis zu 8 % zu hoch lagen. Eine Untersuchung der Korngrößenverteilung innerhalb der Siltfraktion bzw. auf den restlichen Tongehalt wurde jedoch nicht vorgenommen. Ein Vergleich der Siltanteile war trotzdem zulässig, da alle Proben nach der gleichen Methode bestimmt wurden.

3.2.7 Tonmineralogie

Die mit Hilfe der Atterberg-Methode gewonnene Tonfraktion wurde gemörsert und, da frei von organischer Substanz (Kap. 3.2.6), für die Herstellung eines Texturpräparates verwendet. Dazu wurden etwa 40 mg der Probe mit 3 ml demineralisiertem Wasser und 1 ml Molybdänsulfid-Standard-Lösung (0,4 g MoS₂ pro L Wasser) versetzt und dispergiert. Die Festphase wurde über einen Membranfilter (0,15 µm Porenweite) von der Suspensionsflüssigkeit getrennt und bei 60°C im Trockenschrank getrocknet. Danach wurde das Präparat mit doppelseitigem Klebeband auf einen Aluminium-Objektträger geklebt und etwa 24 Stunden unter Wärmezufuhr mit Ethylenglykol-Dampf behandelt, um quellfähige Tonminerale, wie beispielsweise Smektit, bestimmen zu können.

Die Messung des Texturpräparates erfolgte an einem Röntgendiffraktometer (PHILIPS, PW 1729) mit Kobalt K α -Strahlung im Bereich von 2 bis 40° 2 θ mit einer Geschwindigkeit von 0,02° 2 θ /sec. Da sich die Peaks von Chlorit und Kaolinit bei diesem Meßverfahren überschneiden, wurde zur besseren Auflösung ein zweiter Bereich von 28 bis 30,5° 2 θ mit 0,005° 2 θ /sec gefahren.

Mit Hilfe des Programmes "MacDiff" (Petschik, unveröff. Software) erfolgte die rechnergesteuerte Auswertung. Das Spektrum wurde dabei automatisch auf den Peak des internen Standards Molybdänsulfid korrigiert. Nach Subtraktion des Rauschuntergrundes wurden die den einzelnen Mineralen zugeordneten Peakflächen integriert (Tab. 3). Als Smektit wurden hier alle Tonminerale bezeichnet, die nach der Behandlung mit Ethylenglykol einen Peak bei 17 Å aufwiesen.

Mineral	Peak-Maximum	Formel zur Gesamtflächenberechnung
Smektit	17 Å	1 * 17 Å-Fläche
Illit	10 Å	4 * 10 Å-Fläche
Chlorit	4,72 Å bzw. 7,05 Å	2 * (5 * 4,72 Å-Fläche)
Kaolinit	3,54 Å bzw. 4,72 Å	2 * (3,54 Å-Fläche-(2,5 * 4,72 Å-Fläche))
		Σ Smektit, Illit, Chlorit, Kaolinit = 100%

Tab. 3 Tonminerale und die zugehörigen Peakflächen

Das Auswerteprogramm "MacDiff" sieht je nach Verhältnis von Kaolinit zu Chlorit verschiedene Auswertemethoden vor:

1. Wenn das Verhältnis von Kaolinit zu Chlorit größer als 2 ist, wird die linke Hälfte des linken Peaks verdoppelt und als Fläche des Kaolinit angesehen. Die Peakfläche für Chlorit ergibt sich aus der Differenz von der Gesamtfläche minus der Fläche von Kaolinit.
2. Ist das Verhältnis Kaolinit zu Chlorit kleiner als 0,5, wird die rechte Seite des rechten Peaks verdoppelt. Die Fläche des Kaolinit ergibt sich wiederum aus der Differenz zwischen der Gesamtfläche und der Fläche für Chlorit.
3. Liegt das Verhältnis von Kaolinit zu Chlorit zwischen 0,5 und 2, so werden die Peakintensitäten zur Auswertung genutzt.

Eine Gegenüberstellung der drei Verfahren lieferte abweichende, nicht vergleichbare Ergebnisse. Beispielsweise ergaben sich bei niedrigem Kaolinitgehalt je nach Methode zu geringe Chloritgehalte. Da im allgemeinen die Intensität der Peaks zur Berechnung verwandt wird, wurde auch bei dieser Arbeit eine Auswertung nach Intensitäten vorgenommen.

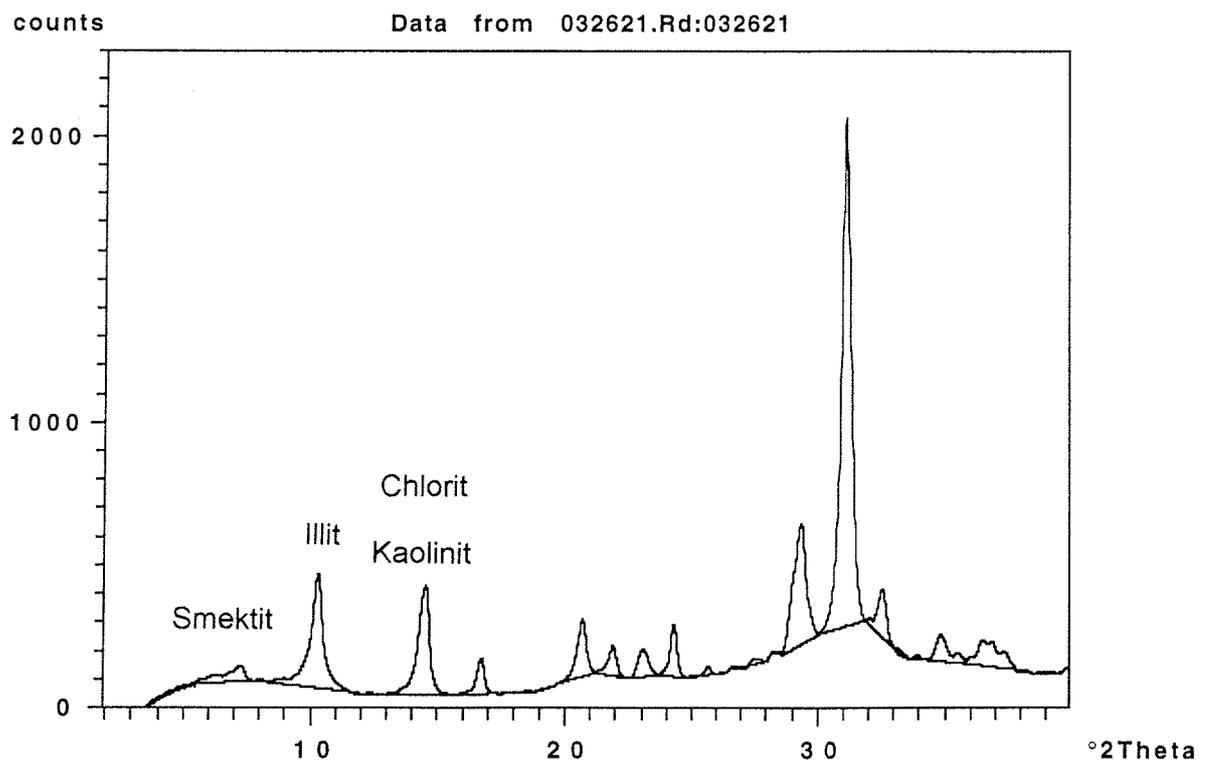


Abb. 6 Röntgen-Diffraktogramm eines Texturpräparates.

3.2.8 Grobfraktion

Zur Bestimmung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurden etwa 50 cm³ der Probe über ein 63 µm-Sieb naßgesiebt, der Siebrückstand aufgefangen und getrocknet. Unter einem Binokular wurden aus der Teilfraktion 125 bis 250 µm planktische Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (Ehrenberg) ausgelesen. Die für die Messung notwendigen 7 bis 8 Exemplare sollten möglichst vollständig, ohne Lösungserscheinungen und sekundäres Kristallwachstum sein und wurden dementsprechend ausgewählt.

Die Foraminiferen wurden mit Orthophosphorsäure (H₃PO₄, konz.) versetzt, so daß Kohlendioxid frei wurde. Dieses wurde in Kühlfallen getrocknet und in ein Massenspektrometer (FINNIGAN, MAT 251) geleitet. Dort wurden die unterschiedlich schweren Kohlendioxid-Moleküle (44, 45 und 46 g/mol) gegen ein Labor-Standardgas (Pee Dee Belemnite) gemessen (CRAIG 1957) und daraus die Verhältnisse der stabilen Isotope ¹³C/¹²C und ¹⁸O/¹⁶O errechnet.

Aus der folgenden Gleichung läßt sich die Isotopenzusammensetzung der Probe im Vergleich zum Standard berechnen:

$$\delta_{\text{Probe}} (\text{‰PDB}) = \frac{(R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}})}{R_{\text{Standard}}} * 1000 \quad (4)$$

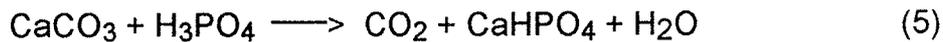
R = Verhältnis ¹⁸O/¹⁶O bzw. ¹³C/¹²C

Nach HUBBERTEN & MEYER (1989) betragen die Standardabweichungen weniger als 0,06 ‰ für das Verhältnis ¹⁸O/¹⁶O und weniger als 0,04 ‰ für das Verhältnis ¹³C/¹²C.

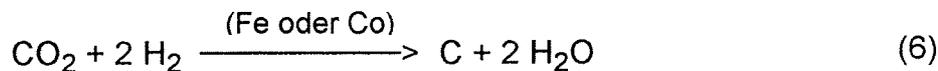
3.2.9 ¹⁴C-Datierungen

Das in Kalkschalen mariner Organismen enthaltene radioaktive Isotop ¹⁴C läßt sich gut zur Altersdatierung verwenden. Da in dem küstennahen Schwerelotkern (PS2121-4) sowie in der Oberflächenprobe (PS2121-2) eine relativ große Anzahl kalkschaliger Organismen vorhanden war, konnten in einigen Horizonten die zur Analyse notwendigen 10 mg Calciumcarbonat aufgebracht werden. Das Material, in diesem Fall Muschelschalen bzw. ein Schneckenhaus, wurde im Ultraschallbad von anhaftendem Sediment gereinigt und anschließend getrocknet und gemörsert.

Die erste Stufe der Aufbereitung bestand aus dem Freisetzen des Kohlendioxides. Dazu wurde eine Probemenge von 10 bis 15 mg in ein Kupfertiegel eingewogen und in einem Glasgefäß mit Orthophosphorsäure (H_3PO_4 , konz.) bei 70°C zur Reaktion gebracht. Durch Ein- und Überfrieren wurde das dadurch wasserfreie Kohlendioxid in einem Glasröhrchen aufgefangen und darin eingeschmolzen.



Im zweiten Schritt wurde das Kohlendioxid zu Graphit reduziert. Zusammen mit einem entsprechenden Volumen Wasserstoff wurde das Kohlendioxid in ein Gefäß mit Katalysator (Eisen oder Kobalt) geleitet und auf eine Temperatur von ca. 600°C gebracht. Der Kohlenstoff scheidet sich dann als Graphit auf dem Katalysator ab:



Die Messungen wurden mit einem Proportionalzählrohr durchgeführt, welches den radioaktiven Zerfall des β -strahlenden ^{14}C -Isotopes mit der AMS-Methode (Accelerator Mass Spectrometrie, Centre for Isotope Research, Groningen) registriert. Aus dem Gehalt an ^{14}C sowie der Halbwertszeit dieses Isotopes (5730 Jahre) läßt sich das Alter berechnen. Zu berücksichtigen ist, daß es einige Zeit dauert, bis der Gehalt im Meerwasser sich dem Gehalt in der Atmosphäre angepaßt hat. Daher muß eine sogenannte Reservoir-Korrektur durchgeführt werden. Untersuchungen an rezentem Probenmaterial von ELVERHØI *et al.* (in press) ergaben, daß bei Proben, die aus der östlichen Framstraße stammen, von dem jeweils berechneten Alter ca. 440 Jahre abgezogen werden müssen.

4. Ergebnisse

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Untersuchungen allgemein beschrieben und nur auf einige Horizonte wird gesondert hingewiesen. Die gemessenen Einzeldaten sind als Tabellen im Anhang aufgeführt. Die angegebenen Tiefen entsprechen den Entnahmetiefen in den Kernen. Bei den Schwerelotkernen sind diese nicht mit den ursprünglichen Teufen unterhalb der Sedimentoberfläche gleichzusetzen, da bei der Beprobung mit Schwereloten mit Sedimentverlusten zu rechnen ist. So lieferte Kern PS2118-2 bei einer Eindringtiefe des Schwerelotes von 9 m eine Länge von 6,32 m und Kern PS2121-4 bei einer Eindringtiefe von 8 m einen Kerngewinn von 6,23 m.

4.1 Beschreibung der Kerne

- PS2118-2

Die makroskopischen Unterschiede sind nur gering. Meist liegen Silt-Ton-Gemische ("mud") vor, die nur wenig Sand enthalten. Sand- oder sogar Kieslagen treten nicht auf; vereinzelte "dropstones" finden sich in 150 und 266 cm Kerntiefe (siehe Abb. 7). Nach THIEDIG (freundl. mündl. Mitteilung) handelt es sich um paläozoische Gesteine (permischer Dolomit bzw. altpaläozoischer Kieselschiefer), die aus dem Einzugsgebiet des Kongsfjordes stammen. Die Sedimentfarben reichen von oliv über bräunlich bis grau. Häufig lassen sich dunkle diffuse Flecken oder Lagen ausmachen. Der Kern zeigt über die gesamte Länge schwache Lamination, im Bereich zwischen 160 und 350 cm Kerntiefe sogar deutliche Schichtung. Ab etwa 490 cm Tiefe sind bioturbate Strukturen zu erkennen.

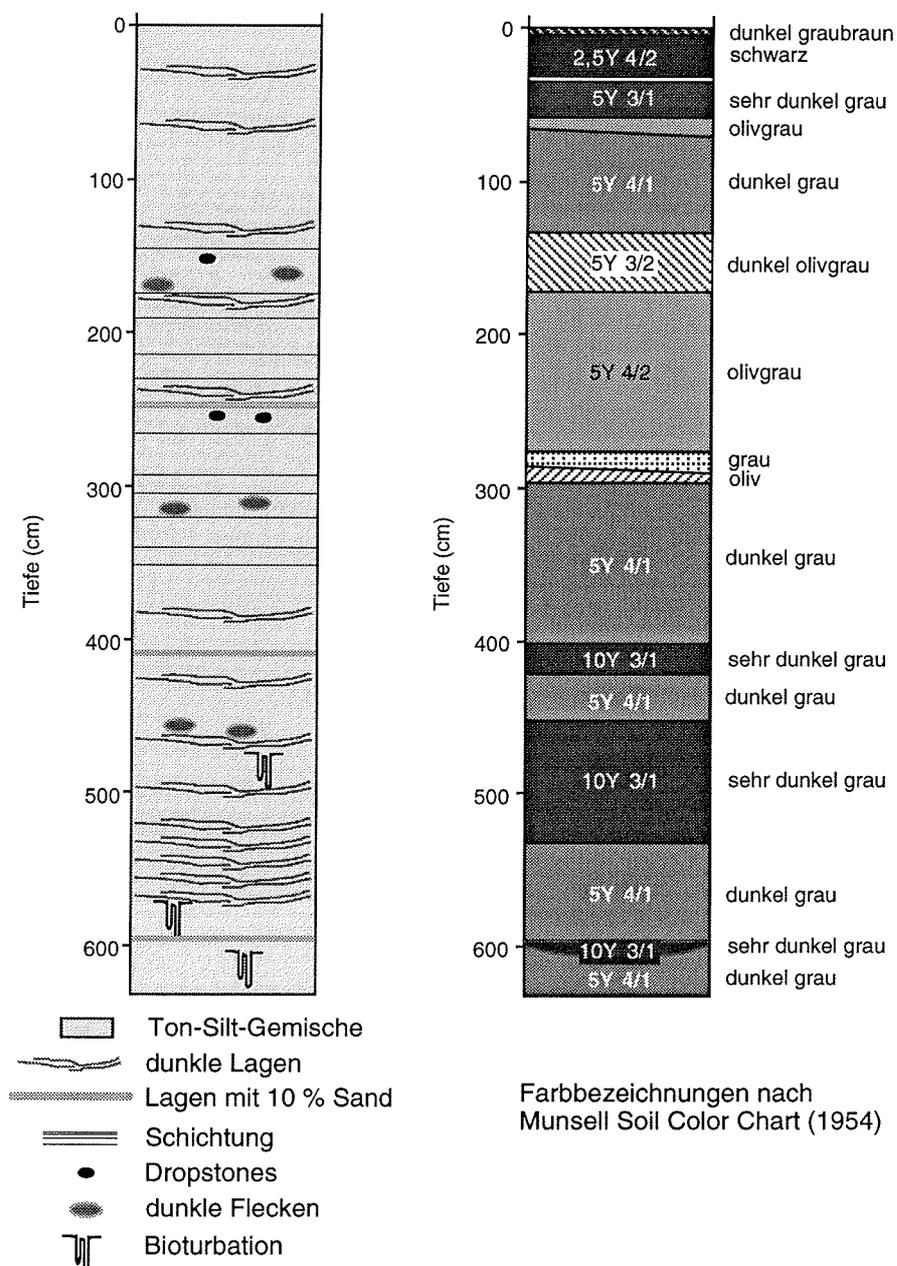


Abb. 7 Lithologie des Schwerelotkernes PS2118-2.

- PS2121-4

Der Kern erscheint über die gesamte Länge recht einheitlich. Die Silt-Ton-Gemische haben eine dunkel bis olivgraue Farbe und sind von bis zu schwarzen diffusen Lagen durchsetzt. Vereinzelt "dropstones" sind in 526 bzw. 553 cm Kerntiefe zu finden, die nach THIEDIG (freundl. mündl. Mitteilung) aus dem Jungpaläozoikum bzw. Mesozoikum Westspitzbergens stammen. Unregelmäßig verteilt finden sich Reste von Pflanzenstengeln und verhältnismäßig häufig Kalkreste mariner Organismen wie Muscheln und Schnecken (siehe Abb. 8). Besonders die Bereiche 0-73 cm, 180-245 cm und 364-623 cm Kerntiefe zeichnen sich durch deutliche bioturbate Strukturen aus.

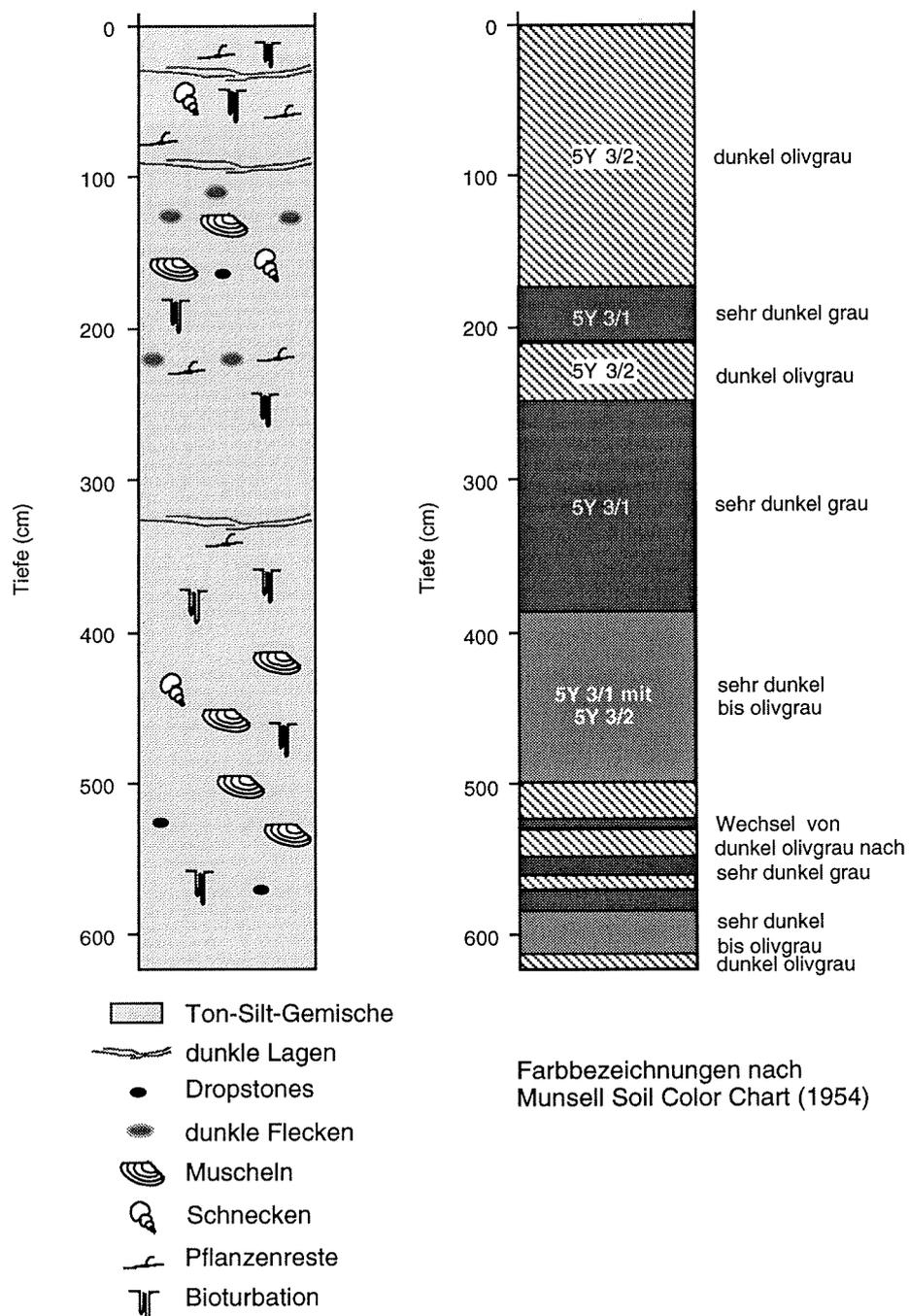


Abb. 8 Lithologie des Schwerelotkernes PS2121-4.

- PS2121-2

Die Oberflächenprobe zeigt ebenfalls eine gleichmäßige Zusammensetzung (vergl. Abb. 9). Auch hier treten Ton-Silt-Gemische auf, die aufgrund des fehlenden Überlagerungsdruckes noch hohe Wassergehalte besitzen. Es überwiegt eine dunkel olivgraue Farbe, die stellenweise schwarze diffuse Flecken aufweist. In den Kerntiefen 21-22 cm, 26 cm und 37 cm finden sich Pflanzenreste, bei 19 cm auch eine Muschel.

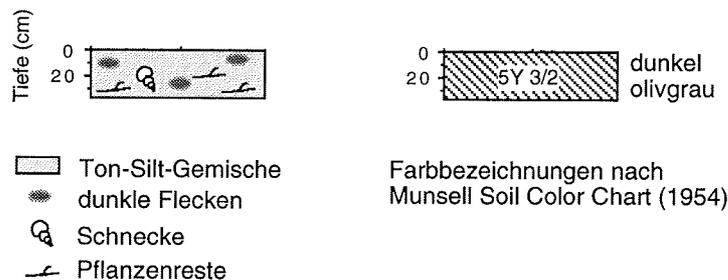


Abb. 9 Lithologie des Kernes PS2121-2.

4.2 Korngrößenverteilung

- PS2118-2

Das Sediment besteht größtenteils aus ungefähr gleichen Teilen an Silt und Ton (Abb. 10). Der Gehalt der Sandfraktion schwankt zwischen kleiner 1 % und maximal 22 %. Die höchsten Werte finden sich dabei in 264 cm, 409 cm und 598 cm Tiefe. Generell liegt der Anteil des Siltes, ermittelt nach der Atterberg-Methode (Fehler siehe Kap. 3.2.6), zwischen 30 und 50 %, während der Tongehalt meist geringfügig höher ist und etwa 40 bis 60 % beträgt.

- PS2121-4 und PS2121-2

Den größten Anteil stellt im Kern PS2121-4, im Gegensatz zu dem oben beschriebenen Kern, die Siltfraktion mit 57 bis 62 % dar (Abb. 11). Mit Gehalten von 36 bis 40 % besitzt die Tonfraktion ebenfalls eine nur geringe Variationsbreite. Trotz der Lage des Kernes nahe der Küste Spitzbergens liegen die Sandgehalte durchweg minimal bei 1%, maximal bei 5 %. Die höchsten Werte werden bei 145 cm, 403 cm und 564 cm Kerntiefe erreicht.

Die zugehörige Oberflächenprobe (Abb. 12) zeigt erwartungsgemäß vergleichbare Werte in der Korngrößenverteilung mit Sandgehalten von bis zu 6 %. Der Anteil des Tones schwankt zwischen 38 und 44 %; dagegen fällt der Siltgehalt mit 53 bis 58 % etwas geringer aus.

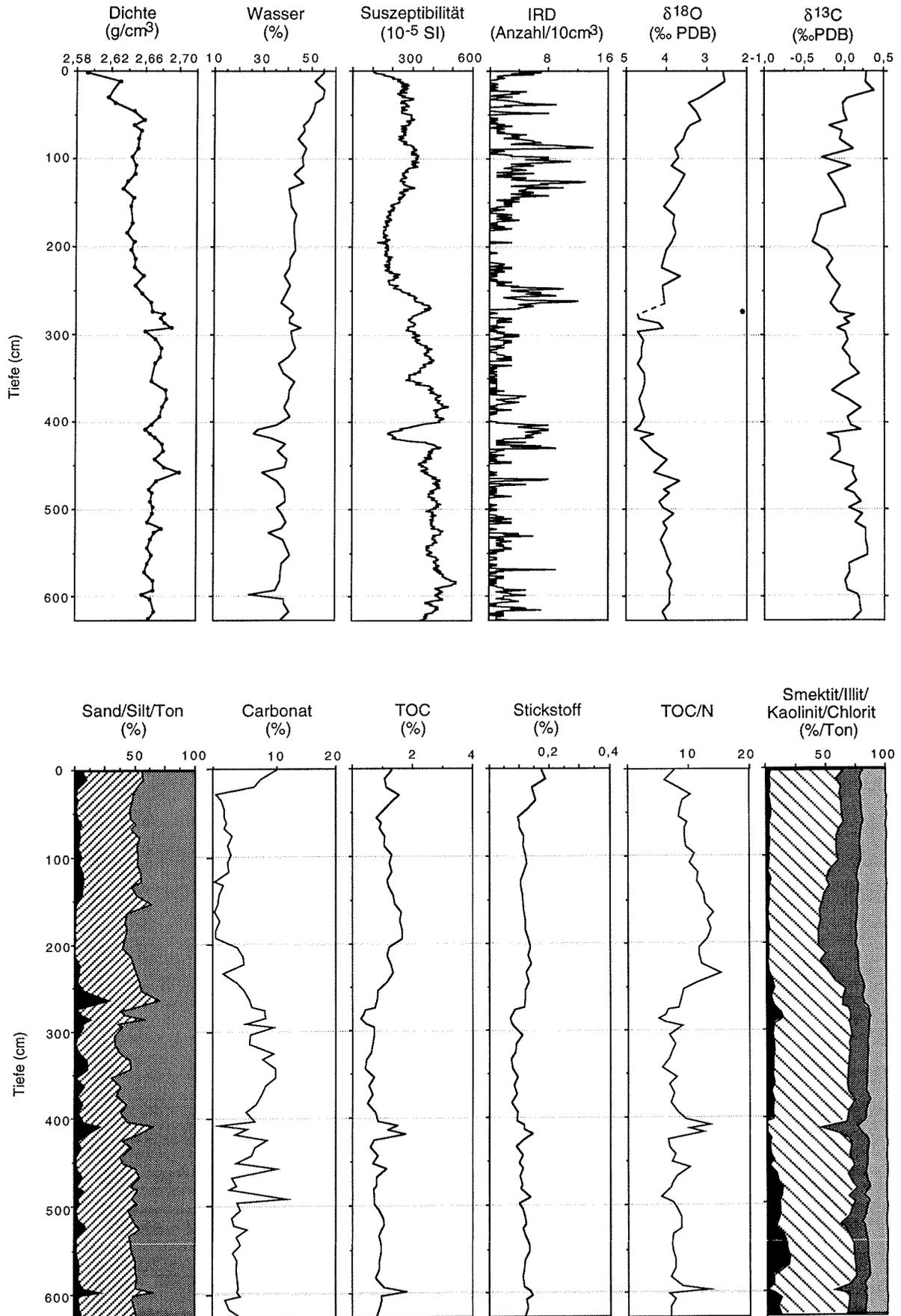


Abb. 10 Überblick über die Untersuchungsergebnisse von Kern PS2118-2.

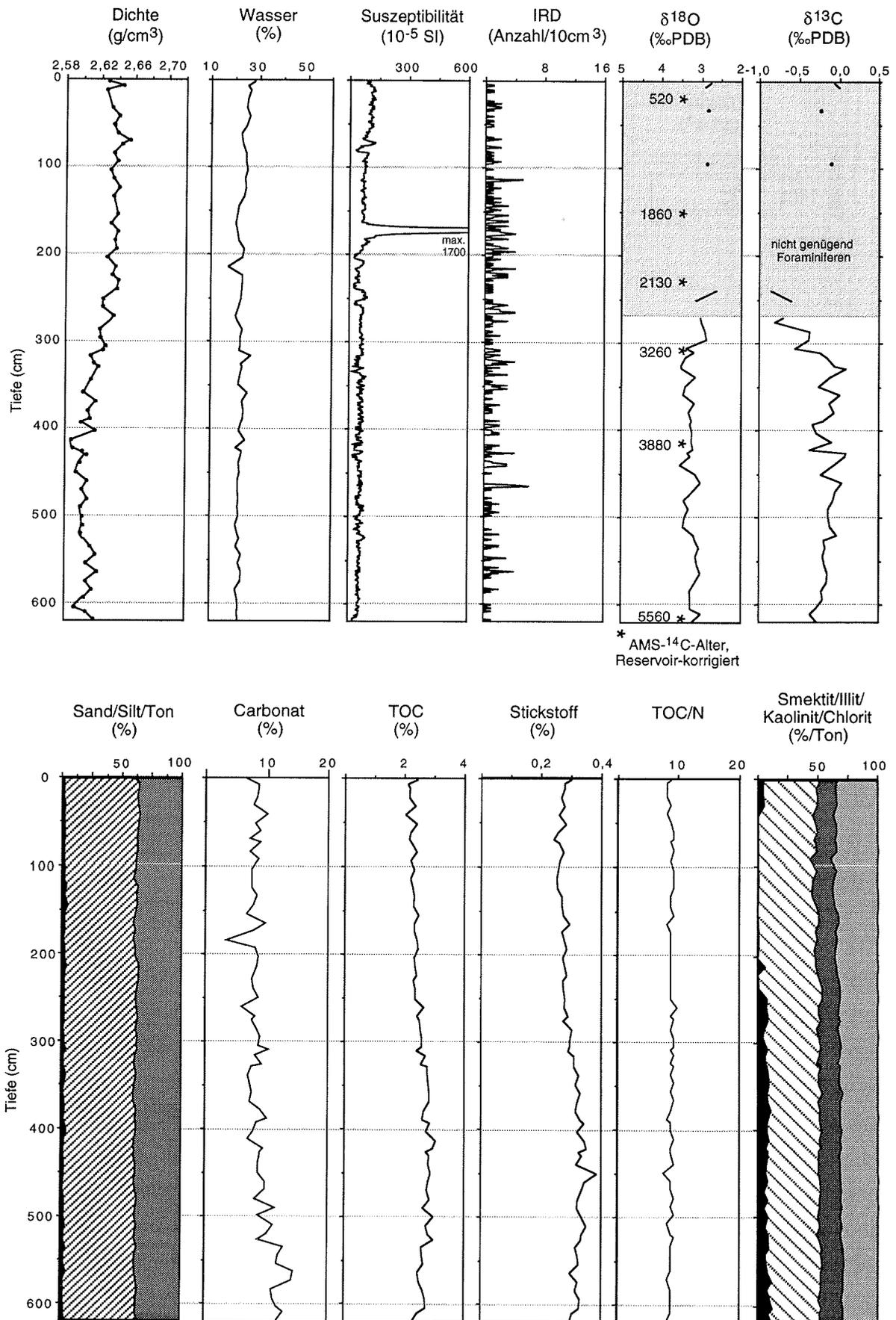


Abb. 11 Überblick über die Untersuchungsergebnisse von Kern PS2121-4.

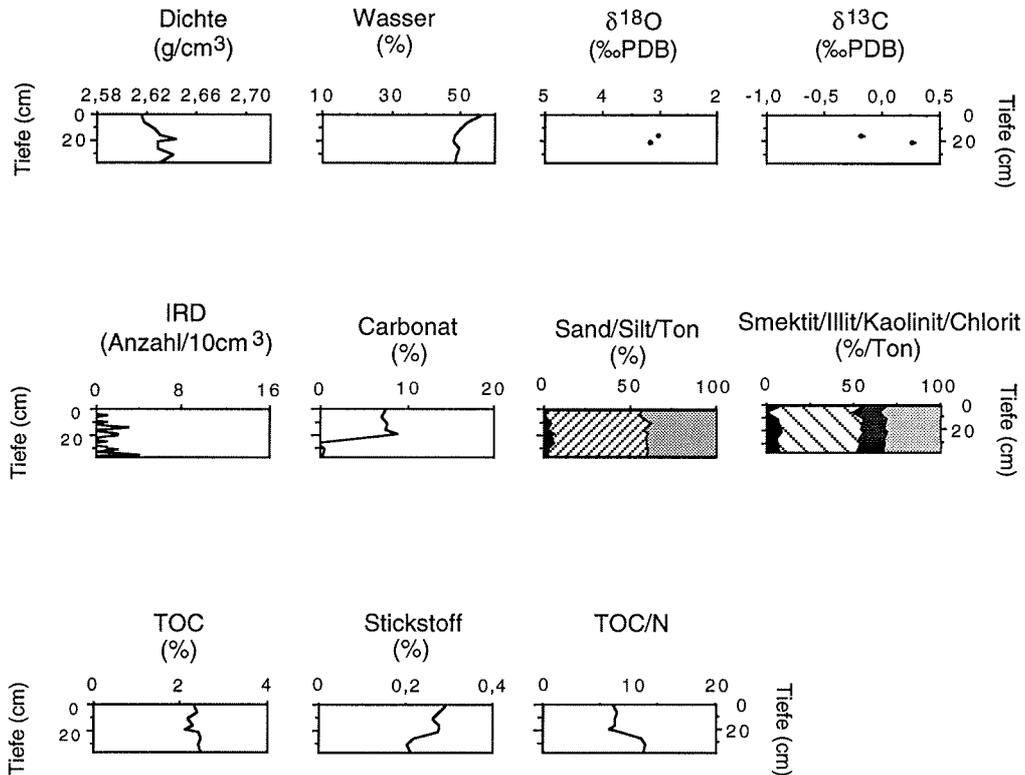


Abb. 12 Überblick über die Untersuchungsergebnisse von Kern PS2121-2.

4.3 Wassergehalt und Trockensedimentdichte

- PS2118-2

Die am Top des Kernes auftretenden Wassergehalte von bis zu 55 % nehmen mit zunehmender Tiefe auf durchschnittlich 37 % ab, wobei sie vereinzelt bis auf 25 % fallen. Der Wassergehalt zeigt damit eine deutliche Abhängigkeit von der Kerntiefe, aber auch von der Korngrößenverteilung. Besonders niedrige Wassergehalte liegen beispielsweise bei 409 cm, 414 cm und 598 cm Tiefe (zwischen 25 und 28 %) und sind auf Lagen mit verhältnismäßig hohem Kiesanteil zurückzuführen. Ein geringerer Wassergehalt läßt sich ebenso bei sandigeren Lagen beobachten. Mit zunehmender Teufe steigt der Wert der Trockensedimentdichte (in Abb. 10 kurz als Dichte bezeichnet) von 2,60 g/cm³ auf durchschnittlich 2,67 g/cm³ sukzessive an. Der überwiegend gleichmäßige Verlauf der Kurve zeigt aber keine deutlichen Korrelationen mit den anderen bestimmten Parametern.

- PS2121-4 und PS2121-2

Die Wassergehalte im Schwerelotkern PS2121-4 schwanken zwischen 20 und 28 % des Naßgewichtes, wobei der Minimalwert von nur 17 % bei einer Kerntiefe von 214 cm auftritt. Die geringe Variation des Wassergehaltes hängt wahrscheinlich direkt mit der recht gleichmäßigen Korngrößenverteilung im Sediment zusammen. Im Gegensatz zu dem Schwerelotkern PS2118-2 fällt bei diesem die Trockensedimentdichte (in Abb. 11 als Dichte bezeichnet) mit zunehmender Tiefe von anfänglich über $2,65 \text{ g/cm}^3$ allmählich auf etwa $2,59 \text{ g/cm}^3$ ab.

Die Proben des Kernes PS2121-2 besitzen naturgemäß höhere Wassergehalte (48 bis 56 % Wasser), wobei maximale Werte durch fehlende Auflast am Top auftreten. Mit Schwankungen der Trockensedimentdichte (in Abb. 12 als Dichte bezeichnet) zwischen $2,61$ und $2,64 \text{ g/cm}^3$ liegen diese Werte innerhalb der Variationsbreite des Schwerelotkernes PS2121-4.

4.4 Gehalte an Stickstoff, organischem Kohlenstoff und Calciumcarbonat

- PS2118-2

Im Kern PS2118-2 liegen die Stickstoffanteile zwischen 0,07 und 0,19 %, wobei die höchsten Werte am Top des Kernes in den ersten 50 cm zu finden sind. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt 0,3 bis 1,8 %. Die Maxima treten bei 409 cm, 419 cm und 598 cm Tiefe auf und verursachen in diesen Horizonten ein erhöhtes Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff, welches für einen verstärkten Eintrag an terrigenem organischen Material spricht. Außerdem sind in diesen Horizonten auch höhere Sandanteile und erhöhte Silt/Ton-Verhältnisse auszumachen. Eine besonders hohe Schwankungsbreite zeigt der Anteil an Calciumcarbonat, der minimal 0,2 % ausmacht. Dagegen liegen auch Werte von bis zu 12 % vor. Beispielsweise zeigen die Proben aus den Tiefen 2 cm, 344 cm, 354 cm, 458 cm und 492 cm Gehalte um oder sogar über 10 %.

- PS2121-4 und PS2121-2

Die Stickstoffgehalte des Kernes PS2121-4 liegen relativ hoch und variieren zwischen 0,26 und 0,38 %. Auch die Anteile an organischem Kohlenstoff sind mit 2,4 bis 3,0 % deutlich höher als in dem oben beschriebenen Kern. Insgesamt ergibt sich aber auch ein größeres Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff. Möglicherweise beruht dies auf dem Eintrag von terrigenem Material in Form von Pflanzenteilen. Auch im Kern PS2121-4 ist eine große Schwankungsbreite der Gehalte an Calciumcarbonat von 3,3 bis zu 13,8 % gegeben. Bis etwa 400 cm Tiefe liegt der durchschnittliche Anteil an Calciumcarbonat bei etwa 8 %. Werte um 10 % und mehr werden in 310 cm und ab 490 cm Tiefe erreicht.

Die Oberflächenprobe PS2121-2 weist bei allen drei gemessenen Parametern geringere Werte auf. Der Gehalt an Stickstoff liegt bei 0,20 bis 0,29 %, der an organischem Kohlenstoff zwischen 2,1 und 2,5 % und der Anteil von Calciumcarbonat schwankte zwischen 0,3 bis hin zu 9 %.

4.5 Mineralverteilung in der Tonfraktion

- PS2118-2

Der Gehalt an Chlorit liegt im gesamten Kern zwischen 15 und 25 % und zeigt damit eine recht geringe Schwankungsbreite (Abb. 13). Kaolinit ist immer mit mindestens 10 % vertreten, in den Tiefen bis etwa 250 cm sogar mit bis zu 30 %. Zwei weitere Zonen mit auffällig hohem Kaolinitgehalt finden sich bei 414 und 598 cm Tiefe, Horizonte, die sich bereits durch einen erhöhten Gehalt an Sand und organischem Kohlenstoff auszeichnen. Den Hauptanteil der Tonminerale stellt Illit mit Gehalten zwischen 35 und 60 % dar. Bis etwa 230 cm Tiefe tritt die als Smektit bezeichnete Tonmineralgruppe nur in vernachlässigbar geringen Anteilen auf. In größeren Tiefen steigt der Smektit-Gehalt deutlich auf bis zu 30 % an.

- PS2121-4 und PS2121-2

Auch in diesem Kern (PS2121-4) tritt Illit mit 40 bis 50 % als häufigstes Tonmineral auf. An zweiter Stelle folgt Chlorit mit deutlich höheren Gehalten zwischen 28 und 40 %. Die geringste Variationsbreite (15 bis 20 %) läßt sich bei Kaolinit feststellen. Bis etwa 40 cm Tiefe tritt die Smektit-Gruppe noch mit bis zu 4 % auf (siehe auch Abb. 14). Im Bereich von 40 cm bis etwa 200 cm ist kein Smektit mehr nachweisbar. Danach steigt der Gehalt aber auf maximal 12 % (574 und 604 cm Tiefe) an.

Die Werte der Oberflächenprobe PS2121-2 bewegen sich innerhalb der Schwankungsbreite, die für den dazugehörigen Schwerelotkern oben angegeben sind (Abb. 15).

4.6 Gehalt an eistransportiertem Material

- PS2118-2

Die Anzahl der anhand der Radiographien ausgezählten Körner (> 2 mm), schwankt zwischen 0 und 14 pro 10 cm³. Maxima von 8 und mehr Körnern werden in den Horizonten 85-87 cm, 126-128 cm, 262-263 cm und 403-431 cm Kerntiefe erreicht.

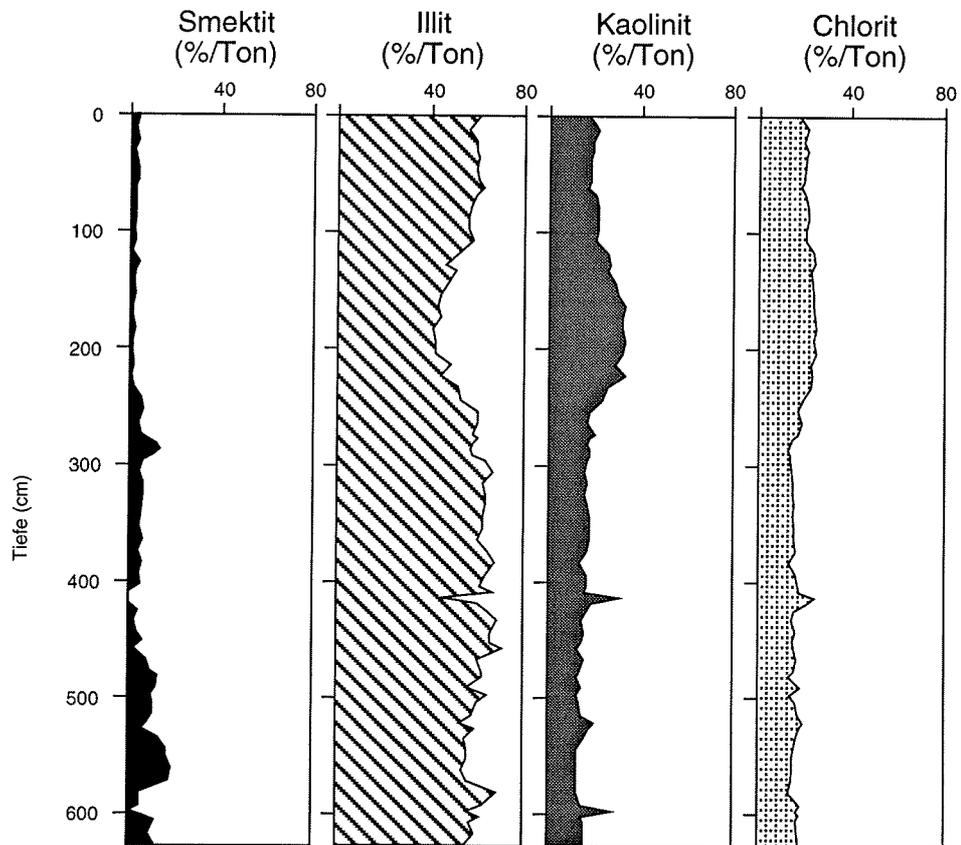


Abb. 13 Tonmineralverteilung im Kern PS2118-2.

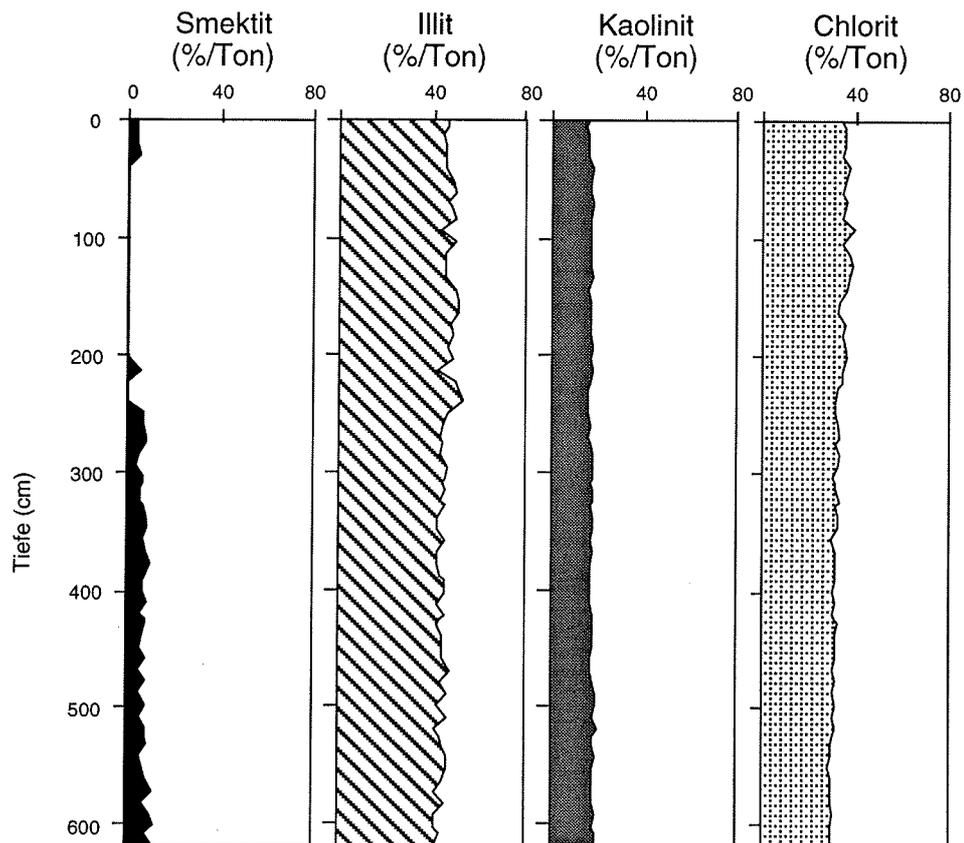


Abb. 14 Tonmineralverteilung im Kern PS2121-4.

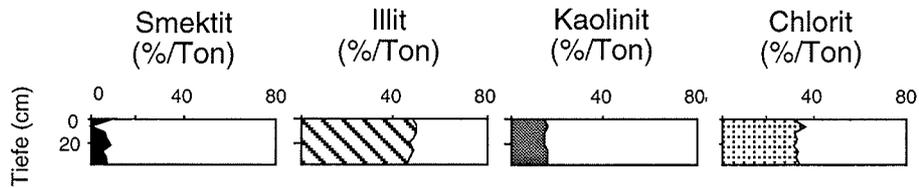


Abb. 15 Tonmineralverteilung im Kern PS2121-2.

- PS2121-4 und PS2121-2

Im Schwerelotkern sowie in der Oberflächenprobe liegt die Anzahl der Kieskörner trotz der größeren Landnähe insgesamt niedriger. Die Maxima des Schwerelotkernes treten bei 114 cm, 265-266 cm, 321-323 cm, 439-441 cm und 464-466 cm Kerntiefe auf. Der höchste Wert in dem Kern PS2121-2 befindet sich in 35 cm Tiefe mit 4 Kieskörnern pro 10 cm³.

4.7 Stabile Isotope und ¹⁴C

Der Sauerstoff liegt in der Natur in Form zweier stabiler Isotope vor. Wassermoleküle, die das **leichte Sauerstoff-Isotop** (¹⁶O) enthalten, verdunsten schneller und reichern sich somit in der Atmosphäre an. Die Niederschläge (Regen, Hagel oder Schnee) haben deshalb einen höheren Anteil an "leichten" Wassermolekülen. Während des Glazials wurden in den Eiskappen und den Gletschern ¹⁶O-Isotope gebunden und dadurch dem Kreislauf entzogen. Daher reicherte sich das **schwere Isotop** (¹⁸O) im Meerwasser an und wurde von den marinen Organismen in dem vorliegenden Verhältnis in die Kalkschalen eingebaut. Aufgrund der unterschiedlichen Isotopenverhältnisse erstellten IMBRIE *et al.* (1984) und MARTINSON *et al.* (1987) durch Stapelung eine globale **Isotopenstratigraphie**.

Leichte Isotopenpeaks (Bezeichnung für kleine $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) werden aber auch durch Abschmelzereignisse und die daraus folgende geringere Salinität verursacht, so daß regionale Einflüsse möglicherweise das globale Signal überlagern.

In Interglazialen wird nach SHACKLETON & OPDYKE (1973) das **leichte ¹²C** in der verstärkt auftretenden terrestrischen Biomasse gebunden, so daß das **schwerere Kohlenstoffisotop** (¹³C) im Meerwasser angereichert ist. Dieses erhöhte Verhältnis ($\delta^{13}\text{C}$) schlägt sich wiederum in marinen Kalkschalen nieder. Durch Schmelzwasser oder Eisbedeckung von der Atmosphäre abgeschnittene Wassermassen zeichnen sich durch niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus (VOGELANG 1990).

- PS2118-2

Der Kern PS2118-2 liefert eine durchgehende Sauerstoffisotopen-Kurve. Am Top des Kernes liegen die niedrigsten Werte für $\delta^{18}\text{O}$ bei 2,5‰ PDB. Zwischen 20 und 280 cm Tiefe steigt die Kurve generell an, wird aber durch relative Minima mehrfach unterbrochen. Die höchsten Werte (bis 4,8‰ PDB) liegen zwischen 280 und 420 cm Kerntiefe. Im Bereich von 460 cm Tiefe bis zum Kernende pendeln sich die Werte auf etwa 4‰ PDB ein.

In den obersten 20 cm des Kernes liegen die Werte für $\delta^{13}\text{C}$ zwischen 0,2 und 0,4‰ PDB. Ab etwa 30 cm Kerntiefe fällt die Kurve in den negativen Bereich und überschreitet den Nullpunkt kurzfristig bei 280 cm Tiefe. In größeren Tiefen ist ein leichter Anstieg der Werte zu verzeichnen, wodurch sie ab ca. 450 cm positiv bleiben.

- PS2121-4 und PS2121-2

Aufgrund geringer Foraminiferengehalte in den Kernen PS2121-4 und PS2121-2 sind die Isotopenkurven lückenhaft. Der Schwerelotkern lieferte in den oberen 280 cm nur sechs Proben mit einer ausreichenden Anzahl an linksgewundenen Foraminiferen der Art *Neoglobobulimina pachyderma*. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die ab 280 cm Kerntiefe kontinuierlich vorliegen, schwanken nur wenig und liegen knapp über 3‰ PDB. Zwischen 280 und 330 cm Tiefe steigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -0,8 auf 0,4‰ PDB an. Ab 330 cm fallen die Werte wieder auf Null zurück, steigen unterhalb 420 cm aber sprunghaft auf 0,4‰ PDB an. Bis zum Kernende sinkt das Kohlenstoffisotopen-Verhältnis auf unter Null.

Die Oberflächenprobe PS2121-2 ergab nur in zwei Tiefen genügend Material, um stabile Isotope bestimmen zu können. Die Werte für $\delta^{18}\text{O}$ liegen etwas über 3‰ PDB. Das Verhältnis der stabilen Kohlenstoff-Isotope liegt in 16 cm Kerntiefe bei -0,2 und in 21 cm Tiefe bei 0,3‰ PDB.

Aus insgesamt 7 Horizonten wurden Muschelschalen bzw. Schneckenhäuser zur ^{14}C -Bestimmung anhand der Massen-Beschleuniger-Spektrometrie (**AMS**) entnommen (Tab. 4). Für die Reservoir-Korrektur müssen nach ELVERHØI *et al.* (in press) bei Proben aus der östlichen Framstraße 440 Jahre von den ermittelten ^{14}C -Altern subtrahiert werden (siehe auch S. 26).

Kern-Nr.	Kerntiefe	gemessenes ^{14}C -Alter	korrigiertes ^{14}C -Alter
PS2121-2	19 cm	960 \pm 40	520 \pm 40
PS2121-4	155 cm	2300 \pm 45	1860 \pm 45
PS2121-4	230 cm	2570 \pm 45	2130 \pm 45
PS2121-4	310 cm	3700 \pm 45	3260 \pm 45
PS2121-4	413-415 cm	4320 \pm 90	3880 \pm 90
PS2121-4	510 cm		
PS2121-4	620 cm	6000 \pm 60	5560 \pm 60

Tab. 4 ^{14}C -Alter der Kerne PS2121-4 und PS2121-2.

Nach FORMAN *et al.* (1993) ergibt sich bei ^{14}C -Datierungen ein Altersunterschied zwischen Foraminiferen und Muscheln in Lebensstellung. So werden die an Foraminiferen bestimmten Alter etwa 1000 Jahre zu jung eingeschätzt.

5. Stratigraphie

Die stratigraphische Einstufung mariner Sedimente beruht häufig auf Datierungen anhand radioaktiv zerfallender sowie stabiler Isotope. Die stabilen Sauerstoffisotope werden an benthischen und an planktischen Foraminiferen gemessen. Die zeitliche Korrelation der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Kerne erfolgte zunächst an Sauerstoff-Isotopenkurven nach KÖHLER (1992) und ELVERHØI *et al.* (in press). Dazu wurden die Stadiengrenzen von MARTINSON *et al.* (1987) übernommen (Abb. 17).

Nach HEBBELN (1991) ist das Gebiet nördlich von 75°N, bedingt durch die relativ geringen Foraminiferen-Gehalte bzw. durch stellenweises Fehlen derselben, im Vergleich zu anderen Regionen stratigraphisch nur unzureichend untersucht. Um die paläozeanographischen und -klimatologischen Verhältnisse rekonstruieren zu können, bedarf es einer möglichst genauen zeitlichen Einstufung der Sedimente. Daher wurden außer den Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopen weitere Parameter zur Korrelation mit anderen datierten Kernen aus der östlichen Framstraße verwendet.

5.1 Stratigraphie des Kernes PS2118-2

Der Vergleich der Sauerstoff-Isotopenkurven der Kerne **PS2118-2**, **NP90-39** und **PS1535-8** (Tab. 5 und Abb. 16) zeigt zunächst nur grobe Übereinstimmungen. Im Kern PS2118-2 bewegen sich die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ab 460 cm Tiefe bis zum Kernende um 4 ‰ PDB. Aufgrund der Korrelation (Abb. 17) ist davon auszugehen, daß diese Ablagerungen in das Sauerstoffisotopenstadium 3 gehören, wobei die ältesten zwischen 38.000 und 30.000 Jahre alt sind (Abb. 18). Die Stadiengrenze 3/2 liegt im Übergang zum letzten Hochglazial und ist nach MARTINSON *et al.* (1987) bei etwa 24.000 Jahren vor heute einzuordnen.

Kern-Nr.	Latitude	Longitude	Wassertiefe	Kernlänge	Bearbeiter
PS1290-4	78° 00,8' N	08° 43,2' E	1522 m	5,05 m	HEBBELN 1991 ELVERHØI in press
PS1314-4	80° 00,1' N	04° 29,7' E	1382 m	4,78 m	HEBBELN 1991 SPIELHAGEN 1991
PS1535-8	78° 45,1' N	01° 51,0' E	2557 m	3,85 m	KÖHLER 1992
NP90-39	77° 49,0' N	09° 05,6' E	2119 m	6,00 m	ELVERHØI in press
PS2118-2	79° 01,6' N	06° 37,0' E	1303 m	6,32 m	diese Arbeit

Tab. 5 Zur lithologischen Korrelation verwendete Kerne (Geographische Lage der Kerne siehe Abb. 16).

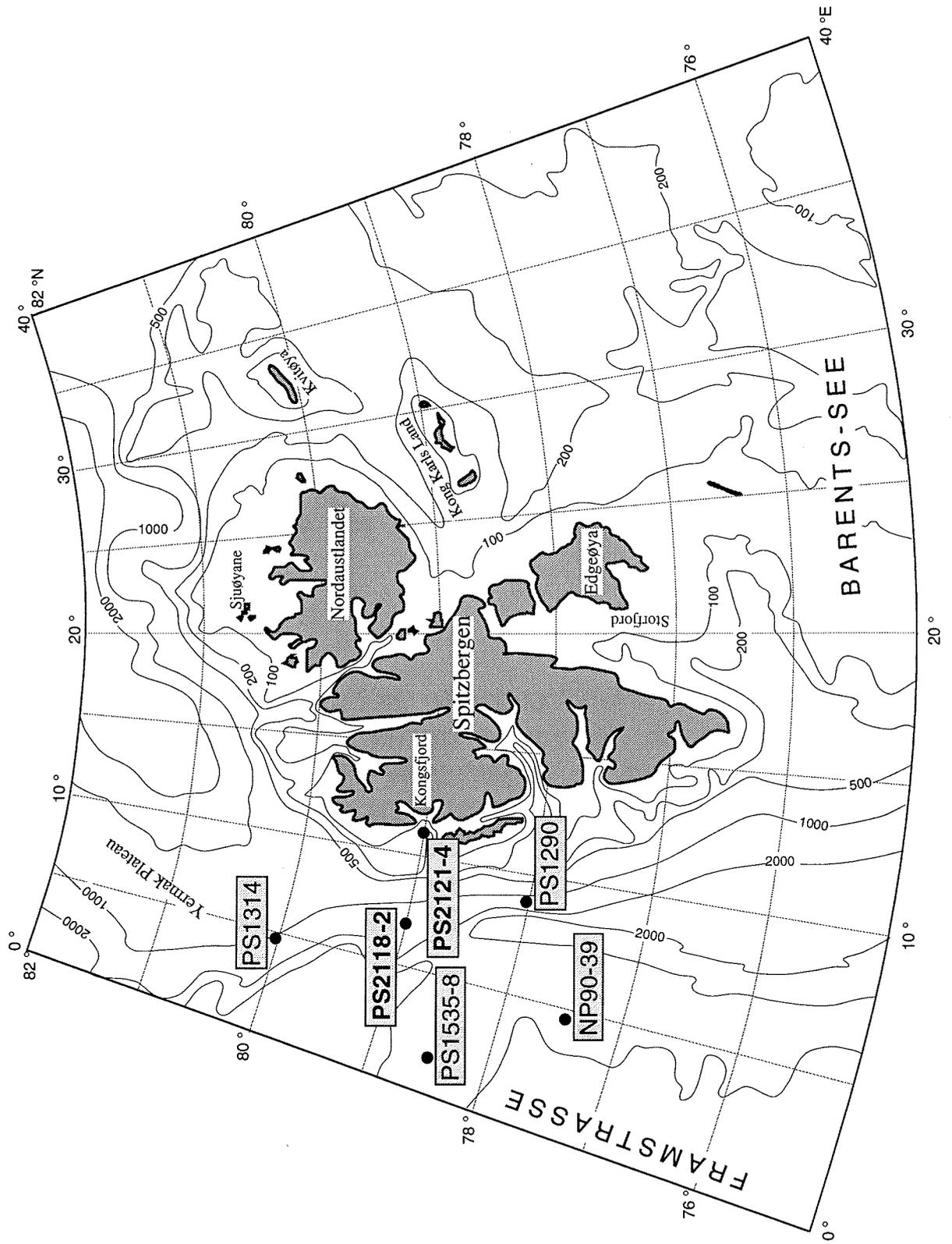


Abb. 16 Geographische Lage der korrelierten Kerne.

Das Sauerstoffisotopenstadium 2 entspricht dem Maximum der Weichsel-Vereisung. Daher fallen die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die zwischen 280 und 420 cm Kerntiefe auftreten, sicher in dieses Stadium 2. Zudem zeichnet sich dieser Bereich durch geringe Foraminiferengehalte aus. Dies ist als ein weiterer Hinweis auf niedrige Wassertemperaturen und/oder verstärkte Eisbedeckung zu sehen. Ein auffällig leichter Isotopenpeak (im Kern PS2118-2 bei 274 cm Tiefe) läßt sich auch in dem von ELVERHØI *et al.* (in press) bearbeiteten Kern NP90-39 beobachten. Durch ^{14}C -Datierung wird ihm ein Alter von etwa 14.500 Jahren zugeordnet. Es ist daher anzunehmen, daß zwischen 190 und 280 cm Kerntiefe ebenfalls Ablagerungen des Isotopenstadiums 2 vorliegen.

Die Grenze zwischen den Stadien 2 und 1 liegt in der Übergangsphase vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial, die als Termination I bezeichnet wird. Geht man von den von MARTINSON *et al.* (1987) angegebenen Altern aus (Grenze 2/1 vor 12.000 Jahren), so ergibt sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate für das letzte Hochglazial im Kern PS2118-2 von ungefähr 20 cm pro 1.000 Jahre.

Der Klimaumschwung vollzog sich etwa zwischen 15.000 und 10.000 Jahren vor heute und ist im Schwerelotkern PS2118-2 in den Tiefen von 145 bis 280 cm nachzuvollziehen, wo die Werte für $\delta^{18}\text{O}$ von 4,8 auf 3,8 ‰ PDB fallen. Die Termination I verlief aber nicht kontinuierlich, sondern ist in zwei (DUPLESSY *et al.*, 1981) bzw. in drei (MIX & RUDDIMAN 1985) Erwärmungsphasen I_A , I_B und I_C zu unterteilen. Zwischen den Phasen I_A und I_B (vor etwa 11.000 bis 10.000 Jahren) ist ein erneuter Gletschervorstoß im Osten Svalbards zu verzeichnen. In Westspitzbergen dagegen ist nur eine Stagnation im Rückzug der Gletscher zu erkennen (MANGERUD *et al.*, 1992). Diese Unterbrechung in der Deglaziation bezeichnet man als "Jüngere Dryas". Der kurzfristige Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 155 cm Kerntiefe steht möglicherweise in Zusammenhang mit diesem Ereignis, da gleichzeitig höhere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auftreten.

Im Schwerelotkern PS2118-2 repräsentieren die Sedimente aus den Kerntiefen 0 bis 190 cm die letzten 12.000 Jahre und somit das Isotopenstadium 1. Die Werte für $\delta^{18}\text{O}$ fallen von 4,0 auf 2,6 ‰ PDB. So berechnet sich für das Stadium 1 eine mittlere Sedimentationsrate von ca. 16 cm pro 1.000 Jahre. Wie beispielsweise auch von HEBBELN (1991) beschrieben, tritt die höhere Sedimentationsrate, berechnet für die einzelnen Isotopenstadien jeweils im Glazial auf. ELVERHØI *et al.* (in press) führen dies darauf zurück, daß die Gletscher während der Glaziale die Fjorde erodierten und das Material am äußeren Schelf und am Kontinentalhang sedimentierten.

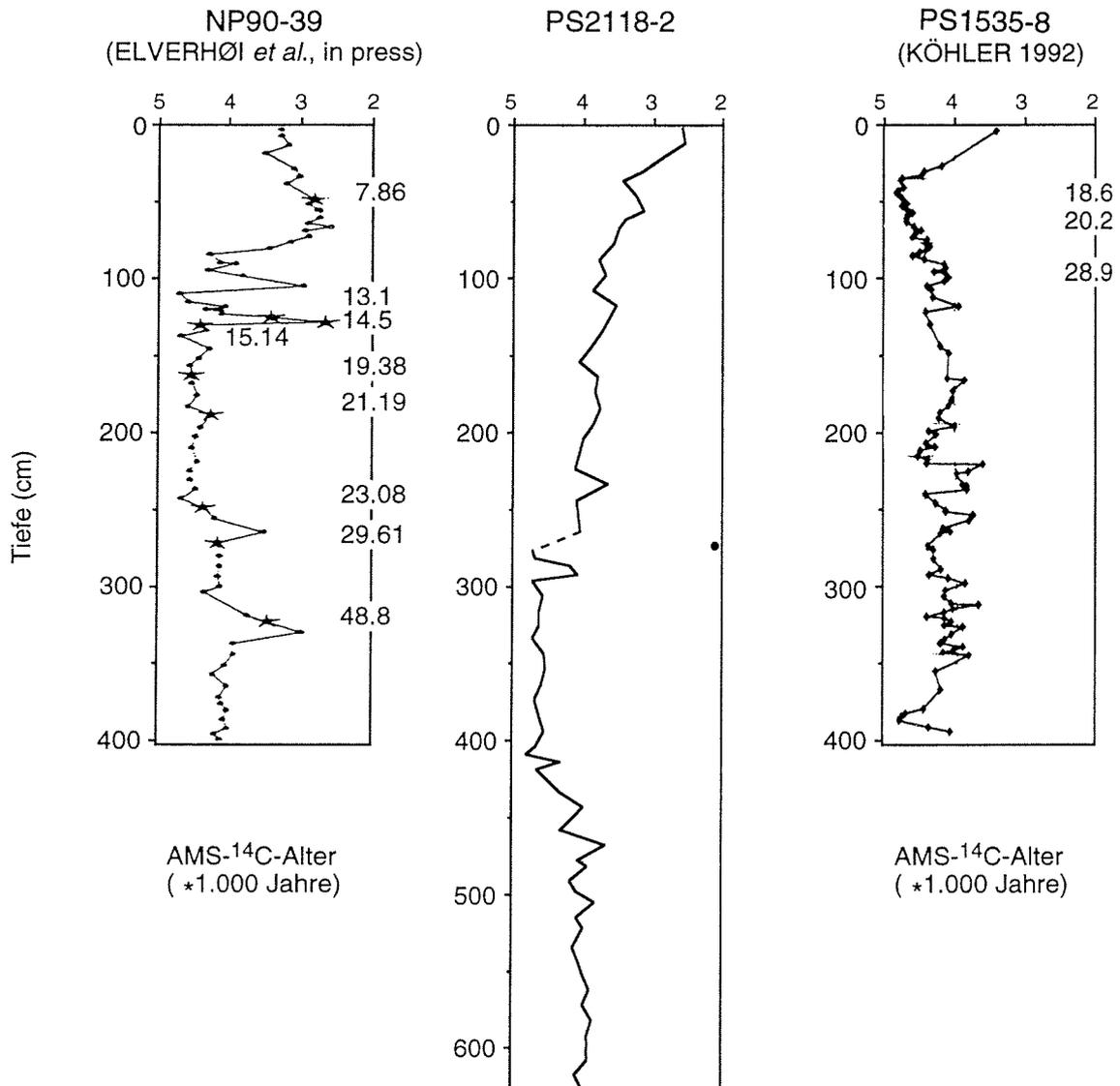
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)

Abb. 17 Korrelation der Sauerstoffisotopenkurven der Kerne **PS1535-8** (KÖHLER 1992), **NP90-39** (ELVERHØI *et al.*, in press) und **PS2118-2**.

Eine mehr oder weniger sichere Alterszuordnung liefern die in den Kerntiefen 404 bis 414 cm auftretenden Maxima organischen Kohlenstoffes und die des Kaolinites bei gleichzeitigem Fehlen von Calciumcarbonat (Abb. 18). Diese Extremwerte lassen sich an anderen Kernen aus der östlichen Framstraße (z. B. NP 90-39, beschrieben von ELVERHØI *et al.*, in press) nachweisen und werden auf 22.000 Jahre vor heute datiert.

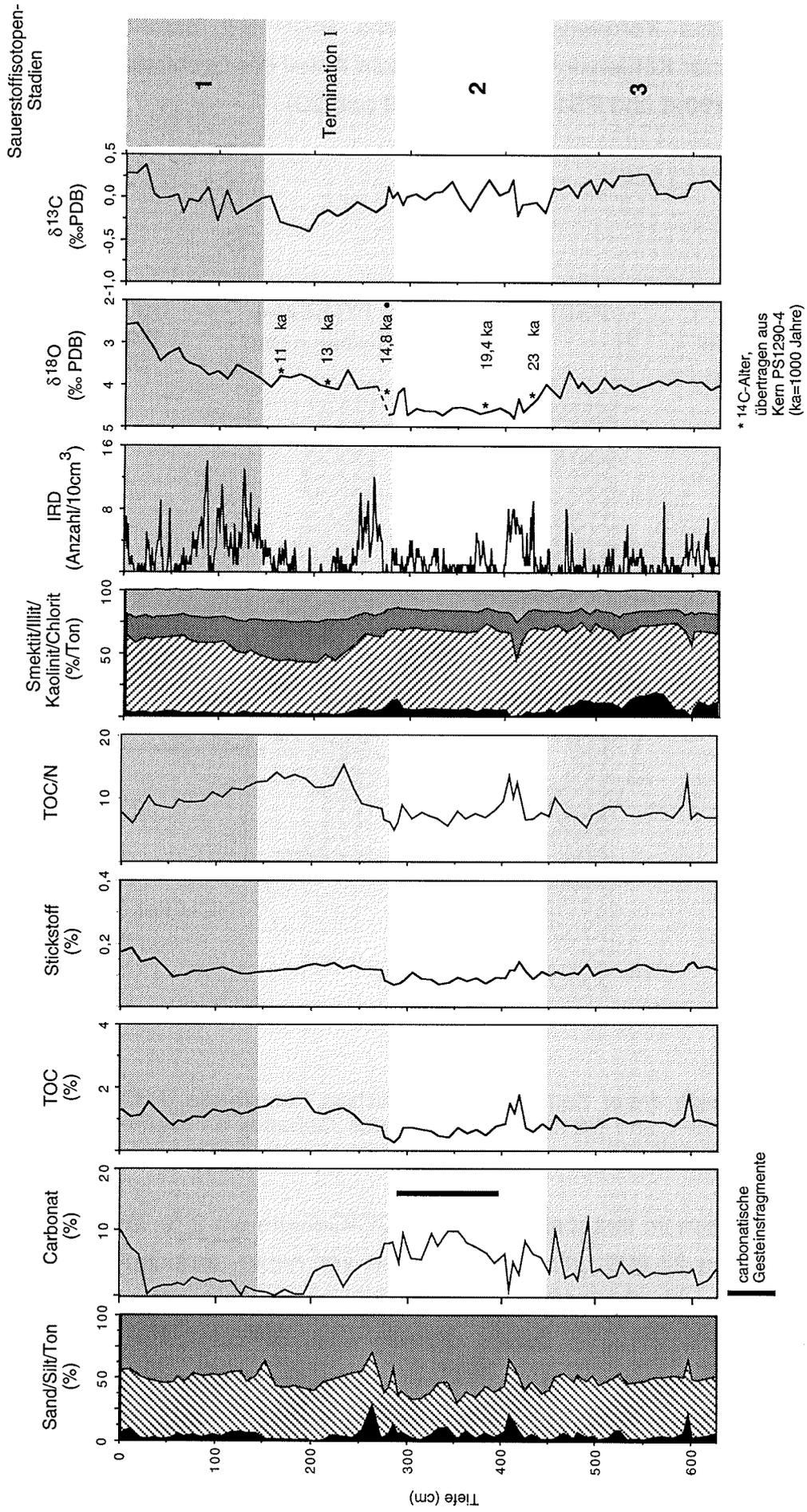


Abb. 18 Alterseinstufung für den Kern PS 2118-2.

Weitere lithologische Korrelationen des Kerns PS2118-2 beruhen auf den Parametern organischer Kohlenstoff (TOC) und dem Anteil der Grobfraction ($>63\mu\text{m}$) mit den Kernen **PS1290-4** und **PS1314-4** (Abb. 19 und 20).

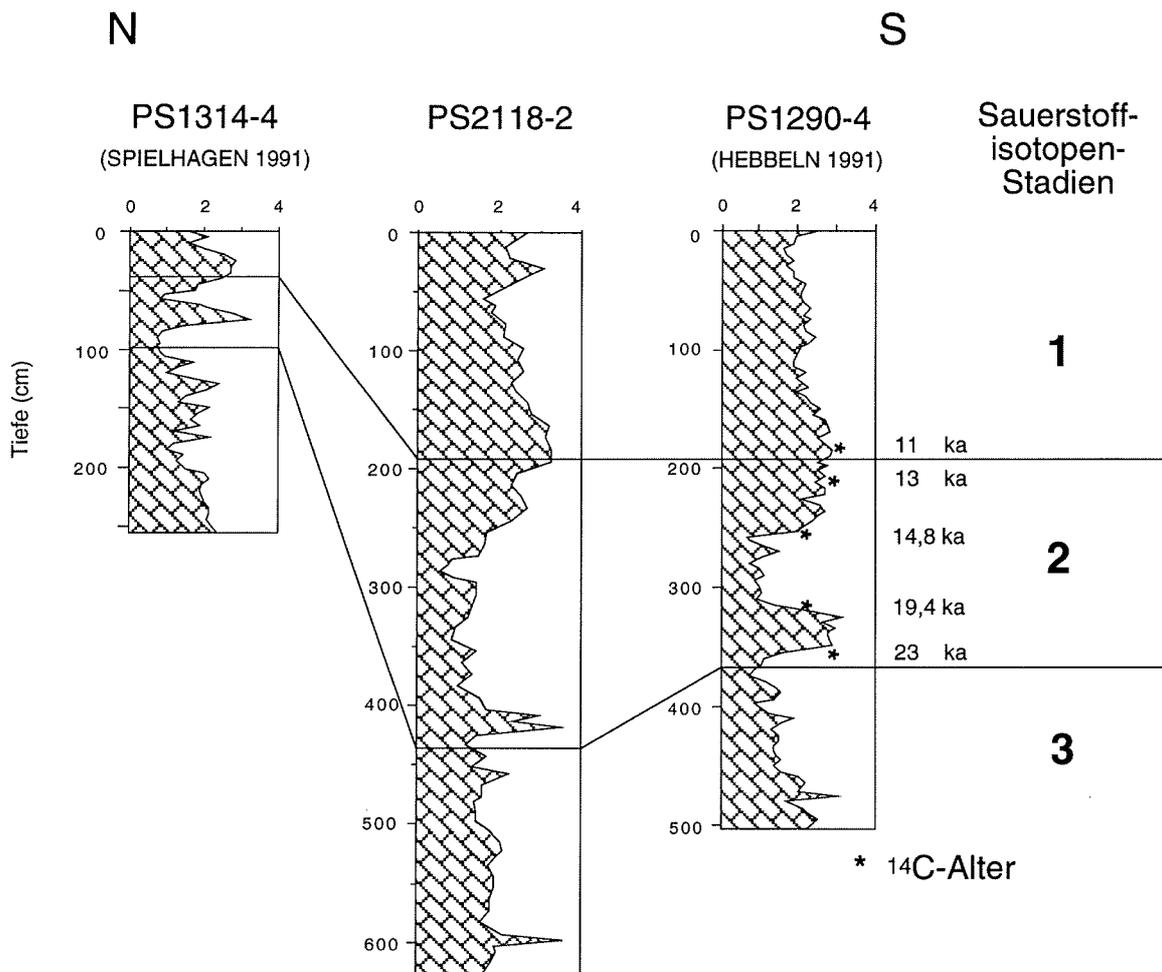


Abb. 19 Vergleich dreier Kerne aus der östlichen Framstraße (PS2118-2, PS1290-4 und PS1314-4) anhand des Gehaltes an organischem Kohlenstoff (%).

Alle drei Kerne zeigen im Isotopenstadium 3 TOC-Gehalte um 2 %. Zu Beginn des Stadiums 2, zwischen 23.000 und 19.400 Jahren vor heute, erreichen sie in den Kernen PS1290-2 und PS2118-2 Maximalwerte von 3 %. Die scheinbare Verschiebung in Kern PS1314 beruht darauf, daß SPIELHAGEN (1991) die Alterseinstufungen nach IMBRIE et al. (1984) verwendet hat (Stadiengrenze 3/2 = 27.000 Jahre). Ein Minimum im TOC-Gehalt tritt in allen Kernen bei etwa 15.000 Jahren vor heute auf. Während der Termination I steigen die Gehalte wieder auf etwa 3 % an, um sich im Laufe des Holozäns auf etwa 2 % einzupendeln.

Dagegen ist ein Vergleich aufgrund der Grobfraktion nicht so eindeutig, obwohl die Entfernung der Kerne zum Festland etwa gleich groß ist. Generell ist der Gehalt im südlichen Kern (2)1290-4 am höchsten. Wahrscheinlich beruht dies auf einem zusätzlichen Sedimenteintrag durch Eisberge aus der Barents-See.

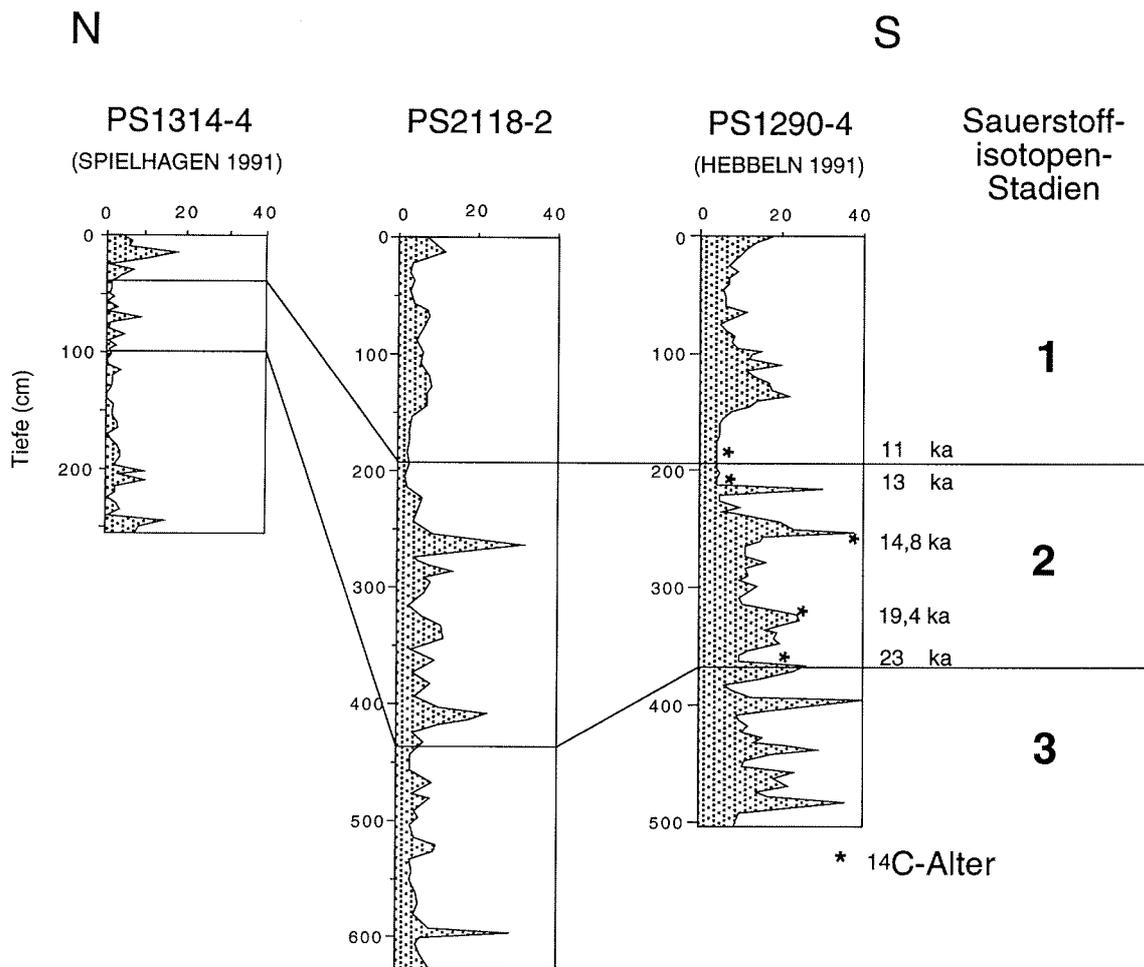


Abb. 20 Vergleich dreier Kerne aus der östlichen Framstraße (PS2118-2, PS1290-4 und PS1314-4) anhand des Gehaltes der Grobfraktion (> 63 µm) in %.

Die höchsten Gehalte an Sand und Kies treten bei den korrelierten Kernen in verschiedenen Isotopenstadien auf. Übereinstimmend zeigen die Kerne PS2118-2 und PS1290-4 maximale Grobfraktionsanteile bei etwa 15.000 Jahren vor heute, die wahrscheinlich durch das beginnende Aufbrechen des Barents-See-Eisschildes verursacht wurden. Im Bereich der Stadiengrenze 2/1 sind in allen drei Kernen Minimalwerte von 2 bis 5 % festzustellen. Ein Vergleich anhand der Grobfraktion scheint somit nicht eindeutig und sollte nur in Verbindung mit weiteren Parametern zur Korrelation verwendet werden.

5.2 Stratigraphie des Kernes PS2121-4

Aufgrund der gemessenen Sauerstoffisotopenverhältnisse ab 280 cm Kerntiefe ist zu vermuten, daß die gesamte Sedimentabfolge in das Holozän einzuordnen ist. Bestätigt wird diese Annahme durch die gemessenen AMS- ^{14}C -Alter (Abb. 21). Die Datierung ergab bei 620 cm Kerntiefe ein ermitteltes Alter von 6000 ± 60 Jahren. Durch die Reservoir-Korrektur (ELVERHØI *et al.* in press: 440 Jahre) berechnete sich daraus ein Alter von 5560 ± 60 Jahren. Somit erklärt sich die geringe Variabilität aller gemessenen Parameter durch den verhältnismäßig kurzen Ablagerungszeitraum. Die bioturbaten Strukturen, die nach ANDERSEN *et al.* (1992) von *Polychaeten* erzeugt wurden, sowie der hohe Gehalt an Kalkschalen bezeugen, daß die Ablagerungen aus einer wärmeren Zeit stammen. Beispielsweise fehlen auch die von MANGERUD *et al.* (1992) beschriebenen Fjordsedimente des Pleistozäns, die durch die vorstoßenden Gletscher eine Kornvergrößerung nach oben aufweisen.

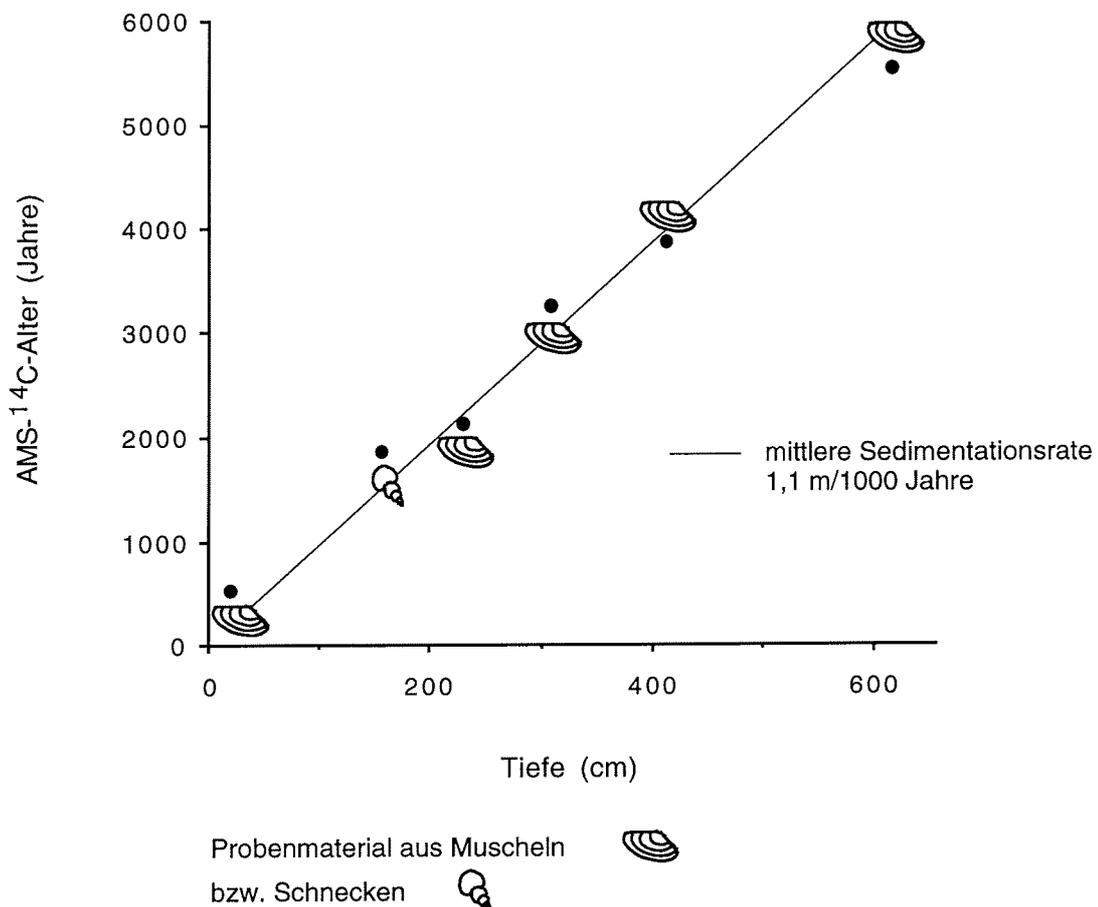


Abb. 21 Reservoir-korrigierte AMS- ^{14}C -Alter des Kernes PS2121-4, aufgetragen gegen die Tiefe.

Die mittlere Sedimentationsrate für das Holozän liegt nach den ^{14}C -Altern bei etwa 1,1 m pro 1.000 Jahre. Noch deutlich höhere Werte von bis zu einigen Zentimetern pro Jahr ermittelten ELVERHØI *et al.* (1984) anhand von ^{14}C -Datierungen, die an Muschel-schalen und Gastropoden durchgeführt wurden. ELVERHØI *et al.* (1983) führen diese hohen Raten auf sedimentbeladene Schmelzwasserströme zurück, die von den Gletschern Spitzbergens abfließen.

6. Diskussion und Interpretation

Die Interpretation der Ergebnisse liefert im Zusammenhang mit der erstellten Stratigraphie Hinweise auf die Veränderungen der paläozeanographischen und -glaziologischen Bedingungen in der östlichen Framstraße während der letzten 35.000 Jahre.

6.1 Sauerstoffisotopenstadium 3 (59.000 bis 24.000 Jahre vor heute)

Zu Beginn des Stadiums 3 ist nach VOGELSANG (1990) von einem stetigen Rückzug der Gletscher Svalbards auszugehen, der sich in Schmelzwassereinträgen widerspiegelt (KÖHLER 1992).

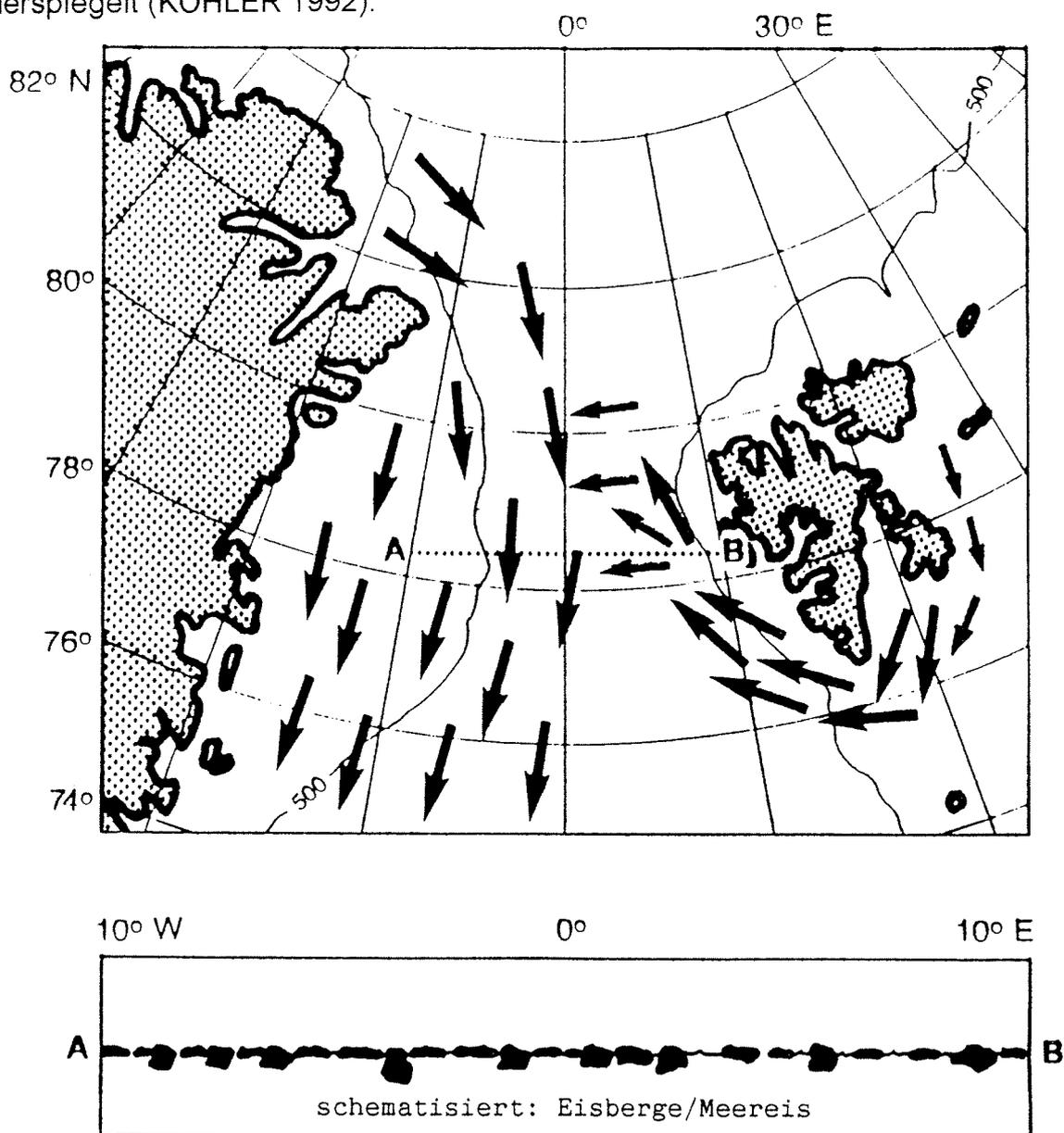


Abb. 22 Eisdriftrichtungen für das mittlere Sauerstoffisotopenstadium 3 (aus: SPIELHAGEN 1991).

Nach ANDERSEN *et al.* (1993) muß für das Stadium 3 eine Vergletscherung Ostsvvalbards angenommen werden. Desgleichen postuliert SPIELHAGEN (1991) für diesen Zeitraum einen starken Einfluß des Ostspitzbergenstromes, der Eisberge aus dem Osten Svalbards und der nordwestlichen Barents-See geliefert haben soll (Abb. 22). Dafür sprechen auch die hohen Smektit-Gehalte, die in den Sedimenten des Stadiums 3 (PS2118-2) gemessen wurden. Nach NÜRNBERG *et al.* (in press) wird Smektit von Franz Josef Land geliefert, wo er aus mesozoischen Basalten und Sedimenten gebildet wird. Von der gleichen Inselgruppe wird nach STEIN *et al.* (1993) Kaolinit heran transportiert wird. Daher müßte auch ein erhöhter Eintrag von Kaolinit zu verzeichnen sein, der sich in Kern PS2118-2 aber nicht nachweisen läßt.

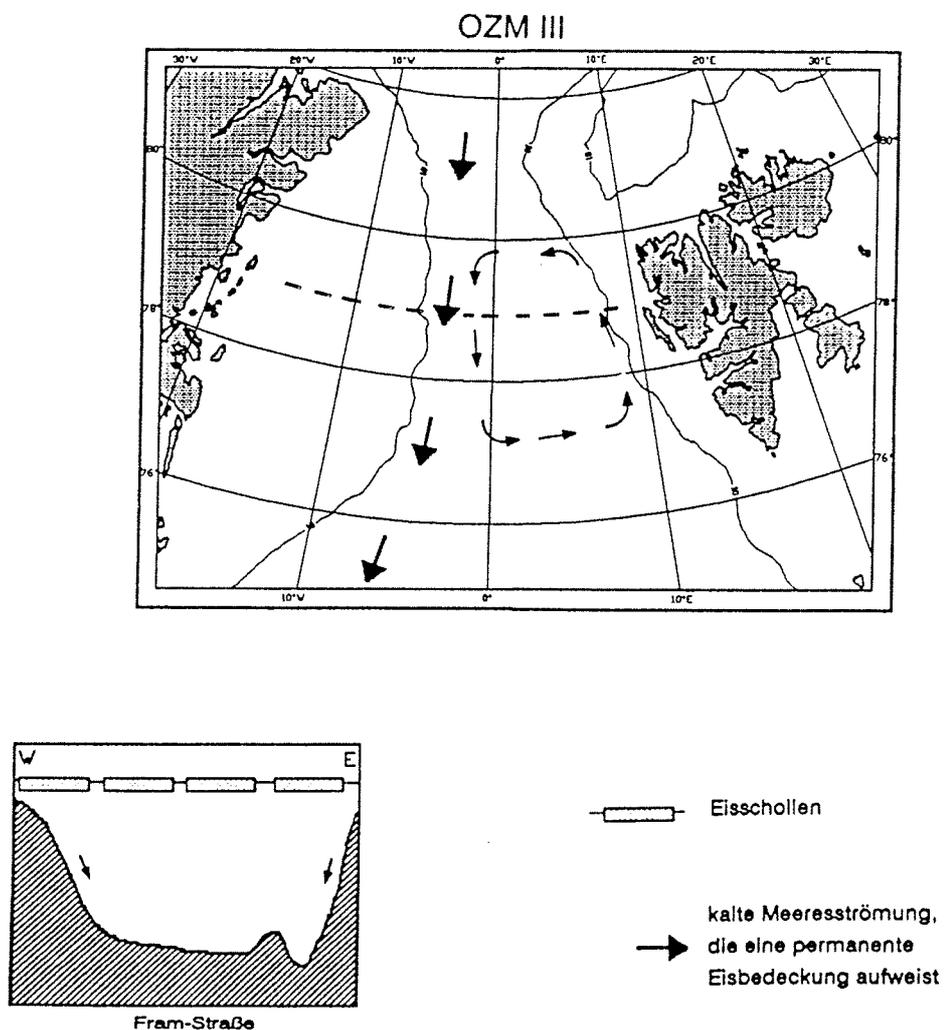


Abb. 23 Oberflächenzirkulationsmuster für das mittlere Stadium 3
 (aus: HEBBELN 1991).
 Die unterschiedliche Dicke der Pfeile zeigt unterschiedliche
 Intensitäten an.
 - - - Lage des Profils.

Für das mittlere Stadium 3 nimmt HEBBELN (1991) eine ganzjährige Eisbedeckung nordwestlich von Spitzbergen an (Abb. 23 Profil). Im Gegensatz dazu treten zwischen 35.000 und 30.000 Jahren vor heute im Kern PS2118-2 bei ungefähr 600 cm Kerntiefe relative Maxima an Sand, Kaolinit und organischem Kohlenstoff auf und weisen eher auf einen verstärkten Materialeintrag durch Eisberge hin (Abb. 24).

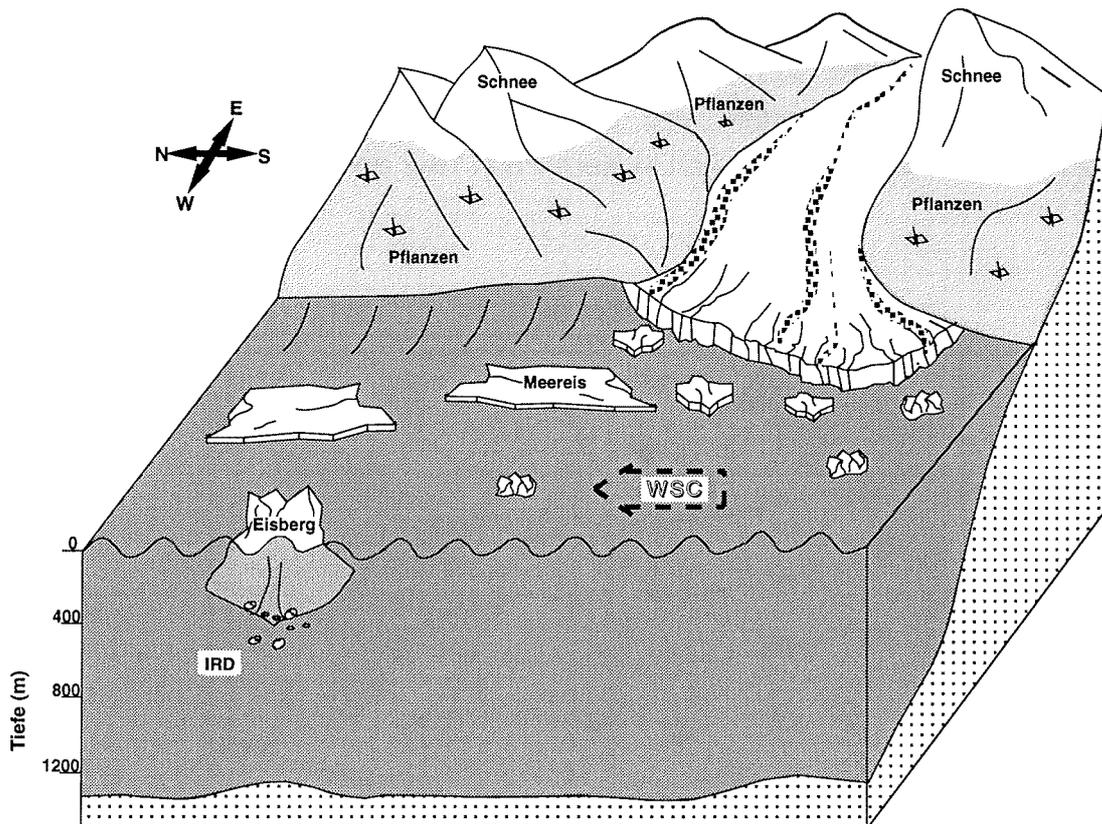


Abb. 24 Schematische Darstellung der Bedingungen während des Sauerstoffisotopenstadiums 3 westlich von Spitzbergen.

Untersuchungen von ELVERHØI *et al.* (in press) ergaben, daß die Carbonatgehalte der zwischen 27.000 und 23.000 Jahre alten Sedimente durch eine relativ große Anzahl an Foraminiferen und Coccolithen so hoch sind, daß von saisonal offenem Wasser auszugehen ist. Möglicherweise ist die saisonale Eisfreiheit durch Einstrom warmen Atlantikwassers begründet (KÖHLER 1992). Gleichzeitig tritt nur wenig IRD auf, wie auch an Kern PS2118-2 bestätigt werden kann. Daraus schließen ELVERHØI *et al.* (in press), daß die Gletscher Spitzbergens nur innerhalb der Fjorde auftraten. Für den Zeitraum zwischen 28.000 und 23.000 Jahren vor heute gehen ANDERSEN *et al.* (1992) auch nur von einem kleinen Eisschild in Ost-Svalbard aus. Das Wachstum des Barents-See-Eisschildes wird durch niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und einen hohen Gehalt an eistransportiertem Material dokumentiert.

Im Bereich der Stadiengrenze 3/2 ist nach HEBBELN (1991) zweimal mit dem Einstrom wärmeren Wassers aus Süden zu rechnen. So sprechen die hohen Smektit-Gehalte und ein hoher Anteil an Calciumcarbonat, verursacht durch planktische Mikrofossilien, im Kern PS2118-2 für eine nordwärts gerichtete Strömung entlang der Westküste Spitzbergens. Auch ANDERSEN *et al.* (1992) gehen von einem allerdings nur geringen Einfluß des Westspitzbergenstromes aus. Die Annahme von einer eisfreien östlichen Framstraße wird durch die verhältnismäßig hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (bis $0,3\text{‰}$ PDB), die im Kern PS2118-2 zwischen 450 und 560 cm Tiefe gemessen wurden, bestätigt. Im Gegensatz dazu sprechen ANDERSEN *et al.* (1993) nicht von offenem Wasser, sondern von Schmelzwassereignissen an der Westküste Spitzbergens, die als Verursacher der hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte angesehen werden. Diese Schmelzwassereignisse resultieren danach aus einem verstärkten Auftreten von Eisbergen, die den Übergang zum letzten Vereisungsmaximum (Stadium 2) einleiten.

6.2 Sauerstoffisotopenstadium 2 (24.000 bis 15.000 Jahre vor heute)

Im Verlauf des Stadiums 2 erlangten die Gletscher Spitzbergens ihre maximale Ausdehnung, die bis zum Schelfrand reichte (HEBBELN 1991). Dabei gehen ELVERHØI *et al.* (in press) davon aus, daß das Vorrücken der Gletscher in zwei Schritten erfolgte. Zunächst, vor etwa 22.000 Jahren, erreichten die Gletscher den flachen Schelf, in einem zweiten Eisvorstoß die Schelfkante (18.000 Jahre vor heute). Nach FORMAN (1989) stießen dagegen aber nur größere Gletscher bis zum Meer vor. Auch die Eisbedeckung der Barents-See hatte ihr größtes Ausmaß. Dies spiegelt sich in hohen IRD-Gehalten wider, die in Kern PS2118-2 festgestellt wurden. Damit wird die Behauptung von ANDERSEN *et al.* (1993) bestätigt, daß auch während des Stadiums 2 nördlich von 78°N von saisonaler Eisfreiheit, bedingt durch einen schwach ausgeprägten Westspitzbergenstrom, auszugehen ist. Dieser transportiert die sedimentbeladenen Eisberge aus der Barents-See in die östliche Framstraße (Abb. 25), wie beispielsweise maximale Gehalte an Kaolinit beweisen. Die im Kern PS2118-2 gemessenen erhöhten Anteile an Kaolinit und organischem Kohlenstoff im Zeitraum zwischen 24.000 und 20.000 Jahren vor heute werden durch Untersuchungen an Sedimentkernen aus der östlichen Framstraße von ELVERHØI *et al.* (in press) bestätigt.

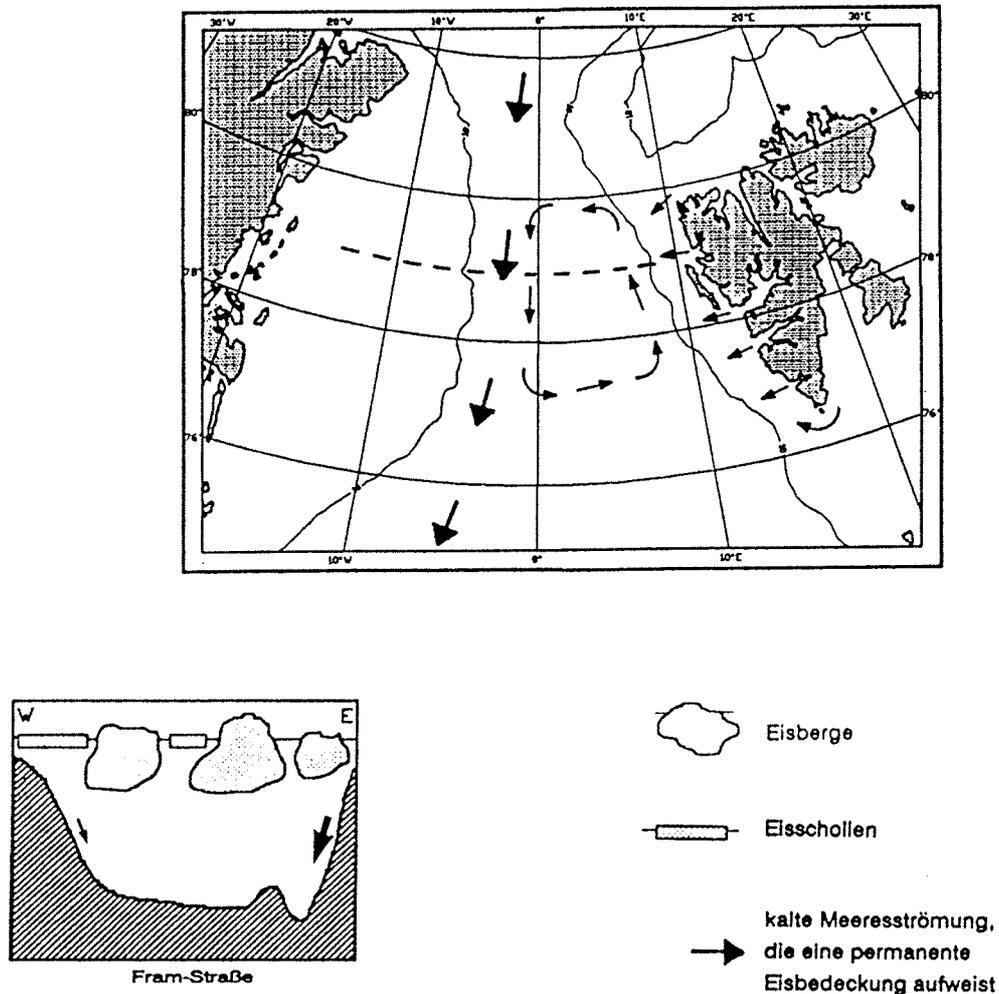


Abb. 25 Oberflächenzirkulationsmuster für das frühe Stadium 2 (aus: HEBBELN 1991).
Die unterschiedliche Dicke der Pfeile zeigt unterschiedliche Intensitäten an.
--- Lage des Profils.

Die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (bis $4,8\text{‰}$ PDB) deuten auf hochglaziale Verhältnisse während der folgenden 5.000 Jahre hin. Im Kern PS2118-2 macht sich dies auch an einem minimalen Gehalt an Foraminiferen bemerkbar. Nach ANDERSEN *et al.* (1992) und ELVERHØI *et al.* (in press) weisen die geringen Gehalte an planktischen Mikrofossilien auf eine ständige Eisbedeckung hin. Für eine ständige Eisbedeckung spricht auch der geringe Gehalt an IRD zwischen 20.000 und 15.000 Jahren vor heute. Die im Kern PS2118-2 gemessenen, äußerst hohen Carbonatgehalte werden durch carbonatische Gesteinsfragmente verursacht, die wahrscheinlich von den Gletschern Spitzbergens angeliefert wurden (Abb. 27). Zudem fallen die Gehalte an organischem Kohlenstoff im Kern PS2118-2 auf unter 1 %, was darauf schließen läßt, daß der Eintrag von terrigenem organischem Material ausblieb.

SPIELHAGEN (1991) beschreibt Schreibkreidefragmente (im Kern (2)1291), die aus der Nordsee stammen müssen und daher mit einer nordwärts gerichteten Strömung antransportiert wurden (Abb. 26). Nach ELVERHØI *et al.* (in press) finden sich in den Sedimenten außerdem Gesteinsfragmente, die von den Bären-Inseln in die Framstraße geliefert wurden.

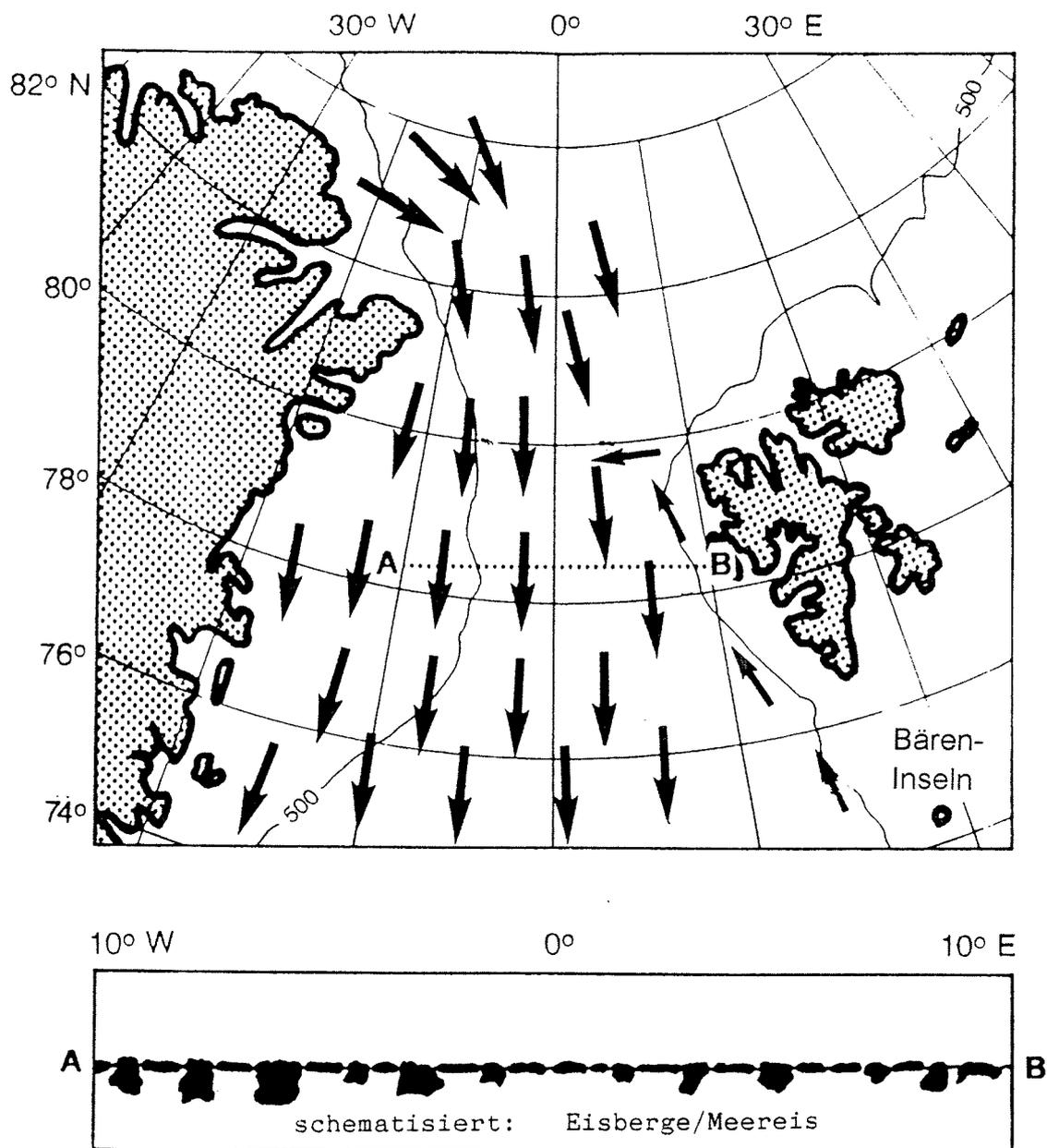


Abb. 26 Eisdriftrichtungen für das Sauerstoffisotopenstadium 2 (aus: SPIELHAGEN 1991).

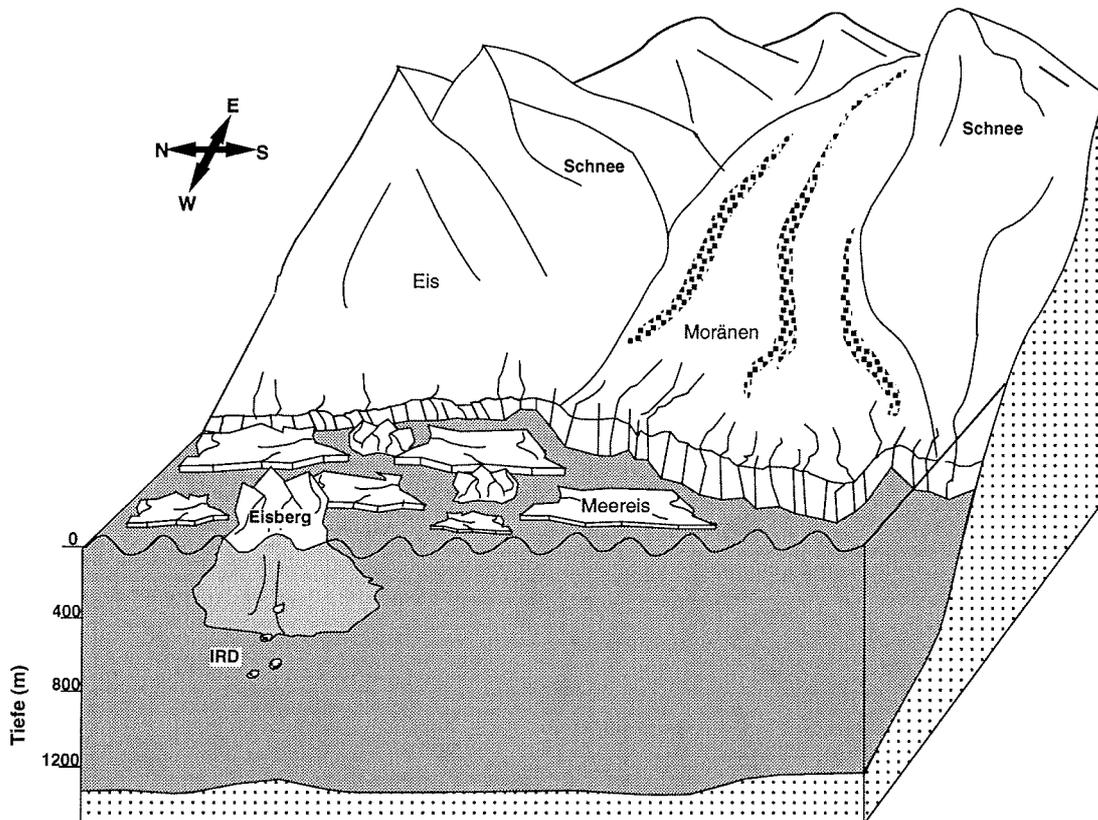


Abb. 27 Schematische Darstellung der Bedingungen während des Sauerstoffisotopenstadiums 2 westlich von Spitzbergen.

6.3 Termination I (15.000 bis 10.000 Jahre vor heute)

Nach ANDERSEN *et al.* (1993) begann der Rückzug der Gletscher spätestens vor 15.000 Jahren. Die Sauerstoffisotopenkurve des Kerns PS2118-2 zeigt allmählich fallende Werte, gleichzeitig steigt das Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff an und deutet damit auf einen verstärkten Eintrag terrigenen Materials hin. In vielen Sauerstoffisotopenkurven der östlichen Framstraße läßt sich zwischen 15.000 und 13.000 Jahren vor heute eine verstärkte Schmelzwasserproduktion feststellen, die mit hohen IRD-Werten (ELVERHØI *et al.*, in press) und einem höheren Kaolinit-Anteil (PS2118-2) einhergeht. Dies ist auch auf den Eisrückzug aus der südlichen Barents-See zurückzuführen (ELVERHØI *et al.*, in press), dessen Beginn auf 14.800 Jahre vor heute datiert wurde. Man geht davon aus, daß das Abschmelzen mindestens in 2 Schritten zwischen 13.000 und 12.000 Jahren (Termination I_A) bzw. zwischen 10.000 und 9.500 Jahren vor heute (Termination I_B) erfolgte (LEHMAN & FORMAN 1992). Abweichende Zeitangaben findet man bei ELVERHØI *et al.* (in press), die davon ausgehen, daß der Eisrückzug von der Schelfkante zwischen 14.500 und 13.500 Jahren vor heute und der Rückzug auf den inneren Schelf vor 12.500 bis 11.500 Jahren stattfand.

Dagegen liegt nach FORMAN (1993) das letzte Abschmelzereignis in Svalbard ungefähr 13.000 Jahre zurück. Ein kleinerer Gletschervorstoß vor etwa 12.400 Jahren wird von ELVERHØI et al. (in press) postuliert. Unklar ist, ob es auch während der Jüngerer Dryas (11.000 bis 10.000 Jahre vor heute) zu einer erneuten Eisbedeckung kam.

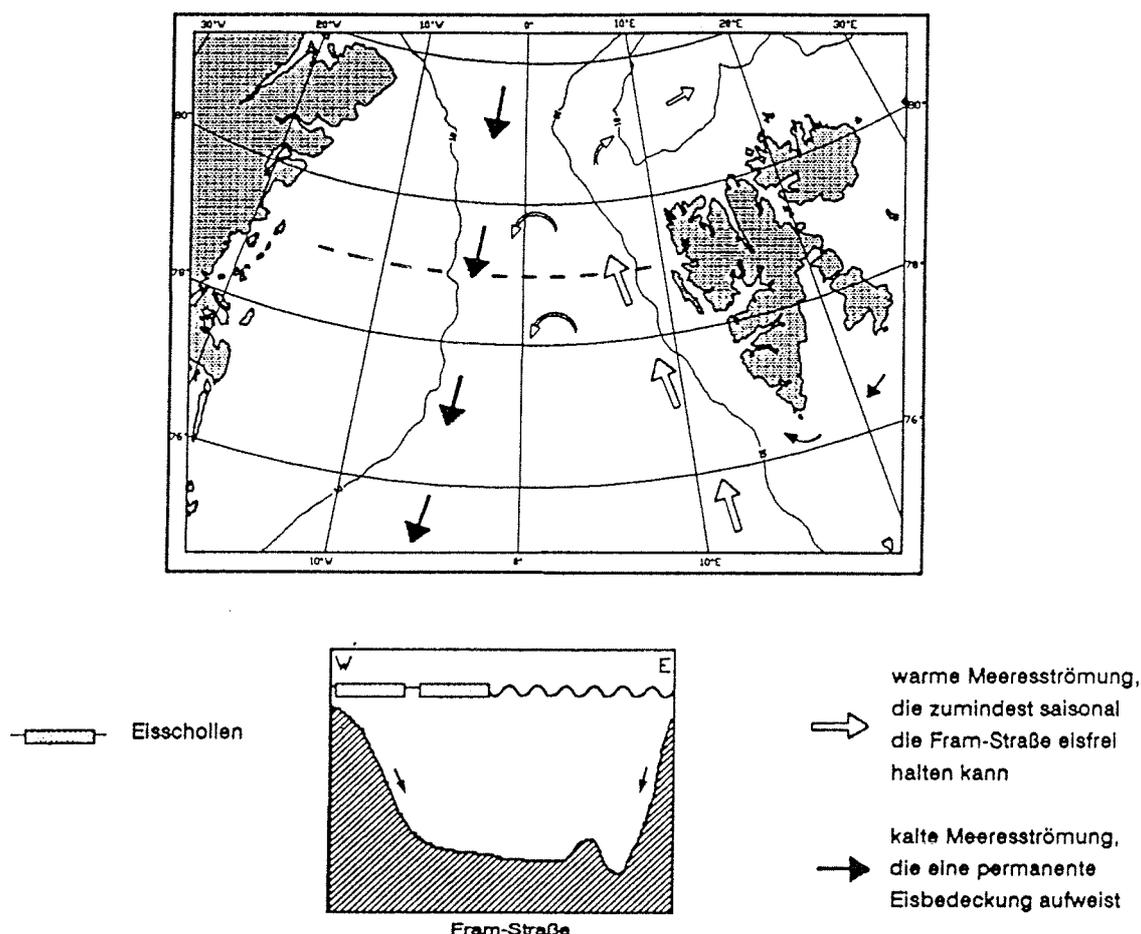


Abb. 28 Oberflächenzirkulationsmuster für die letzten 12.000 Jahre (aus: HEBBELN 1991). Die unterschiedliche Dicke der Pfeile zeigt unterschiedliche Intensitäten an. — — — Lage des Profils.

6.4 Holozän (10.000 Jahre vor heute bis rezent)

Seit Beginn des Holozäns ist nach ANDERSEN (1992) mit einem starken Einfluß des Westspitzbergenstromes zu rechnen (Abb. 29). Im Schwerelotkern PS2118-2 steigen sowohl die $\delta^{18}\text{O}$ - als auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an. Die hohen IRD-Gehalte sind wahrscheinlich auf submarine Rutschungen von Schelfsedimenten zurückzuführen (ELVERHØI 1984). Obwohl die Anteile an organischem Kohlenstoff gleichmäßig bei etwa 1 % liegen, ergibt sich ein geringeres Verhältnis von TOC zu Stickstoff. Das läßt darauf schließen, daß in den letzten 10.000 Jahren mehr marines organisches Material zur Ablagerung kam.

In Westspitzbergen herrschte zwischen 9.000 und 2.000 Jahren vor heute ein relativ warmes Klima, wobei das Klimaoptimum vor ungefähr 5.000 Jahren gewesen sein soll (WERNER 1988). Der Kongsfjord ist nach LEHMAN & FORMAN (1992) seit etwa 9.500 Jahren eisfrei (Abb. 29). Dagegen postulieren LANDVIK *et al.* (1987), daß der Kongsfjord bereits seit der frühen Weichsel-Vereisung gletscherfrei gewesen sein muß. LINDNER & MARKS (1993) gehen von mindestens vier Gletschervorstößen im Norden Spitzbergens aus.

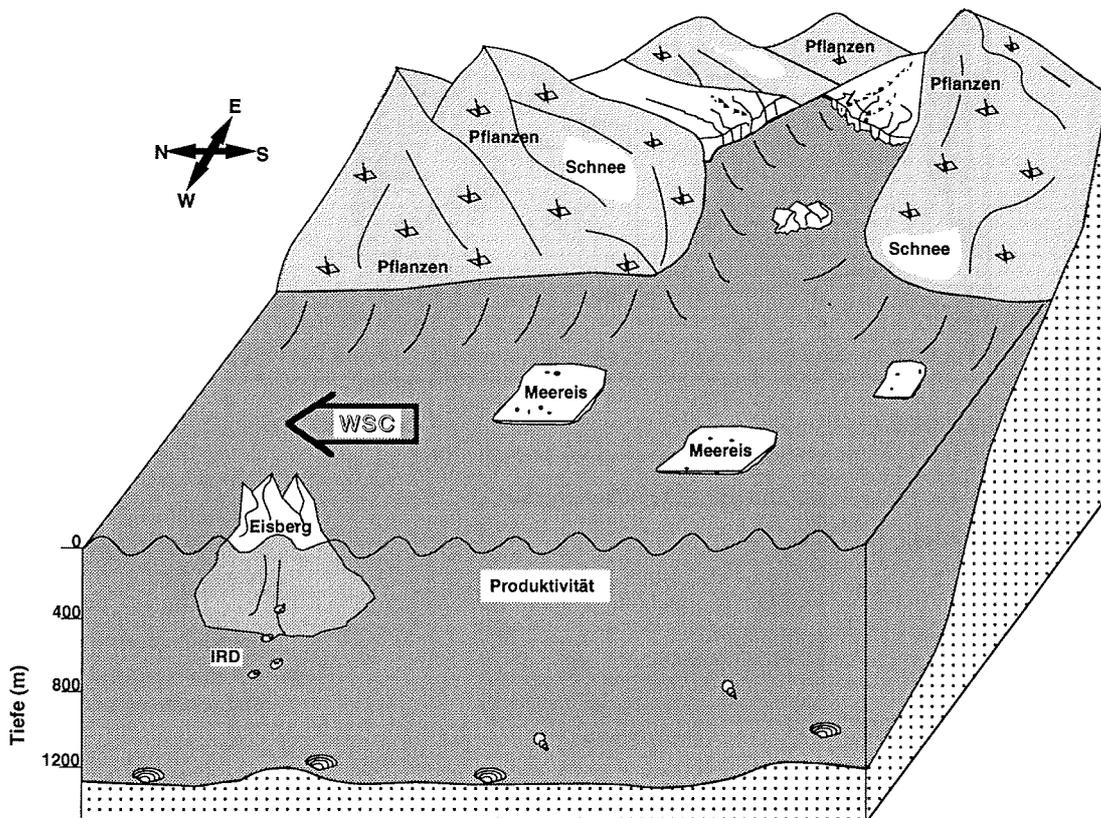


Abb. 29 Schematische Darstellung der Bedingungen während des Holozäns westlich von Spitzbergen.

Untersuchungen von WERNER (1988) ergaben, daß vor 6.000 bis 4.200 Jahren das Klima auf Spitzbergen wärmer gewesen sein muß als heute, da zu dieser Zeit weniger Meereis in den Fjorden vorhanden war. Verhältnismäßig hohe Carbonat-Gehalte im Schwerelotkern PS2121-4, verursacht durch kalkschalige, marine Organismen bestätigen auch höhere Wassertemperaturen. MANGERUD & SVENDSON (1992) stellten anhand von Sedimentkernen fest, daß während des Klimaoptimums einige Mollusken-Arten nahe der Küste Spitzbergens lebten, die heute dort nicht mehr zu finden sind.

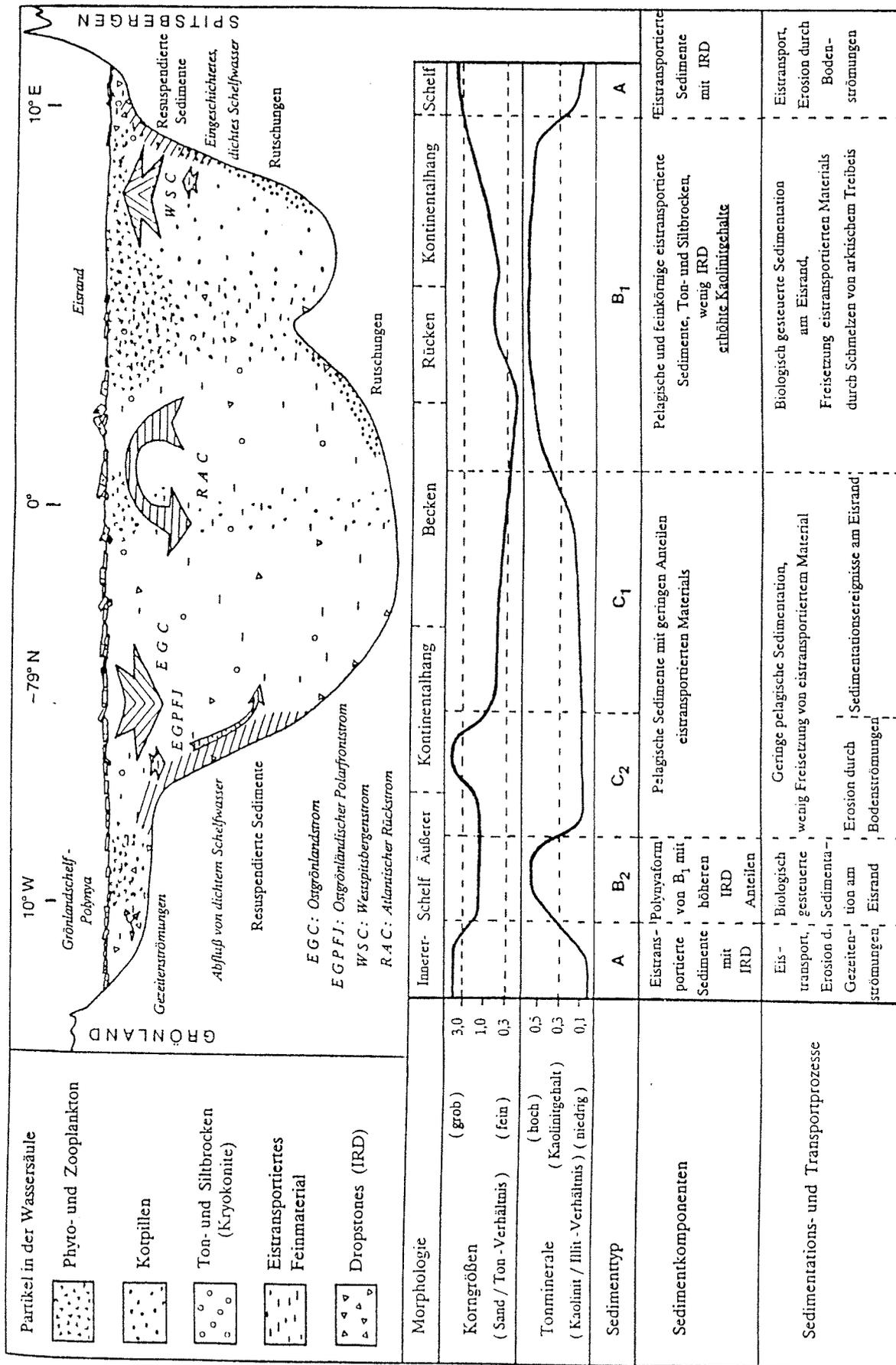


Abb. 30

Rezente Ablagerungsbedingungen in der Framstraße (aus: BERNER 1991).

Zwischen 3.500 und 2.000 Jahren vor heute vermutet WERNER (1988) aufgrund seiner Untersuchungen an Moränen einen Gletschervorstoß. Ob die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (bis $-0,8\text{‰PDB}$) im Kern PS2121-4 von 240 bis 300 cm Tiefe durch einen Gletschervorstoß verursacht wurden, bleibt fraglich, da die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte keine Veränderung anzeigen. Nach ELVERHØI *et al.* (1995) sind seit 2.500 Jahren in den Fjorden Westspitzbergens ansteigende Sedimentationsraten durch vorrückende Gletscher zu verzeichnen (Abb. 30). Im Kern PS2121-4 treten dementsprechend höhere IRD-Gehalte zwischen 150 und 230 cm Tiefe auf. Dagegen ist der Anteil an Smektit in diesem Bereich minimal. Die hohen Sedimentationsraten sind wahrscheinlich für die äußerst geringen Foraminiferengehalte im Kern PS2121-4 verantwortlich. Im späten Holozän gab es nach WERNER (1988) noch mindestens vier weitere Gletschervorstöße. Zwei davon traten in den letzten 700 Jahren während der "Kleinen Eiszeit" (little ice age) auf und werden als die größten im Holozän angesehen. Rezente Beobachtungen von ELVERHØI *et al.* (1983) zeigen, daß Gletschervorstöße auf Spitzbergen meist als sogenannte surges auftreten. Aus jüngster Zeit sind zwei aus den Jahren 1869 und 1948 bekannt geworden (ELVERHØI *et al.* 1983). Nach WERNER (1988) wird das Klima auf Spitzbergen seit dem 18. Jahrhundert milder und die Luft- und Wassertemperaturen erhöhen sich seitdem auf die heutigen Werte.

7. Literaturverzeichnis

AAGARD, K, DORNALL, C. & GREISMAN, P. (1973): Year-long current measurements in the Greenland-Spitsbergen Passage.- *Deep-Sea Res.* **20**: 743-746; Woods Hole.

ANDERSEN, E. S., SOLHEIM, A. & ELVERHØI, A. (1992): Late Cenozoic development of the Western margin of Svalbard.- Abstracts of 3. POMAN Workshop, Wildeshausen 1992.

ANDERSEN, E. S., DOKKEN, T. M., HEBBELN, D., ELVERHØI, A. & HALD, M. (1993): Timing of the last glacial maximum of the Northern Hemisphere glaciation: Did the Svalbard/Barents Sea and Fennoscandian ice sheets trigger the deglaciation?.- Abstracts of 4. PONAM Workshop, Cambridge 1993.

BERNER, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See.- *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Diss. Univ. Bremen* **20**: 167 S., 55 Abb., 15 Tab.; Bremen.

CRAIG, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometry analysis of carbon dioxide.- *Geochim. Cosmochim. Acta* **12**: p. 133-149; Ohio.

DUPLESSY, J. C., DELIBRIAS, G., TURON, J. C., PUJOL, C. & DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent.- *Paleogeogr., Paleoclimat., Palecol.*, **35**: p. 121-144; Amsterdam/Oxford.

ELVERHØI, A. (1984): Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review.- *Mar. Geol.* **57**: p. 53-88; Amsterdam/London.

ELVERHØI, A., ANDERSEN, E. S., DOKKEN, T., HEBBELN, D., SPIELHAGEN, R., SVENDSEN, J. I., SØFLATEN, M., RØRNES, A., HALD, M. & FORSBERG, C. F. (in press): The growth and decay of the Late Weichselian Ice Sheet in western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments.- Abstracts of 4. PONAM Workshop, Cambridge 1993.

ELVERHØI, A., LØNNE, Ø. & SELAND, R. (1983): Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen.- *Pol. Res.* **1**: p. 127-149, 23 Fig., 1 Tab.; Warschau.

ELVERHØI, A., PFIRMAN, S. L., SOLHEIM, A. & LARSSSEN, B. B. (1989): Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea.- *Mar. Geol.* **85**: p. 225-250; Amsterdam/London.

ELVERHØI, A. & SOLHEIM, A. (1983): The Barents Sea ice sheet - a sedimentological discussion.- *Pol. Res.*, **1**: p. 23-42; Warschau.

ELVERHØI, A., SVENDSEN, J. I., SOLHEIM, A., ANDERSEN, E. S. MILLIMAN, J., MANGERUD, J. & HOOKE, R. L. (1995): Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area.- *Jour. Geol.*, **103**: p. 1-17., 12 Fig., 1 Tab.; Chicago.

FORMAN, S. L. MANN, D. H. & MILLER, G. H. (1987): Late Weichselian and Holocene Relative Sea-level History of Brøggerhalvøya, Spitsbergen.- *Quat. Res.* **27**: p. 41-50; Washington.

FORMAN, S. L., LEHMAN, S. J. & BRIGGS, W. M. (1993): Assessing the completeness of the deglacial-marine stratigraphic record on west Spitsbergen by accelerator mass spectrometry radiocarbon dating.- *Boreas*, **22**: p. 1-6; Oslo.

- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norwegia, östliche Weddell-See.- Ber. Polarforsch. **27**: 127 S., 42 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Bremerhaven.
- HEBBELN, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Framstraße.- Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Diss. Univ. Bremen **22**: 174 S., 58 Abb., 13 Tab.; Bremen.
- HJELLE, A. & LAURITZEN, Ø. (1982): Geological Map of Svalbard, 1:500000.- Norsk Polarinstitute; Skrifter Nr. 154 C; Oslo.
- HUBBERTEN, H. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: experiences with an automatic commercial carbonate preparation device.- Terra abstracts **1**: 80 p; Oxford.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSSON, D. J., 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. L., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMANN, B. [Eds.]: Milankovitch and Climate. NATO ASI Series C, **126**. Kluwer, p. 269-305; Dordrecht.
- KENNETT, J. P. (1982): Marine Geology.- Prentice-Hall, Inc.: XV + 813 S., 348 Abb., 20 Tab.; Englewood Cliffs.
- KÖHLER, S. E. I. (1992): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.).- Geomar Report **13**: 104 S., 39 Abb., 8 Tab.; Kiel.
- KÖHLER, S. E. I. & SPIELHAGEN, R. F. (1990): The enigma of oxygen isotope stage 5 in the central Fram Strait. IN: BLEIL, U. & THIEDE, J. [Eds.]: The geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic: p. 489-497; Kluwer, Dordrecht.
- LANDVIK, J. Y., MANGERUD, J. & SALVIGSEN, O. (1987): The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard.- Pol. Res. **5**: p. 29-44; Oslo.
- LEHMAN, S. J. & FORMAN, S. L. (1992): Late Weichselian Glacier Retreat in Kongsfjorden, West Spitsbergen, Svalbard.- Quat. Res. **37**: p. 139-154; Washington.
- LINDNER, L. & MARKS, L. (1993) [Eds.]: Middle and Late Quaternary evolution of Spitsbergen against global changes.- Polish Polar Res. **14**, No. 3: p. 221-241, 5 Fig.; Warschau.
- MANGERUD, J., BOLSTAD, M., ELGERSMA, A., HELLIKSEN, D., LANDVIK, J. Y., LØNNE, I., LYCKE, A. K., SALVIGSEN, O., SANDAHL, T. & SVENDSEN, J. I. (1992): The Last Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard.- Quat. Res., **38**: p. 1-31, 13 Fig., 6 Tab.; Washington.
- MELLES, M. (1991): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis.- Ber. Polarforsch. **81**: 190 S. 66 Abb., 44 Tab.; Bremerhaven.
- MIX, A. C. & RUDDIMAN, W. F. (1985): Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen-Isotope evidence.- Quat. Sci. Rev. **4**: p. 59-108, 10 Fig., 4 Tab.;

MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1954): Munsell Color Co., Inc.: 23 p.; Baltimore.

NÜRNBERG, D., LEVITAN., M. A., PAVLIDIS, J. A. & SHELEKHOVA, E. S. (in press): Distribution of clay minerals in surface sediments from eastern Barents and southwestern Kara seas.- Geol. Rundschau; Stuttgart.

RACHOR, E. (1992): Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV "Polarstern" (EPOS II).- Ber. Polarforsch. **115**: 150 p., 57 Fig., 11 Tab.; Bremerhaven.

SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale.- Quat. Res., **3**: p. 39-55; Washington.

SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1977): Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation.- Nature **270**, no. 5634: p. 216-219; London.

SPIELHAGEN, R. F. (1991): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre.- Geomar Report **4**: 137 S., 34 Abb., 7 Tab.; Kiel.

STEIN, R., GROBE, H. & WAHSNER, M. (1993): Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean surface sediments.- Mar. Geol. **119**: p. 269-285; Amsterdam/London.

VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope.- Ber. SFB 313, Nr. **23**: 136 S., 34 Abb., 11 Tab.; Kiel.

WERNER, A. (1988): Holocene glaciation and climatic change Spitsbergen, Svalbard.- Diss. Univ. of Colorado at Boulder: 297 p., 77 Fig., 12 Tab., 2 plates; Colorado.

Tiefe (cm)	Dichte g/cm ³	Wasser (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB	Stickstoff (%)	TOC (%)
2	2.59	55.0	5.6	49.9	44.5	0.29	2.59	0.18	1.30
12	2.63	51.2	10.2	46.3	43.6	0.28	2.54	0.19	1.08
22	2.62	55.4	2.0	48.9	49.1	0.38	2.88	0.14	1.14
30	2.62	54.7	1.2	46.8	52.0	0.04	3.16	0.15	1.54
36	2.63	51.7	2.5	45.0	52.5	-0.02	3.44	0.16	1.35
46	2.65	50.6	1.2	44.4	54.4	-0.01	3.25	0.13	1.07
56	2.66	48.8	2.5	43.7	53.8	0.03	3.14	0.10	0.79
62	2.65	46.6	6.0	44.9	49.1	-0.18	3.41	0.10	0.96
68	2.65	47.2	3.5	43.1	53.4	-0.02	3.51	0.10	0.90
78	2.65	44.3	4.9	48.4	46.8	-0.06	3.58	0.12	1.07
88	2.65	47.8	2.8	48.7	48.5	0.12	3.78	0.11	1.06
98	2.64	46.3	5.1	47.0	47.9	-0.28	3.69	0.12	1.31
108	2.65	46.5	3.6	48.5	47.9	0.08	3.87	0.12	1.23
118	2.65	42.9	7.0	47.6	45.4	-0.20	3.53	0.12	1.31
128	2.64	46.4	7.4	47.8	44.8			0.10	1.16
134	2.63	40.6	6.2	40.8	53.0	-0.08	3.74	0.10	1.20
144	2.65	41.3	6.3	44.9	48.9	-0.02	3.89	0.11	1.36
154	2.64	41.7	1.6	61.6	36.8	0.02	4.07	0.11	1.41
164	2.64	43.6	1.1	42.3	56.6	-0.29	3.80	0.12	1.62
174	2.64	42.8	1.0	41.0	58.0	-0.32	3.83	0.12	1.56
184	2.64	42.7	0.3	43.0	56.7	-0.35	3.77	0.12	1.65
194	2.65	43.3	1.0	40.3	58.6	-0.40	3.86	0.13	1.65
204	2.64	43.6	0.1	39.4	60.5	-0.21	4.00	0.14	1.22
214	2.65	41.3	0.4	46.0	53.6	-0.15	4.06	0.13	1.15
224	2.65	41.0	4.7	44.2	51.1	-0.23	4.13	0.14	1.27
234	2.66	38.8				-0.16	3.65	0.12	1.34
244	2.65	41.3	2.6	51.4	45.9	-0.06	4.11	0.13	1.16
254	2.66	39.2	8.2	46.9	44.9			0.12	0.85
264	2.67	37.5	28.7	41.4	29.9	-0.17	4.05	0.12	0.81
274	2.67	42.1	3.0	44.3	52.8	-0.08	2.13	0.12	0.75
277	2.68	42.4	3.3	35.1	61.6	0.13	4.71	0.09	0.43
282	2.68	41.1	6.4	36.2	57.3	-0.01	4.69	0.08	0.37
287	2.68	41.0	13.4	44.4	42.2	0.06	4.19	0.07	0.26
292	2.69	45.5	5.6	30.4	64.0	-0.09	4.08	0.07	0.44
296	2.66	41.5	7.2	32.1	60.7	0.00	4.73	0.08	0.72
306	2.67	42.3	2.5	30.5	67.0	0.04	4.58	0.11	0.73
316	2.68	43.5	1.3	32.4	66.3	-0.03	4.62	0.09	0.68
326	2.68	40.7	4.6	33.5	61.8	0.06	4.62	0.09	0.62
334	2.67	36.7	10.6	35.3	54.1	0.07	4.72	0.07	0.49
344	2.67	38.5	11.1	35.3	53.6	0.20	4.55	0.08	0.41
354	2.67	43.1	1.8	28.8	69.4	-0.01	4.54	0.09	0.73
364	2.68	40.9	8.5	30.4	61.1	-0.15	4.58	0.08	0.56
374	2.68	40.5	2.5	31.8	65.7	0.04	4.69	0.09	0.68
384	2.68	38.6	6.7	36.8	56.5	0.21	4.62	0.08	0.51
394	2.68	41.3	2.9	35.9	61.2	0.03	4.54	0.10	0.77
404	2.67	35.5	8.1	35.9	56.0	0.07	4.66	0.09	0.86
409	2.66	28.0	21.5	43.2	35.2	0.21	4.79	0.12	1.49
414	2.67	26.4	15.5	43.7	40.8	-0.21	4.33	0.12	1.19

Tiefe (cm)	TOC/N	Carbonat (%)	Smektit (%/Ton)	Illit (%/Ton)	Kaolinit (%/Ton)	Chlorit (%/Ton)
2	7.40	10.2	3.8	60.0	16.8	19.4
12	5.79	7.6	2.4	55.4	20.1	22.1
22	7.94	6.5	3.5	58.5	17.7	20.3
30	10.27	0.3	1.9	58.2	17.9	22.0
36	8.73	1.2	2.3	59.4	17.1	21.2
46	8.44	1.7	3.6	58.5	17.3	20.7
56	8.26	1.8	3.5	59.1	17.0	20.4
62	9.59	2.2	2.1	61.9	16.5	19.5
68	9.12	1.8	2.2	58.1	18.8	20.9
78	9.22	2.9	2.2	55.9	20.1	21.9
88	9.37	2.2	2.6	55.2	19.8	22.4
98	10.81	2.7	2.0	55.6	20.8	21.6
108	9.92	2.3	2.3	57.1	19.2	21.5
118	11.28	2.4	0.9	50.3	24.3	24.5
128	11.14	0.2	3.9	45.4	25.6	25.1
134	11.51	1.5	2.2	49.6	24.8	23.5
144	12.46	0.9	1.6	46.0	28.4	24.0
154	12.57	0.6	2.4	43.6	29.5	24.6
164	13.93	0.1	1.3	42.4	31.8	24.5
174	12.92	1.1	1.3	42.7	30.9	25.0
184	13.62	0.3	2.3	40.3	31.7	25.7
194	12.92	0.4	1.4	41.4	32.6	24.6
204	11.66	4.0	1.1	41.3	31.7	25.9
214	11.49	4.7	1.7	47.1	27.7	23.6
224	11.90	4.9	0.9	43.0	32.2	23.9
234	15.07	1.6	1.6	50.3	24.7	23.4
244	11.35	3.9	4.9	51.8	22.8	20.5
254	9.09	5.0	6.1	59.3	16.5	18.0
264	8.71	5.7	4.0	59.5	16.5	20.1
274	8.22	6.1	5.2	57.4	19.3	18.1
277	6.36	8.3	7.2	60.0	16.9	15.9
282	6.08	8.3	11.8	57.5	15.8	14.9
287	4.94	8.4	13.4	56.0	16.8	13.8
292	5.97	5.3	10.7	57.2	17.2	15.0
296	8.72	9.6	6.3	62.3	16.5	14.9
306	6.61	5.9	4.5	65.8	14.4	15.3
316	7.58	5.9	5.9	62.2	15.9	16.0
326	7.12	9.7	6.2	62.6	15.3	15.9
334	6.67	8.0	5.4	62.4	15.7	16.5
344	5.38	10.1	5.2	62.0	16.8	16.1
354	7.75	10.1	4.5	62.1	16.8	16.6
364	6.72	8.6	6.3	59.8	17.2	16.7
374	7.38	7.7	4.0	63.5	15.5	17.1
384	6.83	6.8	5.8	67.4	12.5	14.3
394	7.97	5.3	4.8	62.5	15.5	17.2
404	9.34	6.6	5.1	61.1	15.8	18.0
409	13.26	1.1	0.0	65.8	15.4	18.8
414	10.06	5.5	0.2	44.5	30.2	25.0

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10^{-5} SI)						
1	103	49	275	97	330	145	249
2	109	50	297	98	325	146	227
3	121	51	291	99	314	147	238
4	159	52	297	100	325	148	238
5	155	53	291	101	319	149	238
6	177	54	291	102	314	150	233
7	194	55	307	103	298	151	222
8	205	56	302	104	330	152	206
9	200	57	270	105	303	153	195
10	239	58	275	106	298	154	190
11	229	59	291	107	314	155	206
12	224	60	281	108	303	156	211
13	252	61	286	109	325	157	206
14	242	62	275	110	309	158	195
15	275	63	243	111	282	159	206
16	249	64	254	112	276	160	179
17	282	65	270	113	271	161	190
18	245	66	243	114	266	162	185
19	261	67	270	115	276	163	185
20	278	68	259	116	260	164	190
21	247	69	249	117	250	165	179
22	269	70	265	118	260	166	174
23	237	71	254	119	250	167	174
24	238	72	254	120	255	168	185
25	271	73	265	121	266	169	190
26	223	74	254	122	271	170	196
27	240	75	233	123	255	171	164
28	263	76	249	124	244	172	185
29	247	77	254	125	245	173	164
30	269	78	233	126	239	174	174
31	302	79	249	127	261	175	169
32	303	80	270	128	250	176	180
33	282	81	254	129	256	177	175
34	245	82	270	130	256	178	159
35	257	83	260	131	277	179	169
36	242	84	292	132	293	180	169
37	269	85	297	133	310	181	169
38	265	86	303	134	294	182	159
39	276	87	308	135	256	183	159
40	282	88	303	136	278	184	153
41	245	89	314	137	261	185	153
42	259	90	319	138	240	186	164
43	248	91	308	139	235	187	175
44	269	92	297	140	256	188	159
45	243	93	297	141	262	189	154
46	243	94	319	142	251	190	170
47	243	95	298	143	254	191	170
48	253	96	324	144	232	192	186

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)						
193	165	241	185	289	308	337	367
194	175	242	185	290	308	338	356
195	127	243	190	291	281	339	340
196	154	244	228	292	276	340	340
197	176	245	218	293	282	341	341
198	170	246	212	294	276	342	330
199	181	247	207	295	271	343	339
200	181	248	234	296	298	344	307
201	165	249	245	297	314	345	318
202	176	250	245	298	314	346	286
203	181	251	250	299	304	347	291
204	181	252	261	300	325	348	286
205	165	253	288	301	336	349	286
206	165	254	278	302	320	350	291
207	171	255	294	303	299	351	280
208	176	256	310	304	315	352	270
209	160	257	310	305	320	353	313
210	165	258	321	306	337	354	313
211	182	259	310	307	315	355	345
212	198	260	310	308	326	356	324
213	182	261	316	309	321	357	318
214	182	262	316	310	337	358	361
215	192	263	332	311	343	359	388
216	182	264	354	312	348	360	388
217	171	265	349	313	370	361	399
218	187	266	360	314	375	362	404
219	187	267	387	315	364	363	383
220	187	268	381	316	386	364	399
221	160	269	387	317	397	365	394
222	182	270	392	318	370	366	410
223	166	271	360	319	381	367	388
224	188	272	387	320	381	368	415
225	177	273	366	321	370	369	415
226	183	274	366	322	360	370	442
227	167	275	344	323	371	371	437
228	178	276	350	324	365	372	426
229	199	277	328	325	382	373	415
230	183	278	323	326	387	374	421
231	210	279	307	327	393	375	415
232	237	280	302	328	387	376	437
233	221	281	302	329	398	377	432
234	205	282	297	330	409	378	426
235	227	283	286	331	404	379	432
236	206	284	281	332	383	380	453
237	211	285	291	333	399	381	448
238	179	286	292	334	372	382	448
239	179	287	308	335	356	383	480
240	185	288	313	336	362	384	475

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)						
385	443	433	405	481	407	529	437
386	437	434	394	482	408	530	405
387	410	435	383	483	381	531	416
388	426	436	400	484	386	532	406
389	416	437	394	485	386	533	400
390	421	438	384	486	381	534	401
391	416	439	378	487	397	535	417
392	427	440	395	488	414	536	417
393	427	441	395	489	398	537	412
394	416	442	363	490	403	538	423
395	443	443	398	491	425	539	407
396	459	444	376	492	419	540	407
397	448	445	355	493	425	541	402
398	432	446	371	494	425	542	380
399	432	447	344	495	441	543	370
400	438	448	334	496	420	544	386
401	405	449	334	497	431	545	370
402	368	450	356	498	409	546	370
403	346	451	345	499	420	547	375
404	330	452	367	500	393	548	386
405	309	453	372	501	388	549	402
406	292	454	377	502	372	550	386
407	271	455	367	503	405	551	376
408	239	456	345	504	405	552	386
409	249	457	351	505	399	553	397
410	239	458	378	506	410	554	419
411	206	459	362	507	421	555	419
412	190	460	378	508	394	556	424
413	180	461	384	509	411	557	430
414	180	462	395	510	405	558	424
415	201	463	400	511	405	559	408
416	201	464	422	512	389	560	408
417	207	465	400	513	406	561	419
418	217	466	417	514	400	562	419
419	201	467	438	515	395	563	419
420	223	468	438	516	395	564	435
421	255	469	417	517	401	565	430
422	279	470	428	518	395	566	419
423	328	471	406	519	401	567	409
424	366	472	433	520	412	568	430
425	377	473	417	521	412	569	414
426	393	474	434	522	399	570	441
427	409	475	423	523	436	571	425
428	415	476	439	524	431	572	447
429	420	477	418	525	453	573	436
430	442	478	418	526	442	574	458
431	437	479	402	527	442	575	458
432	399	480	391	528	443	576	452

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)	Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)
577	452	625	358
578	463	626	358
579	469	627	342
580	479	628	331
581	490	629	321
582	496	630	289
583	523	631	246
584	523	632	186
585	523	633	127
586	501	634	79
587	501	635	41
588	480	636	20
589	453	637	15
590	437	638	4
591	415	639	4
592	426	640	4
593	437	641	0
594	448		
595	453		
596	432		
597	443		
598	421		
599	416		
600	432		
601	438		
602	454		
603	454		
604	411		
605	395		
606	368		
607	368		
608	400		
609	390		
610	406		
611	427		
612	433		
613	417		
614	433		
615	417		
616	411		
617	406		
618	406		
619	379		
620	369		
621	379		
622	363		
623	363		
624	374		

Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)								
1	4	49	2	97	3	145	4	193	0
2	7	50	0	98	8	146	4	194	0
3	3	51	0	99	7	147	1	195	3
4	6	52	0	100	8	148	2	196	0
5	2	53	0	101	5	149	4	197	0
6	1	54	1	102	8	150	2	198	0
7	1	55	0	103	11	151	3	199	0
8	2	56	1	104	9	152	2	200	0
9	1	57	0	105	6	153	3	201	0
10	1	58	0	106	3	154	3	202	0
11	0	59	1	107	5	155	1	203	0
12	0	60	0	108	6	156	1	204	0
13	0	61	2	109	3	157	0	205	0
14	0	62	1	110	3	158	2	206	0
15	1	63	3	111	2	159	1	207	1
16	1	64	1	112	4	160	0	208	0
17	0	65	0	113	5	161	0	209	0
18	0	66	2	114	3	162	0	210	0
19	1	67	1	115	3	163	2	211	0
20	0	68	1	116	1	164	3	212	0
21	0	69	1	117	6	165	1	213	0
22	1	70	2	118	4	166	1	214	0
23	0	71	1	119	1	167	3	215	0
24	5	72	3	120	3	168	2	216	0
25	3	73	5	121	1	169	1	217	0
26	4	74	3	122	5	170	4	218	0
27	1	75	4	123	5	171	3	219	1
28	0	76	4	124	3	172	1	220	2
29	3	77	2	125	4	173	1	221	2
30	1	78	4	126	10	174	0	222	1
31	1	79	6	127	13	175	1	223	0
32	0	80	6	128	12	176	0	224	3
33	2	81	7	129	7	177	1	225	3
34	3	82	4	130	8	178	2	226	0
35	4	83	3	131	3	179	0	227	0
36	4	84	9	132	6	180	3	228	2
37	6	85	10	133	10	181	2	229	2
38	9	86	13	134	5	182	0	230	0
39	2	87	14	135	5	183	0	231	1
40	3	88	8	136	4	184	0	232	0
41	0	89	0	137	4	185	0	233	1
42	0	90	1	138	6	186	0	234	1
43	0	91	2	139	6	187	0	235	0
44	0	92	0	140	3	188	0	236	0
45	0	93	1	141	4	189	0	237	1
46	1	94	0	142	8	190	0	238	0
47	3	95	2	143	5	191	0	239	1
48	8	96	3	144	3	192	0	240	3

Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)								
241	1	289	1	337	1	385	1	433	2
242	2	290	0	338	0	386	0	434	1
243	2	291	2	339	1	387	3	435	1
244	1	292	1	340	0	388	1	436	0
245	4	293	0	341	0	389	1	437	0
246	3	294	0	342	1	390	0	438	0
247	8	295	1	343	0	391	1	439	2
248	10	296	0	344	0	392	0	440	0
249	6	297	2	345	1	393	0	441	1
250	3	298	1	346	1	394	0	442	0
251	4	299	2	347	1	395	0	443	0
252	7	300	4	348	0	396	0	444	1
253	7	301	2	349	0	397	0	445	0
254	5	302	4	350	1	398	0	446	3
255	8	303	2	351	0	399	0	447	3
256	9	304	1	352	1	400	1	448	0
257	4	305	0	353	0	401	1	449	0
258	2	306	1	354	1	402	3	450	0
259	3	307	3	355	0	403	5	451	0
260	4	308	2	356	1	404	8	452	0
261	5	309	3	357	1	405	6	453	0
262	12	310	2	358	1	406	4	454	0
263	11	311	2	359	1	407	5	455	0
264	7	312	2	360	1	408	7	456	0
265	6	313	1	361	1	409	8	457	0
266	4	314	0	362	0	410	8	458	1
267	5	315	2	363	1	411	6	459	0
268	6	316	1	364	0	412	5	460	0
269	5	317	1	365	2	413	7	461	1
270	4	318	0	366	0	414	6	462	0
271	4	319	0	367	0	415	6	463	0
272	0	320	0	368	1	416	5	464	0
273	0	321	1	369	0	417	5	465	0
274	0	322	1	370	2	418	6	466	8
275	0	323	1	371	5	419	5	467	7
276	1	324	2	372	4	420	2	468	2
277	0	325	2	373	4	421	2	469	0
278	0	326	3	374	3	422	1	470	0
279	0	327	3	375	1	423	1	471	0
280	0	328	1	376	2	424	5	472	5
281	0	329	3	377	2	425	1	473	2
282	3	330	3	378	4	426	2	474	1
283	3	331	0	379	3	427	1	475	0
284	1	332	0	380	2	428	7	476	0
285	1	333	0	381	1	429	3	477	1
286	3	334	0	382	1	430	8	478	1
287	1	335	0	383	0	431	9	479	0
288	1	336	3	384	0	432	0	480	1

Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)	Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)	Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)	Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)
481	0	529	2	577	2	625	1
482	1	530	3	578	1	626	1
483	0	531	6	579	2	627	3
484	0	532	0	580	0	628	5
485	1	533	0	581	1	629	0
486	3	534	2	582	0	630	2
487	1	535	2	583	1	631	4
488	0	536	1	584	0	632	3
489	0	537	3	585	1		
490	0	538	2	586	0		
491	0	539	1	587	0		
492	0	540	1	588	1		
493	0	541	2	589	1		
494	0	542	1	590	2		
495	0	543	2	591	2		
496	1	544	2	592	2		
497	0	545	3	593	5		
498	0	546	3	594	3		
499	0	547	0	595	1		
500	1	548	2	596	2		
501	1	549	0	597	3		
502	0	550	1	598	3		
503	0	551	0	599	5		
504	0	552	0	600	2		
505	0	553	0	601	2		
506	0	554	0	602	1		
507	1	555	1	603	3		
508	1	556	1	604	3		
509	2	557	1	605	4		
510	0	558	0	606	2		
511	3	559	0	607	1		
512	2	560	0	608	0		
513	0	561	0	609	1		
514	0	562	0	610	0		
515	3	563	1	611	1		
516	3	564	1	612	4		
517	0	565	0	613	5		
518	0	566	0	614	3		
519	0	567	0	615	7		
520	0	568	2	616	2		
521	0	569	9	617	1		
522	0	570	1	618	2		
523	1	571	2	619	0		
524	0	572	0	620	2		
525	0	573	1	621	0		
526	0	574	0	622	2		
527	0	575	0	623	1		
528	4	576	0	624	1		

Tiefe (cm)	Dichte (g/cm ³)	Wasser (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB	Stickstoff (%)	TOC (%)
2	2,63	27,8	1,9	58,4	39,8	0,24	2,76	0,3	2,4
7	2,64	25,1	2,1	62,0	35,9	0,33	2,92	0,3	2,1
12	2,63	26,2	1,9	61,8	36,3			0,3	2,2
22	2,63	24,9	1,7	61,1	37,2			0,3	2,1
32	2,63	24,8	3,3	60,0	36,8	-0,01	2,89	0,3	2,4
42	2,64	25,9	2,2	62,1	35,7			0,3	2,0
52	2,63	24,6						0,3	2,4
62	2,64	22,4						0,3	2,2
70	2,65	23,0	2,7	59,4	37,9			0,2	2,1
74	2,65	23,1	2,3	60,5	37,2			0,3	2,2
84	2,63	24,4	2,0	60,6	37,4			0,3	2,4
94	2,64	24,3	2,3	59,4	38,3	0,13	2,88	0,3	2,2
104	2,63	25,1	3,0	58,8	38,2			0,3	2,3
114	2,63	23,9	1,8	57,7	40,4			0,3	2,2
124	2,64	24,3	4,3	59,1	36,6			0,3	2,3
134	2,63	23,7	2,6	59,9	37,5			0,3	2,3
145	2,64	21,5	5,0	57,8	37,2			0,3	2,3
155	2,64	21,1	2,5	58,8	38,7			0,3	2,5
165	2,63	20,4	2,8	57,0	40,2			0,3	2,3
174	2,64	21,1	3,4	58,1	38,5			0,3	2,3
184	2,64	21,7	1,8	57,9	40,3				2,4
194	2,64	23,7	2,9	58,2	38,9			0,3	2,4
204	2,63	23,2	2,9	58,4	38,8			0,3	2,3
214	2,64	17,1	4,2	60,2	35,5			0,3	2,4
224	2,63	23,2	2,4	61,7	35,9			0,3	2,4
230	2,64	23,1	2,6	61,4	36,0			0,3	2,3
240	2,64	22,8	2,5	60,6	36,9	-0,80	2,63	0,3	2,3
251	2,62	22,5	2,5	59,4	38,2	-0,47	3,15	0,3	2,4
261	2,62	21,6	2,4	59,8	37,8			0,3	2,7
271	2,63	20,4	2,6	60,7	36,7	-0,60	3,03	0,3	2,4
276	2,63	20,9	2,9	60,5	36,6	-0,73	3,00	0,3	2,5
286	2,62	23,1	1,8	60,1	38,1	-0,17	2,92	0,3	2,5
296	2,62	22,2	2,5	60,8	36,7	-0,18	2,89	0,3	2,6
306	2,63	22,2	2,9	59,5	37,6	-0,40	3,39	0,3	2,6
310	2,62	21,9	4,0	59,2	36,9	0,02	3,19	0,3	2,4
316	2,61	26,7	1,9	59,3	38,7	0,12	3,41	0,3	2,7
326	2,61	22,6	2,0	58,7	39,3	0,25	3,52	0,3	2,6
329	2,62	23,0	1,8	58,8	39,4	0,43	3,50	0,3	2,8
339	2,61	22,1	4,4	57,8	37,8	0,18	3,17	0,3	2,8
349	2,61	21,7	2,6	58,4	39,0	-0,01	3,40	0,3	2,8
359	2,60	25,2	1,5	58,7	39,8	0,33	3,47	0,3	2,8
369	2,62	23,1	2,5	57,6	39,9	0,16	3,18	0,3	2,8
379	2,61	23,7	3,0	59,5	37,4	0,24	3,32	0,3	2,7
389	2,61	23,4	2,3	58,8	38,9	0,07	3,26	0,3	2,6
393	2,60	22,7	3,2	59,0	37,8	-0,11	3,29	0,3	2,9
403	2,61	21,8	4,6	57,5	37,9	-0,06	3,24	0,3	2,7
413	2,59	24,4	2,4	58,1	39,5	0,19	3,25	0,3	3,1
422	2,59	20,7	2,2	58,1	39,7	-0,16	3,22	0,3	3,0

Tiefe (cm)	TOC/N	Carbonat (%)	Smektit (%/Ton)	Illit (%/Ton)	Kaolinit (%/Ton)	Chlorit (%/Ton)
2	8.1	6.7	4.8	45.5	15.3	34.5
7	7.6	8.5	4.3	46.3	14.2	35.2
12	7.9	8.4	4.3	44.1	15.6	35.9
22	8.0	8.2	4.2	45.2	15.4	35.2
32	8.5	7.6	5.1	44.3	15.9	34.7
42	7.8	9.7	0.0	45.3	17.1	37.6
52	8.5	7.9	0.0	48.0	17.0	35.1
62	8.7	8.6	0.4	48.9	16.1	34.6
70	8.8	7.0	0.0	46.3	17.4	36.3
74	8.6	8.8	0.3	47.4	17.2	35.2
84	8.8	7.2	0.2	48.7	16.2	34.9
94	8.4	8.5	0.3	43.2	16.8	39.7
104	9.0	7.5	0.2	48.8	16.1	35.0
114	8.7	7.4	0.6	45.1	17.1	37.3
124	8.9	7.5	0.5	44.4	17.1	38.1
134	8.6	8.2	0.5	44.4	17.4	37.8
145	8.5	7.7	0.0	48.8	14.9	36.3
155	9.0	6.4	0.0	50.8	16.0	33.2
165	7.9	9.7	0.2	50.4	16.6	32.9
174	8.6	7.5	0.6	47.1	16.7	35.7
184		3.3	0.5	48.5	16.7	34.3
194	8.5	7.9	0.8	46.0	17.2	36.0
204	8.5	8.4	0.0	47.8	16.2	36.0
214	8.4	8.2	6.3	42.0	17.1	34.6
224	8.4	7.7	0.0	49.6	16.2	34.2
230	8.4	7.5	0.8	50.5	15.8	32.9
240	8.5	7.7	0.6	52.6	15.4	31.5
251	8.4	8.5	7.9	45.6	15.0	31.6
261	9.6	5.7	7.0	43.5	16.6	32.9
271	8.4	8.0	8.2	42.8	15.7	33.3
276	9.1	7.3	8.3	43.9	16.3	31.5
286	8.4	8.2	5.7	43.1	17.3	33.9
296	8.7	8.8	4.5	46.2	17.2	32.2
306	8.7	8.3	7.0	45.1	17.2	30.7
310	8.2	10.2	7.7	44.1	16.3	32.0
316	8.7	8.0	6.4	44.8	17.1	31.8
326	8.2	9.0	6.6	42.1	17.7	33.6
329	9.0	7.5	7.9	44.3	16.2	31.6
339	8.5	6.9	8.7	41.4	17.6	32.3
349	8.9	7.2	9.2	41.6	17.1	32.1
359	8.6	7.3	8.0	45.4	17.1	29.6
369	8.9	7.1	8.1	41.9	18.0	32.0
379	8.4	8.7	10.5	41.1	16.9	31.5
389	7.9	9.8	8.9	42.4	16.8	32.0
393	8.3	8.1	7.7	44.3	16.5	31.5
403	8.6	7.6	7.8	45.1	16.7	30.5
413	8.8	6.9	9.4	42.0	17.0	31.6
422	8.5	9.2	6.7	45.4	17.3	30.7

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)						
1	84	49	107	97	74	145	75
2	100	50	117	98	80	146	75
3	89	51	106	99	85	147	80
4	83	52	111	100	74	148	75
5	99	53	116	101	79	149	69
6	104	54	110	102	79	150	58
7	98	55	104	103	74	151	58
8	113	56	93	104	79	152	64
9	118	57	93	105	74	153	69
10	118	58	92	106	74	154	69
11	123	59	97	107	79	155	74
12	117	60	81	108	68	156	74
13	127	61	91	109	68	157	68
14	111	62	88	110	68	158	74
15	105	63	87	111	73	159	74
16	110	64	76	112	73	160	68
17	110	65	86	113	73	161	68
18	115	66	80	114	67	162	59
19	114	67	64	115	57	163	64
20	124	68	69	116	78	164	91
21	108	69	79	117	67	165	86
22	129	70	89	118	72	166	119
23	107	71	110	119	72	167	162
24	112	72	126	120	72	168	243
25	101	73	125	121	67	169	421
26	111	74	108	122	67	170	835
27	105	75	103	123	72	171	1384
28	94	76	54	124	77	172	1686
29	110	77	69	125	66	173	1385
30	115	78	53	126	66	174	906
31	120	79	47	127	55	175	562
32	109	80	41	128	66	176	369
33	119	81	29	129	71	177	224
34	108	82	40	130	71	178	176
35	102	83	87	131	71	179	133
36	107	84	92	132	76	180	122
37	101	85	92	133	76	181	101
38	101	86	92	134	71	182	75
39	95	87	81	135	81	183	84
40	111	88	81	136	65	184	85
41	110	89	86	137	70	185	101
42	110	90	75	138	60	186	91
43	115	91	70	139	59	187	80
44	104	92	75	140	59	188	86
45	108	93	64	141	70	189	70
46	108	94	86	142	65	190	60
47	108	95	75	143	75	191	66
48	91	96	80	144	80	192	66

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)						
193	66	241	69	289	58	337	55
194	67	242	75	290	63	338	59
195	62	243	65	291	63	339	69
196	51	244	81	292	69	340	85
197	57	245	82	293	63	341	69
198	52	246	71	294	64	342	80
199	47	247	77	295	53	343	53
200	26	248	88	296	58	344	47
201	37	249	89	297	74	345	69
202	27	250	68	298	64	346	42
203	22	251	79	299	69	347	52
204	27	252	52	300	64	348	47
205	28	253	37	301	64	349	68
206	44	254	32	302	64	350	79
207	61	255	37	303	69	351	63
208	72	256	27	304	53	352	41
209	67	257	28	305	59	353	57
210	73	258	60	306	59	354	73
211	68	259	55	307	53	355	57
212	68	260	62	308	59	356	68
213	52	261	72	309	70	357	57
214	53	262	67	310	64	358	57
215	37	263	67	311	64	359	67
216	32	264	73	312	70	360	46
217	38	265	67	313	65	361	40
218	38	266	73	314	70	362	51
219	44	267	67	315	65	363	51
220	49	268	67	316	38	364	67
221	50	269	57	317	39	365	56
222	45	270	62	318	55	366	67
223	40	271	62	319	55	367	72
224	40	272	57	320	28	368	72
225	51	273	62	321	50	369	67
226	30	274	62	322	39	370	45
227	30	275	52	323	50	371	61
228	36	276	57	324	44	372	50
229	47	277	57	325	28	373	45
230	42	278	63	326	50	374	61
231	43	279	52	327	44	375	71
232	54	280	57	328	17	376	50
233	27	281	63	329	55	377	50
234	22	282	63	330	76	378	66
235	23	283	52	331	55	379	60
236	34	284	52	332	44	380	71
237	23	285	58	333	39	381	71
238	24	286	52	334	12	382	55
239	31	287	58	335	39	383	49
240	42	288	52	336	55	384	60

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)						
385	65	433	46	481	47	529	56
386	76	434	46	482	47	530	45
387	65	435	39	483	42	531	61
388	49	436	55	484	42	532	56
389	70	437	66	485	58	533	56
390	70	438	55	486	42	534	43
391	75	439	50	487	74	535	49
392	54	440	55	488	80	536	65
393	64	441	55	489	53	537	54
394	48	442	45	490	74	538	54
395	64	443	55	491	58	539	65
396	64	444	50	492	69	540	65
397	59	445	50	493	80	541	59
398	37	446	50	494	58	542	65
399	64	447	50	495	58	543	59
400	37	448	66	496	64	544	65
401	42	449	61	497	58	545	54
402	74	450	67	498	53	546	48
403	63	451	67	499	59	547	59
404	58	452	67	500	32	548	59
405	52	453	51	501	48	549	54
406	58	454	67	502	43	550	48
407	36	455	51	503	37	551	53
408	36	456	56	504	48	552	48
409	63	457	56	505	64	553	59
410	47	458	56	506	59	554	53
411	41	459	67	507	75	555	53
412	46	460	51	508	43	556	48
413	68	461	73	509	54	557	53
414	68	462	51	510	48	558	59
415	73	463	73	511	59	559	64
416	35	464	46	512	54	560	53
417	19	465	67	513	39	561	64
418	68	466	62	514	28	562	42
419	30	467	62	515	50	563	64
420	41	468	51	516	55	564	42
421	35	469	68	517	61	565	53
422	30	470	68	518	55	566	47
423	30	471	62	519	45	567	42
424	30	472	57	520	61	568	47
425	62	473	52	521	66	569	53
426	73	474	52	522	77	570	58
427	62	475	63	523	77	571	53
428	62	476	41	524	88	572	42
429	30	477	36	525	77	573	52
430	19	478	57	526	72	574	52
431	40	479	36	527	66	575	58
432	24	480	47	528	45	576	52

Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)	Tiefe (cm)	Suszeptibilität (10 ⁻⁵ SI)
577	52	625	2
578	47	626	2
579	47	627	2
580	58	628	2
581	47	629	0
582	52	630	1
583	63	631	1
584	47	632	0
585	47		
586	52		
587	52		
588	52		
589	41		
590	52		
591	57		
592	57		
593	52		
594	62		
595	57		
596	57		
597	51		
598	51		
599	46		
600	46		
601	46		
602	46		
603	62		
604	51		
605	46		
606	40		
607	56		
608	51		
609	51		
610	51		
611	51		
612	45		
613	35		
614	51		
615	40		
616	29		
617	24		
618	24		
619	23		
620	34		
621	34		
622	23		
623	23		
624	13		

Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)								
1	0	49	0	97	0	145	1	193	0
2	0	50	1	98	0	146	0	194	1
3	0	51	1	99	0	147	1	195	1
4	0	52	1	100	0	148	2	196	4
5	1	53	0	101	0	149	0	197	1
6	1	54	0	102	1	150	1	198	0
7	0	55	0	103	0	151	0	199	2
8	0	56	0	104	0	152	0	200	1
9	0	57	0	105	0	153	0	201	1
10	0	58	0	106	0	154	3	202	1
11	1	59	0	107	0	155	2	203	0
12	0	60	0	108	0	156	1	204	0
13	1	61	0	109	0	157	1	205	2
14	0	62	0	110	0	158	0	206	1
15	0	63	0	111	1	159	0	207	0
16	0	64	0	112	1	160	0	208	0
17	0	65	1	113	0	161	3	209	0
18	0	66	0	114	5	162	3	210	1
19	0	67	2	115	2	163	1	211	0
20	0	68	1	116	0	164	0	212	1
21	0	69	0	117	1	165	0	213	0
22	0	70	0	118	0	166	0	214	0
23	1	71	0	119	1	167	3	215	4
24	1	72	0	120	1	168	1	216	1
25	0	73	0	121	0	169	0	217	1
26	2	74	0	122	0	170	1	218	0
27	1	75	0	123	2	171	2	219	0
28	0	76	1	124	1	172	0	220	1
29	1	77	2	125	0	173	2	221	3
30	2	78	0	126	1	174	2	222	3
31	2	79	0	127	0	175	3	223	1
32	1	80	0	128	0	176	4	224	3
33	0	81	0	129	1	177	3	225	3
34	1	82	1	130	0	178	1	226	1
35	0	83	0	131	0	179	0	227	0
36	0	84	0	132	0	180	1	228	0
37	0	85	1	133	1	181	3	229	1
38	0	86	1	134	0	182	1	230	0
39	0	87	0	135	2	183	0	231	0
40	0	88	0	136	0	184	0	232	0
41	1	89	1	137	1	185	0	233	0
42	0	90	0	138	0	186	0	234	1
43	0	91	1	139	0	187	1	235	0
44	0	92	0	140	2	188	0	236	1
45	0	93	2	141	0	189	1	237	1
46	1	94	1	142	1	190	2	238	0
47	1	95	1	143	1	191	2	239	1
48	0	96	0	144	3	192	3	240	1

Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)								
241	0	289	0	337	3	385	0	433	0
242	1	290	0	338	1	386	0	434	0
243	1	291	0	339	0	387	0	435	0
244	0	292	2	340	0	388	0	436	0
245	0	293	0	341	0	389	0	437	1
246	0	294	0	342	0	390	2	438	1
247	0	295	0	343	0	391	0	439	2
248	0	296	0	344	1	392	0	440	3
249	0	297	1	345	1	393	0	441	3
250	0	298	0	346	0	394	0	442	1
251	1	299	0	347	0	395	2	443	0
252	1	300	1	348	1	396	2	444	0
253	0	301	0	349	3	397	1	445	0
254	1	302	1	350	1	398	0	446	0
255	0	303	0	351	2	399	0	447	0
256	2	304	0	352	2	400	0	448	0
257	3	305	0	353	3	401	1	449	0
258	2	306	0	354	1	402	1	450	1
259	1	307	0	355	0	403	1	451	0
260	1	308	1	356	1	404	2	452	0
261	0	309	2	357	0	405	1	453	0
262	2	310	2	358	1	406	2	454	0
263	2	311	0	359	0	407	0	455	0
264	2	312	0	360	0	408	0	456	0
265	4	313	0	361	0	409	0	457	0
266	4	314	2	362	0	410	0	458	0
267	0	315	1	363	0	411	0	459	0
268	0	316	1	364	0	412	0	460	0
269	0	317	0	365	1	413	0	461	0
270	1	318	0	366	0	414	0	462	0
271	1	319	0	367	0	415	0	463	3
272	0	320	1	368	0	416	0	464	5
273	0	321	2	369	0	417	0	465	6
274	1	322	4	370	0	418	2	466	2
275	0	323	2	371	0	419	1	467	0
276	3	324	1	372	2	420	0	468	0
277	1	325	3	373	1	421	1	469	1
278	1	326	0	374	0	422	1	470	0
279	0	327	0	375	0	423	0	471	0
280	0	328	0	376	1	424	0	472	0
281	1	329	2	377	0	425	0	473	0
282	0	330	0	378	1	426	1	474	0
283	0	331	0	379	1	427	4	475	0
284	0	332	0	380	1	428	1	476	0
285	0	333	1	381	0	429	0	477	0
286	0	334	0	382	0	430	0	478	1
287	1	335	0	383	0	431	1	479	0
288	1	336	0	384	0	432	0	480	0

Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)	Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)	Tiefe (cm)	IRD (Anzahl)
481	0	529	0	577	0
482	0	530	0	578	0
483	1	531	0	579	0
484	0	532	0	580	0
485	2	533	2	581	0
486	0	534	2	582	1
487	1	535	0	583	2
488	1	536	1	584	0
489	1	537	0	585	0
490	0	538	0	586	1
491	1	539	0	587	0
492	0	540	0	588	0
493	0	541	0	589	0
494	1	542	0	590	0
495	2	543	0	591	0
496	1	544	0	592	0
497	0	545	0	593	0
498	0	546	1	594	0
499	1	547	3	595	0
500	0	548	0	596	0
501	0	549	1	597	0
502	0	550	0	598	0
503	0	551	0	599	0
504	0	552	0	600	0
505	0	553	0	601	1
506	0	554	0	602	0
507	0	555	0	603	0
508	0	556	0	604	1
509	0	557	0	605	0
510	0	558	2	606	0
511	0	559	0	607	0
512	0	560	0	608	1
513	0	561	0	609	0
514	1	562	2	610	0
515	0	563	4	611	0
516	0	564	1	612	0
517	0	565	2	613	0
518	0	566	0	614	0
519	0	567	1	615	0
520	2	568	0	616	0
521	0	569	0	617	0
522	0	570	1	618	1
523	0	571	0	619	0
524	0	572	0	620	0
525	0	573	0	621	0
526	1	574	0	622	1
527	0	575	0	623	0
528	0	576	0		

Tiefe (cm)	Dichte (g/cm ³)	Wasser (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB
1	2,62	55,8	1,1	54,9	44,0		
6	2,62	51,9	1,2	54,6	44,3		
11	2,63	49,9	4,0	57,8	38,2		
16	2,63	48,5	1,6	56,4	42,0	-0,18	3,04
19	2,64	48,1	5,7	54,6	39,7		
21	2,63	48,2	3,3	55,9	40,8	0,26	3,18
26	2,63	49,4	6,1	53,3	40,7		
31	2,64	48,7	1,9	58,1	40,1		
37	2,63	48,6	2,7	56,9	40,4		
Tiefe (cm)	Stickstoff (%)	TOC (%)	TOC/N	Smektit (%/Ton)	Illit (%/Ton)	Kaolinit (%/Ton)	Chlorit (%/Ton)
1	0,3	2,3	8,1	7,3	47,8	13,6	31,3
6	0,3	2,4	8,6	0,0	49,4	14,6	36,0
11	0,3	2,2	8,3	6,0	49,5	13,3	31,2
16	0,3	2,3	8,3	6,6	47,5	13,6	32,3
19	0,3	2,1	7,7	7,6	46,3	13,9	32,2
21	0,3	2,4	8,8	8,3	46,9	14,0	30,9
26	0,2	2,5	11,5	5,2	47,4	14,5	32,9
31	0,2	2,4	11,9	6,5	46,9	14,6	32,1
37	0,2	2,5	11,7	6,9	44,5	14,9	33,8
Tiefe (cm)	Carbonat (%)		Tiefe (cm)	IRD Anzahl	Tiefe (cm)	IRD Anzahl	
1	7,4		1	0	21	1	
6	6,9		2	0	22	0	
11	7,6		3	0	23	0	
16	7,5		4	0	24	0	
19	8,9		5	1	25	1	
21	6,6		6	0	26	0	
26	0,0		7	0	27	0	
31	0,4		8	0	28	0	
37	0,3		9	0	29	1	
			10	1	30	1	
			11	0	31	2	
			12	0	32	1	
			13	1	33	0	
			14	3	34	2	
			15	2	35	4	
			16	0	36	0	
			17	0	37	0	
			18	1	38	0	
			19	2	39	0	
			20	2			

Erklärung

Hiermit versichere ich, daß ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig angefertigt und nur die im Text angegebenen Hilfsmittel benutzt habe.

Münster, im Juni 1995

