

**Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten
seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus
sedimentologischen-tonmineralogischen Analysen
(OPD Leg 151, zentrale Framstraße)**

**The climate history of the high northern latitudes
since the Middle Miocene: indications from
sedimentological and clay mineralogical analyses
(OPD Leg 151, central Fram Strait)**

Amelie Winkler

Ber. Polarforsch. 344 (1999)
ISSN 0176 - 5027

Amelie Winkler

GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften
Wischhofstraße 1-3,
24148 Kiel, Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die leicht veränderte Fassung einer Dissertation, die 1998 der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel vorgelegt wurde.

Zusammenfassung	4
Abstract	5
1 Einleitung und Fragestellung	6
2 Grundlagen der Klimarekonstruktion	8
2.1 Klimaanfacherung und Klimaindikatoren	8
2.2 Framstraße und Grönland-Schottland-Rücken - die Verbindung zwischen Arktischem Ozean und dem Weltmeer	9
2.2.1 Tektonische Entwicklung der Framstraße und des Grönland-Schottland-Rückens .	10
2.2.2 Rezente Ozeanographie der Framstraße und der angrenzenden Meeresgebiete	12
2.3 Rezente Sedimente und Sedimentationsprozesse in der Framstraße	16
2.4 Rezente Tonmineralverteilung in der Framstraße und mögliche Liefergebiete	17
2.5 Tonmineralverteilungen während glazial/interglazialer Schwankungen und unter präglazialen Klimabedingungen	19
3 Probenmaterial	20
3.1 Bohrlokationen	20
3.2 Sedimentcharakter und Kernbeschreibung	20
4 Methodik	24
4.1 Probenaufbereitung und Analysemethoden	24
4.2 CaCO ₃ - und TOC-Bestimmung	25
4.3 Korngrößenbestimmung	25
4.4 Grobfraktionsanalyse	26
4.5 Tonmineralbestimmung	26
4.5.1 Fehlerabschätzung	29
4.5.1.1 Reproduzierbarkeit	29
4.5.1.2 Richtigkeit	32
4.6 Statistische Verfahren	35
4.7 Berechnung der Akkumulationsraten	35
5 Stratigraphie, lineare Sedimentationsraten und Akkumulationsraten	37
5.1 Alters-/Teufenmodelle	37
5.2 Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten	39
6 Sedimentation in der zentralen Framstraße	41
6.1 Korngrößenverteilung	41
6.2 Korngrößenverteilung der Grobfraktion	47

6.3	Komponenten der Grobfraction.....	50
6.4	Karbonatsedimentation und C _{org} in den Bohrungen 909A/C	53
6.5	Tonmineralverteilung	55
7	Authigene und diagenetische Reaktionen in der Tonfraktion.....	62
7.1	Bildung von Zeolithen.....	62
7.2	Authigene und diagenetische Bildung von Smektit	64
7.3	Illitisierung von Smektit.....	65
8	Sedimentationsprozesse.....	67
8.1	Strömungseinfluß versus Eintrag von eistransportiertem Material	67
8.2	Meereis- und eisbergtransportiertes Material.....	70
8.3	Signifikanz der Tonmineralverteilung	72
8.3.1	Ableitung der Tonmineralverhältnisse	73
8.4	Tonmineralassoziationen im Vergleich zu charakteristischen Sedimentparametern	80
8.5	Grob- und Tonfraktion im Vergleich	81
8.5.1	Korrelation zwischen Tonmineralen und Grobfractionfraktion.....	81
8.5.2	Zusammenhänge zwischen Komponenten der Grobfraction und der Tonfraktion ..	82
8.6	Lokales, regionales oder globales Sedimentationssignal ?.....	85
8.6.1	Lokale Unterschiede an einer Sedimentationsscheide? - Grobfraction und Grobfraktionskomponenten.....	85
8.6.2	Überregionale Trends der Tonmineralverteilung	87
8.7	Amplitudenschwankungen der Tonminerale und der Grobfractionskomponenten - ein hochdynamisches System	87
8.8	Charakterisierung des Sedimentationsgeschehens in der Framstraße.....	90
9	Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten im späten Känozoikum.....	93
9.1	Die mittelmiozäne Abkühlungsphase	93
9.2	Änderung des Sedimentationsmilieus bei 11,2 Ma - Veränderung der ozeanischen Zirkulation.....	95
9.3	"Carbonate crash" und polare Abkühlung.....	97
9.4	Kurzfristige Abkühlung zwischen 4,9-4,7 Ma in der südlichen Arktis.....	100
9.5	Intensivierung der Vereisung der Nordhemisphäre ab 3,3 Ma	101
10	Zusammenfassung und Schlußfolgerungen.....	104
11	Danksagung	107
12	Literatur	108
	Datenanhang.....	117

Abkürzungsverzeichnis

C/K	Verhältnis von Chlorit zu Kaolinit
K/I	Verhältnis von Kaolinit zu Illit
Quarz _{ang.}	Angularer bis wenig gerundeter Quarz
Q/S+I+K+C+Q	Quarz in der Tonfraktion als Verhältnis zu den Flächen des 17Å, 10Å und 7,1Å Peaks
S/I+C	Verhältnis von Smektit zu Illit und Chlorit

APC	Hydraulic piston core
RCB	Rotary-core-barrel
XCB	Extended core barrel

AR	Accumulation Rate	Akkumulationsrate
DBD	Dry Bulk Density	Trockendichte
GCM	General Circulation Model	Zirkulationsmodell
IRD	Ice Rafted Detritus	Eistransportiertes Material
LSR	Linear Sedimentation Rate	Lineare Sedimentationsrate
TOC	Total Organic Carbon	Organischer Kohlenstoff

Oberflächenströmungen:

EGC	East Greenland Current	Ostgrönlandstrom
EIC	East Iceland Current	Ostislandstrom
ESC	East Spitsbergen Current	Ostspitsbergenstrom
JMC	Jan Mayen Current	Jan Mayen Strom
NAC	Norwegian Atlantic Current	Norwegenstrom
NAD	North Atlantic Drift	Nordatlantikdrift
NCC	Norwegian Coastal Current	Norwegischer Küstenstrom
NKC	North Kap Current	Nordkapstrom
RAC	Return Atlantic Current	Atlantischer Rückstrom
TPDP	Transpolar Drift	Transpolardrift, polarer Zweig
TPDS	Transpolar Drift	Transpolardrift, sibirischer Zweig
WSC	West Spitsbergen Current	Westspitsbergenstrom

Wassermassen:

AIW	Atlantic Intermediate Water	Atlantisches Zwischenwasser
APD	Arctic Deep Water	Arktisches Tiefenwasser
AW	Atlantic Water	Atlantikwasser
CBDW	Canadian Basin Deep Water	Polares Tiefenwasser
DSOW	Denmark Strait Overflow Water	Dänemarkstraßen-Ausstromwasser
EBDW	Eurasian Basin Deep Water	Polares Tiefenwasser
GSDW	Greenland Sea Deep Water	Grönlandsee Tiefenwasser
ISDW	Iceland Sea Deep Water	Islandsee Tiefenwasser
NADW	North Atlantic Deep Water	Nordatlantisches Tiefenwasser
NCW	North Component Water	Nördliches Tiefenwasser
NSDW	Norwegian Sea Deep Water	Norwegensee Tiefenwasser
PAW	Polar Atlantic Water	Polares Atlantikwasser
PSW	Polar Surface Water	Polares Oberflächenwasser
SAW	Summer Arctic Water	Arktisches Sommerwasser
WAW	Winter Arctic Water	Arktisches Winterwasser

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse hochauflösender sedimentologischer und tonmineralogischer Untersuchungen der Sedimente der ODP-Bohrungen 908A und 909A/C (zentrale Framstraße) zur Rekonstruktion der Klimaentwicklung und der Paläo-Ozeanographie der nördlichen hohen Breiten seit dem mittleren Miozän herangezogen.

Die Sedimente zeichnen sich vor allem durch den charakteristischen Eintrag an eistransportiertem Material aus, welcher mit Sicherheit seit 6 Ma und sehr wahrscheinlich seit 15 Ma existierte. Bei 11,2 Ma wird in der Veränderung der Tonmineralzusammensetzung und den ansteigenden Akkumulationsraten ein Liefergebietswechsel offensichtlich. Dieser wird mit einer Intensivierung des Wassermassenaustausches über die Framstraße in Verbindung gebracht. Eine weitere Phase der Strömungszunahme zeichnet sich aufgrund der granulometrischen Untersuchungen zwischen 4-3 Ma ab und zeigt somit Parallelen zur Intensivierung der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik

Ein Vergleich der Komponenten der Grob- und der Tonfraktion läßt deutlich erkennen, daß beide Sedimentfraktionen nicht durch den gleichen Transportprozeß angeliefert werden. Neben dem Eintrag durch Meer- und Gletschereis wird die Tonfraktion wahrscheinlich überwiegend durch ozeanische Strömungen bereitgestellt. Konkrete Liefergebiete für Tonminerale sind nur ansatzweise rekonstruierbar. Die hohen Smektitgehalte in den mittel- und obermiozänen Sedimenten lassen neben einem möglicherweise vom Grönland-Schottland-Rücken stammenden Sedimenteintrag auf ein höheres Hintergrundsignal durch Bodenbildung schließen.

Die Anwendbarkeit der Tonmineralverteilung als Klimaproxy kann auch für die hohen nördlichen Breiten bestätigt werden. Basierend auf dem Vergleich, des die Sedimente der Bohrung 909C charakterisierenden Smektit- zu Illit- und Chlorit-Verhältnisses mit regionalen und globalen Klimadatensätzen (Sauerstoffisotopie), kann eine mittelmiozäne Abkühlungsphase zwischen 14,8-14,6 Ma in der Framstraßen-Region als wahrscheinlich angenommen werden. Eine weitere Abkühlungsphase zwischen 10-9 Ma zeigt deutliche Parallelen in ihrem Verlauf zu dem drastischen Absinken der Karbonatsedimentation und -erhaltung im äquatorialen Ostpazifik. Einen möglichen kausalen Zusammenhang könnte die weiträumige Veränderung der Meerwasser- und Atmosphärenchemie aufgrund des Aufbaus äquatorialer Karbonatplattformen darstellen. Zwischen 4,9-4,7 Ma ist ein Abkühlungstrend in der Zusammensetzung der Tonfraktion belegt. Dieser wird nicht durch eine maßgebliche Vergletscherung begleitet, da Grobfraktion als Indikator fehlt. Die Intensivierung der Vereisung der Nordhemisphäre zeigt sich deutlich in einer rapiden Zunahme von Illit und Chlorit ab 3,3 Ma und bestätigt Trends der Sauerstoffisotopendaten aus dem Nordatlantik.

Abstract

This study presents the results of high-resolution sedimentological and clay mineralogical investigations on sediments from ODP Sites 908A and 909A/C located in the central Fram Strait. The objective was to reconstruct the paleoclimate and paleoceanography of the high northern latitudes since the middle Miocene.

The sediments are characterised in particular by a distinctive input of ice-rafted material, which most probably occurs since 6 Ma and very likely since 15 Ma. A change in the source area at 11.2 Ma is clearly marked by variations within clay mineral composition and increasing accumulation rates. This is interpreted as a result of an increase in water mass exchange through the Fram Strait. A further period of increasing exchange between 4-3 Ma is identified by granulometric investigations and points to a synchronous intensification of deep water production in the North Atlantic during this time interval.

A comparison of the components of coarse and clay fraction clearly shows that both are not delivered by the same transport process. The input of the clay fraction can be related to transport mechanisms through sea ice and glaciers and very likely also through oceanic currents. A reconstruction of source areas for clay minerals is possible only with some restrictions. High smectite contents in middle and late Miocene sediments indicate a background signal produced by soil formation together with sediment input, possibly originating from the Greenland-Scotland Ridge.

The applicability of clay mineral distribution as a climate proxy for the high northern latitudes can be confirmed. Based on a comparison of sediments from Site 909C, characterised by the smectite/illite and chlorite ratio, with regional and global climatic records (oxygen isotopes), a middle Miocene cooling phase between 14.8-14.6 Ma can be proposed. A further cooling phase between 10-9 Ma clearly shows similarities in its progress toward drastic decrease in carbonate sedimentation and preservation in the eastern equatorial Pacific. The modification in sea water and atmosphere chemistry may represent a possible link due to the built-up of equatorial carbonate platforms. Between 4.8-4.6 Ma clay mineral distribution indicates a distinct cooling trend in the Fram Strait region. This is not accompanied by relevant glaciation, which would otherwise be indicated by the coarse fraction. The intensification of glaciation in the northern hemisphere is distinctly documented by a rapid increase of illite and chlorite starting from 3.3 Ma, which corresponds to oxygen isotope data trends from North Atlantic.

1 Einleitung und Fragestellung

Geologische Forschungen haben ergeben, daß das Klima unserer Erde kältere und wärmere Perioden durchlief. Die dafür verantwortlichen Ursachen und Mechanismen sind noch nicht vollständig verstanden. Doch haben in den letzten 30 Jahren die Tiefseebohrungen im Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program (DSDP/ODP) insbesondere aber die in den hohen Breiten abgeteufte Bohrungen, wertvolle Daten zur Erhellung der Klimageschichte geliefert. Die hier vorgelegte hochauflösende Analyse der Tonminerale aus marinen, neogenen Sedimenten der ODP-Bohrungen 151-908A und 909A/C, 1993 in der zentralen Framstraße abgeteuft, ist ein weiterer Mosaikstein zur Klärung der jüngeren Klimageschichte unserer Erde.

Im Mesozoikum und bis ins frühe Känozoikum war das Paläoklima gleichmäßig warm. Erst seit dem mittleren Eozän sind polare Vereisungen, zuerst in der Antarktis (vor 45 Ma, Ehrmann 1994) und später vor 16-10 Ma (Wolf & Thiede 1991, Fronval & Jansen 1996) auch in der Arktis zu belegen.

Diskussionen über Ursachen solcher dramatischer Klimaveränderungen reichen von der Verringerung der solaren Einstrahlung und sich ändernder Erdbahnparameter über die Atmosphärenchemie (Treibhausgase), den Änderungen des ozeanischen Chemismus bis hin zu tektonischen Abläufen, die die Land-/Meererteilung sowie den Massentransfer und den Wärmetransport im Ozean beeinflussen. In Atmosphäre-Lithosphäre-Hydrosphäre-Modellen wird versucht, das hochvernetzte System Klima zu ergründen. Allerdings ist es schwierig, die Ursachen für lang- und kurzfristige Klimawechsel zu identifizieren, solange die Chronologie der Ereignisse wenig bekannt ist.

Die Framstraße als einzige Tiefenwasseranbindung des Arktischen Ozeans mit dem Weltmeer kanalisiert 95% des Wärmetransfers zwischen Arktis und den niederen Breiten (SCOR Working Group 58, 1979). Sie ist damit eine Schlüsselregion für das globale Zirkulationssystem.

Die ODP-Bohrungen 908A und 909A/C aus der zentralen Framstraße bieten die einmalige Gelegenheit, in den gewonnenen marinen Sedimenten die fortschreitende Klimaver-schlechterung seit dem mittleren Miozän auf der Nordhemisphäre an der Peripherie der Arktis zu verfolgen.

Die außerordentliche Armut an kalkigen und kieseligen Mikrofossilien in den Sedimenten der Framstraße macht es notwendig, andere Parameter zu suchen, die das Klima charakterisieren können. Verwitterungs-/Erosions- und Transportbedingungen dokumentieren sich in der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente. Daher sollte der Vergleich der besonders verwitterungssensitiven Tonmineralassoziation mit der den Eistransport charakterisierenden Grobfraction Hinweise geben auf:

- Veränderungen der Transport- und Liefergebietsverhältnisse,
- tektonische Vertiefung der Framstraße im späten Neogen,
- Veränderungen der Ozeanographie durch zunehmenden Einfluß der Nordatlantikdrift,
- Abkühlung der hohen Breiten,
- Einsetzen der Meereisbildung,

- Vergletscherung der umliegenden Landmassen.

Es wird erwartet, daß die Verknüpfung der Erkenntnisse der regionalen Klimaverhältnisse mit dem globalen Klimageschehen, Einblicke in Ursachen für Klimaverschlechterung gewähren wird.

2 Grundlagen der Klimarekonstruktion

2.1 Klimaanfachung und Klimaindikatoren

Nach bisherigen Erkenntnissen führte eine schrittweise Abkühlung der Nordhemisphäre zur Vereisung großer Gebiete Nordeuropas, Grönlands, Nordamerikas und Eurasiens im Pliozän/Pleistozän. Die Bildung ausgedehnter, kontinentaler Eisschilde setzte nach Shackleton *et al.* (1984) vor 2,55 Ma (Zeitskala nach Shackleton *et al.* 1995) ein. Neuere Erkenntnisse weisen auf einen früheren Beginn der starken Vereisung der Nordhemisphäre vor 3,2 Ma bzw. 3,1 Ma hin (Ruddiman *et al.* 1986, Tiedemann *et al.* 1994, Haug & Tiedemann 1998). Dies wird in vielen Untersuchungen zum Sauerstoffisotopenverhältnis ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) im Biogenkarbonat benthischer Foraminiferen, dessen Zunahme eine Tiefenwasserabkühlung bzw. eine Vergrößerung des globalen Eisvolumens beschreibt, bestätigt (Hodell *et al.* 1987, Sarnthein & Tiedemann 1989, Tiedemann *et al.* 1994). Noch ältere Abkühlungsimpulse sind durch Funde von eistransportiertem Material (ice rafted detritus = IRD) im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik belegt (Schaeffer & Spiegler 1986, Wolf & Thiede 1991, Fronval & Jansen 1996, Wolf-Welling *et al.* 1996) und werden gestützt durch Pollendaten z.B. von Island (Mudie & Helgason 1983).

Eine Vielzahl von Theorien versucht, die Ursachen für die Klimaverschlechterung und deren Chronologie zu erklären. Einen möglichen Zusammenhang zwischen dem verstärkten Vulkanismus und seiner Folgen während des späten Känozoikums und der Vereisung der Nordhemisphäre sehen Kennett & Thunell (1975) sowie auch Rea *et al.* (1995) (für den pazifischen Raum). Veränderungen der Land- zu Meerverteilung auf der Erdoberfläche durch "sea floor spreading" werden von North *et al.* (1983) als möglicher Grund für die starke Abkühlung herangezogen. Allerdings vollzogen sich stärkere Meeresspiegelabsenkungen z.B. in der späten Kreide oder dem Paläozän auch, ohne dramatische Klimawechsel zu verursachen (Ruddiman & Kutzbach 1989).

Auch auf Zusammenhänge mit tektonischen Vorgängen wird häufig verwiesen. Ruddiman & Kutzbach (1989) diskutieren eine Veränderung der atmosphärischen Zirkulation durch die Heraushebung des tibetischen Plateaus sowie des Colorado Plateaus in Westamerika. Ergebnisse von Sensitivitätstests von "General Circulation Models" (GCM) zeigen eine gute Übereinstimmung mit geologischen Daten, die kältere Winter in Nordamerika, Westeuropa, Nordasien und der Arktis, trockenere Sommer an der nordamerikanischen Westküste, im zentralen Eurasien und im mediterranen Raum sowie trockenere Winter in Nordamerika und im zentralen Asien aufgrund der zunehmenden Heraushebung anzeigen (Ruddiman & Kutzbach 1989). Allerdings zeigen die Modellergebnisse keine Absenkung der Sommertemperaturen in den hohen Breiten und machen deutlich, daß die Hebung des tibetischen Plateaus nicht allein für das Ausmaß der Nordhemisphärenvereisung verantwortlich gemacht werden kann (Ruddiman & Kutzbach 1989, Raymo & Ruddiman 1992).

Eine an die tektonische Hebung des tibetischen Plateaus gekoppelte Senkung der Konzentration des "Treibhausgases" CO_2 in der Atmosphäre durch die erhöhte chemische Verwitterung der herausgehobenen Gebirgsmassen sehen Raymo & Ruddiman (1992) als mögliche Ursache für eine fortschreitende Abkühlung. Wright & Miller (1996) vermuten

demgegenüber, daß die Abnahme des in der Atmosphäre vorhandenen Wasserdampfes durch Verkleinerung der evaporierenden Ozeanflächen im tropischen und subtropischen Bereich, wie z.B. des Tethysmeeres während des Känozoikums, einen Schlüssel zum generellen, langfristigen Abkühlungstrend im Känozoikum darstellt. Allerdings gibt es bisher noch keinen gültigen "proxy" für den Paläo-Wasserdampfgehalt der Atmosphäre; dessen Verringerung ist zudem nur schwierig mit dem erhöhten Feuchtigkeitsbedarf der sich in der Nordhemisphäre aufbauenden Eisschilde in Übereinstimmung zu bringen .

Ein weiteres tektonisches Ereignis, welches mit der zunehmenden Abkühlung der hohen nördlichen Breiten in Zusammenhang gebracht wird, ist die sukzessive Einschränkung und Schließung des mittelamerikanischen Seeweges. Das Auftauchen des Isthmus von Panama zwischen 13-1,9 Ma (Keller *et al.* 1989, Duque-Caro 1990, Collins *et al.* 1996, Haug & Tiedemann 1998) führt zu einem geringeren Einstrom pazifischen Oberflächenwassers in die Karibik und damit zu einer Erhöhung der Salinität dort (Mikolajewicz *et al.* 1993). Dadurch wird der nach Norden strömende Golfstrom verstärkt und die daran gekoppelte Bildung von Tiefenwasser im nördlichen Nordatlantik intensiviert (Mikolajewicz *et al.* 1993). Allerdings ist nicht geklärt, ob ein verstärkter Einstrom einer temperierten Nordatlantikdrift (North Atlantic Drift = NAD) in die hohen nördlichen Breiten durch das zusätzliche Wärmeangebot eine Vereisung eher verhindert oder im Gegenteil sogar eine Voraussetzung für eine Eisbildung mit den entsprechenden Rückkopplungseffekten einer ausgedehnten Eisfläche bildet.

Eine Einschränkung oder Veränderung der solaren Einstrahlung kann ebenfalls eine Ursache für polare Abkühlung sein. Veränderungen der Erdbahnparameter zeigen eine Parallelität zu Klimadaten, die sie als kontrollierende Faktoren der allmählichen Abkühlung der Nordhemisphäre erscheinen lassen (Tiedemann *et al.* 1994, Maslin *et al.* 1996). Der von Maslin *et al.* (1996) beobachtete Anstieg der Amplituden der Obliquität bei 3,2 Ma beginnend hat möglicherweise die Saisonalität auf der Nordhemisphäre verstärkt und damit die Voraussetzungen für eine Bildung von Eisschilden geschaffen. Der zwischen 2,8-2,55 Ma folgende starke Anstieg der Amplitude der Präzession könnte weiterhin eine schnelle Vereisung der Nordhemisphäre bewirkt haben (Maslin *et al.* 1996).

2.2 Framstraße und Grönland-Schottland-Rücken - die Verbindung zwischen Arktischem Ozean und dem Weltmeer

Die Framstraße ist eine Schlüsselregion für den Austausch von Wassermassen zwischen Arktischem Ozean und Nordatlantik. Mit einer Schwellentiefe von 2600 m Wassertiefe (Thiede *et al.* 1990) stellt sie die einzige Tiefenwasserverbindung des Arktischen Ozeans zum Weltmeer dar. Der Wassermassenaustausch wird weiterhin durch die Morphologie des Grönland-Schottland-Rückens gesteuert, welche hauptsächlich über die Dänemarkstraße den Ausstrom des Ostgrönlandstroms (East Greenland Current = EGC), sowie über den Faeroe-Shetland-Kanal den Einstrom von Wassermassen des Nordatlantiks zuläßt. Beide Schwellenregionen besitzen eine maßgebliche Bedeutung für die ozeanische Zirkulation und das daran gekoppelte großräumige klimatische Geschehen der Nordhemisphäre.

Im Folgenden soll die tektonische Entwicklung des Europäischen Nordmeeres, insbesondere die Subsidenz der Meeresspassagen zwischen Grönland und Svalbard sowie

zwischen Grönland und Schottland dargelegt werden. Des weiteren ist das Verständnis der modernen Ozeanographie Voraussetzung zur Betrachtung der klimatischen Entwicklung der Nordhemisphäre in der jüngeren Erdgeschichte.

2.2.1 Tektonische Entwicklung der Framstraße und des Grönland-Schottland-Rückens

In der späten Kreide setzte sich das "sea floor spreading" des zentralen Atlantiks in den Nordatlantik fort und begann bei Chron 34 (83 Ma) in der Labradorsee (Lawver *et al.* 1990). Im frühen Tertiär kam es zur Öffnung des Eurasischen Beckens. Eine erste Dehnung der Kruste zwischen Lomonosow Rücken und Eurasien vor ca. 60 Ma ging dem Beginn des "sea floor spreading" bei Chron 24b (56 Ma) (Lawver *et al.* 1990) im Eurasischen Becken voraus. Mit einer Plattenbewegung Grönlands in NW-Richtung setzte die initiale Öffnung der Norwegisch-Grönlandischen See an der Paläozän-Eozän Grenze (57-57,5 Ma) ein (Talwani & Eldholm 1977). Die zweite Hauptphase der plattentektonischen Entwicklung des Europäischen Nordmeeres folgte nach Talwani und Eldholm (1977) mit der Beendigung des "sea floor spreadings" in der Labradorsee kurz vor Chron 13 (38 Ma; Lawver *et al.* 1990). Grönland wurde zum Bestandteil der amerikanischen Platte, änderte seine Bewegungsrichtung in westnordwestliche Richtung, und die Öffnung der nördlichen Grönlandsee und der Framstraße wurde eingeleitet (Lawver *et al.* 1990, Eldholm 1990) (Abb. 2.1 und Abb. 2.2). Eine generelle Öffnung der Framstraße bei Anomalie 13 (36 Ma) vertreten auch Crane *et al.* (1982), Vogt (1986) und Eldholm *et al.* (1987). Myhre *et al.* (1982) und Myhre & Thiede (1995) nehmen an, daß sich zu dieser Zeit (36 Ma) der Hovgaard Rücken als kontinentaler Splitter vom Kontinentalrand Svalbards löste und den Wassermassenaustausch durch die Framstraße mindestens bis zum frühen bis mittleren Miozän behinderte.

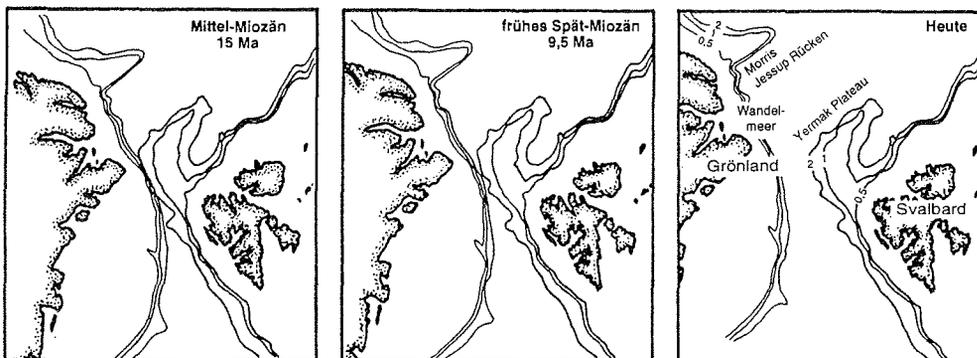


Abb. 2.1: Öffnungsphasen der Framstraße seit 15 Ma nach Kristoffersen (1990, Bathymetrie in km).

Es werden verschiedene Modelle zur Entwicklung des Wassermassenaustausches durch die Framstraße diskutiert. Vogt *et al.* (1981) plädieren für eine beginnende Tiefenwasser Verbindung vor 20 Ma mit einer vollständigen Ausbildung um 9 Ma. Aufgrund der sehr geringen Spreizungsraten von weniger als 10 mm pro Jahr vertreten Lawver *et al.* (1990) hingegen die

Existenz einer Flachwasserverbindung zwischen 15-10 Ma und eine Vertiefung der Meeresverbindung auf >2,5 km nicht vor 7,5-5 Ma. Eine Flachwasserverbindung zwischen Arktischem Ozean und Europäischem Nordmeer seit dem späten Oligozän (Anomalie 6) und eine Vertiefung der Passage auf bis zu 2 km im mittleren Miozän schlägt Kristoffersen (1990) vor. Das abrupte Einsetzen der Sedimentation von kalkigen Mikrofossilien im zentralen Arktischen Ozean zwischen 2-1,5 Ma veranlassen jedoch Clark *et al.* (1990) zu dem Schluß, daß sich ein effizienter Wassermassenaustausch über die Framstraße in den zentralen Arktischen Ozean frühestens ab 2 Ma einstellte.

Eine weitere Barriere für den ungehinderten Wassermassenaustausch des Europäischen Nordmeeres mit dem Nordatlantik und damit die Anbindung des Arktischen Ozeans an das Weltmeer stellt der vulkanische, aseismische Grönland-Schottland-Rücken dar (Bott 1983). Die Schwellentiefe der Dänemarkstraße zwischen Grönland und Island beträgt ca. 600 m, wobei die Kontinentalränder der beiden Landmassen meist nur durch den bis zu 20-30 km breiten Dänemarkstraßen Kanal getrennt sind (Myhre & Thiede 1995). Der plateauartige Rücken zwischen Island und Faeroe ist ca. 200-300 km breit (Bott 1983). Die maximale Tiefe reicht von 400-600 m. Zwischen den Faeroes und Schottland befindet sich der Faeroe-Shetland Kanal mit einer Tiefe von 900-1.000 m. Der Grönland-Schottland-Rücken ist Teil des "mantle plume systems", welches sich unter dem Island Plateau befindet. Die subaerische Entstehung von lateritischen Böden auf dem Island-Faeroe-Rücken weist auf die Existenz einer Landbrücke während des frühen Tertiärs hin (Nielsen 1978). Thiede & Eldholm (1983) nehmen an, daß der

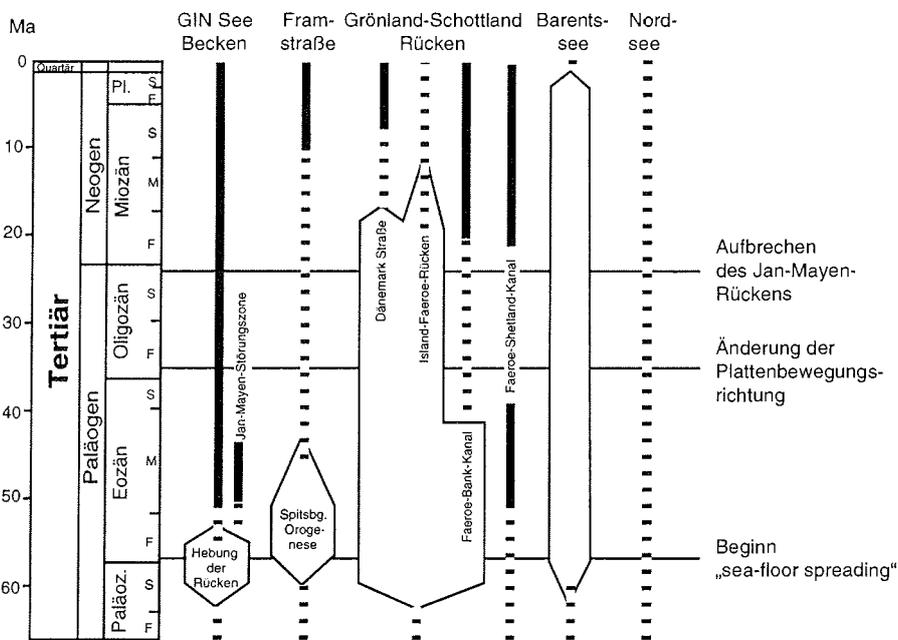


Abb. 2.2: Beeinflussung der Wassermassenzirkulation in der Norwegisch-Grönländischen See durch tektonische Ereignisse nach Eldholm (1990).

Hauptteil des Island-Faeroe-Rückens nicht vor dem mittleren Miozän unter den Meeresspiegel absank, während flachere Gebiete des Rückens nicht vor dem Pliozän unter den Meeresspiegel subsidierten. Die Öffnung des Seeweges über die Dänemarkstraße vollzog sich vor ca. 17-18 Ma und erreichte eine Tiefe von 400 m im späten Miozän (Thiede & Eldholm 1983). Demgegenüber deuten paläobathymetrische Rekonstruktionen von Wold (1992) an, daß die Passage des Grönland-Schottland-Rückens ab 20 Ma geöffnet war und sich bis heute nicht wesentlich veränderte.

Auf die grundlegende Bedeutung des Grönland-Schottland-Rückens für den Wassermassenaustausch und die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik weisen auch Wright & Miller (1996) hin. Rekonstruktionen der Aktivität des isländischen "hotspots" anhand der Bathymetrie des Reykjanes Rückens lassen auf Phasen stärkerer Hebung des Grönland-Schottland-Rückens vor 16 Ma und 4 Ma sowie auf schwächere Hebungseignisse vor 13 Ma, 9 Ma und 7 Ma schließen. Diese Hebungsphasen korrelieren gut mit Phasen verminderter Bildung von Tiefenwasser (North Component Water = NCW entspricht Proto-NADW) im Nordatlantik (Wright & Miller 1996).

2.2.2 Rezente Ozeanographie der Framstraße und der angrenzenden Meeresgebiete Oberflächenzirkulation

Die Oberflächenzirkulation in der Framstraße ist geprägt durch zwei meridionale Strömungssysteme, Westspitsbergen- (West Spitsbergen Current = WSC) und Ostgrönlandstrom (East Greenland Current = EGC). Der entlang der Westküste Svalbards nordwärts strömende WSC wird gespeist durch das vornehmlich durch den Faeroe-Shetland- Kanal ins Europäische Nordmeer einströmende Atlantikwasser (Johannessen 1986). Als Norwegenstrom (Norwegian Atlantic Current = NAC) fließt diese Wassermasse nordwärts entlang des norwegischen Kontinentalrandes bis zu einer Breite von 72-74°N, wo sich der ostwärts driftende Nordkapstrom (North Kap Current = NKC) vom westlich entlang des Barentsschelfs strömende WSC trennt (Abb. 2.3).

Die Bildung und der Zustrom von kaltem, dichtem Bodenwasser vom Barentsschelf (Midttun 1985), das besonders im Winter von der Schelfkante abfließt und in intermediäre Tiefen von 500-800 m absinkt (Blindheim 1989), trägt zum Volumen des nordwärtsströmenden Atlantikwassers bei (Swift *et al.* 1983).

In der nördlichen Framstraße sinken die Wassermassen des WSC auf intermediäre Wassertiefen ab und driften als zwei Teilströme, der westlichen Flanke des Yermakplateaus ("offshore") sowie der Schelfkante Svalbards ("inshore") folgend, in den Arktischen Ozean (Aagaard *et al.* 1987). Untersuchungen von Aagaard *et al.* (1987) zeigen, daß sich der an der Schelfkante bewegende Strömungszweig durch Abkühlung und Vermischung mit arktischen Wassermassen schon nach 600 km vollständig in arktisches Zwischenwasser umgewandelt hat.

Der größte Teil des WSC wird in der zentralen Framstraße rezirkuliert (Gascard *et al.* 1995) und sichtet sich in einer Tiefe von 150-800 m in die polaren Wassermassen des südwärtsströmenden EGC ein (Johannessen 1986). Diese Komponente des WSC wird als atlantischer Rückstrom (RAC) bezeichnet. Nach Gascard *et al.* (1988, 1995) besteht dieser Rückstrom möglicherweise ausschließlich aus unregelmäßigen zyklonalen Wirbeln, die an der Westseite des WSC gebildet werden (Johannessen *et al.* 1987). Die Untersuchungen von Gascard *et al.* (1995) zeigen, daß das Gebiet zwischen Hovgaard und Molloy Bruchzone am

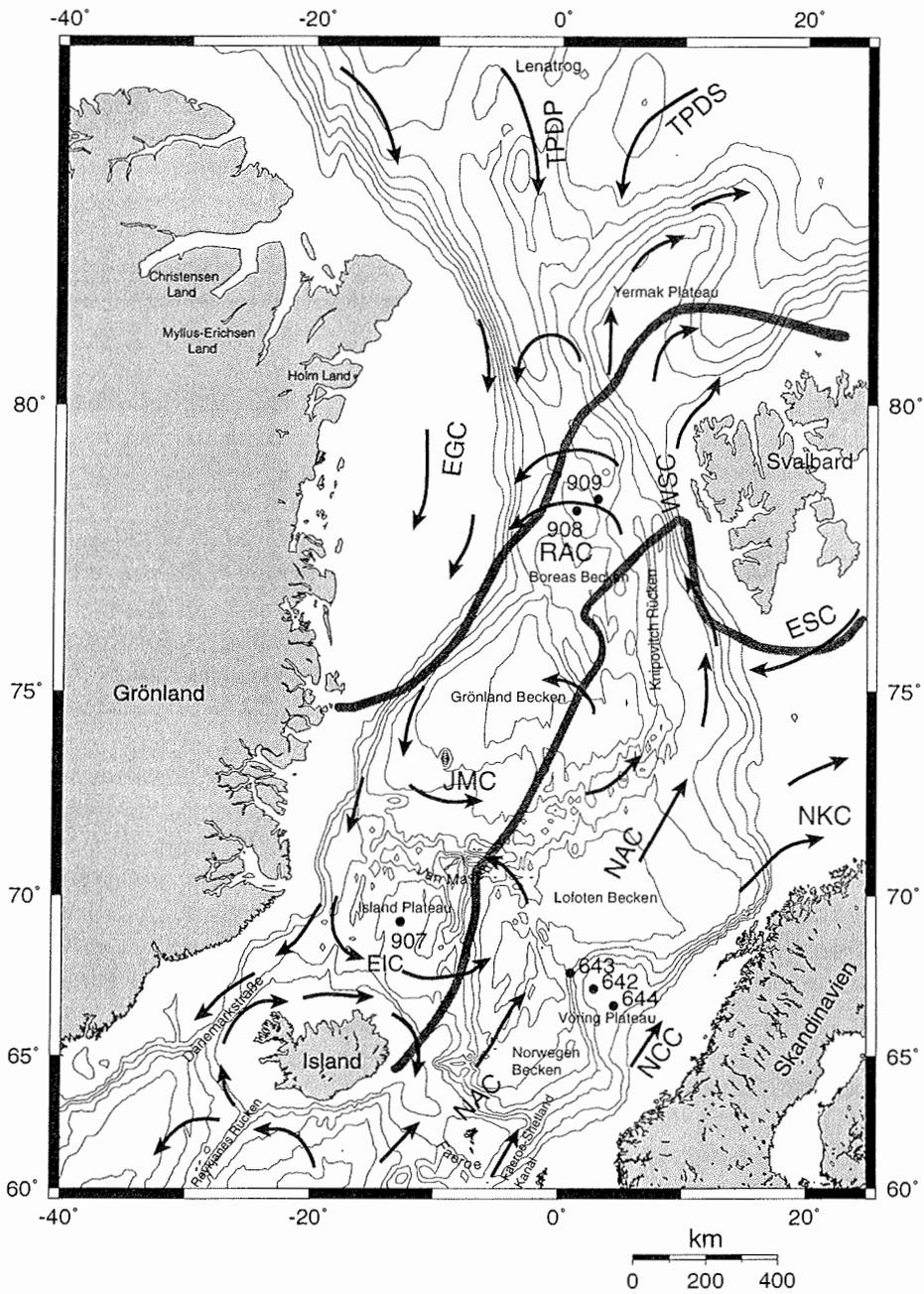


Abb. 2.3: Oberflächenzirkulation in der Norwegisch-Grönländischen See und der Framstraße nach Mosby (1970), Einarsson (1972), Sætre & Mork (1981), Johannessen (1986), Swift (1986), Vinje & Finnekåsa (1986), Bourke *et al.* (1987), Quadfasel *et al.* (1987), Gascard *et al.* (1988), Anderson *et al.* (1989).

stärksten durch Rezirkulation und Wirbelbildung des WSC beeinträchtigt ist.

Der südwärts an der Ostküste Grönlands strömende EGC wird gespeist durch zwei Hauptarme der Transpolar drift (polarer Zweig, TPDP, und sibirischer Zweig, TPDS), die als EGC vereinigt ins Europäische Nordmeer strömen (Vinje & Finnekåsa 1986). Ein Teil des mit dem EGC nach Süden strömenden RAC setzt seine zyklonale Zirkulation bis ins Boreas Becken fort und wird dort erneut dem WSC als Jan Mayen Strom (Jan Mayen Current = JMC) zugeführt (Johannessen 1986). Der westliche Teil des EGC setzt seine Bewegung Richtung Süden fort und wird teilweise an der Jan Mayen Bruchzone und südlich von Jan Mayen auf dem Island Plateau als Ostislandstrom (East Iceland Current = EIC) rezirkuliert. Ein anderer Teil des EGC strömt über die Dänemarkstraße in den westlichen Nordatlantik (Swift 1984).

Bodenströmungen und Tiefenwasserverteilung

In der Framstraße und im Europäischen Nordmeer sind südwärts gerichtete Bodenströme vorherrschend (Haupt *et al.* 1995). Vom Arktischen Ozean fließt arktisches Bodenwasser aus dem Nansen Becken (Eurasian Basin Deep Water = EBDW) sowie Tiefenwasser aus dem Amundsen Becken (Canadian Basin Deep Water = CBDW) zusammengefaßt als Arktisches Tiefenwasser (Arctic Deep Water = ADW) (Clarke *et al.* 1990) durch die Framstraße ins Grönlandbecken (Aagaard *et al.* 1985b, Smethie *et al.* 1986, Swift & Koltermann 1988; Abb. 2.4). Diese Wassermasse sowie die durch starke Abkühlung absinkenden Oberflächenwässer bilden das Grönlandsee Tiefenwasser (Greenland Sea Deep Water = GSDW) (Koltermann 1987). Durch Lücken im Mittelozeanischen Rücken der Jan-Mayen-Bruchzone fließt das GSDW nach Süden in das Norwegen- und Lofoten Becken und erhält hier Beimischungen von salzreichem, kaltem Bodenwasser (Swift & Koltermann 1988), welches auf dem Barentsschelf durch Meereis- und Salzlakenbildung entsteht (Blindheim 1989). Zudem kommen auch noch Beimischungen von Tiefenwasser aus der Island See hinzu. Ein Teil des so entstandenen Norwegensee Tiefenwassers (Norwegian Sea Deep Water = NSDW) (Jones *et al.* 1995) als auch des GSDW strömt erneut durch die Framstraße nach Norden und erneuert das Tiefenwasser im Eurasischen Becken (Abb. 2.4 und 2.5) oder verläßt als "overflow water" über die Dänemarkstraße, den Island-Faeroe-Rücken und durch den Faeroe-Shetland-Kanal das Europäische Nordmeer und leistet einen Beitrag zur Ventilation des Weltozeans (Broecker 1991).

Eistransport durch die Framstraße

Der Eisfluß durch die Framstraße wird auf jährlich 5.000 km³ geschätzt und stellt damit den Hauptteil des Eisexportes aus dem Arktischen Ozean dar (Vinje & Finnekåsa 1986). Starke saisonale Fluktuationen der Eisdecke bis zu 70% in einem Schwankungsbereich von 300 km prägen die Framstraße. Die minimale Verbreitung im August/September entspricht dem Verlauf der Polarfront und die maximale Ausdehnung im Februar/März dem Verlauf der Arktischen Front (Abb. 2.3). Das Eis stammt aus dem polaren Zweig der Transpolar drift (TPDP), welches den Lenatrog querend bei 81°N auf den EGC trifft sowie aus dem sibirischen Zweig der Transpolar Drift (TPDS), welche aus nordöstlicher Richtung das Yermak Plateau querend bei 79-80°N auf den EGC trifft (Gascard *et al.* 1995). Ein großer Teil des sibirischen Eisstroms wird durch den WSC in der nördlichen Framstraße aufgeschmolzen (Gascard *et al.* 1995).

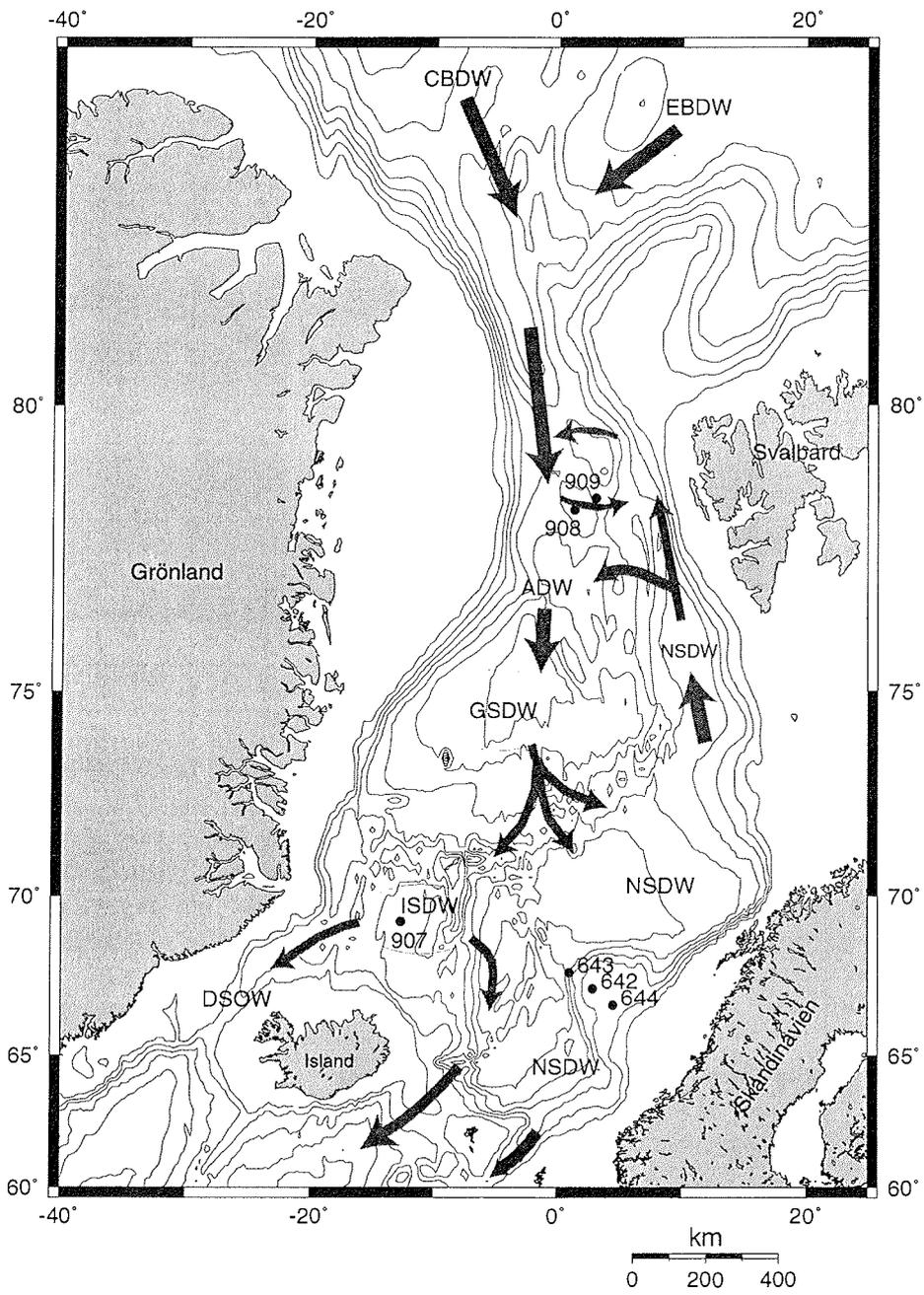


Abb. 2.4: Zirkulation der Tiefenwassermassen in der Norwegisch-Grönländischen See und der Framstraße nach Swift & Aagaard (1981), Koltermann (1987), Meincke & Quadfasel (1989), Clarke *et al.* (1990).

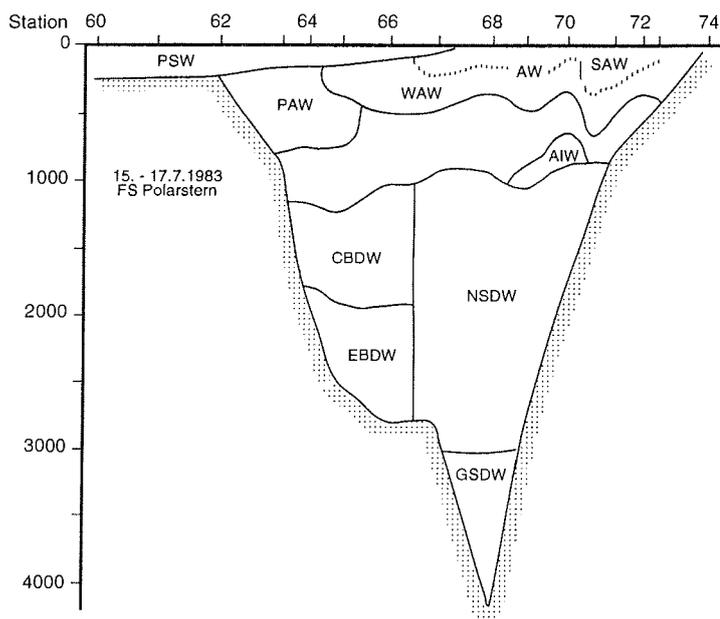


Abb. 2.5: Ozeanographisches Profil durch die Framstraße entlang 80°N nach Schauer (1989; Wassermassen-abkürzungen siehe Abkürzungsverzeichnis).

2.3 Rezente Sedimente und Sedimentationsprozesse in der Framstraße

Das Ablagerungsgeschehen in der Framstraße wird durch eine geringe biogene Produktion, einen geringen äolischen Sedimenteintrag (Pfirman *et al.* 1989b), die Flußfracht der in den Arktischen Ozean bzw. in die Framstraße mündenden Flüsse, die Suspensionsfracht der die Framstraße passierenden ozeanischen Strömungen, den gravitativen Prozessen vom Schelf in die Tiefsee und dem Sedimenteintrag aus abschmelzendem Meer- und Gletschereis beeinflusst. Letzteres ist besonders charakteristisch für die durch den jahreszeitlich oszillierenden Eisrand gekennzeichnete Framstraße.

Das vor allem aus dem Arktischen Ozean mit der Transpolardrift in die Framstraße driftende Eis setzt sich aus Meereis des Arktischen Ozeans sowie zu einem geringeren Anteil aus Eisbergen der ins Meer kalbenden Gletscher zusammen. Eisberge, welche vom Gletscher abradiertes Sediment transportieren, enthalten Material aller Korngrößen (Clark & Hanson 1983). Das durch Meereis transportierte Sediment zeichnet sich mit mehr als 90% Silt- und Tonanteil durch eine besonders hohe Feinkörnigkeit aus (Kempema *et al.* 1989, Pfirman *et al.* 1989a, Wollenburg 1993, Nürnberg *et al.* 1994). Untersuchungen der Tonfraktion in Sedimenten der Arktis zeigen, daß die Sedimentation aus dem Meereis nicht der dominierende Prozeß für den Eintrag der Tonfraktion in den Arktischen Ozean zu sein scheint (Wollenburg 1993, Stein *et al.* 1994). Kalkulationen von Dethleff (1995) zufolge, stellt in den Abschmelzgebieten der aus dem Meereis der Laptevsee stammende Sedimentanteil max. 28% an der Gesamtsedimentation. Allerdings ist in der Framstraße bei der heutigen Situation mit dem weit nach Norden vordringenden WSC auf der Ostseite und dem ständig eisbedeckten EGC auf

der Westseite ein hohes Maß an Eisschmelze zu erwarten (Untersteiner 1988) verbunden mit einer intensiven Sedimentation aus dem schmelzenden Eis.

Ozeanische Strömungen sind ein wichtiges Transportmedium, insbesondere für die Tonfraktion (Wahsner *et al.* subm.). Dies wird bestätigt durch die Diskrepanz zwischen der Zusammensetzung von Meereissedimenten und der von Sedimentfallenmaterial in der Framstraße, die belegt, daß Smektit als Suspensionsfracht in der Wassersäule vorhanden sein muß (Berner 1991).

Für das Sedimentationsgeschehen in den tiefen Becken des Arktischen Ozeans spielen gravitative Transportprozesse, wie z.B. Turbidite, eine erhebliche Rolle (Fütterer 1992, Stein *et al.* 1994) und müssen auch für die Framstraße als mögliche Eintragsquelle in Betracht gezogen werden.

Der Windtransport ist bei den heutigen Verhältnissen in der Arktis ein eher zu vernachlässigender Faktor des Sedimenteintrags (Pfirman *et al.* 1989b). Demgegenüber hatte der Staubtransport in der Arktis während glazialer Perioden eine vermutlich größere Bedeutung (Thompson & Mosley-Thompson 1981, Biscaye *et al.* 1997).

Die rezente Sedimentation in der Framstraße wird stark durch die ozeanischen Strömungen bzw. Eisdrift gesteuert. So ist die Partikelflußrate unterhalb des eisbedeckten EGC mit weniger als $3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ besonders gering (Berner 1991, Hebbeln & Wefer 1991), während Positionen unterhalb des jährlich oszillierenden Eisrandes sowie in der vorwiegend eisfreien östlichen Framstraße mit $60,5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und $149 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ sehr hohe Werte aufweisen (Hebbeln & Wefer 1991). Der lithogene Anteil des Partikelflusses in der zentralen Framstraße umfaßt durchschnittlich 70% (Berner & Wefer 1994). Die Sedimentation ist nach Berner (1991) stark an die Bioproduktion gekoppelt, die die Partikel aus der Wassersäule fällt. Berechnungen holozäner Sedimentationsraten aus den Partikelflußraten ergeben für den Einflußbereich des WSC in der östlichen Framstraße eine höhere Rate von $>10 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ im Vergleich zu den der westlichen Framstraße von $<3 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ (Berner 1991).

2.4 Rezente Tonmineralverteilung in der Framstraße und mögliche Liefergebiete

Die durchschnittliche rezente Tonmineralzusammensetzung in Oberflächensedimenten der Framstraße wird mit ca. 60% von Illit dominiert. Der Gehalt an Smektit beträgt im Mittel $<10\%$, Kaolinit ca. 10% und Chlorit ca. 20% (Berner 1991). Dies entspricht der durchschnittlichen Tonmineralverteilung in Sedimenten der zentralen Arktis (Wahsner *et al.* subm.).

Illit ist mit bis zu 70% das dominierende Tonmineral im Arktischen Ozean. Maximale Gehalte in Sedimenten um Svalbard und auf dem Morris Jesup Rücken legen nahe, daß Svalbard und Nordgrönland Liefergebiete für Illit darstellen (Wahsner *et al.* subm.; Abb. 2.6). Besonders hohe Gehalte weisen auch die Tschuktschensee und die Ostsibirische See auf (Silverberg 1972, Naidu *et al.* 1975, Kalinenko *et al.* 1996). Die Küste Alaskas und der Tschuktschen Rücken zeichnen sich im amerasischen Teil der Arktis ebenfalls durch hohe Illitgehalte von bis zu 70% aus (Clark *et al.* 1980).

Chlorit ist bis zu 30% in Oberflächensedimenten der Framstraße enthalten (Berner 1991) und tritt in Schelfsedimenten Westsvalbards ebenfalls häufig auf (Andersen *et al.* 1996). Im Arktischen Ozean ist er relativ gleichmäßig mit Werten zwischen 14-25% verteilt; es lassen sich

keine Liefergebiete mit extrem hohen Gehalten differenzieren (Wahsner *et al.* subm.). Etwas höhere Werte treten in der Tschuktschensee, im kanadischen Becken, am kanadischem Kontinentalhang sowie an der amerikanischen Küste auf (Darby 1975, Clark *et al.* 1980).

Demgegenüber weist Kaolinit im arktischem Raum eng umgrenzte Liefergebiete auf. Hohe Kaolinitgehalte treten in Sedimenten des nordwestlichen Barentsschelfes auf (Bjørlykke & Elverhøi 1975, Bjørlykke *et al.* 1978, Elverhøi *et al.* 1989, 1995) und sind an dort anstehende mesozoische Serien gebunden (Stein *et al.* 1994). Mesozoische Serien von Franz-Josef-Land enthalten 70-90% Kaolinit und weisen ein weiteres Liefergebiet aus (Wahsner *et al.* subm.). Im amerasischen Teil des Arktischen Ozeans sind die mesozoischen und känozoischen Schichten der Nordküste Alaskas und Kanadas Liefergebiete für Kaolinit (Darby 1975, Naidu & Mowatt 1983). Demnach kommen als dominierende Kaolinitquellen für die Framstraße die nordwest-

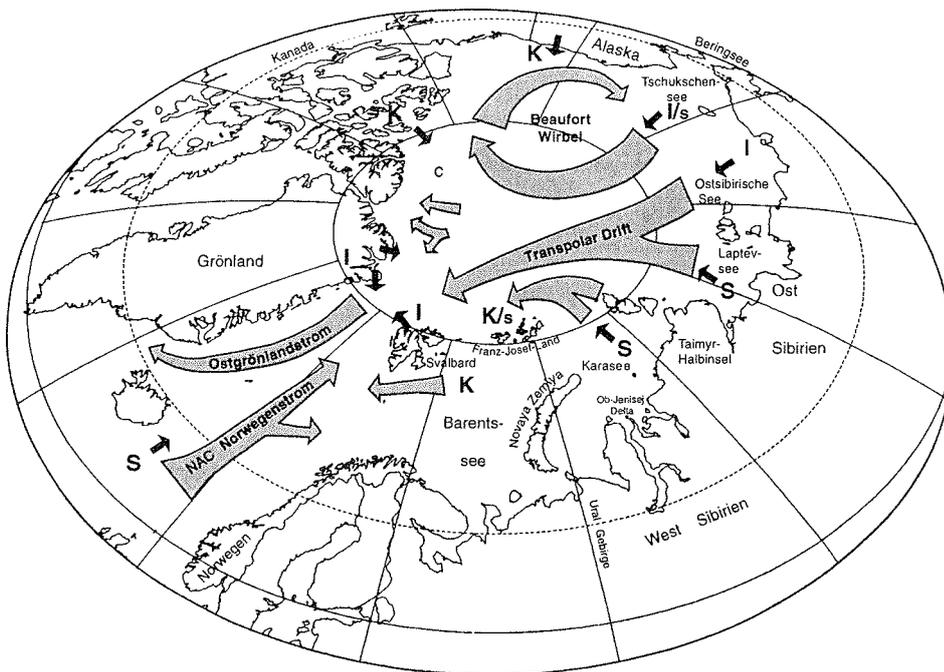


Abb. 2.6: Liefergebiete für Tonminerale im Arktischen Ozean und der Norwegisch-Grönländischen See verändert nach Stein *et al.* (1994), Kuhlemann *et al.* (1993), Naidu & Mowatt (1983); (K=Kaolinit; I=Illit; S=Smektit; s=untergeordnet Smektit, c=Chlorit untergeordnet).

liche Barentssee und Franz-Josef-Land oder ein Transport mit der Transpolar Drift von den Küsten Kanadas und Alaskas in Frage.

Die durchschnittlich geringen Smektitgehalte in der Framstraße scheinen etwas erhöht in Oberflächensedimenten, welche nahe dem Eisrand sedimentiert wurden (Berner 1991). Auch Letzig (1995) findet erhöhte Smektitgehalte in oberflächennahen Sedimenten in der östlichen Framstraße im Einflußbereich des WSC. Das westliche Svalbard kommt als Liefergebiet nicht in Frage, da Smektit auf die im östlichen Teil des Archipels anstehende kreidezeitliche

Helvetiafjellet Formation beschränkt ist (Solheim & Elverhøi 1996). Im Arktischen Ozean zeichnen sich ganz besonders die westliche Laptevsee und die östliche Karasee durch hohe Smektitgehalte von bis zu 70% im Deltabereich des Ob und Jenissej aus (Wahsner *et al.* subm.). Dieser hohe Smektiteintrag ist auf die im sibirischen Hinterland anstehenden Trappbasalte des Putorana Gebirges zurückzuführen (Duzhikov & Strunin 1992). Kreidezeitliche Trappbasalte auf Franz-Josef-Land stellen ebenfalls eine lokale Quelle des Smektiteintrages dar (Nürnberg *et al.* 1995). Elverhøi *et al.* (1989) führen jedoch den teilweise hohen Smektitanteil in den Oberflächensedimenten der nordwestlichen Barentssee auf Meereistransport aus den sibirischen Schelfgebieten zurück. In der arktischen Arktis ist die nördliche Beringssee durch höhere Smektitgehalte gekennzeichnet (Naidu & Mowatt 1983). Weiterhin ist ein Transport von Smektit vom vulkanischen Faeroe-Schottland-Rücken mit dem nach Norden strömenden Atlantikwasser möglich. Allerdings konnten Kuhlemann *et al.* (1993) feststellen, daß sich der Smektitgehalt in den Oberflächensedimenten entlang des NAC-WSC Strömungssystems nach Norden hin bis auf einen Gehalt von 10% in der südlichen Framstraße verringert.

2.5 Tonmineralverteilungen während glazial/interglazialer Schwankungen und unter präglazialen Klimabedingungen

In zahlreichen Untersuchungen zur Mineralogie und Herkunft der Oberflächensedimente der Arktis kristallisiert sich Smektit als Indikator für Meereistransport aus der westlichen Laptev- und der östlichen Karasee heraus. (Wollenburg 1993, Nürnberg *et al.* 1994, Stein *et al.* 1994, Dethleff 1995, Letzig 1995, Wahsner *et al.* 1996, Vogt 1997). Den generell niedrigen Smektitgehalten in rezenten und in Sedimenten des letzten glazialen Maximums im Eurasischen Beckens, stehen höhere Smektitkonzentrationen von 10-30% während der Termination I gegenüber (Letzig 1995, Vogt 1997). Glazial/interglaziale Schwankungen von niedrigen zu hohen Smektitgehalten sind in Sedimenten der Laptevsee zu beobachten (Müller & Stein 1998).

Über längere geologische Zeiträume kommen bei der Tonmineralverteilung neben den Charakteristika des Ausgangsgesteins und den Transportbedingungen vor allem die klimatischen Bedingungen zum Tragen. Auf dem Vöring Plateau (ODP-Bohrung 643A) kennzeichnet die Abnahme von Smektit von ca. 60% auf 40% und die gleichzeitige Zunahme von Wechsellagerungsmineralen eine fortschreitende Abkühlung von warmen zu temperierten Klimabedingungen vom späten Frühmiozän bis zum Spätmiozän (Froget *et al.* 1989). Eine weitere Klimaverschlechterung im Pliozän/Pleistozän wird vor allem durch die Zunahme von Illit sowie Quarz und Feldspat in der Tonfraktion angezeigt (Froget *et al.* 1989). Kriesek (1989) identifiziert einen kurzen Wechsel zu kalten trockenen Klimabedingungen zu Beginn des späten Miozäns anhand des erhöhten Eintrages von Chlorit in ODP-Bohrung 642 auf dem Vöring Plateau. Ein Wechsel zu höheren Illitgehalten und abnehmenden Smektitgehalten ist auch in der Labradorsee in ODP-Bohrung 646 im späten Miozän zu erkennen (Cremer *et al.* 1989).

3 Probenmaterial

3.1 Bohrlokationen

Zur Untersuchung herangezogen wurden Sedimente, die während der Bohrkampagne des ODP Legs 151 im Sommer 1993 in der zentralen Framstraße erbohrt wurden (Myhre *et al.* 1995). Bohrung 908A (Abb. 3.1) wurde auf der flachen Kuppe des Hovgaard Rückens in einer Wassertiefe von 1273 mbsl abgeteuft (Tab. 3.1). Der Hovgaard Rücken ist eine längliche Nordwest-Südost streichende Erhebung, welche das südlich anschließende Boreasbecken von der nördlich gelegenen Grönland-Spitsbergen-Schwelle trennt. Aus zwei Teilen bestehend, besitzt der nördliche Teil des Hovgaard Rückens eine Ausdehnung von ca. 100 km Länge und maximal 25 km Breite (Perry 1986). Der durch einen 2600 m tiefen Graben getrennte südliche Teil des Rückens deckt eine Fläche von 60 km Länge und bis zu 19 km Breite ab. Die geringste Wassertiefe ist mit 1307 m auf dem südlichen Hovgaard Rücken um ca. 100 m niedriger als auf dem nördlichen Teilstück mit einer Wassertiefe von 1171 m (Eldholm & Myhre 1977).

Die Bohrungen 909A und C befinden sich auf der nördlich vom Hovgaard Rücken gelegenen Grönland-Spitsbergen-Schwelle (Tab. 3.1; Abb. 3.1). Sie wurden in einer Entfernung von weniger als 50 km von Bohrung 908A in einer Wassertiefe von 2530 m abgeteuft. Die Grönland-Spitsbergen-Schwelle ist eine Nordwest-Südost streichende dammartige Struktur, welche in nordwestlicher Richtung einfällt. Sie weist ihre größte Wassertiefe mit 2650 m bei 79°N; 1°W auf (Perry 1986). Die Bohrungen 909A/C liegen morphologisch relativ geschützt gegen Einflüsse durch gravitativen Sedimenttransport.

3.2 Sedimentcharakter und Kernbeschreibung

Die Sedimente der Bohrung 908A (nach ODP Leg 151 Shipboard Scientific Party 1995) bestehen vorwiegend aus dunkelgrauem siltigem Ton siliziklastischer Zusammensetzung. Zwei lithologische Einheiten lassen sich anhand der starken Zunahme des biogenen Kieselanteils bei einer Teufe von 185 mbsf unterscheiden (Abb. 3.2).

Die Sedimente der Unit I umfassen einen Teufenbereich von 0-185 mbsf und sind zu untergliedern in drei weitere sedimentologische Einheiten. Unit IA von 0-81,4 mbsf weist eine dominierende siltig bis tonige Zusammensetzung mit einem Sandgehalt von 5-25% auf. Zahlreiche "dropstones" sind sowohl verstreut verteilt als auch in Lagen oder Sedimenttaschen angereichert. Die Zusammensetzung der "dropstones" wird dominiert durch Bruchstücke sedimentärer Gesteine. Einen geringeren Anteil an "dropstones" zeigt Unit IB von 81,4-139,2 mbsf und dokumentiert dadurch einen geringeren Eistransport. Weiterhin besteht das Sediment aus strukturlosem, siltigem Ton und tonigem Silt. Unit IC, von 139,5-185 mbsf, zeigt Aschenlagen. Die Basis dieser Einheit bildet eine der beiden in diesem Abschnitt enthaltenen siltigen Sandlagen, die in ihren Randbereichen einen hohen Glaukonitanteil besitzen. Unit II zeichnet sich, abgesehen von dem hohen Gehalt an kieseligen Biogenmaterial (Diatomeen, Schwammnadeln und Radiolarien), durch eine höhere Lithifizierung aus. Das leicht bioturbate Sediment enthält Pyrit. Der Kerngewinn ist mit 91% relativ hoch. Kernverluste konzentrieren sich vor allem im Teufenintervall von 95-150 mbsf.

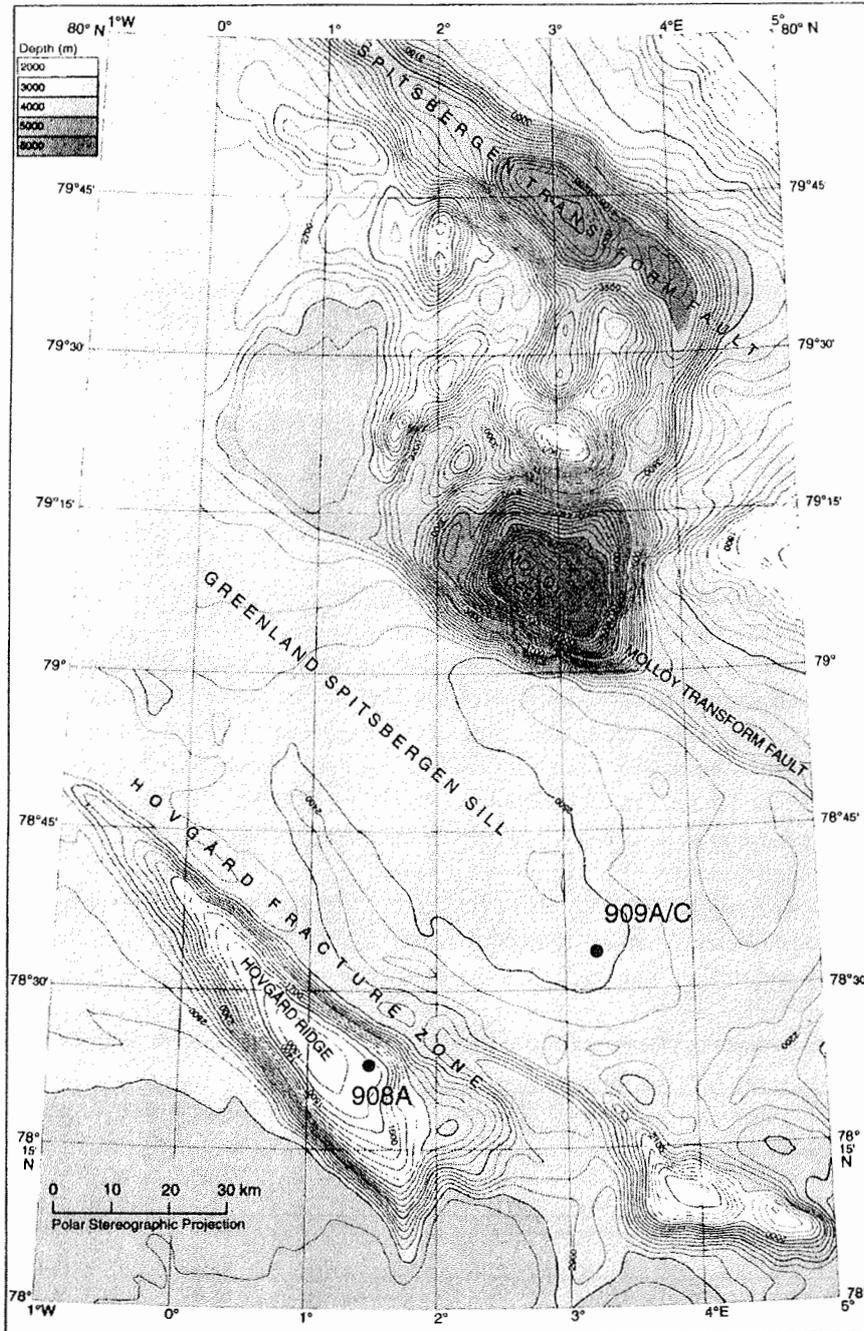


Abb. 3.1: Bathymetrische Karte der zentralen Framstraße verändert nach Heiland *et al.* (1995).

Eine hauptsächlich feinkörnige, siliziklastische Sedimentzusammensetzung weisen auch die Nachbarbohrungen 909A/C auf. Die dominierende Lithologie über den gesamten Kern ist siltiger Ton im Wechsel mit Ton, tonigem Silt sowie tonigem und siltigem Schlamm. Biogene Sedimente sind nur von untergeordneter Bedeutung. Aufgrund lithologischer, texturer und farblicher Wechsel wurden die Sedimentkerne 909A/C in drei lithologische Abschnitte untergliedert (Abb. 3.2).

Unit I reicht vom Top des Kerns bis in 248,8 m Teufe. Dieser Abschnitt zeichnet sich durch eine olivgraue Farbe des vorwiegend tonig, siltigen Sediments mit verteiltem Auftreten von "dropstones" (bis 240 mbsf) sowie dem Vorkommen von Eisensulfiden aus. Die biogene Komponente des Sediments setzt sich zusammen aus geringen Anteilen von kalkigen Nannofossilien und kieseligen Mikrofossilien. Höhere Karbonatkonzentrationen von 10 bis nahezu 100% werden hauptsächlich durch anorganisches Karbonat gebildet. Die Sedimente sind leicht bis mittelmäßig durch Bioturbation überprägt. Zwischen 248,8 und 287,5 mbsf sind sie nur im Kernfänger dokumentiert.

Unit II umfaßt den Teufenbereich von 287,5 bis 518,3 mbsf. Der sehr homogene Sedimentabschnitt besteht vorwiegend aus siltigem Ton bis tonigem Silt mit zwischengeschalteten karbonatreichen Tonsequenzen. Ein einzelner "dropstone" wurde bei 314 mbsf beobachtet. Eine Verschleppung bzw. Nachfall ist allerdings nicht ausgeschlossen. Die Bioturbation in diesem Abschnitt ist leicht bis gemäßigt. Die feinkörnigen Sedimente weisen auf eine Ablagerung unter hemipelagischen Bedingungen hin.

Unit III reicht von 518,3 mbsf bis zur Basis des Sedimentkerns und ist in zwei Abschnitte untergliedert. Unit IIIA von 518,3-923,4 mbsf ist gekennzeichnet durch eine zunehmende Feinkörnigkeit von der Basis bis zur Grenze zur Unit II. Das gröbere Sediment an der Basis befindet sich über einer "slumping" Struktur. Die Sedimente zeigen einen Wechsel von metermächtigen Abschnitten stark laminiertes zu stark bioturbirten Sedimenten. Die Laminationen sind durch Farbwechsel dokumentiert. Unit IIIB reicht bis zur Basis der Bohrung in 1061,8 mbsf und weist Intervalle bioturbater Sedimente im Meterbereich auf, unterbrochen von Rutschungsstrukturen und "contorted sediments".

Der Kerngewinn in Bohrung 909A beträgt 102,5%. Demgegenüber weist die Bohrung 909C nur einen Kerngewinn von 62% auf. Kernverluste sind besonders in Kern 1-6, zwischen Kern 18-21 und ab Kern 78 bis zur Basis der Bohrung zu verzeichnen.

Tab. 3.1: Koordinaten, Wassertiefen und technische Daten der bearbeiteten Sedimentkerne.

Bohrung	Position	Wassertiefe (mbsl)	Endteufe (mbsf)	Ältestes erbohrtes Sediment	Kerngewinn	Bohrungsart
908A	78°23.112'N, 1°21.637'E	1273,6	344,6	Oberoligozän	91,1%	APC 0-90 m XCB 90-344,6 m
909A	78°35.065'N, 3°4.378'E	2519	92,5	Quartär	102,5%	APC/XCB 0-92,5 m
909C	78°35.096'N, 3°4.222'E	2518	1061,8	Oberoligozän- Untermiozän	61,9%	RCB 85-1061,8 m

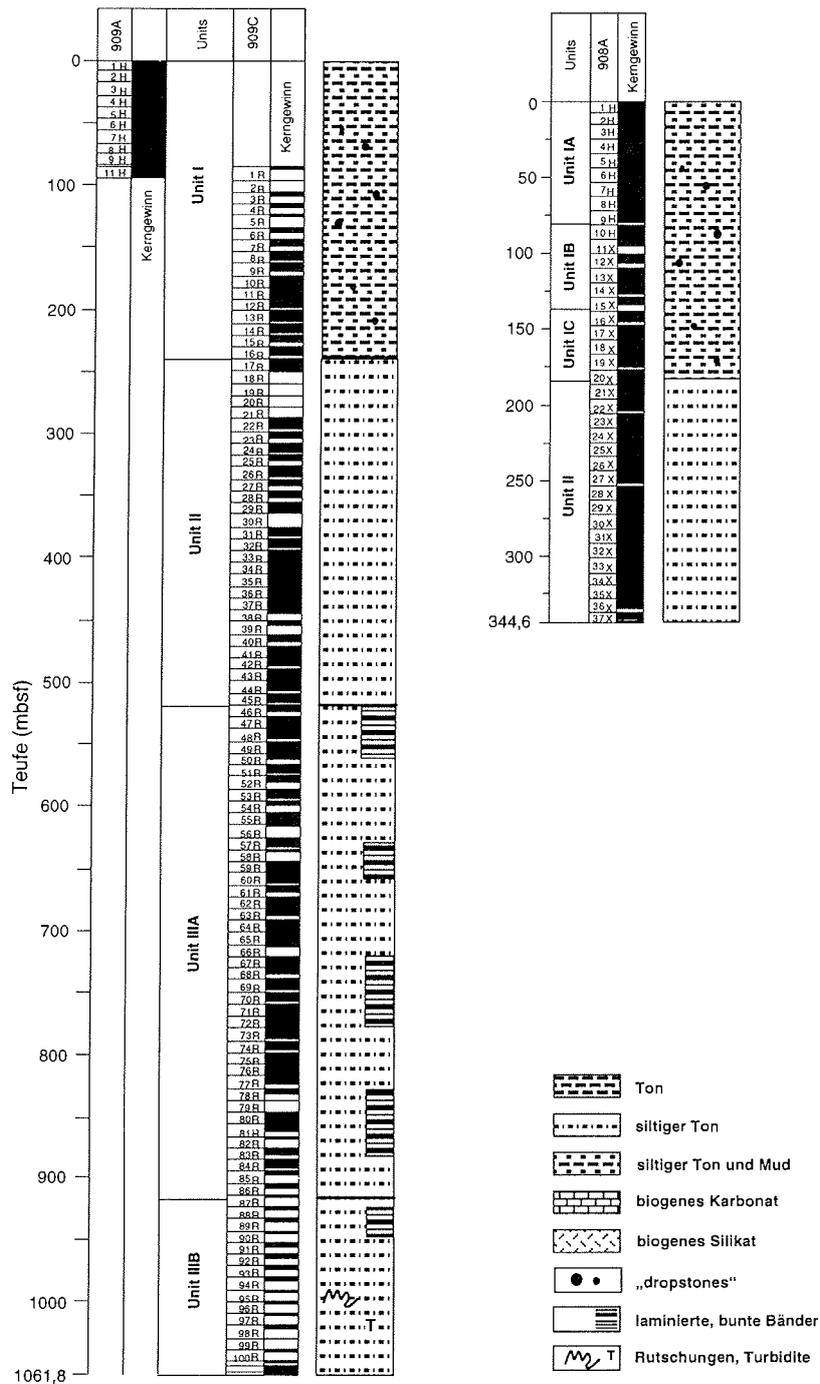


Abb. 3.2: Sedimentzusammensetzung der Bohrungen 908A und 909C (Shipboard Scientific Party 1995).

4 Methodik

4.1 Probenaufbereitung und Analysemethoden

Die Sedimentproben wurden dem Probenaufbereitungsschema von Abbildung 4.1 entsprechend bearbeitet. Das Ausgangsvolumen der Sedimentproben betrug 10 cm^3 oder 20 cm^3 . Von der gefriergetrockneten Gesamtprobe wurden 2 Teilproben für Karbonatbestimmung (CaCO_3) und Analyse des organischen Kohlenstoffs (TOC) sowie für die Korngrößenbestimmung abgetrennt.

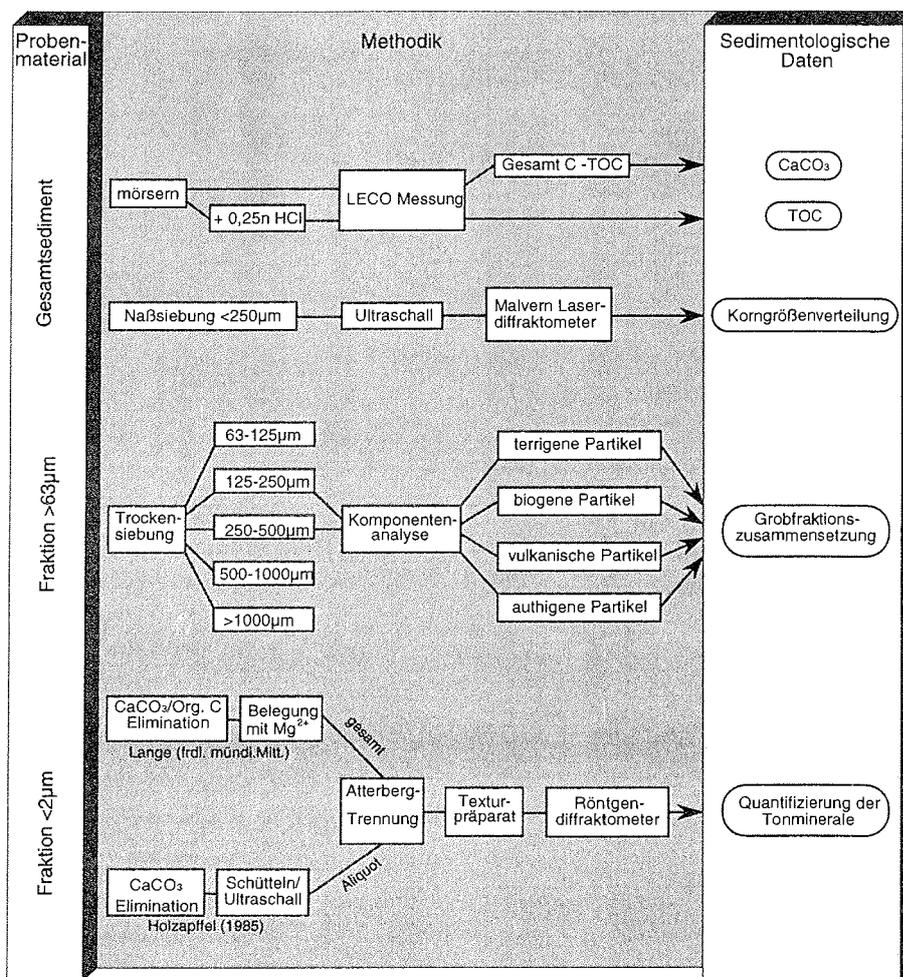


Abb. 4.1: Probenaufbereitungsschema.

4.2 CaCO₃- und TOC-Bestimmung

Für die Analyse des TOC- und CaCO₃-Gehaltes wurde ein LECO CS-125-Analyzer verwendet. Probenvorbereitung, Meßprinzip und Reproduzierbarkeit der Meßmethode sind in Wolf (1991) beschrieben. Mehrfachmessungen zweier Proben (n=6) ergaben prozentuale Standardabweichungen für TOC von 5,4% bzw. 7,25% und für CaCO₃ von 0,49% und 2,92% (Wolf 1991). An Bord ermittelte Karbonat- und TOC-Gehalte sowie Daten aus Wolf-Welling *et al.* (1996) sind in den hier erarbeiteten Datensatz eingebunden.

4.3 Korngrößenbestimmung

Die Korngrößenmessungen wurden am Département de Géologie et Océanographie der Universität Bordeaux I, Frankreich, durchgeführt.

Eine Teilprobe der Gesamtprobe wurde nach Ultraschallbehandlung (5 min) über ein 250 µm Sieb geschlämmt. Danach wurde die Korngrößenzusammensetzung der Fraktion <250 µm mit einem Malvern 6.000 Laserdiffraktometer ermittelt.

Das Meßprinzip beruht auf der Beugung eines monochromatischen Lichtstrahles durch die Partikel in einer durchstrahlten Suspension in Abhängigkeit zu ihrer Korngröße. Mit abnehmender Teilchengröße nimmt der Beugungswinkel zu. Als Lichtquelle dient ein He-Ne-Laser. Die Streuung und die Intensität der gebeugten Strahlung werden mit einem Multielement-Ringdetektor aufgezeichnet. Eine zwischen Suspension und Detektor platzierte Linse fokussiert die ungebeugte Strahlung in das Zentrum des Detektors. Die Umrechnung in Äquivalentdurchmesser der Teilchen geschieht unter Anwendung der Fraunhofer-Diffraktionstheorie (McCave *et al.* 1986, Singer *et al.* 1988, Agraval *et al.* 1991). Der ermittelte Korngrößenbereich wird durch die Brennweite der Linse vorgegeben, welche zwischen Probelösung und Detektor platziert ist. In dieser Untersuchung wurde eine 100 mm Linse verwendet, die die Messung eines Korngrößenbereichs von 1,9-188 µm ermöglicht. Dieser Bereich wurde in 32 Korngrößenklassen aufgezeichnet. Korngrößen außerhalb dieses Spektrums werden nur unzureichend abgebildet (Singer *et al.* 1988). Partikel <0,5 µm beugen den Laserstrahl nicht mehr entsprechend der Fraunhofer-Diffraktionstheorie. Insgesamt ist die Approximation des Teilchendurchmessers aufgrund der Fraunhofer-Diffraktionstheorie bei einer Teilchengröße <7 µm sehr niedrig (McCave & Syvitsky 1991).

Der Tongehalt ist bei dieser Meßmethode stark unterrepräsentiert. Im Vergleich zu Meßverfahren, die eine Korngrößenverteilung aufgrund der Sinkgeschwindigkeit aufstellen (Sedigraph, Pipettmethode), erkennt das Laserdiffraktometer nur 16-21% der Tonfraktion (Agraval *et al.* 1991). Teilweise ist dieser Unterschied durch den physikalischen Ansatz der Meßmethodik begründet. Während bei der Aufzeichnung und Umrechnung der Beugungswinkel zu Äquivalentdurchmesser nur die Teilchengröße eingeht, spielt bei Meßmethoden, die auf der Sinkgeschwindigkeit der Teilchen beruhen, auch die spezifische Dichte und Partikelform eine Rolle. Die Korrelation zwischen Ergebnissen von Laserdiffraktometrie (Malvern) und Pipettanalyse ist mit $r=0,75$ gering (McCave *et al.* 1986).

Allerdings erzeugen Messungen mit einem Laserdiffraktometer konsistente und gut reproduzierbare Ergebnisse über ein weites Korngrößenspektrum (McCave *et al.* 1986). Mehrfachmessungen einer Probe (n=20) ergaben eine Standardabweichung von 0,17 µm bei

einem Medianwert von 5,82 μm (Agraval *et al.* 1991). Aufgrund der Unschärfe im sehr feinen Korngrößenbereich wurde hier die Ton- und Feinsiltfraktion nicht getrennt aufgeführt, sondern nur der Anteil der Fraktion $<10 \mu\text{m}$ dargestellt.

Basierend auf der Momentmethode wurde die Sortierung des Sediments aus der Standardabweichung abgeleitet (Füchtbauer 1988). Zur Beurteilung des Strömungseinflusses auf die Sedimentation eignet sich das Verhältnis zwischen dem nicht kohäsiven Sedimentanteil (10-63 μm) der Feinfraktion zu der gesamten Feinfraktion besonders gut (McCave *et al.* 1995, Manighetti & McCave 1995). Anteil und Mittelwert des "sortierbaren Silts" (10-63 μm) sind nach McCave *et al.* (1995) gute Parameter zur Kennzeichnung von Strömungseinfluß und Intensität. Ein großes Verhältnis der nicht kohäsiven Siltfraktion zur gesamten Feinfraktion sowie ein großer Mittelwert der sortierbaren Siltfraktion sprechen für eine höhere Strömungsintensität in Gebieten, in denen ein Strömungseinfluß angenommen werden kann.

4.4 Grobfraktionsanalyse

An der durch Naßsiebung gewonnenen Fraktion $>63 \mu\text{m}$ wurde eine Grobfraktionsanalyse nach Sarnthein (1971) durchgeführt. Durch Trockensiebung mit einem "Sonic Sifter" (ATM Corporation) wurde die Grobfraktion in fünf Subfraktionen aufgeteilt und ihr Massenanteil bestimmt. Für die Grobfraktionsanalyse wurden die Fraktionen 125-250 μm und 250-500 μm wiedervereinigt. Dieses Korngrößenspektrum läßt Ergebnisse erwarten, die für die Gesamtprobe repräsentativ sind (Henrich *et al.* 1989). Aus einer repräsentativen Teilprobe wurden mindestens 500 Einzelpartikel gezählt. Die Komponenten wurden in folgende Partikelgruppen eingeteilt:

biogen benthisch	---> kalkige und agglutinierende Foraminiferen, Schwammnadeln
biogen planktonisch	---> planktonische Foraminiferen, Diatomeen, Radiolarien
authigene Komponenten	---> Glaukonit, Pyrit
terrigenen Komponenten	---> Feldspat, Quarz, Glimmer, Kohle, Gesteinsbruchstücke
vulkano-klastische Komponenten	---> vulkanische Glasfragmente

Eine detaillierte Fehlerbeschreibung ist in Wolf (1991) zu finden. Die Daten wurden im Rahmen des DFG-Projektes "Die känozoische Geschichte des Wassermassenaustausches und der Klimaentwicklung der Norwegisch-Grönländischen See, der Framstraße und des Yermak Plateaus" erstellt und sind teilweise in Wolf-Welling *et al.* (1996) publiziert. Um den Vergleich zu den hier erarbeiteten Feinfraktionsdaten zu erleichtern, wurden die Parameter in Kapitel 6 noch einmal dargestellt.

4.5 Tonmineralbestimmung

Ein Probensatz (42 Proben) der Bohrung 908A wurde nach dem Aufbereitungsverfahren nach Lange und Fiedler (freundl. mündl. Mitt.) bearbeitet und analysiert. Nach der Abtrennung der Tonfraktion nach der Atterbergmethode (Müller 1967) sieht die Aufbereitung folgende Schritte vor:

- Auswaschen von $MgCl_2$
- Entfernung der organischen Substanz mit 30%igem H_2O_2
- Entfernung von Karbonat mit Essigsäure (25%ig) und Trocknung
- Entfernung amorpher Kieselsäure mit 1N Na_2CO_3 in einer Teilprobe
- Belegung quellfähiger Zwischenschichten mit Mg^{2+} durch Spülen mit $MgCl_2$
- Auswaschung der überschüssigen Mg^{2+} und Cl^-
- Herstellung eines Filterpräparats

Für die Bohrung 909C wurde die vereinfachte Probenaufbereitungsmethode nach Holtzapffel (1985) angewandt. Dadurch konnte ein höherer Probendurchsatz (537 Proben) erreicht werden. Zudem entfiel bei dieser Methode eine Aggregation des Probenmaterials durch die Trocknung während der Aufbereitung. Die suspendierte Fraktion $<63 \mu m$ wurde schonend unter ständiger Kontrolle des pH-Wertes mit 0,2N HCl entkarbonatisiert (Tributh & Lagaly 1986). Die überschüssigen Ionen in der Suspension wurden durch mehrmaliges Auswaschen mit demineralisiertem Wasser wieder entfernt. Zur Dispergierung wurde jede Probe 12 Std. im Überkopfschüttler geschüttelt und unmittelbar vor der Abtrennung der Tonfraktion 1 min im Ultraschallbad behandelt.

Die Abtrennung eines Teils der Tonfraktion erfolgte entsprechend dem Stokes'schen Gesetz nach einer Fallzeit von ca. 45 min durch Entnahme des obersten Zentimeters der Suspension. Die Teilprobe wurde durch langsames, dem Flüssigkeitsspiegel folgendes Absaugen des obersten Zentimeters der Tonsuspension entnommen. Dies geschah, um Verunreinigungen der Tonfraktion durch gröbere Partikel aufgrund von Verwirbelungen an der Grenzschicht möglichst gering zu halten. Die gute Vergleichbarkeit und Repräsentativität der mit dem verkürzten Trennungsverfahren nach Holtzapffel (1985) erhaltenen Ergebnisse mit Messungen an der gesamten Tonfraktion wird in Kapitel 4.4.1 dargestellt.

Zur Anfertigung der Texturpräparate wurde, um die Segregation der Partikel zu minimieren und eine damit verbundene Überbewertung von Smektit zu umgehen, die "filter transfer method" angewandt (Moore & Reynolds 1989). Nach Konzentrationsbestimmung der Tonsuspension wurde eine 48 mg Trockengewicht entsprechende Menge an Tonsuspension auf einen Zellulosenitrat-Membranfilter mit der Porengröße $0,2 \mu m$ gegeben und unter Vakuum filtriert. Das Verhältnis zwischen Fläche des Filterkuchens und Toneinwaage ergab eine Konzentration des Tonpräparates von $14 mg/cm^2$ und reicht damit an die Anforderungen zur Erfüllung der infinite Schichtdicke nach Moore und Reynolds (1989) heran. Ungenauigkeiten der quantitativen Analyse aufgrund der zunehmenden Absorption des Röntgenstrahles und der geringeren Reflexion mit zunehmender Schichtdicke in Verbindung mit dem sich verändernden Einfallswinkel werden dadurch minimiert. Der Filterkuchen wurde bei $60^\circ C$ getrocknet und mit doppelseitigem Klebeband auf einem chrombeschichteten Präparatehalter fixiert.

Zur Glykolisierung wurde das Präparat im Exsikkator in gesättigter Äthylenglykolatmosphäre bei $60^\circ C$ 12 Std. gequellt. Die Messung erfolgte am luftgetrockneten und am glykolisierten Präparat mit einem Röntgendiffraktometer. Die technischen Daten des Meßgerätes lauten:

Philips Röntgendiffraktometer 1830
 Philips Kontrolleinheit 1710
 CoK α -Strahlung
 automatische Divergenzblende
 Graphitmonochromator

automatischer Probenwechsler
 Kathodenstrom 40 bzw. 35 mA
 Beschleunigungsspannung 40kV
 Winkelbereich 2-40°2 θ
 Schrittweite 0,01°2 θ /sec

Die Auswertung der Beugungsspektren der glykolisierten Proben erfolgte mit Hilfe des Auswerteprogramms MacDiff 3.2. (Rainer Petschick, Frankfurt), die Korrektur der Peakpositionen am Quarzpeak (100) mit dem Gitterabstand 4,26Å. Der identifizierte Mineralbestand ist in Tabelle 4.1 zusammengefaßt.

Tab. 4.1: Identifizierte Röntgenreflexe.

Smektit 001, ungeordnete Wechsellagerungsminerale	17 Å
Chlorit 001	14,2 Å
Illit 001	10 Å
Klinoptilolith-Heulandit	8,97 Å
Kaolinit 001	7,15 Å
Chlorit 002	7,07 Å
Illit 002	5 Å
Chlorit 003	4,72
Quarz 100	4,26 Å
Kaolinit 002	3,54
Chlorit 004	3,58
Quarz 101, Illit 003	3,33-3,34 Å
div. Feldspäte	3,19-3,24 Å

Zur semi-quantitativen Bestimmung der Tonmineralzusammensetzung wurden die Flächen der 001 Basisreflexe von Smektit (17Å), Illit (10Å) und Kaolinit/Chlorit (7,1Å) bestimmt und gleich 100% Tonmineralgehalt gesetzt. Das Intensitätsverhältnis des Kaolinit (002) Reflexes bei einem Gitterabstand von 3,58Å und des Chlorit (004) Reflexes bei 3,54Å wurden genutzt, um die gemeinsame Fläche des Reflexes bei 7,1Å zwischen den beiden Komponenten aufzuteilen (Biscaye 1964). Vergleichende Untersuchungen und Überlegungen zu anderen Auswerteverfahren sind in Kap. 5.5.2 dargelegt. Um eine Vergleichbarkeit mit Literaturdaten (Darby 1975, Naidu *et al.* 1975, Naidu & Mowatt 1983, Stein *et al.* 1994,

Nürnberg *et al.* 1994, 1995, Rossak 1995, Vogt 1997, Wahsner *et al.* subm.) aus dem Arbeitsgebiet zu gewährleisten, wurden zur Gewichtung der Tonminerale die Faktoren von Biscaye (1964, 1965) verwendet:

Smektit (%): $17\text{Å Fläche} * 100 / \text{Gesamtfläche der Tonminerale}$
 Illit (%): $10\text{Å Fläche} * 400 / \text{Gesamtfläche}$
 Kaolinit (%): $\text{Kaolinit Komponente der } 7\text{Å Fläche} * 200 / \text{Gesamtfläche}$
 Chlorit (%): $\text{Chlorit Komponente der } 7\text{Å Fläche} * 200 / \text{Gesamtfläche}$

Die in Kap. 8.3.1 eingeführten Tonmineralverhältnisse basieren auf den Flächen der Tonmineralpeaks. Die Veränderungen im Quarzgehalt wurden durch den Quotienten zwischen der integrierten Fläche (Intensität * Halbhöhenweite) von Quarz und den Flächen von Smektit, Illit und Kaolinit/Chlorit ermittelt. Das Auftreten von Klinoptilolith wurde qualitativ beschrieben, aber nicht näher quantifiziert. Smektit wird als Überbegriff für die aufweitbaren Tonminerale im Bereich des 17Å Peaks angewendet. Darunter sind zu nennen:

16,7-17,1Å Montmorillonit, Beidellit, Saponit, Nontronit
 16,7-16,3Å Wechsellagerungsminerale (Heim 1990).

4.5.1 Fehlerabschätzung

Für die Interpretation des Datenmaterials ist es von entscheidender Bedeutung, die Genauigkeit der erhobenen Daten abzuschätzen. Gerade die Messung der Tonmineralzusammensetzung mittels Röntgendiffraktometrie birgt aufgrund der fehlenden Proportionalität zwischen aufgezeichneter Intensität und dem enthaltenen Massenanteil des zu quantifizierenden Minerals (Lagaly & Köster 1993) und der vielfach interferierenden Reflexe bei diversem Mineralbestand eine Vielzahl von Variations- und Fehlermöglichkeiten. Der Mangel an Standardmethoden zur Aufbereitung des Probenmaterials, Präparation und Auswertung schränkt insbesondere die Vergleichbarkeit der Daten von verschiedenen Studien ein (Thorez 1985). Zentrale Problempunkte sind die Interferenz verschiedener Peaks, die Peakveränderung aufgrund der wechselnden chemischen Zusammensetzung eines Minerals, Peakformveränderungen aufgrund der Kristallinität sowie die Beeinflussung des Röntgenreflexes durch die Präparation. Auch das Fehlen probenidentischer Standards trägt zur Einschränkung der Vergleichbarkeit von verschiedenen Untersuchungen bei. Im Folgenden werden Vergleichsmessungen zu verschiedenen Arbeitsschritten und Auswertetechniken im Sinne der Reproduzierbarkeit und der Richtigkeit der erhaltenen Tonmineralverteilungen diskutiert.

4.5.1.1 Reproduzierbarkeit

Meßfehler:

Über einen Zeitraum von 15 Monaten wurden jeweils zwei Proben mit jeder neuen Meßserie mitgemessen. Insgesamt handelt es sich dabei um 30 bzw. 29 Parallelmessungen. Die Prüfung auf Normalverteilung nach dem Kolmogorov-Smirnov-Test ergab keine Normalverteilung über den gesamten Meßzeitraum. In den Daten ist eine Neujustierung des Gerätes nach einem Röhrenwechsel nachzuvollziehen. Es wurden dementsprechend die Standardabweichung (s) für beide Zeiträume getrennt berechnet.

Die Standardabweichung wurde für die relativen Prozentanteile (nach Biscaye 1965) der einzelnen Tonminerale separat bestimmt, um die absolute Schwankungsbreite der Prozentanteile bei der späteren Interpretation berücksichtigen zu können. Die Berechnung der Standardabweichung in relativen Prozenten der absoluten Flächen ist wenig geeignet, da sie Intensitätsschwankungen nicht nur über den Zeitraum der Aufnahme eines Beugungsspektrums, sondern über den gesamten Meßzeitraum beinhalten. Ein Vergleich der Standardabweichungen der Flächen und der auf die Prozentanteile der einzelnen Tonminerale bezogenen Standardabweichung ist in Tabelle 4.2 und 4.3 dargestellt. Erwartungsgemäß zeigt die flächenbezogene Standardabweichung fast ausnahmslos höhere Werte. An der nahezu durchgängig kleinen Standardabweichung, gemessen nach Justierung einer neuen Röntgenröhre, zeigt sich, daß in der zweiten Meßperiode kontinuierlichere Meßbedingungen vorherrschten.

Entsprechend ihres geringeren Prozentanteils an der gesamten Tonmineralzusammensetzung besitzen Chlorit und Kaolinit geringere Standardabweichungen von 0,7% und 0,46%. Insgesamt sind die Abweichungen bei Mehrfachmessung einer Probe mit einer maximalen Standardabweichung von $\pm 1,58\%$ als relativ gering anzusehen.

Tab. 4.2: Standardabweichung wiederholter Messungen berechnet nach Biscaye (1965).

		Smektit	Illit	Kaolinit	Chlorit
Prozent (Biscaye 1965)		s ; Vertrauensintervall P=0,95			
Probe 1 n=30	Zeitraum alte Röhre	1,38	1,23	0,47	0,44
	Zeitraum neue Röhre	0,57	0,53	0,3	0,36
Probe 2 n=29	Zeitraum alte Röhre	1,12	1,56	0,7	0,46
	Zeitraum neue Röhre	1,58	1,26	0,53	0,24

Tab. 4.3: Standardabweichung wiederholter Messungen, bezogen auf Flächenanteile der Röntgenreflexe.

		17Å	10Å	7,1Å
Flächenprozent		s ; Vertrauensintervall P=0,95		
Probe 1 n=30	Zeitraum alte Röhre	13,13	14,18	13,02
	Zeitraum neue Röhre	5,12	4,75	3,78
Probe 2 n=29	Zeitraum alte Röhre	10,59	16,47	10,57
	Zeitraum neue Röhre	4,81	7,34	4,46

Präparationsfehler

Bei der Herstellung eines Texturpräparates wird eine möglichst vollständige schichtparallele Einregelung des Mineralbestandes angestrebt. Effekte wie unzureichende Dispergierung der Tonsuspension und ein hoher Anteil nicht schichtig aufgebauter Minerale beeinträchtigen die optimale Textur des Präparates. Es ist weiterhin darauf zu achten, daß es während der Präparation zu keiner Separation der Korngrößen und damit zur Überrepräsentation eines Minerals kommt (Moore & Reynolds 1989, McManus 1991).

Eine Abschätzung des Einflusses der Präparation auf das Meßergebnis erfolgte durch Mehrfachpräparation von zwei Proben (Tab. 4.4). Es wurde eine Probe 10 mal und eine weitere 7 mal neu präpariert. Die Standardabweichung beträgt für Smektit 3,41% und nimmt damit einen sehr hohen Wert an. Für Illit beträgt die sie 2,35%, für Kaolinit 0,63% und für Chlorit 0,94%. Damit zeigt sich, daß die Präparation einen sehr großen Einfluß auf das Meßergebnis hat. Die hohen Abweichungen scheinen auch mit der außerordentlich hohen Konzentration der Tonsuspension von 111 mg/ml und 80 mg/ml gerade bei den für diesen Test ausgewählten Proben zusammenzuhängen. Es ist zu vermuten, daß es bei sehr hoher Konzentration der Ton-

Tab. 4.4: Die Standardabweichung wiederholter Messungen von verschiedenen Aufbereitungsschritten der Analyse.

	Smektit	Illit	Kaolinit	Chlorit
Vertrauensintervall P=0,95	s ; Vertrauensintervall P=0,95			
Präparationsfehler n=17	3,41	2,35	0,63	0,94
Auswertefehler n=44	0,6	0,76	0,85	0,73
Gesamtprobe/Teilprobe n=46	2,0	1,4	0,95	0,75
3malige Trennung Teilprobe n=30	1,70	1,76	1,41	1,67

suspension zu Koagulation der Teilchen und damit zu einer geringeren Reproduzierbarkeit der Ergebnisse kommt. Eine zu hohe Konzentration sollte daher vermieden werden. Weiterhin können Veränderungen der Korngrößenzusammensetzung durch wiederholte Ultraschallbehandlung (Huang 1989) bei mehrfacher Präparation auftreten.

Auswertefehler

Bei halbautomatischer Auswertung der Beugungsspektren mit dem Auswerteprogramm MacDiff 3.2 (R. Petschick, Frankfurt) wurde der nichtlineare Untergrund im niedrigen Winkelbereich sowie der Untergrund bei den interferierenden Peaks von Kaolinit (002) und Chlorit (004) manuell korrigiert. Zur Erfassung des dadurch entstehenden subjektiven Fehlers wurde eine Probenserie von 22 Proben zweifach ausgewertet (Tab. 4.4). Die Standardabweichung von 0,6% für Smektit, 0,76% für Illit, 0,85% für Kaolinit und 0,73% für Chlorit zeigt, daß ein Fehler kleiner als 1% allein durch die mehrfache Auswertung der Beugungsspektren entstehen kann.

Repräsentativität einer Teilprobe der Tonfraktion

Zur Prüfung der Repräsentativität der Teilprobe für die Gesamtzusammensetzung der Tonprobe wurden aus 23 Proben jeweils eine Teilprobe entnommen und weiterhin die gesamte Tonfraktion durch achtmalige Entnahme bei einer Fallhöhe von 30 cm und einer Fallzeit von ca. 20h je nach Temperatur (s. Stokes'sches Gesetz) entnommen. Die Ergebnisse dieses Vergleichs zeigen, daß die entnommene Teilprobe gut mit der Zusammensetzung der Gesamttonfraktion übereinstimmt. Die Werte für die Standardabweichung liegen für Smektit bei 2,0%, für Illit bei 1,4%, für Kaolinit bei 0,95% und für Chlorit bei 0,75%.

Die gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse bei Abtrennung nur einer Teilprobe konnte ebenso die dreimalige Entnahme einer Teilprobe bei weiteren 10 Proben zeigen. Die höchste Standardabweichung von 1,7% weist Smektit auf (Tab. 4.4).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß eine Entnahme einer Teilprobe vergleichbare und reproduzierbare Ergebnisse liefert. Die Standardabweichungen bei diesen Versuchen liegen in der Größenordnung des Auswerte-, Meß- und Präparationsfehlers. Höchste Abweichungen,

und damit größte Fehler, entstehen bei der Präparation der Proben. Die absolut höchsten Schwankungen sind bei Smektit zu verzeichnen. Dies ist auf den hohen Gehalt von Smektit in den Probenserien und dem sehr breiten Peak des Smektits in einem niedrigen Winkelbereich zurückzuführen, was die Unsicherheiten bei der Festlegung des Untergrundes vergrößert. Die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse liegt mit einer maximalen Standardabweichung von 3,4% für Smektit bei Überprüfung des Präparationsfehlers unter den Literaturangaben von $\pm 5\%$ für Komponenten, die mindestens 20% enthalten (Moore & Reynolds 1989) und ist als gut zu bezeichnen.

4.5.1.2 Richtigkeit

Die Richtigkeit der Daten abzuschätzen, ist ein großes Problem (McManus 1991). Moore und Reynolds (1989) geben eine Genauigkeitsschätzung von $\pm 10\%$ bei Komponenten, die einen Anteil an der Tonmineralzusammensetzung von $>20\%$ besitzen und sogar eine Schwankungsbreite von $\pm 20\%$ für Komponenten mit weniger als 20% Anteil. Diese Unsicherheit erklärt sich aus der speziellen Meßmethodik. Zur Identifikation und Quantifizierung von Mineralen in einem Gemisch wird eine Probe im monochromatischen Röntgenstrahl rotiert, wobei die Strahlen der Bragg'schen Gleichung entsprechend an den Netzebenen scharen mit konstanten Abständen gebeugt werden. Die Intensität eines Reflexes einer Komponente I_i in einer Mischung hängt von ihrem Massenanteil χ_i , der Dichte ρ_i und dem Massenabsorptionskoeffizienten μ_i ab. K_i ist ein Wert, der abhängig von der Struktur, der chemischen Zusammensetzung, der Fehlordnung des Minerals, der Textur des Präparates sowie den geometrischen Aufnahmebedingungen ist.

$$I_i = \chi_i \frac{K_i}{\rho_i \sum \chi_i \mu_i} \quad (4.1)$$

Damit zeigt sich, daß die aufgezeichnete Intensität einer Komponente sich nicht proportional zu ihrem Massenanteil verhält (Lagaly & Köster 1993). Zur Quantifizierung des Mineralbestandes werden aus diesem Grund den jeweiligen Komponenten Faktoren, die die chemische Zusammensetzung und die Kristallstruktur berücksichtigen, zugeordnet. Die Peakfläche und in noch viel stärkerem Maß die Peakhöhe, werden beeinflusst durch kristallographische Orientierung, kristalline Fehlordnung, Teilchengröße und chemische Zusammensetzung (de Visser 1991).

Differenzierung des Chlorit- und Kaolinitanteils

Im Folgenden werden einige Aspekte der verschiedenen Auswertetechniken und ihrer Ergebnisse aufgezeigt. Ein besonderes Problem stellt die Bestimmung des Verhältnisses von Chlorit und Kaolinit durch die Interferenz der beiden Peaks dar. Nach Lange (1982) wird die Chloritkomponente des $7,1\text{\AA}$ Reflexes aus dem Verhältnis von Chlorit (005) und Kaolinit (003) errechnet. Dies birgt den Nachteil, daß bei einem eisenreichen Chlorit die ungeraden Ordnungen der basalen Reflexe (Chlorit (001), (003), (005) etc.) erniedrigt werden (Moore & Reynolds 1989) und damit der Chloritanteil im Vergleich zum Kaolinit unterrepräsentiert wird. Ein Vergleich der Bestimmungsmethode des Kaolinit-/Chlorit-Verhältnisses von Kienast (1996)

zeigt, daß der so ermittelte Chloritwert schlechter mit der Gesamtfläche korreliert als die Flächen, die aus dem Intensitätsverhältnis von Kaolinit (002) und Chlorit (004) errechnet werden (Abb. 4.2). Auch die Berechnung des Chloritanteils an der 7,1Å-Fläche mit Hilfe des Chlorit (003) Reflexes bei 4,72Å nach Berner (1991) weist deutliche Abweichungen zu der Methode nach Biscaye (1964) auf (Vogt 1997).

Die Bestimmung des Verhältnisses von Kaolinit (002) und Chlorit (004) kann sowohl über die Quantifizierung der Intensitäten als auch über die Quantifizierung der Flächen geschehen. Zum Vergleich wurde das Kaolinit-/Chlorit-Verhältnis bzw. der darauf beruhende Prozentanteil in

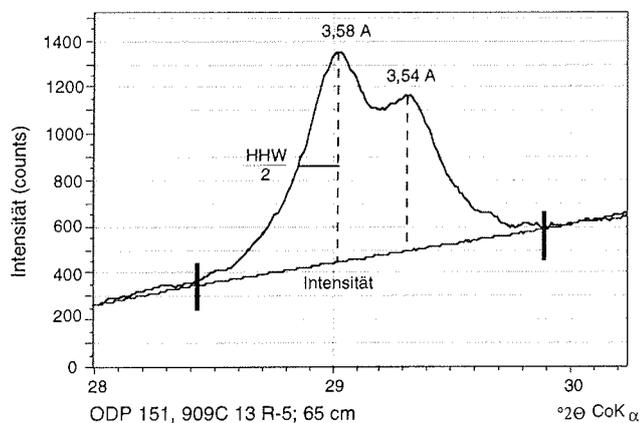


Abb. 4.2: Trennung des Doppelpeaks von Kaolinit (002) und Chlorit (004) bei 3,58 Å und 3,54 Å.

einer Probenserie nach verschiedenen Methoden berechnet:

a) Quantifizierung der Intensitäten von Kaolinit (002) und Chlorit (004) mit dem Auswerteprogramm MacDiff 3.2.

b) Quantifizierung der Flächen von Kaolinit (002) und Chlorit (004), indem die halbe Fläche des höheren der beiden Peaks verdoppelt wird und diese Fläche von der Gesamtfläche des Doppelpeaks von Chlorit und Kaolinit subtrahiert wird, um die

Chloritkomponente zu quantifizieren (nach Petschick *et al.* 1996).

c) Quantifizierung des Beugungsspektrums durch Anpassung der Flächen von Kaolinit (002) und Chlorit (004) mit der APD-Auswertesoftware von Philips.

In Abbildung 4.3 sind die drei Varianten, umgerechnet in Prozent (berechnet nach Biscaye 1964), dargestellt. Die Auswertung des Intensitätsverhältnisses mit MacDiff 3.2 und die Berechnung aus den Flächenbestimmungen durch die APD-Auswertesoftware zeigen nahezu gleiche Werte. Die Verhältnisbildung, basierend auf den Flächen durch Peakdopplung des Kaolinit (002) und Subtraktion von der Gesamtfläche des Doppelpeaks, zeigt durchgehend höhere Werte für Kaolinit und niedrigere für Chlorit. Dies kann auch darauf zurückzuführen sein, daß das Verhältnis von Kaolinit/Chlorit bei den meisten der zum Vergleich herangezogenen Proben über dem von Petschick *et al.* (1996) zur Anwendung empfohlenen Verhältnis von 0,75-1,25 lag. Auch Vergleichsuntersuchungen von Dersch-Hansmann (1994) zeigen, daß die Ergebnisse aus der Berechnung über die Peakintensitäten zu denen, berechnet aus der Doppelung der halben Peakfläche des dominierenden Minerals und Subtraktion von der Gesamtfläche des Doppelpeaks, weniger gut korrelieren.

In der vorliegenden Arbeit fand die Ermittlung der Flächenanteile, basierend auf dem Intensitätsverhältnis von Kaolinit (002) und Chlorit (004), ermittelt mit MacDiff 3.2 Anwendung.

"Biscaye"-Faktoren und die fixe Divergenzblende

Generell ist anzumerken, daß die Anwendung der Biscaye-Faktoren nur bedingt zulässig ist, da diese für Beugungsspektren ermittelt wurden, welche mit einer fixen Divergenzblende erzeugt wurden, während die vorliegenden Meßergebnisse mit einer automatischen Divergenzblende gemessen wurden. Die Divergenzblende reguliert die Größe der bestrahlten Fläche des Präparates während der Messung. Bei Verwendung einer fixen Divergenzblende wird die Größe der bestrahlten Fläche des Präparates je nach Einfallswinkel während der Messung variiert. Die automatische Divergenzblende gewährleistet den konstanten Flächenumfang der bestrahlten Fläche über den gesamten Meßzeitraum. Rossak (1995) kam bei Vergleichsmessungen zu dem Ergebnis, daß Smektit bei der Messung mit fixer Divergenzblende einen Flächenzuwachs von 6 Fl.% erfährt. Illit weist eine um 3 Fl.% größere Fläche auf. Die beiden Auswerte- bzw. Meßmethoden korrelieren gut mit $r > 0,95$ bei allen Tonmineralen (Rossak 1995).

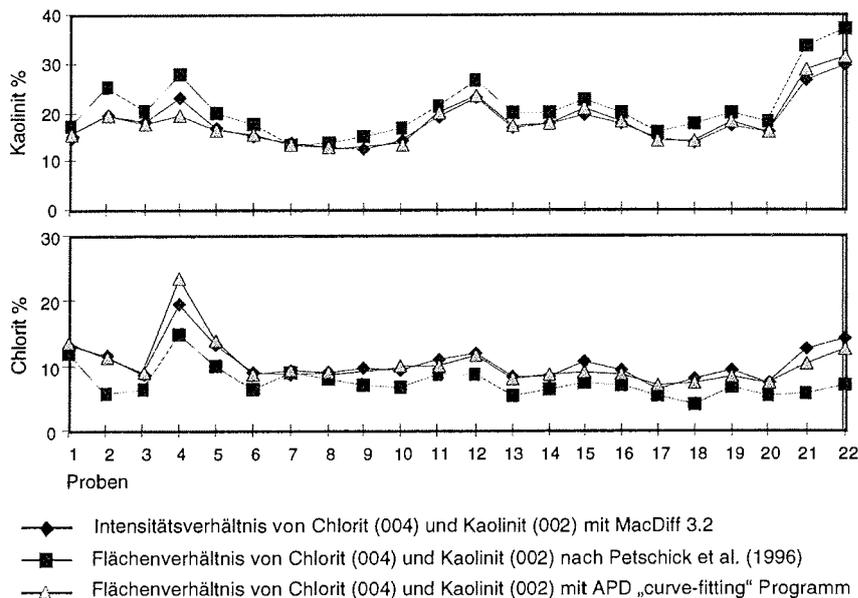


Abb. 4.3: Prozentanteile von Kaolinit und Chlorit basierend auf unterschiedlichen Methoden zur Flächentrennung des Doppelpeaks.

4.6 Statistische Verfahren

Clusteranalyse

Zur Charakterisierung und Einteilung der Sedimentparameter wurde die Clusteranalyse als Verfahren der Gruppenbildung gewählt.

Auf der Basis einer Korrelationsmatrix wurden die Sedimentparameter der Grob- und Feinfraktion mit dem höchsten Korrelationskoeffizienten als Ausgangsparameter für die Clusteranalyse gewählt. Das „K_{mean}-Verfahren“ des Statistikprogramms Systat 5.2 ist ein partitionierendes Clusterverfahren. Auf Basis der Varianzanalyse werden zunächst die Eigenschaften mit der höchsten Varianz herausgefiltert. Diese dienen im folgenden als Clustermittelpunkte. Der Analyseablauf sieht folgende Arbeitsschritte vor (Backhaus *et al.* 1996):

- Angabe der Anfangspartition
- Errechnung des arithmetischen Mittels jeder Eigenschaft pro Gruppe
- Ermittlung der Fehlerquadratsumme für die jeweils gültige Gruppe
- Überprüfung, ob durch Verlagerung von einzelnen Objekten das Varianzkriterium vermindert werden kann
- Objekte, die zu einer maximalen Verringerung der Varianz führen, werden in die entsprechende Gruppe verlagert
- Berechnung neuer Mittelwerte für empfangene und abgegebene Objekte

Als Distanzmaß wird die euklidische Distanz verwendet. Zur Informationsbündelung wurden als Anfangspartition 4 Cluster gewählt und 50 Iterationen gerechnet. Durch die Vorgabe der Clusteranzahl wird die Distanz der Objekte in einem Cluster teilweise sehr groß. Daher wurden in der Darstellung der Cluster ausschließlich Objekte mit einem Distanzmaß <10 verwendet.

4.7 Berechnung der Akkumulationsraten

Die zunehmende Kompaktion mit ansteigender Mächtigkeit der Sedimente vermindert die Vergleichbarkeit der linearen Sedimentationsgeschwindigkeit (LSR) in jüngeren und älteren Abschnitten der Bohrung. Um dieses zu verhindern, müssen die Akkumulationsraten (AR) durch Multiplikation der linearen Sedimentationsrate mit der Trockendichte (DBD) errechnet werden.

Die Berechnung der Akkumulationsraten geschieht nach folgenden Gleichungen:

$$AR_{\text{Gesamt}} = LSR * DBD \quad (4.2)$$

AR_{Gesamt} = Gesamtakkumulationsrate (g*cm⁻²*my⁻¹)

LSR = Lineare Sedimentationsrate (cm/my)

DBD = Trockendichte (g/cm³)

Als Randbedingung zur Benutzung dieser Gleichungen gilt, daß der Porenraum vollständig mit Wasser erfüllt ist. Die in der vorliegenden Arbeit benutzten sedimentphysikalischen Parameter der Trockendichte sind dem ODP Initial Report 151 entnommen (Shipboard Scientific Party

1995). Die Berechnung der Akkumulationsraten einzelner Komponenten des Gesamtsedimentes geschieht in Anlehnung an Ehrmann & Thiede (1985) :

$$AR_{CaCO_3} = AR_{Gesamt} * CaCO_3 * 100^{-1} \quad (4.3)$$

$$AR_{TOC} = AR_{Gesamt} * TOC * 100^{-1} \quad (4.4)$$

$$AR_{>63 \mu m} = AR_{Gesamt} * >63 \mu m * 100^{-1} \quad (4.5)$$

Abkürzungen: AR_{CaCO_3} = Akkumulationsrate von Calciumkarbonat = ($g \cdot cm^{-2} \cdot my^{-1}$)

AR_{TOC} = Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff = ($g \cdot cm^{-2} \cdot my^{-1}$)

$AR_{>63 \mu m}$ = Akkumulationsrate der $>63 \mu m$ Fraktion = ($g \cdot cm^{-2} \cdot my^{-1}$)

$CaCO_3$ = Calciumkarbonatanteil (Gew.%)

TOC = organischer Kohlenstoffanteil (Gew.%)

$>63 \mu m$ = Grobfraktionsanteil (Gew.%)

Als weitere Randbedingung werden für die verschiedenen Komponenten des Gesamtsedimentes vereinfachend die gleichen Trockendichten angenommen.

Auf eine Berechnung von Akkumulationsraten der Tonminerale wurde verzichtet, da die identifizierten Tonmineralanteile nur einen Teil der Tonfraktion repräsentieren und aufgrund der Meßmethodik der amorphe Anteil der Tonfraktion nicht zu erkennen und zu quantifizieren ist.

5 Stratigraphie, lineare Sedimentationsraten und Akkumulationsraten

5.1 Alters-/Teufenmodelle

Eine wesentliche Grundlage zur Rekonstruktion der Veränderlichkeiten von Sedimentationsverhältnissen ist die präzise zeitliche Zuordnung einzelner Probenpunkte. Die Stratigraphie der Bohrungen 908A und 909A/C folgt in erster Linie den paläomagnetischen Messungen und der Interpretation der Shipboard Scientific Party (1995). Die paläomagnetischen Aufzeichnungen sind korreliert mit der geomagnetischen Polaritätszeitskala (GPTS) nach Cande & Kent (1992). Zur Erstellung der Alters-/Teufendiagramme wurden bis auf einen biostratigraphischen Befund in Bohrung 909C in 1016,25 mbsf ausschließlich paläomagnetische Alters-/Teufenfixpunkte benutzt.

Sie basieren auf den Altersmodellen der Shipboard Scientific Party (1995) sowie auf den Vereinbarungen des "Post Cruise Meeting" (1995) und sind in Wolf-Welling *et al.* (1996; vgl. Tab. 5.1 und 5.2, Abb. 5.1) veröffentlicht.

Bei Bohrung 908A war die Magnetostratigraphie bis in eine Teufe von 180 mbsf möglich. In den unterlagernden Sedimenten war die Aufzeichnung der Inklinationen gestört. Ein Hiatus dokumentiert in 184,76 -184,44 mbsf reicht von der Miozän-/Pliozän Grenze bis ins späte Oligozän (Shipboard Scientific Party 1995; Poulsen *et al.* 1996).

Tab. 5.1: Die paläomagnetischen Altersfixpunkte der Bohrung 908A.

Bohrung 908A		
Teufe (mbsf)	Alter (Ma)	Index
0,00	0,00	
34,45	0,78	Paläomag. Altersfixpunkt
48,15	0,98	Paläomag. Altersfixpunkt
55,85	1,05	Paläomag. Altersfixpunkt
59,00	1,76	Paläomag. Altersfixpunkt
60,00	1,98	Paläomag. Altersfixpunkt
95,30	2,60	Paläomag. Altersfixpunkt
113,00	3,05	Paläomag. Altersfixpunkt
113,50	3,13	Paläomag. Altersfixpunkt
117,00	3,22	Paläomag. Altersfixpunkt
118,00	3,33	Paläomag. Altersfixpunkt
121,75	3,55	Paläomag. Altersfixpunkt
130,00	4,03	Paläomag. Altersfixpunkt
164,20	5,40	Paläomag. Altersfixpunkt

Tab. 5.2: Die paläomagnetischen Altersfixpunkte der Bohrung 909A/C.

Bohrung 909A/C		
Teufe (mbsf)	Alter (Ma)	Index
0,00	0,00	
36,60	0,78	Paläomag. Altersfixpunkt
44,30	0,98	Paläomag. Altersfixpunkt
47,10	1,05	Paläomag. Altersfixpunkt
181,75	2,60	Paläomag. Altersfixpunkt
247,00	3,55	Paläomag. Altersfixpunkt
295,00	4,27	Paläomag. Altersfixpunkt
301,15	4,43	Paläomag. Altersfixpunkt
313,75	4,61	Paläomag. Altersfixpunkt
318,25	4,69	Paläomag. Altersfixpunkt
338,85	4,81	Paläomag. Altersfixpunkt
351,05	5,05	Paläomag. Altersfixpunkt
368,00	5,70	Paläomag. Altersfixpunkt
590,00	7,25	Paläomag. Altersfixpunkt
633,00	7,89	Paläomag. Altersfixpunkt
657,00	8,53	Paläomag. Altersfixpunkt
695,00	8,86	Paläomag. Altersfixpunkt
762,40	9,59	Paläomag. Altersfixpunkt
838,50	10,83	Paläomag. Altersfixpunkt
1016,15	16,15	Biostrat. Altersfixpunkt (Hull <i>et al.</i> 1996)

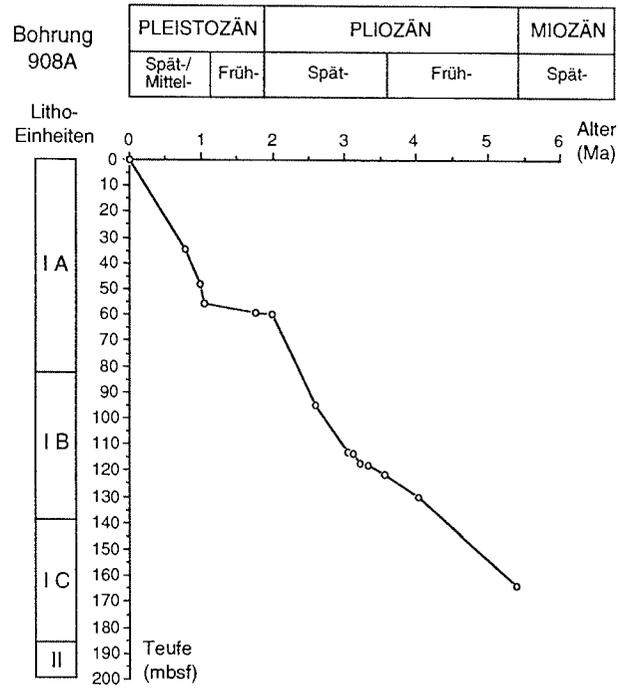


Abb. 5.1a: Alters-/Teufenmodell für Bohrung 908A

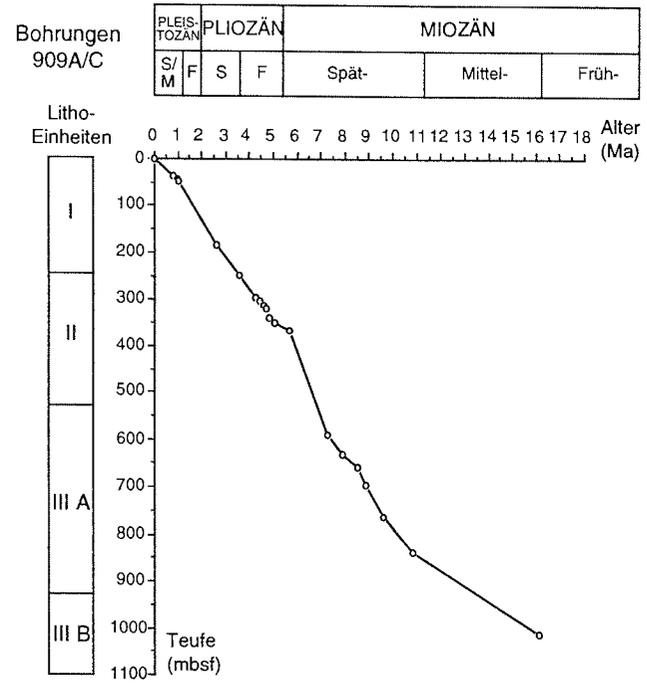


Abb. 5.1b: Alters-/Teufenmodell für die Bohrungen 909A/C

5.2 Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten

Aus der Alters-/Tiefenzuordnung wurde zunächst die lineare Sedimentationsrate ermittelt. Die Berechnung der Alter für die entsprechenden Probtiefenpunkte innerhalb eines Kernintervalls erfolgte dann, nach Korrektur des Kerngewinnes, zwischen jedem Probtiefenpunkt mit Hilfe der linearen Sedimentationsrate. Diese und die daraus berechneten Gesamtakkumulationsraten sind in Abbildung 5.2 dokumentiert.

Die Bohrung 908A zeigt eine relativ niedrige Akkumulationsrate von ca. $3.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ vom Top des Hiatus bei 6,4 Ma bis ins späte Pliozän bei 3,3 Ma. Danach steigt die Sedimentation an und weist durchschnittliche Werte von $6.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ auf. Unterbrochen wird diese bis ins Rezente anhaltende Tendenz durch eine Phase zwischen 1,9 und 1,1 Ma mit ausgesprochen niedrigen Werten von ca. $1.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$. Dies wird als Ergebnis einer ganzjährigen Meereis-Bedeckung mit entsprechend niedriger Sedimentation (Wolf-Welling *et al.* 1996), wie sie heute für zentrale Bereiche der Arktis typisch ist (Nørgaard-Pedersen 1997), interpretiert. Nach einem kurzen Anstieg auf bis zu $17.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ um 1,1 Ma bleibt die Akkumulationsrate bis rezent konstant auf $6.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$.

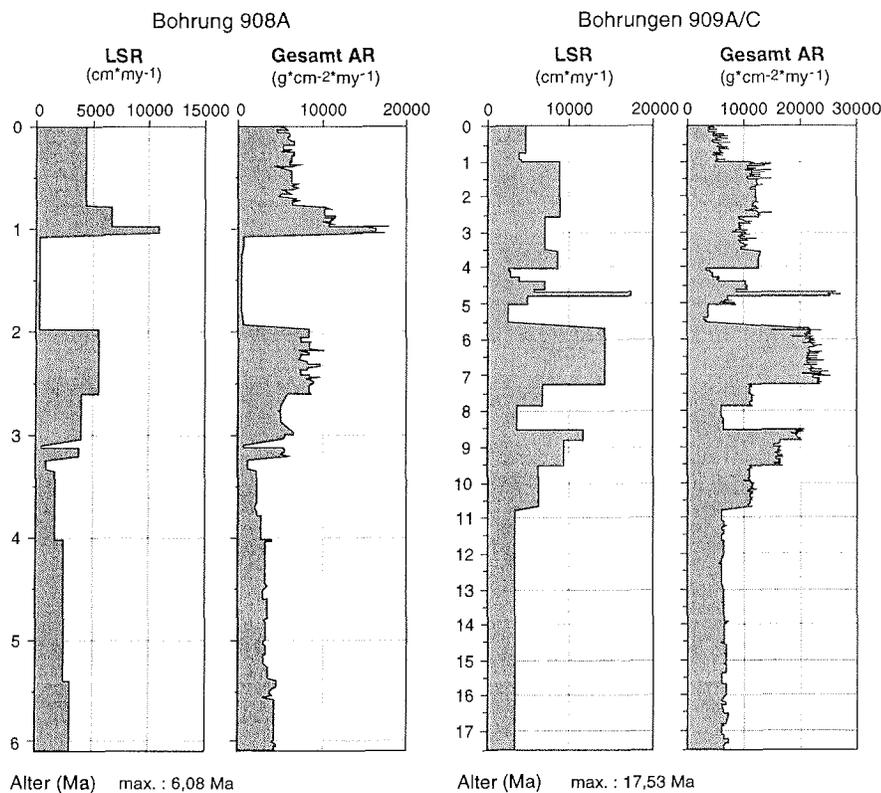


Abb. 5.2: Sedimentations- und Akkumulationsraten für die Bohrungen 908A und 909A/C.

Die Bohrungen 909A/C zeigen im frühen und mittleren Miozän eine vergleichsweise niedrige Gesamtakkumulation von durchschnittlich $5.000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$. Diese steigt zum späten Miozän an und erreicht ein Maximum von $23.000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$, daß nur durch ein sehr kurzes Zeitintervall zwischen 8,5 und 7,3 Ma von niedrigeren Werten zwischen 5.000 bis $10.000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$ unterbrochen wird. Im frühen Pliozän, bei 4,8 Ma, wird ein kurzfristiges Maximum von $25.000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$ erreicht. Das Zeitintervall vom späten Pliozän bis zum frühen Pleistozän ist durch eine Sedimentakkumulation von $15.000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$ gekennzeichnet. Es schließen sich ab 1,1 Ma relativ niedrige Akkumulationsraten von durchschnittlich bis zu $5.000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$ an und sind für das mittlere und späte Pleistozän überliefert.

6 Sedimentation in der zentralen Framstraße

Es werden die Ergebnisse der Analysen der Sedimentparameter des Gesamtsediments wie Korngrößenverteilung, Komponentenzusammensetzung der Grobfraction, Karbonatgehalt und Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC) sowie die Tonmineralverteilung in der Tonfraktion dargestellt, um einen Vergleich der Sedimentationsverhältnisse zwischen der Kuppe des Hovgaard Rückens und der nördlich anschließenden Grönland-Spitsbergen-Schwelle zu ermöglichen. Dabei steht insbesondere die Herausarbeitung der Unterschiede in den Datensätzen der Bohrungen 908A und 909C im Vordergrund.

6.1 Korngrößenverteilung

Von Bohrung 908A wurden 241 Sedimentproben, die den Kernabschnitt von 0-185 mbsf, welcher die Zeitspanne von 0-6 Ma abdeckt, sowie 49 Sedimentproben unterhalb des Hiatus von 185-233 mbsf, auf ihre Korngrößenzusammensetzung analysiert. Der Probenabstand beträgt im Durchschnitt 80 cm. Der von Bohrung 909C analysierte Sedimentabschnitt deckt mit 248 Sedimentproben den Kernabschnitt von 172-698 mbsf und ein Zeitintervall von 2,49-8,9 Ma ab. Der Probenabstand beträgt durchschnittlich 2,1 m. Als beschreibende Sedimentparameter wurden neben der Korngrößenverteilung die Standardabweichung (s) als Maß für die Sortierung des Sediments sowie das arithmetische Mittel der Siltfraktion (10-63 μm), welches nach McCave *et al.* (1995) als Indikator für die Strömungsintensität zu nutzen ist, ausgewählt.

Die ternäre Darstellung 6.1 zeigt für die Bohrungen 908A und 909C die Korngrößenverteilungen zwischen der Fraktion <10 μm , die den kohäsiven Sedimentanteil bildet, der nicht-kohäsiven Siltfraktion (10-63 μm) und der Grobfraction (>63 μm). Abgebildet ist die Gesamtkorngrößenzusammensetzung, basierend auf der durch Laser-diffraktometrie ermittelten Fraktion <63 μm , umgerechnet auf den durch die Schlämmanalyse erhaltenen Prozentanteil der Fraktion <63 μm und der durch Trockensiebung der Grobfraction erhaltenen Korngrößenklassen. Deutlich zeigt sich in der Agglomeration der Datenpunkte die große Ähnlichkeit der Sedimente an

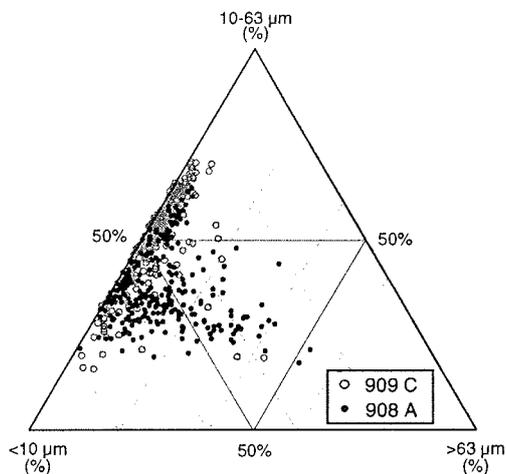


Abb. 6.1: Ternäre Darstellung der Größenverteilung von Bohrung 908A und 909C basierend auf der kombinierten Gesamtsedimentzusammensetzung der lasergranulometrischen und der durch Schlämmanalyse erzielten Korngrößen Daten.

beiden Bohrlokationen. Beide Sequenzen zeichnen sich durch einen hohen Siltanteil aus. Ausreißer zu höheren Anteilen an Grobfraktion in der Bohrung 908A sind meist dem stark glazial beeinflussten Zeitraum der jüngsten Million Jahre zuzurechnen. Im Folgenden werden die Korngrößenverteilungen des Sedimentanteils $<180\ \mu\text{m}$ und $>63\ \mu\text{m}$ getrennt dargestellt.

In den Abbildungen 6.2 und 6.3 ist die Sortierung des Korngrößenspektrums $<180\ \mu\text{m}$ und die Korngrößenklassen der Fraktion $<63\ \mu\text{m}$ basierend auf Lasergranulometrischen Messungen sowie zum Vergleich der Grobfraktionsanteil ($>63\ \mu\text{m}$) basierend auf der Schlämmanalyse der Bohrungen 908A und 909C gegen die Teufe dargestellt.

Bohrung 908A besitzt einen sehr hohen Feinkornanteil, in dem die Fraktion $<10\ \mu\text{m}$ maximale Werte von 70-80% an der Gesamtzusammensetzung einnimmt (Abb. 6.2). Durchschnittlich schwankt der Gehalt der Fraktion $<10\ \mu\text{m}$ um 55%. Deutlich niedrigere Werte treten im Intervall zwischen 200-185 mbsf mit einem Minimalbetrag von 28% in einer Tiefe von 184 mbsf auf. Komplementär verhält sich der gröbere Siltanteil ($10-63\ \mu\text{m}$) mit Anteilen von teilweise $>50\%$ im Tiefenintervall von 233-184 mbsf. Der Mittelwert des "sortierbaren" Siltanteils ($10-63\ \mu\text{m}$) weist gleichmäßige, gering schwankende Werte von 22-16 μm im Tiefenintervall von 233-184 mbsf auf.

Die Sortierung des Sediments, hier gegeben durch die Standardabweichung (s), ist mit durchschnittlich 1,6 ϕ und parallel zu dem höheren Auftreten der Fraktion $<10\ \mu\text{m}$ relativ gut im ältesten Sequenzabschnitt von 233-180 mbsf. Dieser Bereich ist in einer Teufe von 185 mbsf durch einen markanten Sedimentationswechsel an der oberen Grenze eines Hiatus, welcher vom Oligozän/frühes Miozän bis ins späte Miozän reicht, gekennzeichnet (vgl. Kap. 5).

Korreliert man die Korngrößenparameter gegen das Alter, entsprechend den Alters-/Teufenmodellen für Bohrung 908A (Abb. 5.1a) und Bohrung 909C (Abb. 5.1b) ergeben sich folgende Beziehungen: Das Zeitintervall von 8,9-ca. 6 Ma ist nur in Bohrung 909C dokumentiert (Abb. 6.4). Die Sedimente weisen hier besonders zwischen 8,9-7,5 Ma eine hohe Schwankungsbreite in der Standardabweichung auf mit einem Maximum von 2 ϕ bei 7,5 Ma, was eine weniger gute Sortierung kennzeichnet. Nach Schwankungen um einen Mittelwert von 45% zwischen 7,5-5,8 Ma erreichen die Anteile der Fraktion $<10\ \mu\text{m}$ zwischen 5,5-5 Ma ein Niveau von 65%, parallel zu einer verringerten gröberen Siltfraktion. Der folgende Trend der Abnahme der Fraktion $<10\ \mu\text{m}$ zwischen 5-3,4 Ma mit einem Minimalwert von 20% bei 3,4 Ma geht einher mit zunehmenden Anteilen der sortierbaren Siltfraktion (70%), zunehmendem Mittelwert dieser Fraktion (25 μm) und einer abnehmenden Standardabweichung (1,4 ϕ).

Insgesamt zeigen die Sedimente beider Lokationen in dem sich überlagernden Zeitintervall von 2,45-6,08 Ma eine große Ähnlichkeit der in den Abbildungen 6.4 und 6.5 dargestellten Korngrößenparameter. Dies weist auf vergleichbare Sedimentationsbedingungen für die auf der Kuppe des Hovgaard Rückens in 1273 mbsl abgeteufte Bohrung 908A und für die auf der nördlich gelegenen Grönland-Spitsbergen-Schwelle in 2518 mbsf positionierte Bohrung 909C hin. Allerdings ist der in Bohrung 909C deutlich zwischen 5-3,4 Ma sichtbare Trend zu einer Vergröberung der Feinfraktion in Bohrung 908A im gleichen Zeitintervall nicht zu erkennen.

Danach beginnt erstmals bei 3,6 Ma eine starke Zunahme der Grobfraktion (10-15%), die einhergeht mit einer schlechter werdenden Sortierung (2,1 ϕ) und abnehmenden Gehalten der sortierbaren Siltfraktion von 22% bei 2 Ma. Die dann vorherrschende durchschnittliche Sedimentzusammensetzung mit 50% der Fraktion $<10\ \mu\text{m}$, 35% der Fraktion $10-63\ \mu\text{m}$, einer

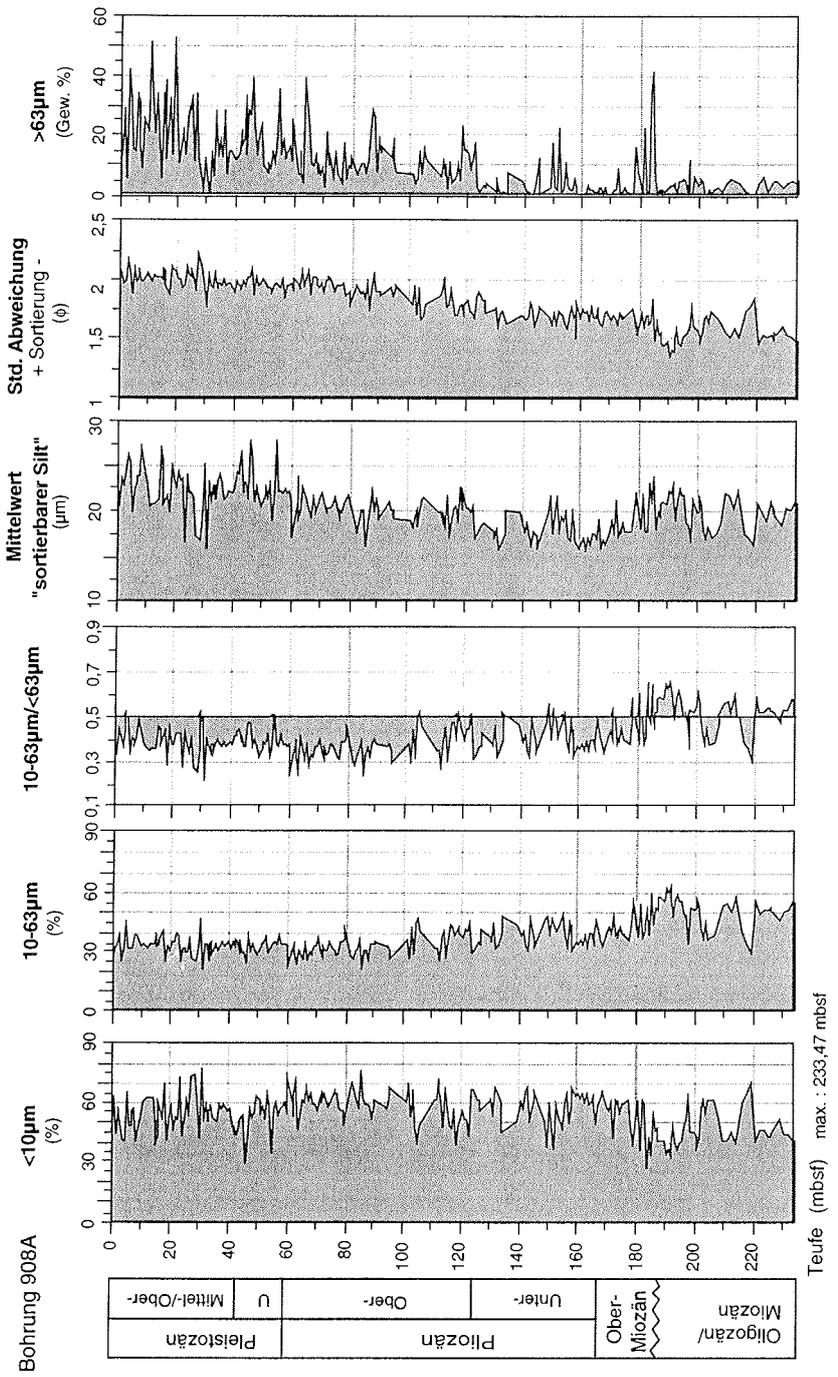


Abb. 6.2: Korngrößenverteilung und Sedimentparameter der Fraktion <180 µm der Bohrung 908A basierend auf den lasergranulometrischen Messungen und Anteil der Grobfraktion ermittelt durch Schlämmanalyse aufgetragen gegen die Teufe.

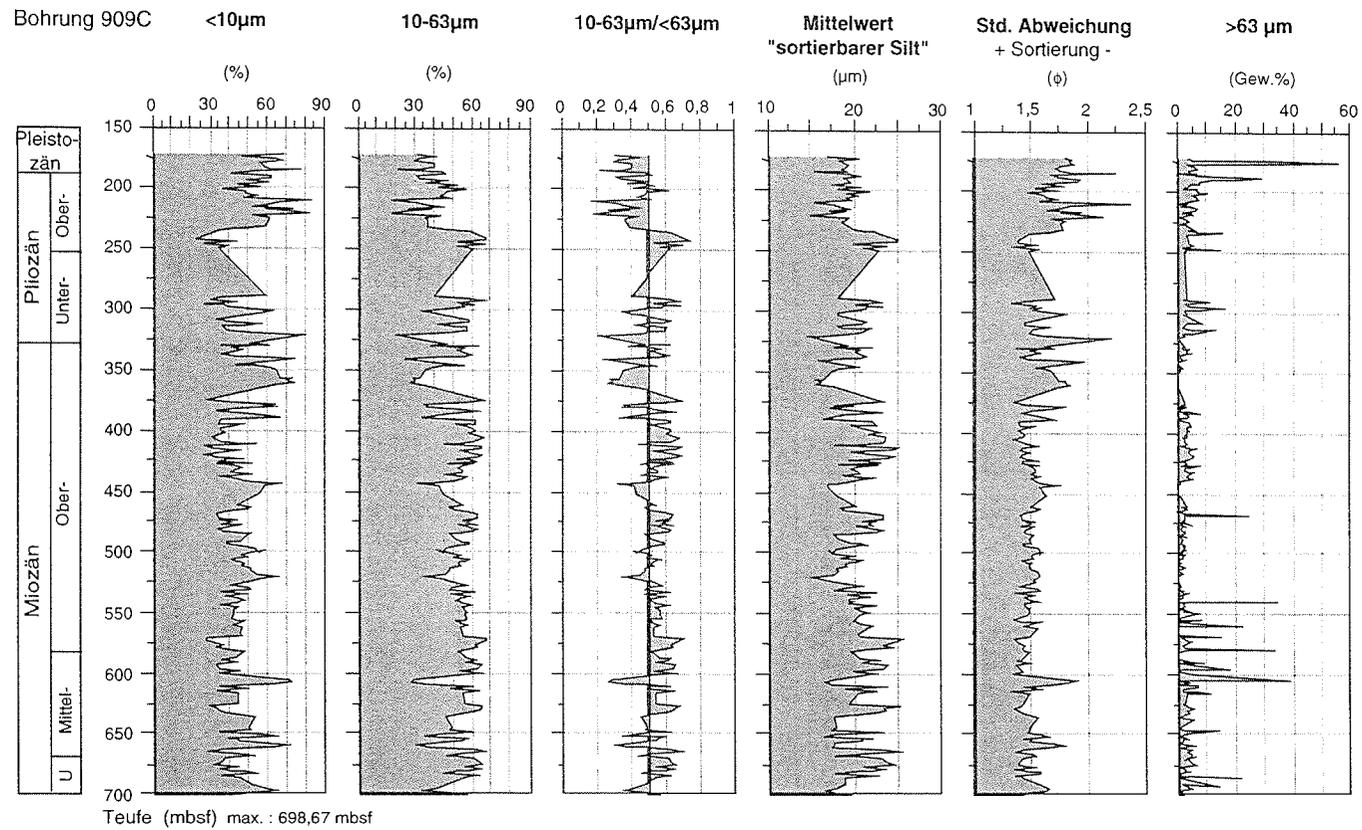


Abb. 6.3: Korngrößenverteilung und Sedimentparameter der Fraktion <180 µm der Bohrung 909C basierend auf den lasergranulometrischen Messungen und Anteil der Grobfraktion ermittelt durch Schlämmanalyse aufgetragen gegen die Teufe.

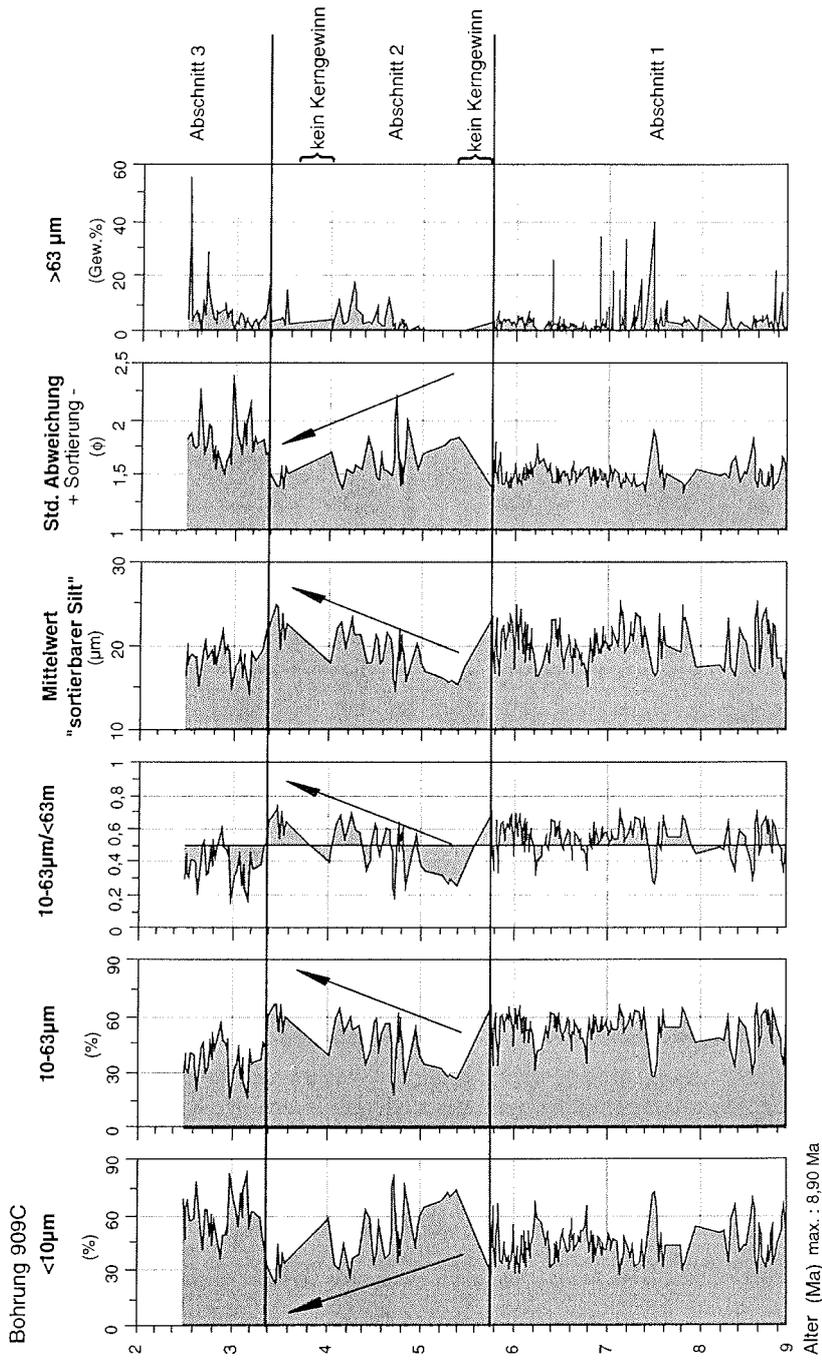


Abb. 6.4: Korngrößenverteilung und Sedimentparameter der Fraktion <180 µm der Bohrung 909C basierend auf den lasergranulometrischen Messungen und Anteil der Grobfraktion ermittelt durch Schlämmanalyse aufgetragen gegen Alter.

Bohrung 908A

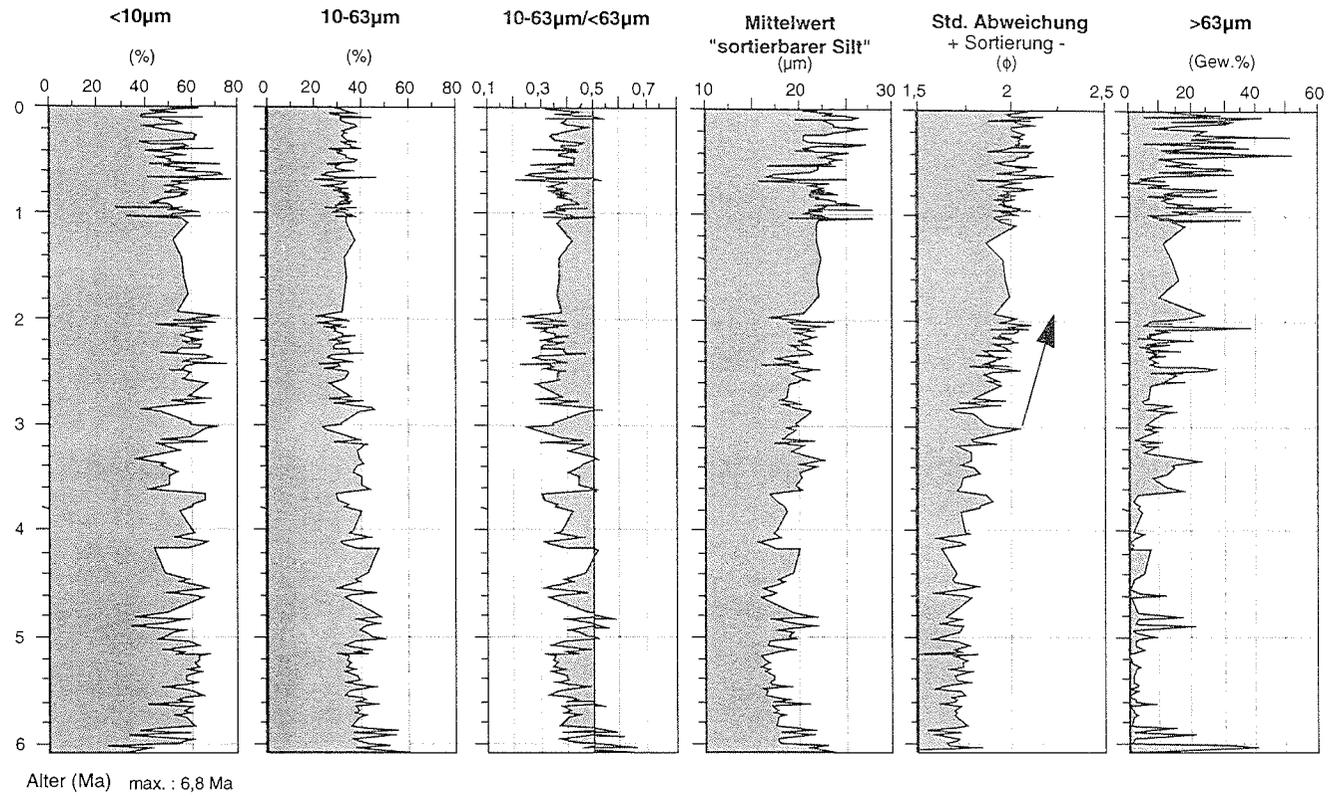


Abb. 6.5: Korngrößenverteilung und Sedimentparameter der Fraktion <180 µm der Bohrung 908A basierend auf den lasergranulometrischen Messungen und Anteil der Grobfraktion ermittelt durch Schlämmanalyse aufgetragen gegen Alter.

Standardabweichung von 2,1 ϕ und einem Siltmittelwert von 22 μm bleibt konstant über die letzten 2 Ma und ähnelt in der Sedimentzusammensetzung dem Zeitraum von 3,3-2,45 Ma in Bohrung 909C.

6.2 Korngrößenverteilung der Grobfraction

Der Anteil der Grobfraction (>63 μm Gew.%) in den Sedimenten der Bohrung 908A weist vom Älteren zum Jüngeren eine kontinuierliche Steigerung seines Prozentanteils auf (Abb. 6.6). Zwischen 6-3,6 Ma liegt der Grobfractionsanteil mit wenigen Ausnahmen durchschnittlich unter 10 Gew.%. Ein höheres Niveau der Sedimentation von >63 μm wird zwischen 3,7-1,1 Ma mit durchschnittlich 12 Gew.% erreicht. Die jüngste Million Jahre ist durch eine stärkere Oszillation der Grobfractionsanteile um durchschnittlich 25 Gew.% (mit Minima von 0 und Maxima von 50 Gew.%) gekennzeichnet.

Die Subfraktionen der Grobfraction, hier dargestellt bezogen auf 100 Gew.% Grobfraction, weisen eine klare Dominanz der Fraktion 63-125 μm mit durchschnittlich 65 Gew.% Anteil auf. Die Fraktion 125-250 μm zeigt über das gesamte Zeitintervall von 6 Ma bis rezent eine zunehmende Tendenz von 3 Gew.% im Älteren bis auf durchschnittlich 30 Gew.% im Jüngsten. Die größeren Fraktionen zeigen einen umgekehrten Trend. In dem Zeitintervall 6-4,5 Ma ist eine Vergrößerung der Sandanteile mit gleichzeitig starken Schwankungen in der Fraktion 63-125 μm zu verzeichnen. Die Fraktion 500-1.000 μm zeigt Anteile von durchschnittlich 10 Gew.% mit mehreren Maxima bis zu 40 Gew.%, während die Fraktion >1.000 μm im gleichen Zeitintervall noch extremere Einzelmaxima von bis zu 82 Gew.% aufweist. Die Anteile, die die Fraktion 500-1.000 μm zur gesamten Grobfraction beiträgt, verringern sich stark auf durchschnittlich <7 Gew.% im Zeitintervall von 4,5 Ma bis rezent. Ebenso weist die Fraktion >1.000 μm geringere Gehalte zum Jüngeren hin auf mit ca. 10 Gew.%, allerdings verbunden mit häufig auftretenden Einzelmaxima von 30-40 Gew.%. Die Akkumulationsrate der groben Grobfraction (>500 μm) weist entsprechend der Gesamtakkumulation höhere Werte mit zahlreichen Einzelmaxima von 200-700 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ in den Zeitintervallen 2,8-2 Ma und 1,1 Ma bis rezent auf.

Der Grobfractionsanteil des Sediments der Bohrung 909A/C zeigt im ältesten Abschnitt von 17,5-13,2 Ma sporadisch hohe Gehalte mit einzelnen Maxima zwischen 50-88 Gew.% (Abb. 6.7). Die Grobfractionsanteile sinken auf einen Mittelwert von durchschnittlich 12 Gew.% und zeigen nur in den Zeitintervallen zwischen 9,8-9,2 Ma, 7,5-6,9 Ma, 4,6-4 Ma und ab 3,5 Ma bis rezent eine Häufung der Maximalwerte zwischen 25-50 Gew.%. Unter den Subfraktionen der Grobfraction ist auch in den Sedimenten der Bohrungen 909A/C der Anteil der Fraktion 63-125 μm mit durchschnittlich 70 Gew.% dominierend. Insgesamt sind aber die Fluktuationen mit Schwankungsbreiten bis zu 50 Gew.% sehr stark. Ab 3,5 Ma ist ein Absinken des Anteils der Fraktion 63-125 μm auf ein niedrigeres Niveau zwischen 50-70 Gew.% zu erkennen. Zum Ausgleich steigt die Fraktion 125-500 μm in der gleichen Zeitspanne von den im älteren Sequenzabschnitt ca. 12 Gew.% auf durchschnittlich 25 Gew.% an. Während die Subfraktionen 250-500 μm und 500-1.000 μm über den gesamten dokumentierten Zeitraum, von wenigen Ausnahmen abgesehen, einen Anteil von 10 Gew.% nicht überschreiten, zeigt die Fraktion >1.000 μm besonders im Zeitintervall von 10,5-5,8 Ma und von 3,4 Ma

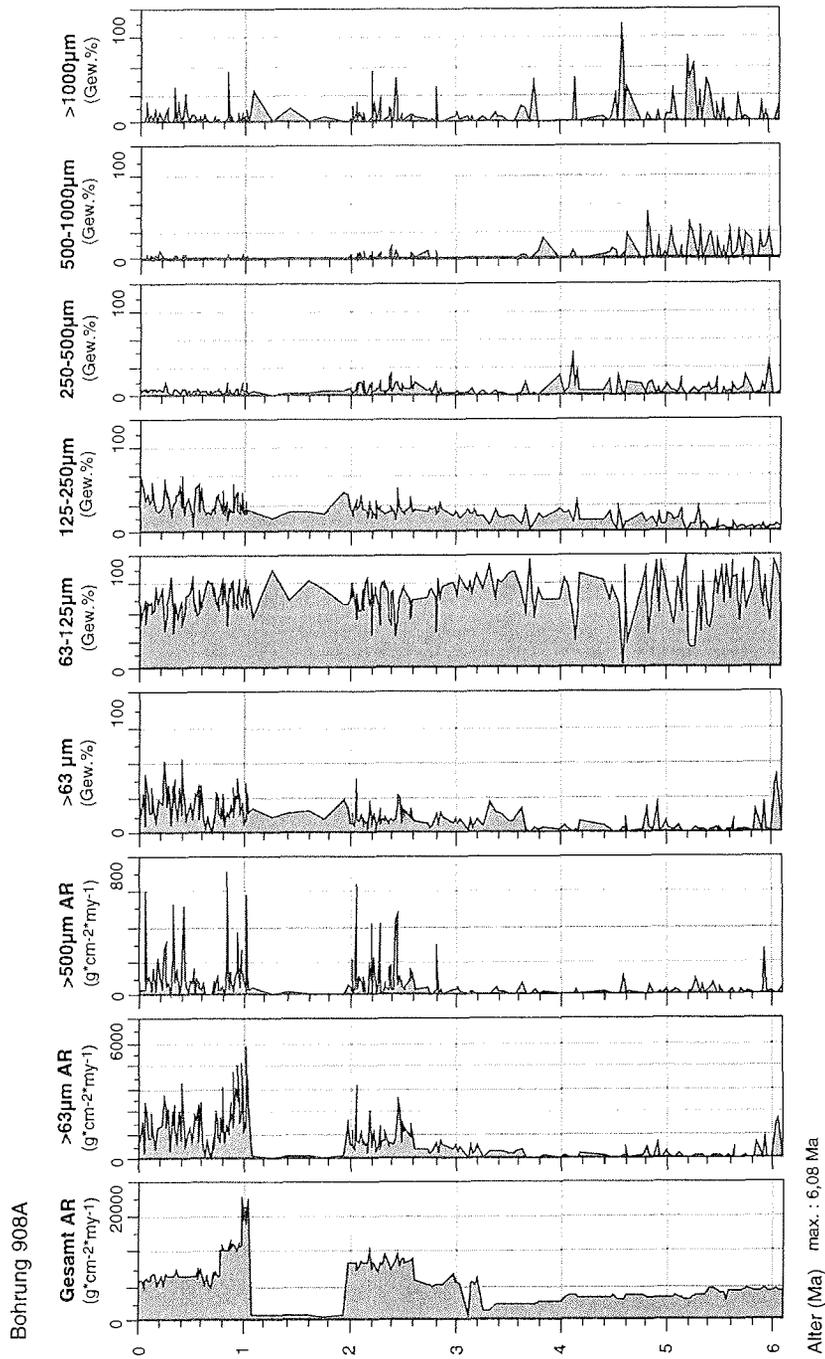


Abb. 6.6: Korngrößenverteilung der Grobfraktion und Akkumulationsraten des Gesamtsediments, der Grobfraktion und der Fraktion $>500 \mu\text{m}$ der Bohrung 908A aufgetragen gegen Alter.

Bohrung 909A/C

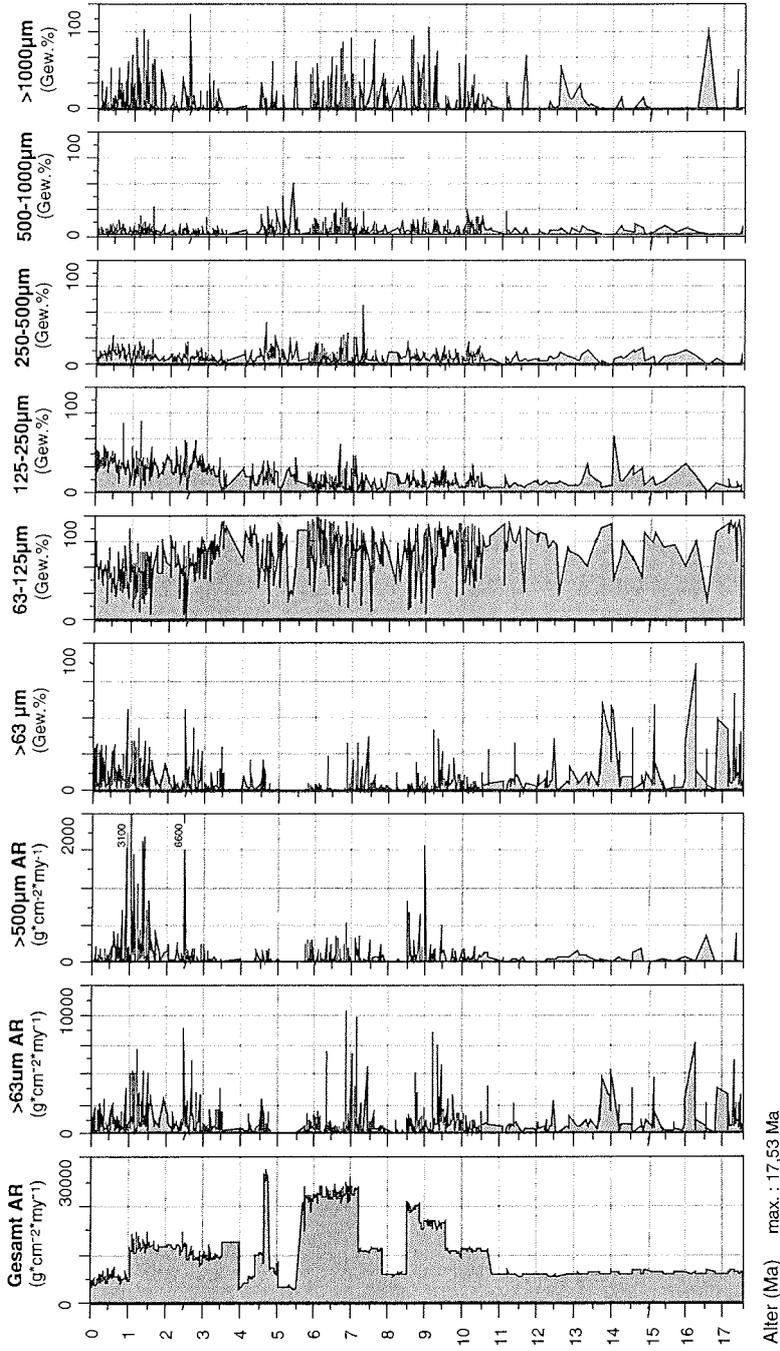


Abb. 6.7: Korngrößenverteilung der Grobfraktion und Akkumulationsraten des Gesamtsediments, der Grobfraktion und der Fraktion >500 µm der Bohrungen 909A/C aufgetragen gegen Alter.

bis rezent zahlreiche Maxima von 25-95 Gew.%. Dies dokumentiert eine hohe Sedimentation von Grobsand (>500 μm) zwischen 9,1-8,5 Ma mit Maxima zwischen 500-1600 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ und zwischen 1,6-0,7 Ma mit Maxima bis 3100 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$. Ein singuläres Maximum tritt bei 2,5 Ma mit einer Akkumulation von 6600 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ auf.

6.3 Komponenten der Grobfraction

Die Komponenten der Grobfraction der Bohrungen 909A/C sind in Abbildung 6.8 nach ihrer Häufigkeit in Korn% angeordnet dargestellt. Einen nennenswerten Anteil an der Grobfraction leisten Quarz (gerundet und angular bis wenig gerundet), Bruchstücke metamorpher, magmatischer und sedimentärer Gesteine, Muskovit und Biotit, Feldspat, Kohlepartikel, vulkanische Gläser, kalkige und agglutinierende benthische sowie planktonische Foraminiferen (Abb. 6.8). Kieselige Mikrofossilien wie Diatomeen und Radiolarien sowie Schwammnadeln waren nur vereinzelt zu beobachten und mit ihrem geringen Anteil <1 Korn% sind sie daher hier nicht dargestellt. Generell zeigt sich in der Grobfraction eine starke Dominanz des terrigenen Eintrages.

Anhand der Komponentenzusammensetzung lassen sich die Sedimente von 909A/C in 5 Abschnitte unterteilen. Abschnitt 1 reicht von 17,5 Ma bis 6,9 Ma und ist gekennzeichnet durch besonders hohe Anteile an Fragmenten sedimentärer Gesteine mit bis zu 90 Korn% (um 7 Ma) und einen komplementär dazu verlaufenden Anteil an angularen bis wenig gerundetem Quarz (Quarz_{ang.}), der um 30 Korn% schwankt. Ferner treten im gesamten Intervall verstärkt Bruchstücke magmatischer und metamorpher Gesteine sowie Muskovit mit einem Anteil von 10-20 Korn% auf. Innerhalb des Abschnittes 1 zwischen 9,2-8,4 Ma sind agglutinierende Foraminiferen mit ca. 5 Korn% (maximal 30 Korn%) und kalkige benthische Foraminiferen mit Prozentanteilen zwischen 1-3 Korn% zu beobachten. Biotit und vulkanische Glasbruchstücke besitzen eine sehr ähnliche Verteilung mit erhöhtem Vorkommen bei >17 Ma mit 4 Korn% Biotit und bis zu 7 Korn% vulkanisches Glas. Kohlepartikel haben erhöhte Werte von maximal 6 Korn% zwischen 8,8-6,2 Ma.

In Abschnitt 2 von 6,9 bis 3,4 Ma wird die Dominanz der Bruchstücke sedimentärer Gesteine in der Grobfraction von einem um 40 Korn% stark schwankenden Quarz_{ang.}-Gehalt abgelöst. Der bis auf 10 Korn% abnehmende Trend der Bruchstücke sedimentärer Gesteine wird teilweise ausgeglichen durch stärkeren Eintrag von bis zu 65 Korn% Muskovit.

Der nächst jüngere Abschnitt 3 von 3,4-1,6 Ma zeigt einen außerordentlich konstanten und hohen Eintrag an Quarz_{ang.} von durchschnittlich 85 Korn%. Alle anderen Komponenten sinken meist auf <10 Korn% ab.

Von 1,6 bis 0,6 Ma reicht Abschnitt 4 mit einem etwas geringeren Anteil an Quarz_{ang.}, aber einem deutlich höheren Eintrag von 5-10 Korn% an Feldspat, 5 Korn% gerundetem Quarz, 3-5 Korn% Biotit und 1-2 Korn% vulkanischen Glasbruchstücken. Fragmente von Magmatiten und Metamorphiten sind im Vergleich zu den älteren Abschnitten 1 und 2 auf 10-20 Korn% und Muskovit auf <10 Korn% reduziert.

Der jüngste Abschnitt 5 von 0,6 bis heute zeichnet sich besonders durch das sporadisch sehr hohe Auftreten von planktonischen Foraminiferen mit Werten von 40-80 Korn% aus. Quarz_{ang.} zeigt gegenüber den älteren Abschnitten unverändert hohe Maxima, allerdings mit

Bohrungen 909A/C

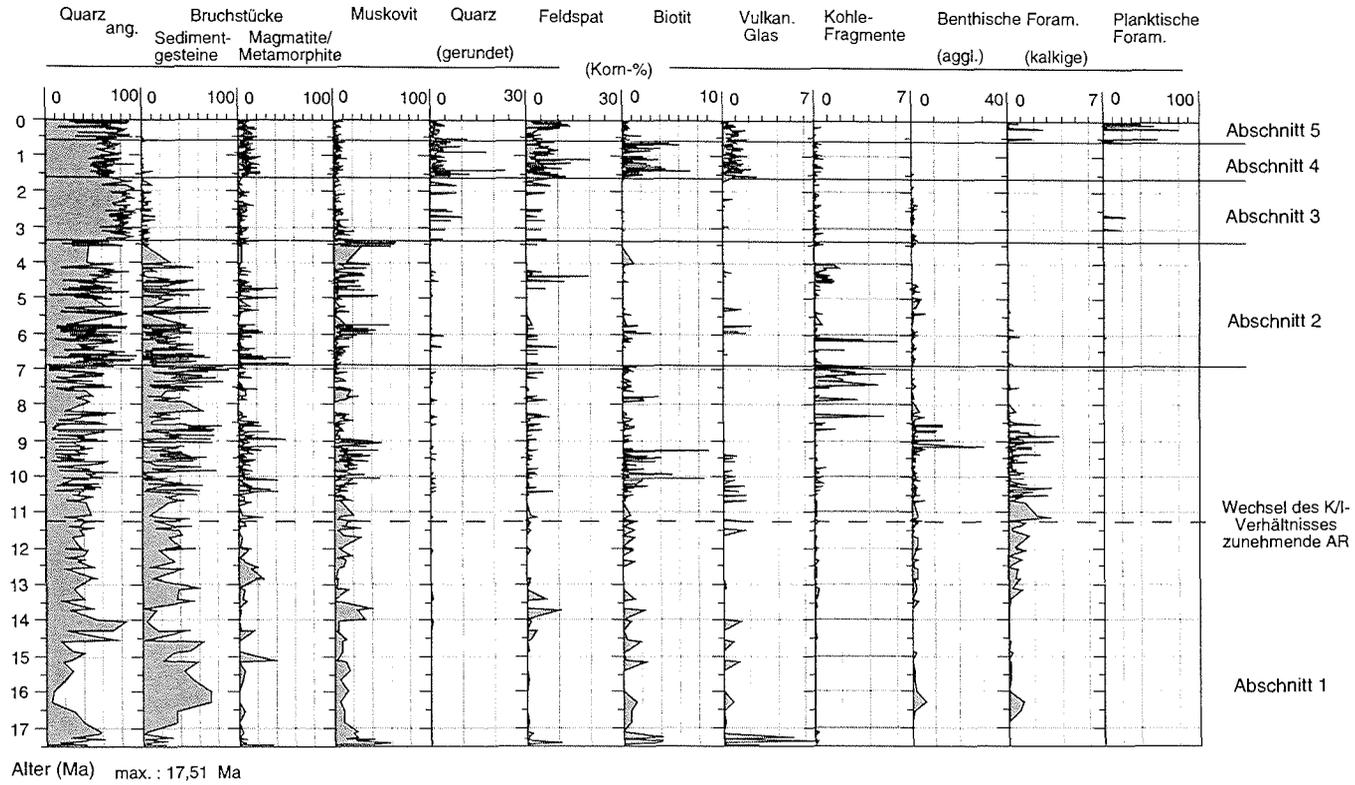
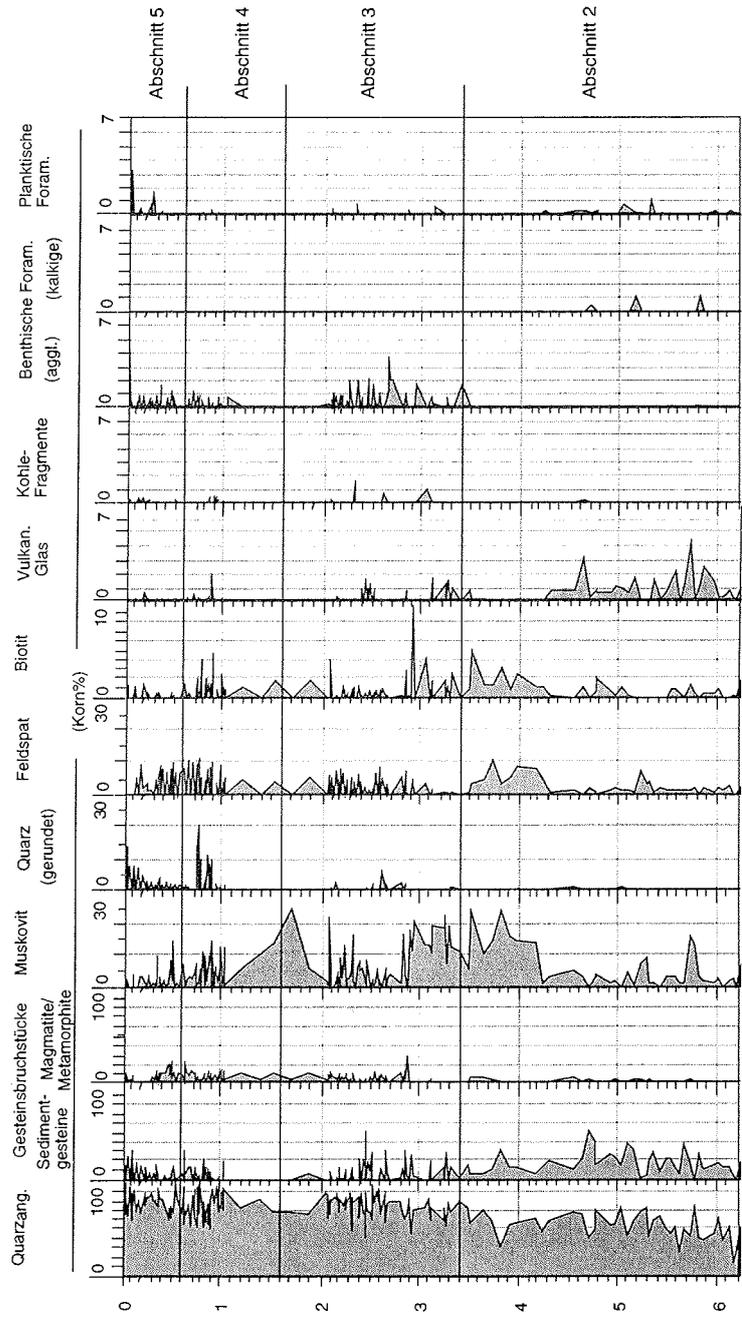


Abb. 6.8: Terrigene und biogene Komponenten der Grobfraction der Bohrungen 909A/C aufgetragen gegen Alter.

Bohrung 908A



Alter (Ma) max.: 6,22 Ma

Abb. 6.9: Terrigene und biogene Komponenten der Grobfraktion der Bohrung 908A aufgetragen gegen Alter.

einer weitaus größeren Schwankungsbreite bis zu Minimalwerten von 15 Korn%. Auch in diesem Abschnitt zeigt sich eine Parallelität der Sedimentation von Biotit mit 1 bis maximal 7 Korn% und vulkanischen Glasbruchstücken mit 1-2 Korn%.

Um einen Vergleich zu den Bohrungen 909A/C zu erleichtern, wurden die Sedimente der Bohrung 908A im überlappenden Zeitraum von 6,2 Ma - rezent in die den Bohrungen 909A/C entsprechenden Abschnitte unterteilt (Abb. 6.9). In Abschnitt 2 von 6,2- 3,4 Ma hat ebenfalls der Anteil von Quarz_{ang.} mit ca. 40 Korn% einen hohen Anteil an der Grobfraktionszusammensetzung. Bruchstücke sedimentärer Gesteine besitzen im Durchschnitt einen Anteil von 10 Korn%, während die der magmatischen und metamorphen Gesteine mit <5 Korn% kaum in Erscheinung treten. Die Anteile von Muskovit mit zunächst 10 Korn% steigen ab 4,2 Ma auf 15 Korn% mit Maxima von 25 Korn%.

In Abschnitt 3 von 3,4-1,6 Ma steigt der Anteil von Quarz_{ang.} auf durchschnittlich 70 Korn% an. Die Bruchstücke sedimentärer Gesteine sinken ab 2,1 Ma auf Anteile <10 Korn%. Muskovit besitzt durchschnittlich hohe Anteile von 15 Korn% mit Ausnahme des Zeitintervalls zwischen 2,8-2,1 Ma, in dem nur einzelne Maxima auf Werte über 10 Korn% ansteigen. Das erstmalige Auftreten von agglutinierenden Foraminiferen mit 1-4 Korn% ist charakteristisch für diesen Zeitabschnitt.

In den beiden folgenden Abschnitten 4 und 5 von 1,6 bis 0,6 Ma bzw. von 0,6 Ma bis rezent schwanken die Gehalte an Quarz_{ang.} auf einem hohen Niveau von 60-90 Korn%. Die Bruchstücke von Sedimentgesteinen besitzen nur einen geringen Anteil von bis zu 30 Korn%. Etwas niedriger, d.h. mit maximal 25 Korn%, sind die Bruchstücke magmatischer und metamorpher Gesteine vertreten. Der Muskovitanteil sinkt unter 15 Korn%, während der gerundete Quarz in der jüngsten Million Jahre erstmalig einzelne Maxima von bis zu 23 Korn% aufweist. Feldspat weist mit 5-10 Korn% ähnlich hohe Werte wie in den älteren Sedimenten bis 4,3 Ma auf. Planktonische Foraminiferen zeigen mit insgesamt drei Maxima über 1 Korn% und maximal 3,5 Korn% nur eine sehr geringe Beteiligung an der Zusammensetzung der Grobfraktion.

6.4 Karbonatsedimentation und Corg. in den Bohrungen 909A/C

Die Karbonatgehalte in den Bohrungen 909A/C sind relativ gering und liegen im Durchschnitt bei <10% (Abb. 6.10). Deutliche Maxima mit bis zu 38% sind bei ca. 15 Ma zu verzeichnen. Im Intervall von 13-7,8 Ma gehen die Karbonatanteile auf ein Niveau von durchschnittlich 3% zurück mit einzelnen Ereignissen höheren Karbonateintrages von bis zu 27%. Von 7,8-1,2 Ma schließt sich ein Zeitraum an, der gekennzeichnet ist durch einen insgesamt etwas höheren Eintrag von CaCO₃ mit einzelnen Sedimentationsereignissen von bis zu 59% CaCO₃, insbesondere zwischen 7,5-3,6 Ma. Danach steigt die Frequenz der kurzzeitigen, diskreten Maxima mit erhöhtem Eintrag von maximal 29% CaCO₃ an. In der jüngsten Million Jahre verringert sich der Karbonatanteil auf ca. 5% und zeigt keine markanten Einzelmaxima. Entsprechend der zum Jüngerem hin ansteigenden Gesamtakkumulation steigt auch die Akkumulationsrate von CaCO₃ an. Extreme Einzelmaxima treten bei 7,2 Ma und 6,3 Ma mit bis zu 11.000 g*cm⁻²*my⁻¹ auf.

Der Anteil an TOC schwankt über die gesamte Sequenzlänge von 0,5-2% und ist damit re-

Bohrungen 909A/C

54

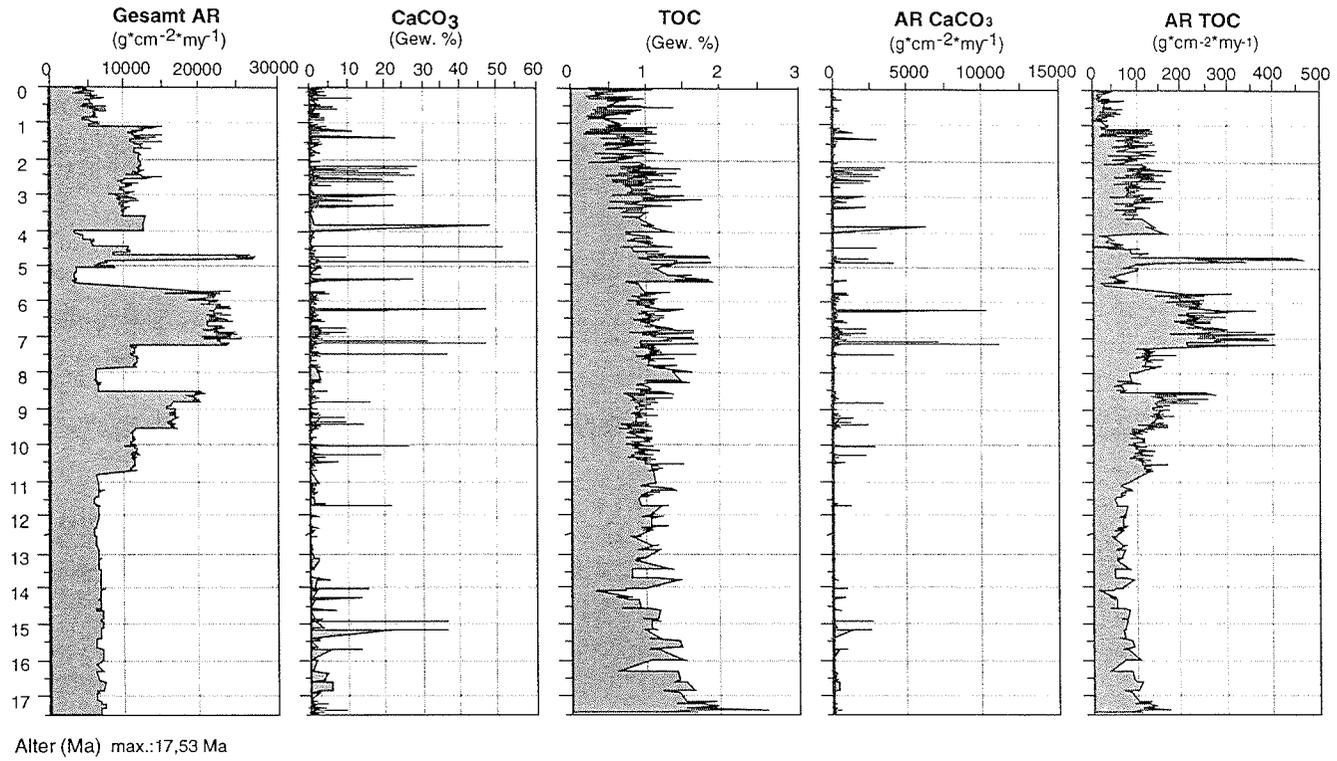


Abb. 6.10: TOC- und Karbonatgehalt sowie TOC- und Karbonatakkumulationsraten der Bohrungen 909A/C aufgetragen gegen Alter.

lativ hoch. Im ältesten Zeitintervall >17 Ma ist der Anteil an organischer Substanz besonders hoch und erreicht 2-2,5%. Bis 15,5 Ma liegt der Anteil an TOC auf einem Niveau von ca. 1,5%. Im darauffolgenden Zeitabschnitt zwischen 15,5-8,5 Ma schwankt der TOC-Anteil um Werte von 1%. Ein leichter Anstieg ereignet sich erneut zwischen 8,3-5,5 Ma mit Werten, die bis 1,7% schwanken. Maxima um 1,9% sind bei 5,5 Ma und 4,9 Ma zu verzeichnen. Es schließt sich danach ein Intervall mit stetig abnehmenden TOC-Anteilen bis auf Minimalwerte von ca. 0,5% für subrezente Sedimente an.

6.5 Tonmineralverteilung

In Abbildung 6.11 werden beispielhaft Röntgendiffraktogramme von Texturpräparaten der Tonfraktion der Bohrung 908A über einen Zeitraum vom Oligozän bis zum Pleistozän vorgestellt, um die signifikante Änderung in der Tonmineralzusammensetzung aufzuzeigen. Es wird deutlich, daß die Tonminerale Smektit, Illit, Kaolinit und Chlorit über den gesamten Zeitraum vorhanden sind, sich aber in ihrer prozentualen Zusammensetzung stark verändern.

In Bohrung 908A wurde der oligozäne Zeitabschnitt in einem Teufenintervall von 233-185 mbsf untersucht (Abb. 6.12). Dieser zeichnet sich durch hohe Smektitanteile von ca. 50%, gekoppelt an sehr gleichmäßige Illitwerte zwischen 20-30%, aus. Demgegenüber erweisen sich die Chlorit- und Kaolinitanteile als stark fluktuierend.

Der jüngere Teil der Bohrung wird in Anwendung des Alters-/Teufenmodells (vgl. Kap. 5) beschrieben. In den letzten 6 Ma hat sich ein deutlicher Wechsel in der Tonmineralverteilung zwischen 3-2 Ma vollzogen (Abb. 6.13). Das spätmiozäne/pliozäne Zeitintervall von 5,9 Ma bis ca. 3,5 Ma ist gekennzeichnet durch einen hohen Smektitanteil, welcher um 50% schwankt. Eine rapide Abnahme deutet sich ab ca. 3,4 Ma an und weist seinen größten Gradienten zwischen 3-2 Ma mit einem Rückgang bis auf 10% Smektit auf. Entgegengesetzt dazu verhält sich der Anteil an Illit, der zwischen 5,9-3,7 Ma konstant Werte um 20% annimmt und ab 3 Ma eine kontinuierliche Zunahme auf 50% bei 2 Ma verzeichnet. Die jüngste Million Jahre zeigt Höchstwerte von Illit zwischen 50-60% mit kurzfristigen Minima bis zu 25%. Demgegenüber zeigt Smektit im gleichen Zeitraum sehr niedrige Werte von durchschnittlich 10%. Die Kaolinitanteile sind über den gesamten Zeitraum stark fluktuierend mit Werten zwischen 15-4%. Ein Einzelmaximum tritt bei 0,6 Ma mit 24% Kaolinit an der Tonmineralverteilung auf. Der Chloritanteil ist generell höher als der des Kaolinit und bewegt sich zwischen 10-30%. Chlorit nimmt ab 3 Ma zu. Dies ist aber weniger ausgeprägt als bei Illit. Chloritmaxima bis zu 45% prägen das Zeitintervall von 1-0,3 Ma. Zum Sequenzjüngsten sinken die Chloritanteile wieder auf Durchschnittsgehalte von 17% ab.

Der Quarzanteil in der Tonfraktion, gebildet als Quotient der integralen Quarzfläche zur Summe der Flächen der Tonminerale und Quarz ($Q/S+I+K+C+Q$; vgl. Kap. 4), ist in den spätpliozänen und pleistozänen Sedimenten ab 2,7 Ma zum Jüngeren hin mit >0,02 erhöht. In den älteren Sedimenten wird dieser Wert nur knapp erreicht. Eine Ausnahme ist ein Maximum von 0,087 in einer Teufe von 195 mbsf, welche ein oligozänes Alter besitzt (Abb. 6.12).

Die Tonmineralverteilung der Bohrung 909C ist in Abbildung 6.14 gegen die Teufe dargestellt und wird im Folgenden gegen das Alter, entsprechend dem Alters-/Teufenmodell (vgl. Kap. 5), beschrieben (Abb. 6.15). Die Sequenz wird im Zeitintervall von 17,5-4 Ma

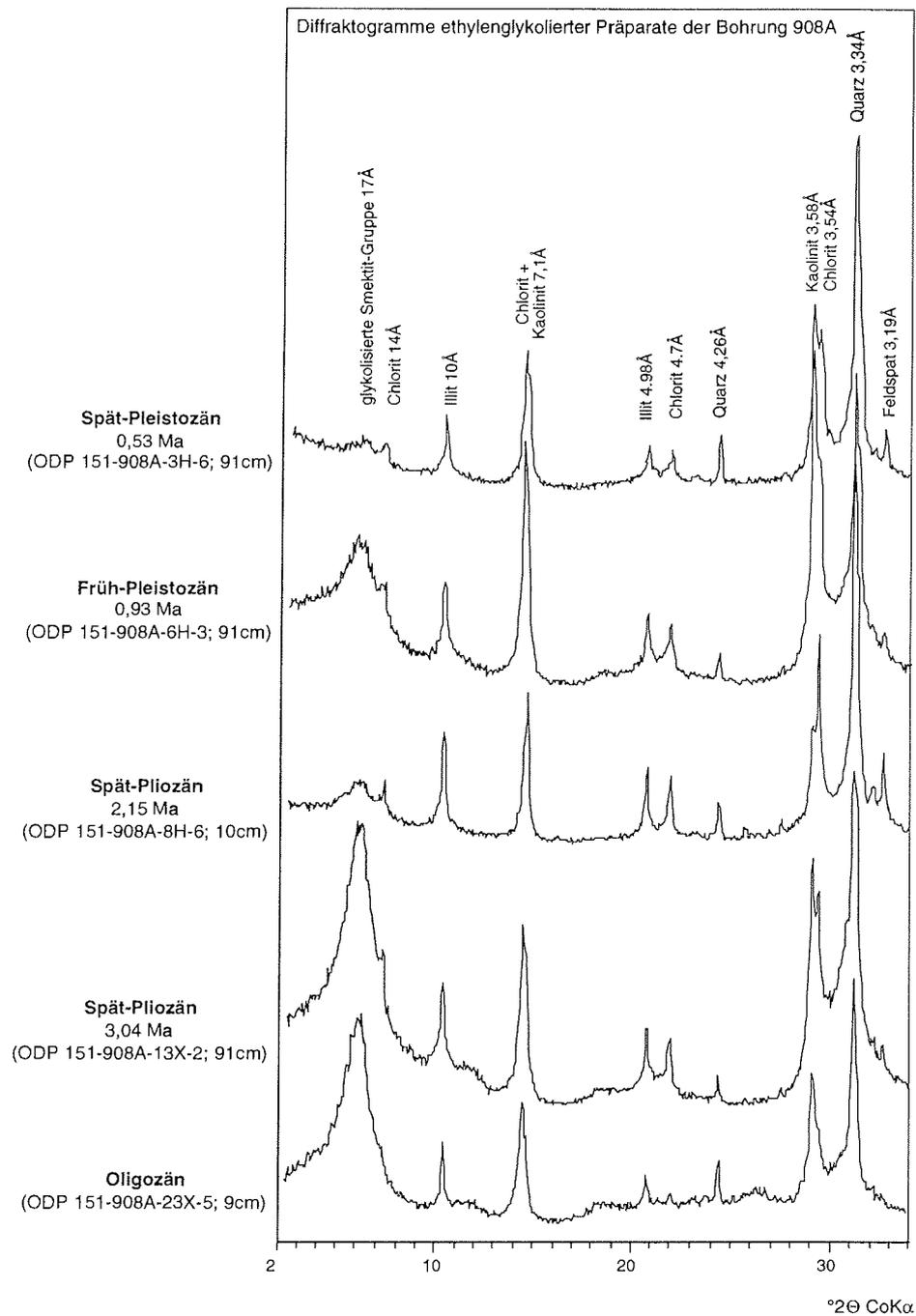


Abb. 6.11: Röntgenbeugungsspektren der Tonfraktion von Sedimenten der Bohrung 908A in verschiedenen geologischen Altersstufen.

durch einen hohen Anteil von teilweise weit über 50% Smektit dominiert. Markante Einbrüche im Smektitanteil sind zwischen 16,5-11,7 Ma, zwischen 10,3-8,8 Ma, zwischen 5-4,2 Ma und ab 3,5 Ma bis 1,5 Ma zu verzeichnen. Minimalwerte von ca. 17% treten bei 14,8 Ma, zwischen 4,9-4,4 Ma und ab 3 Ma auf. In den mittelmiozänen Sedimenten liegt der Anteil an Smektit bei durchschnittlich 50%. Ein sich daran anschließender Trend von zunehmenden Smektitanteilen erreicht sein Maximum zwischen 10,7-10,5 Ma mit 67% Smektit. Ein erneutes Absinken der Smektitanteile setzt sich bis 9 Ma mit einem Minimum von 25% fort. Ein kurzfristiger, scharfer Wechsel bei 8,8 Ma leitet ein Zeitintervall mit durchschnittlich hohen Smektitanteilen mit einer relativ hohen Schwankungsbreite der Einzelwerte bis 5 Ma ein. Danach sinkt der Smektitanteil, nur unterbrochen durch kurzfristige markante Maxima, im Mittel erneut ab mit einem Minimum von 10% bei 4,7 Ma. Ein darauffolgender, scharfer und kurzfristiger Anstieg hat sein Maximum bei 4 Ma. Die Smektitkurve setzt sich fort mit einer kontinuierlichen Abnahme des Smektitanteils mit ca. 10% bei 1,5 Ma. Dieser Sequenzabschnitt ist gekennzeichnet durch hochfrequente Oszillationen mit Schwankungen von 7% bis auf 57% Smektit.

In den miozänen und pliozänen Sedimenten bleibt der Illitanteil relativ konstant. Er schwankt gering zwischen 20-30% mit wenigen Maxima bis zu 43% bei 14,8 Ma, 8,8 Ma, 8,5 Ma, 5,7 Ma und zwischen 4,9-4,4 Ma. Ab ca. 3,3 Ma steigt der Illitanteil deutlich an und dominiert die Tonmineralverteilung mit Maxima von bis zu 62%. Auch hier zeigt sich eine hochfrequente Oszillation der Prozentwerte mit Schwankungsbreiten bis zu 40%.

Kaolinit sowie Chlorit gehören zu den Nebenkomponten der Tonmineralzusammensetzung. Der Kaolinitanteil schwankt zwischen 10-20% und zeigt Maximalwerte bis zu 30%. In dem mittelmiozänen Abschnitt sind besonders hohe Kaolinitanteile von 20-30% anzutreffen, wobei die beschriebenen Einbrüche des Smektitanteiles zwischen 16,5-11,7 Ma und 10,3-8,8 Ma vorwiegend durch einen höheren Kaolinitanteil kompensiert werden. Bei 8,8 Ma vollzieht sich ein drastischer Wechsel zu niedrigeren Kaolinitwerten auf ein Niveau von 8%. Die Oszillation der Kaolinitanteile in diesem Bereich mit einer höheren Schwankungsbreite setzt sich noch bis 7,2 Ma fort. Im Altersintervall von 7,2-5 Ma sind Kaolinitanteile von 10-15% dokumentiert mit einem äußerst gleichmäßigem Muster und geringer Schwankungsbreite. Sedimente jünger als 5 Ma sind gekennzeichnet durch eine etwas höhere Schwankungsbreite mit 10-20% Kaolinit. Einzelne Maxima treten bei 4,7 Ma und bei 2,5 Ma mit 24 und 27% auf.

Der Chloritanteil liegt im 17,5-3,5 Ma - Intervall meist unter 10%. Ausnahmen bilden zwei Altersintervalle zwischen 16,3-12,3 Ma und zwischen 9,5-8,9 Ma mit durchschnittlichen Chloritanteilen von 12%. Weiterhin treten noch zwei Einzelmaxima mit Werten um 20% bei 4,9 Ma und 4,7 Ma auf. Sedimente jünger als 3,5 Ma zeichnen sich durch kontinuierliche Zunahme des Chloritanteils auf Werte von 15-20% aus.

Der Quarzanteil der Tonfraktion der Bohrung 909C, als Verhältnis der Quarzfläche zu den Flächen der Tonminerale, läßt sich in drei Intervalle unterteilen. Im Sequenzältesten, im Zeitintervall von 17,5-8,2 Ma, nimmt das Quarz-/Tonmineralverhältnis durchschnittliche Werte zwischen 0,02-0,03 an. Der nächstjüngere Zeitabschnitt von 8,2-2,7 Ma weist ein geringeres Verhältnis von ca. 0,02 auf. Von 2,7-1,5 Ma treten durchschnittlich höhere Quarzanteile mit $>0,02 \text{ Q/S+I+C+K+Q}$ mit sehr hohen Einzelmaxima auf. Die hohen Einzelmaxima, verteilt über den gesamten untersuchten Zeitraum, laufen meist parallel zum Anstieg von Illit, Chlorit und Kaolinit.

Bohrung 908 A

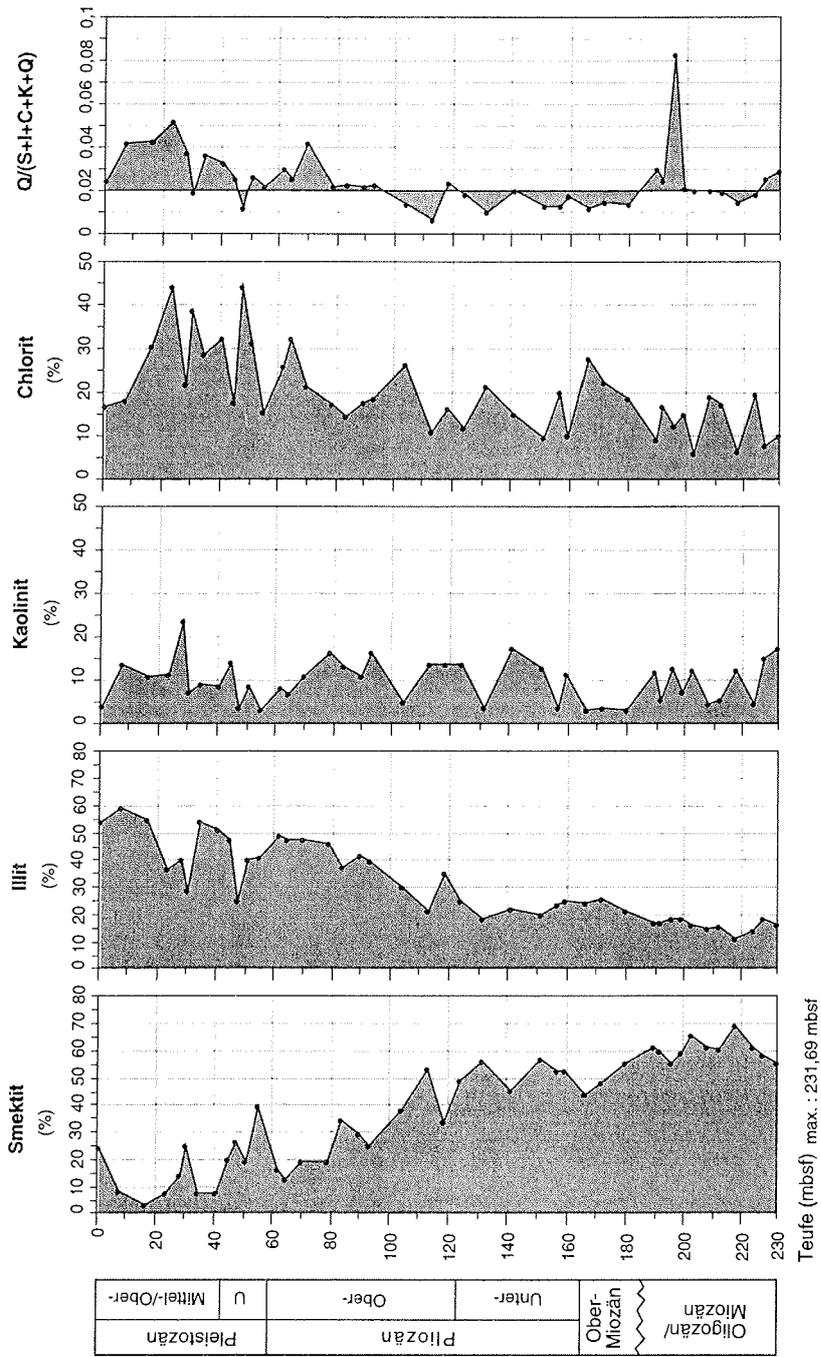


Abb. 6.12: Tonmineralverteilung in der Bohrung 908A aufgetragen gegen die Teufe.

Bohrung 908A

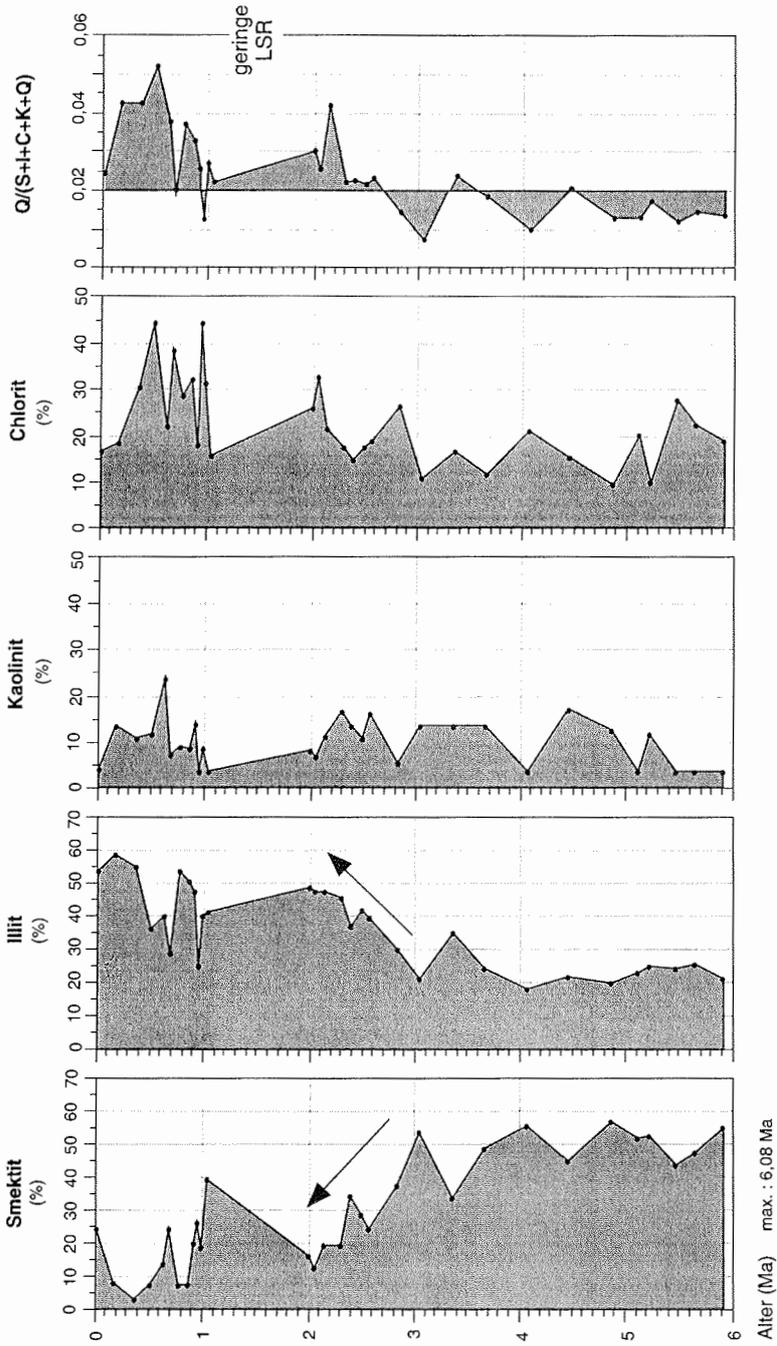
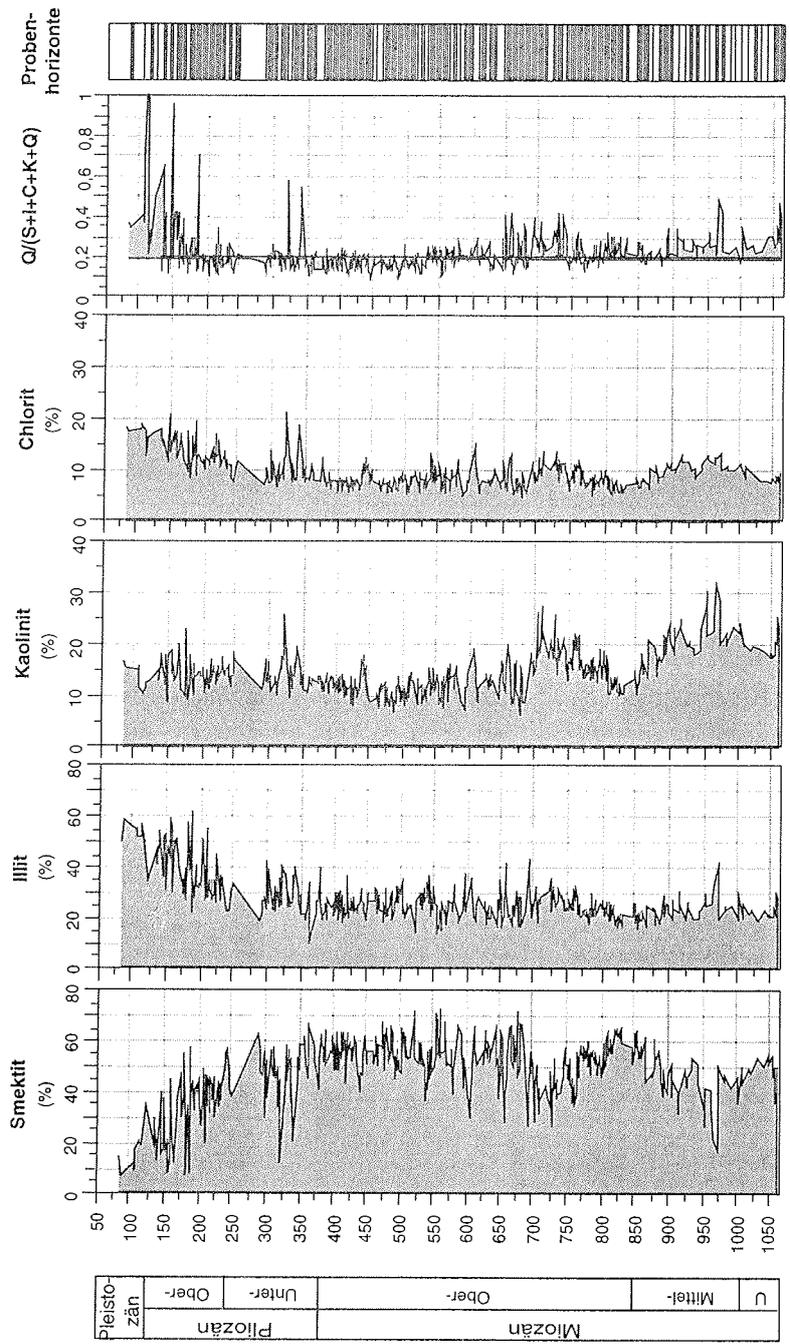


Abb. 6.13: Tonmineralverteilung in der Bohrung 908A aufgetragen gegen das Alter.

Bohrung 909C



Teufe (mbsf) max.: 1062,28 mbsf

Abb. 6.14: Tonmineralverteilung in der Bohrung 909C aufgetragen gegen die Teufe.

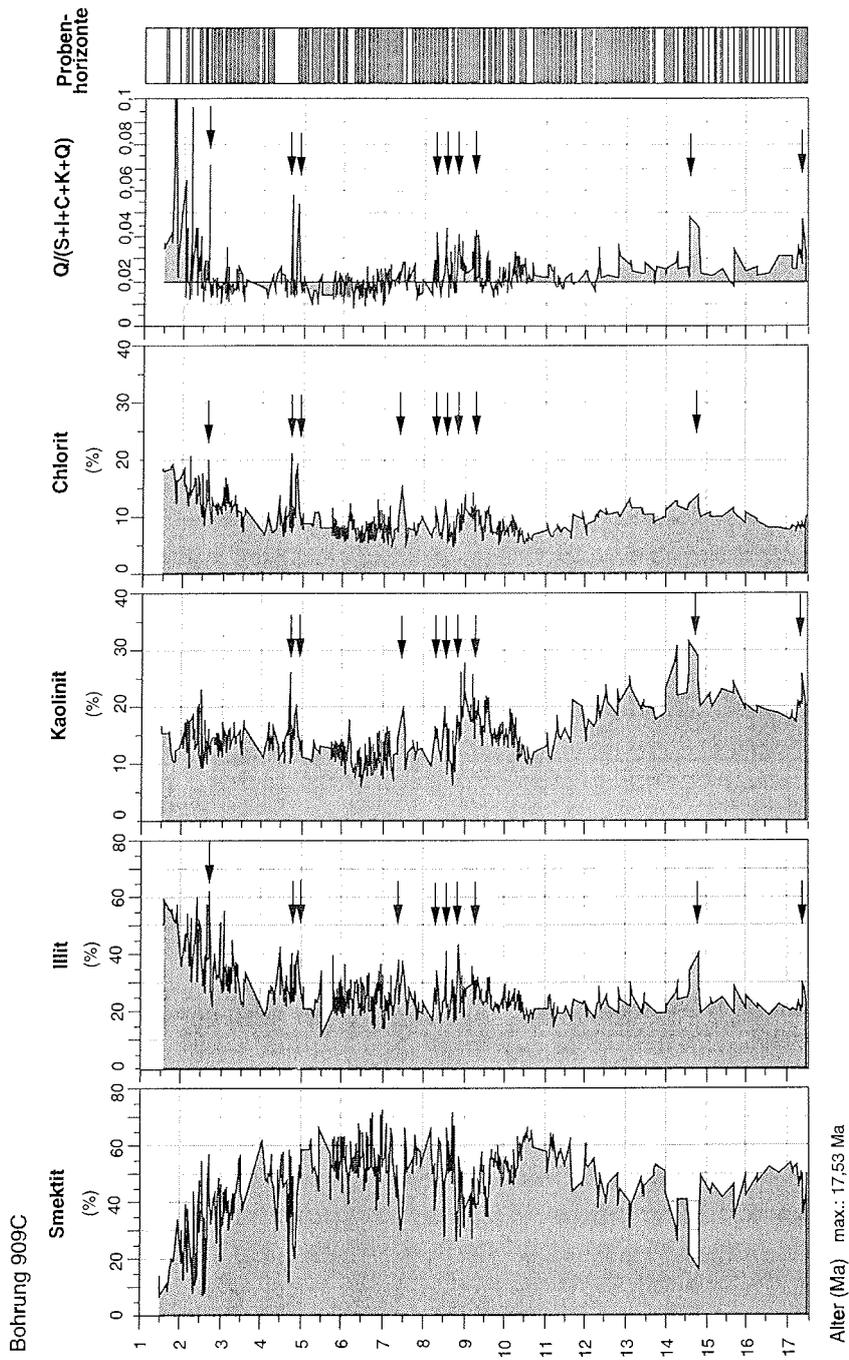


Abb. 6.15: Tonmineralverteilung in der Bohrung 909C aufgetragen gegen das Alter.

7 Authigene und diagenetische Reaktionen in der Tonfraktion

Eine Voraussetzung für eine paläoklimatische Interpretation der Zusammensetzung von Tonmineralen ist deren detritische Herkunft (Singer 1984). Insbesondere Smektit neigt jedoch zur authigenen Bildung und zu diagenetischen Veränderungen. Daher soll zunächst geklärt werden, ob und in welchem Ausmaß die Tonmineralverteilung in der Bohrung 909C von diagenetischen oder authigenen Prozessen beeinflusst sein könnte.

7.1 Bildung von Zeolithen

Die Tonfraktion der Bohrung 909C zeigt einen charakteristischen Reflex der Heulandit-Klinoptilolith-Reihe mit einem Gitterebenenabstand von 8,97 Å (Abb. 7.1). Klinoptilolith ist das siliziumreiche Endglied der Mischungsreihe, während Heulandit eine kalziumreiche Variation ist (Gottardi & Galli 1985).

Zumeist ist das Vorkommen von Klinoptilolith auf miozäne bis kretazische Sedimente beschränkt (Kastner 1981). Das Auftreten in pleistozänen Sedimenten wird häufig mit der Wiederaufarbeitung von älteren Sedimentserien begründet (Elverhøi & Roaldset 1983). Gingele & Schulz (1993) erklären allerdings das Vorkommen von Klinoptilolith in oberflächennahen,

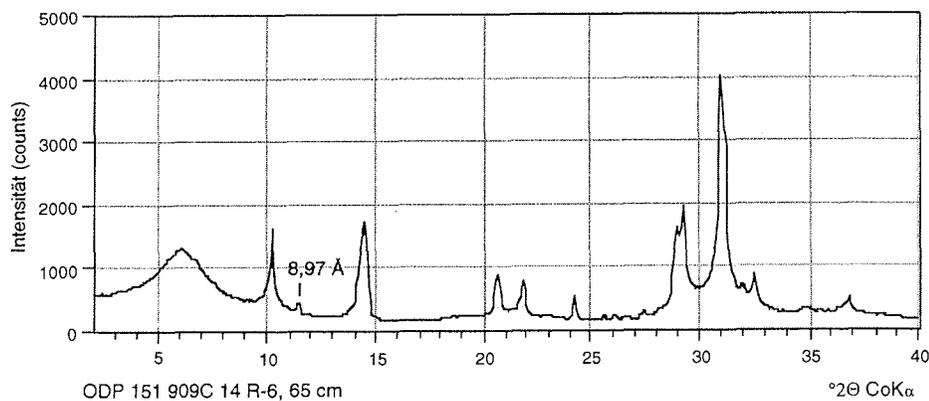


Abb. 7.1: Röntgenbeugungsspektrum mit Zeolithpeak bei 8,97Å in Bohrung 909C.

pleistozänen Sedimenten des Südatlantiks als frühdiagenetische Bildungen durch Ausfällung aus SiO₂-reichen Porenwässern. Die Bildung von Klinoptilolith aus vulkanogenem Material schlagen Ogihara & Iijima (1990) vor. Während Heulandit und insbesondere Phillipsit vorwiegend aus basaltischem Gestein gebildet werden, wird für Klinoptilolith eher eine Entstehung aus rhyolitischem Gesteinsmaterial angenommen (Ogihara & Iijima 1990). Allerdings beschreiben Heling *et al.* (1992) das Auftreten von Klinoptilolith auch über unterlagerndem Basalt im Japanischen Meer (Bohrung 786). Weiterhin wird eine Bildung von Klinoptilolith aus den Lösungsprodukten von kieseligen Mikrofossilien diskutiert (Boles &

Wise 1978). Eine diagenetische Abfolge von Opal-CT und darauffolgender Klinoptilolithbildung (Bohrmann *et al.* 1989) konnte in den Untersuchungen von Nähr (1997) nicht bestätigt werden. In drei ODP-Bohrungen aus dem westlichen Zentralatlantik, vor NW-Australien sowie im Japanischen Meer zeigte sich eine parallele Bildung von Klinoptilolith und Opal-CT (Nähr 1997). Als günstig für die Kristallisation von Klinoptilolith stellten sich Mikroenvironments, z.B. in Foraminiferenschalen, heraus (Nähr 1997). Für eine mögliche Bildung durch hydrothermale Einwirkung, wie sie durch Iijima (1978) beschrieben wird, gibt es auf der Grönland-Spitsbergen-Schwelle keine Hinweise.

Die in Bohrung 909C auftretenden Klinoptilolith-Heulandit-Reflexe weisen auf ein sehr geringes Vorkommen an Zeolithen in der Tonfraktion im Teufenbereich von ca. 120 bis 600 mbsf hin (Abb. 7.2). Innerhalb dieser Sedimentsequenz sind nur vereinzelt vulkanische Glasbruchstücke und keine kieseligen Komponenten in der Grobfraktion vorhanden (Abb. 6.8). Allerdings ist der SiO₂-Anteil im Porenwasser in dem Klinoptilolith führenden Intervall mit ca. 500 µmol/L erhöht (Abb. 7.2) und zeugt von Lösungserscheinungen von SiO₂-reichen Sedimentkomponenten. Eine geringe Bildung von Zeolithen durch diagenetische Porenwasserprozesse erscheint möglich.

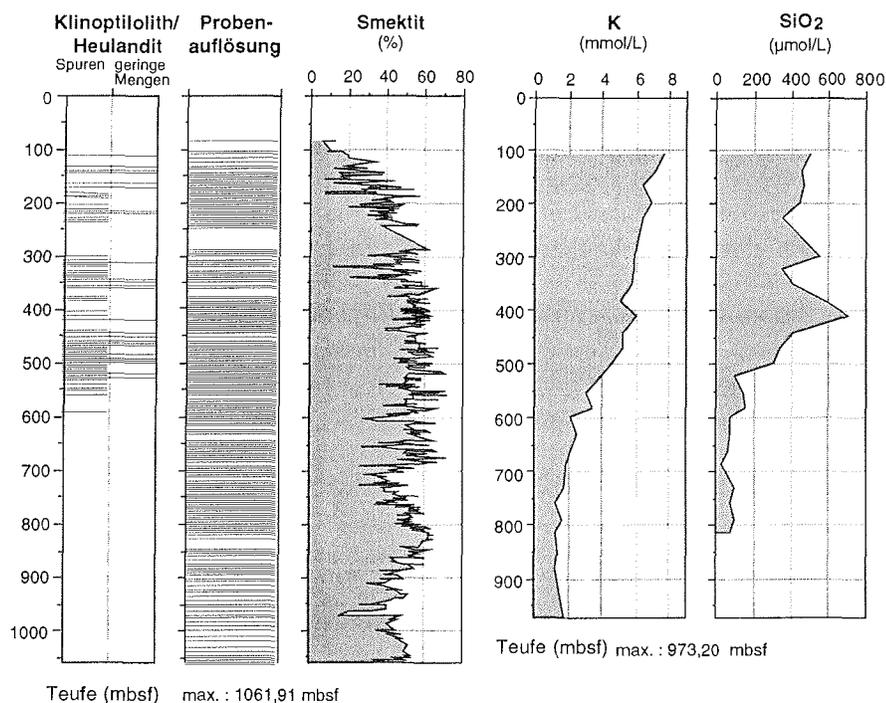


Abb. 7.2: Klinoptilolith-Heulandit- und Smektit-Vorkommen in Bohrung 909C im Vergleich zur Kalium- und SiO₂-Konzentration im Porenwasser (Shipboard Scientific Party 1995).

In einzelnen exemplarisch über die gesamte Sedimentsequenz angefertigten gesamt-mineralogischen Aufnahmen konnten Opal-A oder Opal-CT nicht identifiziert werden. Danach

ist eine Bildung von Klinoptilolith-Heulandit im Zuge der Umwandlung von Opal-A zu Opal-CT auszuschließen. Eine weitere Möglichkeit wäre eine Umlagerung von Zeolithen, vom nahegelegenen Knipovich Rücken.

7.2 Authigene und diagenetische Bildung von Smektit

Neben den faserigen Tonmineralen gilt Smektit als das Tonmineral, welches am ehesten zu einer Bildung im marinen Milieu neigt (Chamley 1989).

Die authigene, synsedimentäre, submarine Bildung von Smektiten wird häufig in Zusammenhang mit der Verwitterung von vulkanischem Gestein genannt. Drei Möglichkeiten für eine authigene Bildung werden diskutiert:

- a) Fällung aus einer hydrothermalen Lösung. Ein typischer dabei entstehender "Hochtemperatur"-Smektit ist Saponit (Weaver 1989).
- b) "Niedrigtemperatur"-Alteration von vulkanischem Gestein. Eine Palagonitisierung geschieht bei der Reaktion von heißem Gestein und Meerwasser. Der Palagonit zeichnet sich durch einen wechselnden Gehalt an authigenem Smektit von montmorillonitischer oder nontronitischer Natur und Zeolithen aus (Weaver 1989).
- c) Entstehung eisenreicher Smektite bei geringen Temperaturen durch die Reaktion von Eisenhydroxiden und biogenem Opal. Eine synsedimentäre Nontronit-Entstehung wurde z.B. in eozänen Sedimenten der Labradorsee (Bohrung 647) nachgewiesen (Bohrmann & Thiede 1989).

Parra *et al.* (1985) beschreiben drei rezente Smektit-Variationen, die im Nordatlantik im Bereich der Grönland-Schottland-Schwelle von Bedeutung sind. Dies ist hydrothermal gebildeter magnesiumreicher Saponit in Assoziation mit Seladonit, Fe-/Mg-reiche Smektite, die von den Böden Faeroes stammen sowie sekundär entstandene Al-Fe-reiche Smektite, die möglicherweise auf eine Entstehung im marinen Milieu zurückzuführen sind.

Unbestritten ist die submarine Bildung von Smektiten durch Alteration von vulkanischem Material. Allerdings ist das Ausmaß dieser Neubildungen nicht geklärt. Verschiedene Untersuchungen belegen, daß der Eintrag von dem authochton auf mittelozeanischen Rücken gebildeten Tonmineralen als nicht bedeutend im globalen Maßstab anzusehen ist (Weaver 1989). Auch Desprairies (1981) kommt zu dem Schluß, daß der Hauptteil des in Sedimenten akkumulierten Smektits in der Umgebung von exponierten Vulkaniten überwiegend aus subaerisch verwitterten Erosionsprodukten besteht. Insgesamt wird der quantitative Einfluß der authigenen Smektitbildungen auf die Sedimentzusammensetzung als eher gering eingeschätzt (Chamley 1989).

Eine diagenetische Bildung von Smektit aus vulkanischem Material oder aus biogenem Opal erscheint als eine weitere Möglichkeit der Smektitbildung. Schoonmaker-Tribble (1990) diskutiert die diagenetische Alteration von vulkanischen Aschen zu dioktaedrischem Smektit und Klinoptilolith in Sedimentkernen (ODP-Bohrung 672 und 671) des Barbados Akkretionskeils. Demgegenüber weisen Capet *et al.* (1990; Leg 110) für die gleichen Sedimente eine vornehmlich kontinentbeeinflusste Tonmineralzusammensetzung aus. In kreidezeitlichen und paläogenen smektitreichen Sedimenten sowie auch in jurassischen bis quartären Sedimenten des Nordatlantiks wiesen Holtzapffel *et al.* (1985) und Holtzapffel & Chamley

(1986) eine frühdiagenetische Umkristallisation von detritischen Smektiten nach. Diese Variation der diagenetischen Smektitumbildung führt zu keiner erheblichen Beeinträchtigung der paläoklimatischen Interpretation der vom Kontinent stammenden Tonminerale (Holtzapffel *et al.* 1985).

Eine diagenetische Veränderung der Sedimente in 909C kann jedoch allein wegen des geringen Auftretens von Zeolithen und des erhöhten geothermischen Gradienten von 88°C (Shipboard Scientific Party 1995) nicht ausgeschlossen werden. Allerdings ist kein ersichtlicher Zusammenhang mit dem Auftreten von vulkanischem Eintrag zu erkennen, der als Quelle für Si in Frage käme. Der SiO₂-Gehalt im Porenwasser ist in einem Teufenabschnitt von 100-500 mbsf erhöht, läßt sich aber nicht mit steigenden oder fallenden Smektitgehalten korrelieren (Abb. 7.2).

Weiterhin ist ein Beitrag von durch submarine Verwitterung entstandenem Smektit zu erwarten. Frische Lavaflüsse, die mit Hilfe von "side scan sonar"-Aufnahmen am Knipovich Rücken erkannt werden konnten (Crane *et al.* 1995), weisen auf potentielle Quellen in der Framstraße. Es ist keine quantitativ bedeutende Veränderung in der Tonmineralzusammensetzung durch authigene oder diagenetische Prozesse in Bohrung 909C zu erkennen.

7.3 Illitisierung von Smektit

Die Illitisierung von Smektit ist quantitativ die wichtigste diagenetische Veränderung der Tonmineralzusammensetzung (Pollastro 1993). Hierbei handelt es sich um die schrittweise Umwandlung eines aufweitbaren Tonminerals zu Illit durch den sukzessiven Einbau von Kalium-Kationen und die damit verbundene Verminderung der inneren Quellfähigkeit (Weaver 1989). Bei einem normalen geothermischen Gradienten von 30°C/km geschieht der Hauptneuordnungsprozeß in einer Versenkungstiefe zwischen 2500-3500 m (Chamley 1989).

Faktoren, die den Beginn und das Maß der Illitisierung bestimmen, sind in erster Linie die Temperatur, gesteuert über den geothermischen Gradienten, die Versenkungstiefe sowie die Verfügbarkeit von Kalium-Ionen. Weitere einflußnehmende Größen sind die Zeitdauer der Temperatureinwirkung, das Gestein/Wasser-Verhältnis, die prädiagenetische Zusammensetzung von I/S-Wechselagerungsmineralen und der Druck (Pollastro 1993). Kontrovers wird die Dauer der Temperatureinwirkung diskutiert (Eberl & Hower 1976, Pollastro 1993).

Dem Ordnungsgrad der neugebildeten Wechselagerung und dem Anteil an Illitzwischenlagen entsprechend, werden nach Hoffman & Hower (1979) bestimmte Stufen der diagenetischen Veränderungen und dafür typische Temperaturbereiche ausgewiesen:

- a) Bildung von R=0 (ungeordnete) Illit/Smektit Wechselagerung, 50-60°C
- b) Übergang von R=0 zu R=1 geordneten Illit/Smektit-Wechselagerung; Verschwinden des 17Å Reflexes, 100-110°C
- c) Übergang von R=1 zu R=3, 170-180°C

Es bestehen sehr unterschiedliche Temperatur-Modelle mit einer Schwankungsbreite für das Einsetzen der Illitisierung zwischen 55-100°C (Weaver 1989).

Durch den hohen geothermischen Gradienten von 88°C/km (Shipboard Scientific Party 1995) an Bohrung 909C, ist eine diagenetische Überprägung der primären Tonmineralzusammensetzung durchaus möglich. Für eine Tiefe von 700 mbsf wurde eine Temperatur von

60°C angenommen. Diese entspricht etwa der Temperatur, bei der es zu einer Umbildung zu Illit-Lagen kommen kann. In dieser Teufe ist auch ein Rückgang von Smektit und eine Zunahme von Illit zu erkennen; allerdings geht diese auch mit einer Zunahme von Chlorit und Kaolinit einher (Abb. 6.14). Selbst wenn der geothermische Gradient so hoch wie angenommen ist und eine Umformung wirklich bei ca. 60°C beginnt, bewegt sich diese immer noch im Bereich der ungeordneten Zwischenlagerung, also in der niedrigsten Stufe der Diagenese. Diese ist erst beendet bei einem Verschwinden des 17Å Reflexes. Dieses ist hier nicht der Fall. Ein weiterer Punkt ist, daß nach Eberl & Hower (1976) insbesondere die Dauer, mit der ein höherer Temperaturgradient auf das Sediment wirkt, das Fortschreiten der frühen Diagenese besonders beeinflußt. Es gibt Untersuchungen, die zeigen, daß besonders in den letzten 2 Ma Jahren die tektonische Aktivität zugenommen hat (Vogt 1986). Dies könnte einen erhöhten Wärmefluß während der letzten 2 Millionen Jahre bedeuten und auch eine relativ kurze Zeitspanne, in der die Sedimente der Bohrung 909C dem rekonstruierten hohen geothermischen Gradienten von 88°C /km ausgesetzt waren. Eine geordnete Illit/Smektit-Wechselagerung des R=1- oder R=3-Typs ist in den Beugungsspektren nicht zuzuordnen. Eine ungeordnete Wechselagerung von Illit/Smektit ist möglich. Allerdings ist diese Art der Wechselagerung mit den hier angewandten Methoden von dem reinen Smektitsignal nicht klar zu trennen.

Insgesamt ist festzuhalten, daß eine Veränderung des Sediments durch diagenetische Prozesse nicht auszuschließen ist. Diese läßt sich aber nicht quantitativ nachweisen. Deshalb wird im Folgenden davon ausgegangen, daß der überwiegende Anteil der Tonmineralzusammensetzung detritischer Herkunft ist und nur geringfügig diagenetisch überprägt ist.

8 Sedimentationsprozesse

Die Beschreibung der Sedimentationsgeschichte der zentralen Framstraße erlaubt es, Rückschlüsse auf die Klimaentwicklung zu ziehen, die Veränderlichkeit ozeanographischer Parameter zu charakterisieren und die Daten in Hinblick auf die schrittweise zunehmende Abkühlung der Nordhemisphäre im Känozoikum zu interpretieren.

Ein Vergleich der verschiedenen Sedimentparameter, insbesondere der Komponenten der Grob- und der Feinfraktion, soll hierbei Hinweise auf Sedimentationsprozesse und ihre Bedeutung für das Sedimentationsgeschehen geben. Eine Differenzierung zwischen kurzfristigen Sedimentationsereignissen mit lokaler Bedeutung und längerfristigen - überregionalen Prozessen soll die Gegenüberstellung der Nachbarbohrungen 909A/C und 908A ermöglichen.

Wichtige Größen, die in die Betrachtung miteinbezogen werden müssen, sind das Liefergebiet mit den Charakteristika des Ausgangsgesteins und die dort herrschenden Verwitterungs- und Erosionsbedingungen, die eng an das vorherrschende Klima gekoppelt sind. Weiterhin sind die Transportmechanismen, insbesondere der Eintrag aus dem Abschmelzen von Meer- und Gletschereis, sowie die Möglichkeit des Einflusses von gravitativen Sedimentumlagerungen bei der Gegenüberstellung und Interpretation zu berücksichtigen.

8.1 Strömungseinfluß versus Eintrag von eistransportiertem Material

Das Korngrößenspektrum und die Kornverteilungsparameter der Bohrungen 909C und 908A sollen im Vergleich dargestellt werden, um die Sedimentationsbedingungen aufzuschlüsseln. Heute liegen beide Bohrungen im Bereich des nach Norden strömenden NSDW (Schauer 1989) und des Einstroms von temperiertem Atlantikwasser mit dem WSC sowie dessen Rückstrom (vgl. Kap. 2).

Eine mögliche Beeinflussung und Bildung der Sedimente durch gravitative Strömungen kann für die Bohrung 908A, aufgrund seiner Lage auf der Kuppe des Hovgaard Rückens, ausgeschlossen werden. Auch die auf einer submarinen Schwelle gelegene Bohrung 909C ist weitgehend vor den Auswirkungen gravitativer Transportprozesse geschützt. Grabenartige morphologische Strukturen entlang des Knipovich Rückens und am Fuß des Hovgaard Rückens schützen die Lokalität vor einem direkten Einfluß von hangtransportiertem Material vom Svalbard Kontinentalhang und vom Hovgaard Rücken (vgl. Kap. 3). Ein Sedimenttransport vom grönländischen Schelf z.B. durch kaskadenartig den Kontinentalhang abwärts strömendes dichtes Schelfwasser, ist möglich (Berner & Wefer 1990). Die visuelle Kernbeschreibung zeigt allerdings bis auf einzelne Rutschungs- und Turbidit-Strukturen in den ältesten Horizonten der Bohrung 909C zwischen 1061 bis ca. 923 mbsf keine Hinweise auf gravitative Sedimentationsprozesse (Shipboard Scientific Party 1995, Cremer mündl. Mitt.). Auch das nur vereinzelte Auftreten neritischer Dinoflagellaten-Arten weist auf den geringen Einfluß von Material von den nahegelegenen Schelfgebieten auf die Sedimentation hin (Poulsen *et al.* 1996). Das Zusammentreffen von eisbedeckten polaren mit wärmeren atlantischen Wassermassen führt zu einer hohen Abschmelzrate des Eises (Untersteiner 1988) und damit zu

einer großen Freisetzung von im Eis inkorporiertem Sediment. Der relativ hohe terrigene Sandanteil (Abb. 6.6 und 6.7) in beiden Bohrungen ist insbesondere für die letzten 6 Ma auf den Eintrag von IRD zurückzuführen. Diesen Zeitraum decken die Sedimente der Bohrung 908A auf der Kuppe des Hovgaard Rückens bis hin zum Hiatus in 185 mbsf ab. Der Sandanteil in der tiefer gelegenen Bohrung 909C ist im überlappenden Zeitraum von 6 Ma - rezent um ca. 10% niedriger als auf dem isolierten Hovgaard Rücken (Abb. 6.7). Auch hier ist ein Strömungstransport der Sandfraktion eher unwahrscheinlich. Die heutigen Strömungsgeschwindigkeiten sind in der östlichen Framstraße unterhalb des WSC mit 8,2 cm/s im Jahresmittel und Maxima von 20-30 cm/s in 1650 mbsf (78°3'N; 8°4'E; Aagaard *et al.* 1993) relativ hoch im Vergleich zu den nach Westen hin abnehmenden Geschwindigkeiten. Trotzdem geben sie keinen Anlaß, ein hochenergetisches Strömungsfeld, welches einen Sandtransport ermöglichen würde, zu vermuten. In der zentralen Framstraße in Position von 78°8'N; 0°1'E in einer Wassertiefe von 2550 mbsl treten häufig noch Strömungsgeschwindigkeiten von 10 cm/sec auf (Aagaard *et al.* 1993). Strömungsmessungen zeigen für die westliche Framstraße im Einflußbereich des EGC relativ niedrige mittlere Geschwindigkeiten von beispielsweise 2,3 cm/s in 1378 m und 0,5 cm/s in 2334 m Wassertiefe (Aagaard *et al.* 1985a). Die Strömungen besitzen in der zentralen Framstraße zwischen Hovgaard Rücken und Molloy Graben vorwiegend eine westliche bis südwestliche Richtung (Aagaard *et al.* 1985a, 1988), entsprechend dem Atlantischen Rückstrom (vgl. Kap 2.2). Allerdings gibt es auch Messungen auf der Grönland-Spitsbergen-Schwelle in 1360 m Wassertiefe und einer Position von 78°35'N; 2°20'E mit einer tendenziell südöstlichen Strömungsrichtung und einer Strömungsgeschwindigkeit von 5,6 cm/s im Jahresmittel (Aagaard *et al.* 1973). Die Verengung der Passage auf ca. 450 km an der engsten Stelle und die hohen Salinitäts- und Temperaturunterschiede der ein- und ausströmenden Wassermassen erzeugen ein dynamisches und komplexes Strömungssystem (Abb. 2.3). Gascard *et al.* (1995) beschreiben den Atlantischen Rückstrom als eine Folge einzelner zyklonaler Wirbel (Johannessen *et al.* 1987), die durch die hohen Salinitäts- und Temperaturgradienten induziert werden. Eine vorherrschende Strömungsrichtung in der zentralen Framstraße ist demnach schwierig zu rekonstruieren. Allerdings sind eine Strömungsbeeinflussung und Sortierung des Sediments durchaus anzunehmen.

Seismische Reflexionsprofile zeigen einen Sedimentrücken und einen verfüllten Graben am nordöstlichen Fuß des Hovgaard Rückens und weisen damit auf ein strömungsbedingtes Sedimentationsmuster (Eiken 1994). Auf der zentralen Grönland-Spitsbergen-Schwelle wurden keine strömungsbeeinflussten Sedimentstrukturen vorgefunden (Eiken & Hinz 1993). Konturiten im tieferen Bereich des westlichen Svalbard Kontinentalhanges wird ein Alter von 10-3 Ma zugeordnet. Sie weisen auf eine im Vergleich zu heute höhere Paläoströmungsgeschwindigkeit in diesem Zeitraum am Kontinentalhang (Eiken & Hinz 1993).

Nach McCave *et al.* (1995) ist die Siltfraktion ein sensibler Anzeiger für die Strömungsintensität. Insbesondere der Anstieg des Verhältnisses der nicht kohäsiven, sortierbaren Siltfraktion (10-63 µm) zur gesamten Feinfraktion sowie der Mittelwert der groben Siltfraktion indizieren eine Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit in Regionen, deren Sedimentcharakter hauptsächlich durch Strömungseinfluß bedingt ist (vgl. Kap. 5.3). Den Korngrößenparametern in Abbildung 6.4 (Kap. 6.1) entsprechend und der Annahme McCaves

et al. (1995) folgend, lassen sich die Sedimente der Bohrung 909C in drei charakteristische Abschnitte unterteilen.

Im Zeitraum von 8,9 -5,7 Ma pendelt das Verhältnis der Fraktion 10-63 μm zur Feinfraktion um 0,5 ohne ausgewiesenen Trend. Eine Zyklizität ist jedoch erkennbar. Mit Maximalwerten bis zu 25 μm ist der Mittelwert der sortierbaren Siltfraktion relativ grob. Zwischen 7,5-6,9 Ma kommt es zu einer höheren Akkumulation der Grobfraktion, die nicht gekoppelt ist an eine proportionale Vergrößerung der Siltfraktion, sondern eher mit einem höheren Eintrag der Fraktion $<10 \mu\text{m}$ korreliert. Dies spricht gegen eine Vergrößerung des Sediments durch "winnowing" und für einen Eintrag von eistransportiertem Material.

Im Zeitintervall von 5,4-3,3 Ma deutet sich ein Trend von einem zunächst geringeren Verhältnis des sortierbaren Silts zur Feinfraktion von 0,25 und einem niedrigen Mittelwert der sortierbaren Siltfraktion von 15 μm , zu einem höheren Verhältnis zwischen sortierbarem Silt und Feinfraktion mit Maxima von 0,75 und einem Mittelwert des sortierbaren Silts von 25 μm an. Die Grobfraktion zeigt im Durchschnitt niedrige Werte und steigt nicht über 17 Gew.% an. Dieser Trend könnte eine Zunahme des Strömungseinflusses markieren. Die relativ gute Sortierung (ca. 2 ϕ) zwischen 3,6-3,3 Ma unterstützt die Argumente für eine Strömungsbeeinflussung. Hierbei wird von der Annahme ausgegangen, daß eistransportiertes Material im Durchschnitt schlechter sortiert ist als durch Strömung beeinflusstes Sediment. Diese Strömungszunahme in der zentralen Framstraße könnte einen erhöhten Wassermassenaustausch indizieren und mit der ungewöhnlich hohen Bildungsrate von "North Component Water (NCW) im Nordatlantik zwischen 4-3 Ma (Wright & Miller 1996) in Zusammenhang stehen. "

Im jüngsten in der Bohrung 909C dokumentierten Zeitraum von 3,3 bis 2,5 Ma nimmt der Anteil der sortierbaren Siltfraktion zugunsten der Fraktion $<10 \mu\text{m}$ wieder stark ab. Die Grobfraktion besitzt einzelne Maxima von bis zu 57 Gew.%, und die Sortierung wird schlechter. Der Strömungseinfluß auf die Sedimente scheint sich zugunsten des Einflusses des Eistransportes auf die Sedimentation zu verringern.

Die Sedimente der Bohrung 908A zeigen insgesamt eine sehr ähnliche Zusammensetzung wie die der Nachbarbohrung 909C. Allerdings läßt sich anhand der Korngrößenparameter in Bohrung 908A ein geringerer Strömungseinfluß oder ein anderes Liefergebiet ausweisen. Im überlappenden Zeitraum von 6-2,5 Ma ist der Mittelwert der sortierbaren Siltfraktion mit $<20 \mu\text{m}$ etwas niedriger und steigt dann auf ca. 20 μm zwischen 3,5-2 Ma an. Der ausgewiesene Trend zunehmender Strömung zwischen 3,6-3,3 Ma, dokumentiert durch das hohe Verhältnis zwischen sortierbarem Silt und Feinfraktion in der Bohrung 909C, ist in 908A nicht vorhanden. Dieses Verhältnis ist mit 0,4 kleiner als in Bohrung 909C und auch die Sortierung der Sedimente der Bohrung 908A ist mit 2,5 ϕ schlechter. Ursache für das reduzierte Vorkommen der sortierbaren Siltfraktion im Vergleich zur tiefer gelegenen Bohrung 909C könnte das Fehlen einer zusätzlichen Sedimentquelle sein, die die tiefer gelegene Bohrung noch erreicht, nicht aber die Kuppe des Hovgaard Rückens. Ein derartiges Sedimentationssignal könnte durch Turbidite oder Trübestrome vom grönländischen Schelf und Kontinentalhang hervorgerufen werden, die sich auf der Grönland-Schottland-Schwelle ausbreiten. Diese Möglichkeit wird gestützt durch das Auftreten etwas höherer Akkumulationsraten in Bohrung 909C mit durchschnittlich $5.000-10.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ im Vergleich zu ca. $5.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ in Bohrung 908A (Abb. 6.6 und 6.7). Allerdings sind in den Sedimentbeschreibungen von 909C keine Hinweise auf das

Auftreten von Turbiditen zu finden. Auch die heutigen gemessenen Strömungsrichtungen von eher nordwestlicher Richtung (Aagaard *et al.* 1985a) sprechen gegen einen Eintrag vom grönländischen Kontinentalhang. Die höhere Sedimentakkumulation und insbesondere der höhere Anteil von gröberem Silt könnten auch durch die Suspensionsfracht von Tiefenwasserströmungen (die die höher gelegene Bohrung 908A nicht mehr erreichen) auf der Schwelle abgelagert werden.

Die letzten 2 Ma sind gekennzeichnet durch einen hohen Eintrag an Grobfraktion von 20-30 Gew.% und Maxima bis zu 53 Gew.% (Abb. 6.6). In diesem Zeitintervall steigt der Mittelwert der sortierbaren Siltfraktion deutlich über 20 µm. Das Verhältnis von sortierbarem Silt zur Feinfraktion stagniert demgegenüber auf einem niedrigen Wert von 0,4. In den älteren Sedimentabschnitten zwischen 2,5-3 Ma ist die Sortierung relativ schlecht. Dies weist auf einen dominierenden Einfluß der Sedimentation aus abschmelzendem Eis auf die Sedimente der Bohrung 908A, was auch durch den hohen Eintrag von Grobfraktion in diesem Zeitintervall gestützt wird.

Die Korngrößendaten beider Bohrungen geben Hinweise auf eine zumindest zeitweise Beeinflussung der zentralen Framstraße durch Tiefenwasserströmungen. Auch wenn die mögliche Sedimentation durch turbiditische Sedimentation nicht vollkommen auszuschließen ist, sprechen auch die in seismischen Aufnahmen identifizierten Sedimentrücken und die durch Sedimente verfüllten Grabenstrukturen am nordöstlichen Rand des Hovgaard Rückens (Eiken & Hinz 1993) für eine Strömungsbeeinflussung. Die Konturite am westlichen Kontinentalhang Svalbards in ca. 1.000 m Wassertiefe werden auf ein Mindestalter von 3 Ma geschätzt und weisen auf eine Abnahme der Strömungsintensität zum Jüngeren hin (Eiken & Hinz 1993). Diese Indizien abnehmender Strömungsintensität in der Framstraße liegen in enger zeitlicher Übereinstimmung zu der Abnahme der Strömungsintensität, wie sie aus den Korngrößendaten der Bohrung 909C ab 3,3 Ma interpretiert werden. Dies wäre übereinstimmend zu den Erkenntnissen abgeleitet aus den seismischen Aufzeichnungen der Sedimente der zentralen Framstraße.

8.2 Meereis- und eisbergtransportiertes Material

Die Grobfraktion eignet sich als Indikator für die Sedimentation von IRD und gibt Hinweise auf die Intensität des Auftretens von Gletschereis und Meereis bzw. ihres Abschmelzverhaltens. Meereis zeichnet sich mit durchschnittlich mindestens 90% Silt und Ton in der Sedimentfracht durch eine besonders hohe Feinkörnigkeit aus (Kempema *et al.* 1989, Wollenburg 1993, Nürnberg *et al.* 1994), obwohl auch Sedimentationsprozesse bekannt sind, die erhebliche Mengen von Grobfraktion in das Eis eintragen können wie z.B. "anchor ice" Bildung oder das Abladen von Sedimentfracht auf einer küstennahen Eisdecke durch Flußaufbruch (Holmes & Creager 1974, Clark & Hanson 1983, Kempema *et al.* 1989). Demgegenüber zeigt das durch Gletschereis transportierte Sediment mit durchschnittlich 60% generell einen hohen Anteil an Sandfraktion (zusammengefaßt in Hesse & Khodabakhsh 1998).

In Bohrung 909A/C sind zwei Zeitintervalle mit einer erhöhten Akkumulation von Grobsand (>500 µm) zwischen 9,5-8,5 Ma (Maxima: 500-2.000 g*cm⁻²*my⁻¹) und 1,5-0,8 Ma (Maxima: 1.000-3.000 g*cm⁻²*my⁻¹) zu erkennen (Abb. 6.7). Diese Zeitintervalle sind, neben

einer hohen Gesamtakkumulation, auch durch besonders intensive Ablagerungen von gröberen Sedimentpartikeln geprägt und weisen auf eine intensivierte Eisbergproduktion hin, bzw. Eisbergtransport und Abschmelzen, wie es für klimatisch instabile Verhältnisse gut vorstellbar ist.

Der mit 5-30 Gew.% und einem Maximum von 60 Gew.% insgesamt hohe Eintrag an Grobfraction in der Bohrung 909A/C, insbesondere in der miozänen Sektion, besteht vorwiegend aus terrigenem Material (Abb. 6.7) und ist, wie zuvor ausgeführt, auf Transport durch Meer- bzw. Gletschereis zurückzuführen.

Die Komponentenanalyse zeigt in den miozänen Sedimenten mit bis zu 90 Korn% einen hohen Anteil an Bruchstücken von Sedimentgesteinen (Abb. 6.8). Es dominieren dunkle Ton- und Siltsteine. Als Liefergebiet kommt der gesamte eurasische Schelfbereich in Frage. Die kreidezeitlichen Ablagerungen zwischen Ural und Nowaya Zemlya sowie auf den Neusibirischen Inseln und der Taymyr Halbinsel bestehen fast ausnahmslos aus klastischen Sedimentgesteinen (Churkin & Trexler 1981). Serien von Silt- und Sandsteinen paläozoischen bis tertiären Alters stehen auf Svalbard an (Birkenmajer 1981) und sind bis auf den Barentssee Schelf weiter zu verfolgen (Elverhøi & Lauritzen 1984). Mesozoische Serien können bei glazial bedingten Meeresspiegeltiefständen erodiert werden (Elverhøi & Solheim 1983). Auch Nordost-Grönland zeigt, neben den kristallinen Gesteinen der kaledonischen Faltungszone, einzelne, kleinräumige Vorkommen an marinen karbonischen bis untertertiären Sedimenten (Henriksen 1996). Spielhagen (1991) stellte in quartären Sedimenten der Framstraße ein abnehmendes Vorkommen von dunklen Ton- und Siltsteinen von Ost nach West fest und diskutiert deren wahrscheinliche Herkunft aus Ostsvalbard und der nordwestlichen Barentssee. Quarz und Feldspat können aus kristallinen Gesteinen oder groben Sandsteinen stammen. Eine gute Korrelation der Konzentrationen von monokristallinen Komponenten der Fraktion 500-1.000 µm in quartären Sedimenten der Framstraße mit der Anwesenheit von Bruchstücken kristalliner Gesteine in der Fraktion >1.000 µm belegt dies (Spielhagen 1991). In Glazialzeiten mit einhergehender Vergletscherung können das präkambrische Grundgebirge der Hecla Hoek Formation auf Svalbard sowie die Faltungszonen Nord- und Ostgrönlands ("East and North Greenland Fold Belt"), des nördlichen kanadischen Archipels ("Innuitian Fold Belt") und der "Brooks Range" in Nordalaska Liefergebiete für kristalline Gesteine sein (Spielhagen 1991). Auf der eurasischen Seite können Novaya Zemlya, Taymyr Halbinsel, Karasee sowie Franz-Josef-Land kristallines Material liefern (Kubisch 1992). Eine nordwärts gerichtete Drift von Eismassen entlang der norwegischen Küste während glazialer Hochstände könnte auch von dort Fragmente kristalliner Gesteine eingetragen haben (Henrich *et al.* 1995).

Das wiederholte Auftreten von Kohlepartikeln ab 17,5 Ma mit einem hohen Eintrag zwischen 8,8-6 Ma ist besonders auffallend. In Zusammenhang mit anderen Grobfractions-komponenten werden sie in der Literatur vielfach zur Rekonstruktion der Eisbergdriftmuster verwandt (Bischof 1990, Spielhagen 1991, Kubisch 1992). Kohlepartikel stammen aus verschiedenen Herkunftsgebieten im zirkumarktischen Raum und werden nach Maturations-graden unterschieden.

Die Bruchstücke sedimentärer Gesteine stellen zwischen 17,5-6,9 Ma die dominierende Komponente in der Grobfraction (mit nur kurzfristigen Unterbrechungen wie z.B. zwischen 14,6 - 13,6 Ma) dar. Als Liefergebiet für das höchstwahrscheinlich eisverfrachtete Material

kommen die sibirischen Schelfgebiete oder die nordwestliche Barentssee und Ostsvabard in Betracht. Spielhagen (1991) bevorzugt Svalbard und die Barentssee. Ab 6,9 Ma überwiegt der Anteil Quarz_{ang.} gegenüber den Sedimentgesteinen und zeugt für das Vorherrschen eines anderen Liefergebietes, welches im näherem Umkreis Svalbards oder Nordost-Grönlands liegen könnte, oder durch Eistransport den Arktischen Ozean querend von den amerasischen Küsten oder den ostsibirischen Schelfgebieten stammt. Der Quarz_{ang.}-Anteil nimmt mit zunehmender Abkühlung und Vereisung bis auf 80-90 Korn% in den letzten 3 Ma zu. Die Zunahme an Quarz_{ang.} in der Grobfraktion ab 6,9 Ma steht in enger zeitlicher Beziehung zu dem von Bohrmann *et al.* (1990) diskutierten Einsetzen des "Denmark Strait overflow". Dies könnte auf eine Intensivierung des EGC ab 6,9 Ma und einen damit verbundenen verstärkten Transport von Eismassen in die Framstraße hindeuten.

Das frühe Einsetzen der Sedimentation von Kohlebruchstücken bei 17,5 Ma und gerundetem Quarz bei 14 Ma unterstreicht die Wahrscheinlichkeit, daß die Grobfraktion durch Eistransport angeliefert wurde (Wolf-Welling *et al.* 1996).

Der Wechsel der Liefergebiete der Grobfraktion zeigt sich auch in sporadisch erhöhtem Auftreten von Biotit parallel zu erhöhten Gehalten von vulkanischen Gläsern in den Zeitintervallen um 17 Ma und 1,6 Ma bis rezent sowie in der vermehrten Anwesenheit von Kohlepartikeln zwischen 8,8-6 Ma. Auffallend ist, daß sich die Dauer der signifikanten Sedimentationseinheiten (Abb. 6.8) zum Jüngeren immer mehr verkürzt und mit dem Einsetzen und der Intensivierung der Vereisung klar abgegrenzte Sedimentationszyklen von IRD vorherrschen.

Die größere Häufigkeit von agglutinierenden und kalkigen benthischen Foraminiferen wird als Anzeiger für ein Hochakkumulationsbecken von Osterman und Spiegler (1996) interpretiert. Sedimentologisch gesehen fällt der ältere Bereich dieses Intervalls (13,6 -10,8 Ma) allerdings in eine Phase mit relativ geringer Akkumulationsrate (Abb. 6.7). Parallel zum Wechsel zu einer höheren Akkumulationsrate (ca. 11,2 Ma) vollzieht sich eine Zunahme von kalkigen benthischen Foraminiferen, was auf eine größere Häufigkeit von benthischen Mikrofossilien aufgrund einer verbesserten Nahrungsgrundlage schließen läßt.

8.3 Signifikanz der Tonmineralverteilung

Die Tonmineralbildung ist in erster Linie vom Ausgangsgestein und den Verwitterungsbedingungen abhängig. Die daraus abgeleitete Klimasteuerung der Tonmineralverteilung spiegelt sich in der latitudinalen Verteilung von Illit und Chlorit in den mittleren und hohen Breiten sowie Kaolinit in den niederen Breiten im Weltozean wider (Biscaye 1965, Griffin *et al.* 1968, Lisitzin 1972, Windom 1976). Das Vorkommen von Smektit wird vorwiegend beeinflusst durch die Verbreitung basaltischer Vulkanite und zeigt daher keine zonale Verteilung im Weltozean. Die Tonmineralzusammensetzung in der Bohrung 909C soll Hinweise auf die Liefergebietsänderungen, Änderung der Transport- und Sedimentationsprozesse sowie Klimaveränderungen seit dem mittleren Miozän geben.

8.3.1 Ableitung der Tonmineralverhältnisse

Die Korrelation der Tonminerale untereinander soll lineare Beziehungen aufzeigen. Obwohl die Ergebnisse mit Vorsicht interpretiert werden müssen, da es in dem geschlossenen System der Tonmineralverteilung zwangsläufig zu einem gewissen Maß an Autokorrelation kommen kann. Den Korrelationen liegen 537 Wertepaare zugrunde, und sie weisen damit eine hohe Signifikanz des linearen Zusammenhangs auch bei kleineren Korrelationskoeffizienten auf.

Grundsätzlich wird von der Annahme ausgegangen, daß bei einer positiven Korrelation:

- ein identisches Liefergebiet,
- ein übereinstimmender Sedimentationsmechanismus und/oder
- dieselbe Klimaindikation vorliegen.

Abbildungen 8.1a-b zeigen eindeutig negative Korrelationen für Smektit und Illit ($r^2=-0,81$) und Smektit und Chlorit ($r^2=-0,83$). Die demgegenüber positive Korrelation von Illit und Chlorit mit $r^2=0,59$ (Abb. 8.1c) deutet daraufhin, daß die Sedimente der Bohrung 909C von dem Wechsel zwischen smektitreichen zu illit-/chloritreichen Tonmineralassoziationen charakterisiert sind. Weniger klare Zusammenhänge ergeben sich für Kaolinit und Smektit sowie für Kaolinit und Chlorit (Abb. 8.1d-f). Die Verteilungsdiagramme zeigen in beiden Fällen eine Punktwolke mit relativ geringen Kaolinitwerten, die von der linearen Verteilung abweicht. Eine Überlagerung von Liefergebietsimpuls zu einer klimatischen oder transportbedingten Verteilung kann hier vermutet werden. Die fehlende Korrelation zwischen Illit und Kaolinit impliziert zwei unabhängige Liefergebiete oder Sedimentationsmechanismen für diese Tonminerale.

Die Zuordnung von Liefergebieten zu Tonmineralverteilungen der letzten 15 Ma läßt sich auf der Basis heutiger Modelle über glazial/interglaziale Zyklen des Tonmineraleintrags nur ansatzweise und mit größter Vorsicht versuchen. Es gibt derzeit noch zu wenig detaillierte Informationen über die Paläogeographie und Paläo-Ozeanographie im Arbeitsgebiet in dem untersuchten Zeitintervall, die ein zuverlässiges Ausweisen von Liefergebieten zulassen würden.

Um auf mögliche Liefergebiete rückschließen zu können, sollten zunächst die für die Gesamtzusammensetzung der Tonfraktion relevanten Eintragsprozesse identifiziert werden. Der äolische Sedimenteintrag gilt rezent als unbedeutend (Pfirman *et al.* 1989b), spielte aber für das letzte glaziale Maximum eine wichtigere Rolle (Thompson & Mosley-Thompson 1981, Biscaye *et al.* 1997). Insbesondere Illit und Chlorit, als typische Verwitterungsprodukte unter glazialen Umweltbedingungen (Millet 1970, Chamley 1989) und ihre Deflation von z.B. den Gletschern vorgelagerten Sandrflächen können einen erhöhten Eintrag aufweisen. Gravitative Strömungen von den angrenzenden Schelfgebieten haben wahrscheinlich keinen großen Einfluß auf die Sedimentation in Bohrung 909C. Dies wird an der Textur des Sediments und dem geringen Auftreten neritischer Dinoflagellaten-Arten deutlich (Poulsen *et al.* 1996; vgl. Kap. 8.1).

Auch der Meereistransport stellt keinen dominierenden Eintragsprozeß für Tonminerale dar, worauf Tonmineralverteilungen in den Oberflächensedimenten der Arktis hinweisen (Wollenburg 1993, Stein *et al.* 1994, Wahsner *et al.* subm.). Der Transport durch Meeresströmungen muß demnach einen erheblichen Einfluß auf die Tonmineralzusammensetzung haben.

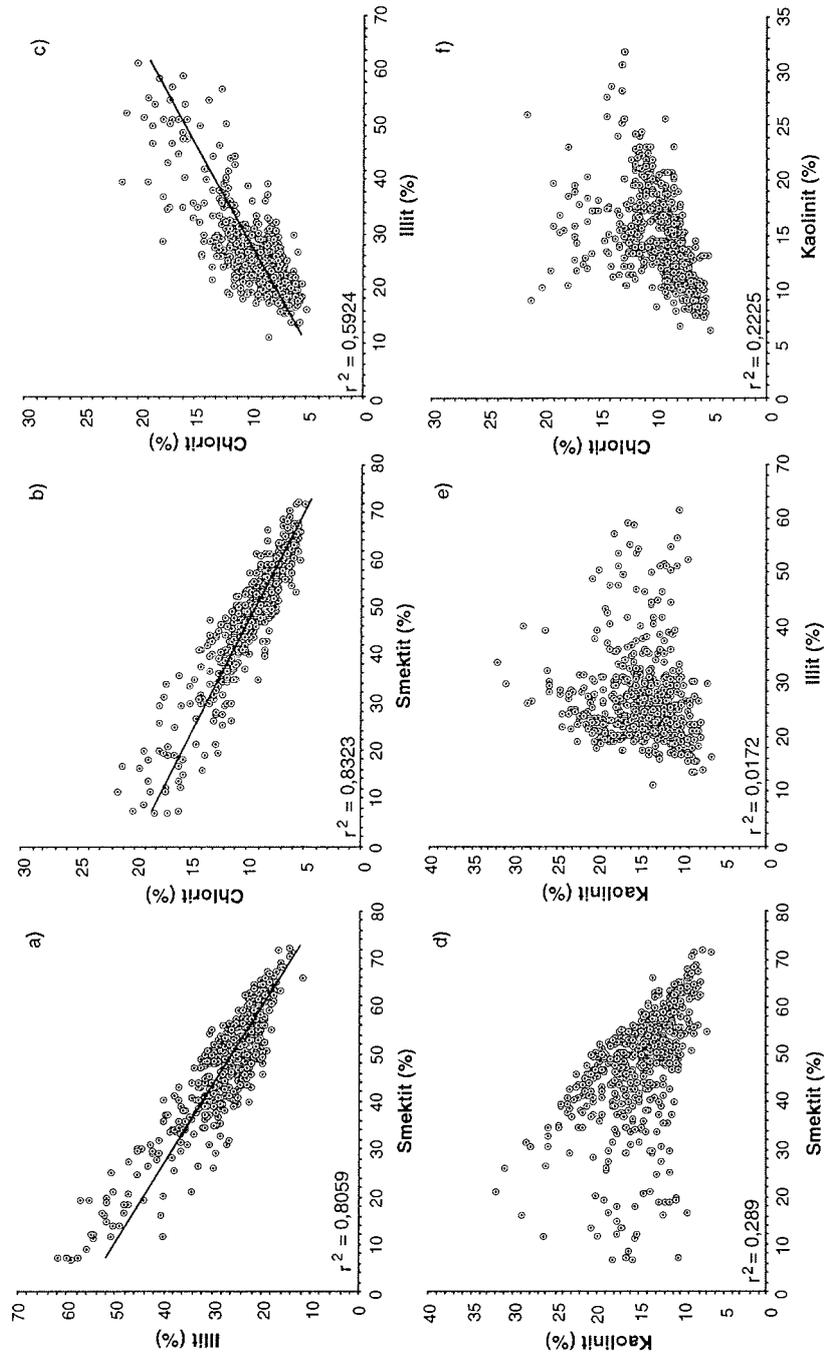


Abb. 8.1 a-f: Korrelationen der Tonminerale in Bohrung 909C.

Um das Sedimentationsgeschehen spezifisch zu charakterisieren, wurden die Verhältnisse zwischen Smektit zu Illit und Chlorit (S/I+C) (Abb. 8.2), Kaolinit zu Illit (K/I) (Abb. 8.3) sowie Chlorit zu Kaolinit (C/K) (Abb. 8.4) herausgearbeitet.

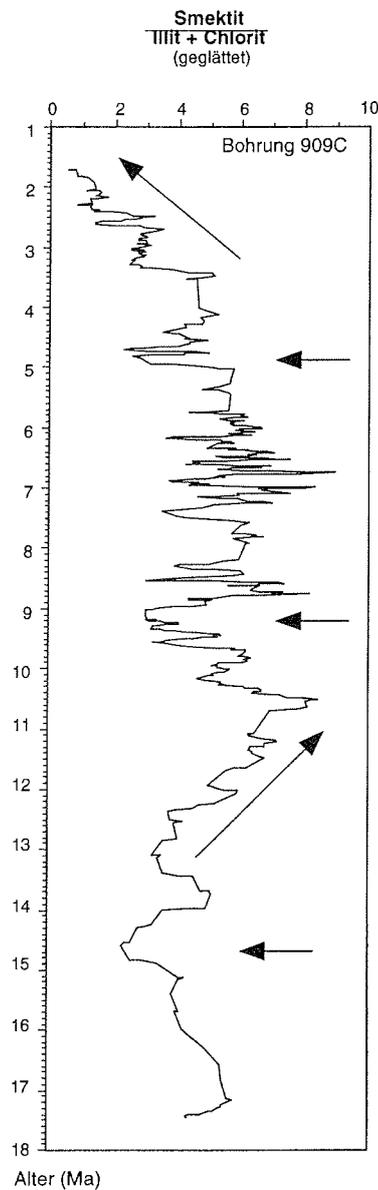


Abb. 8.2: Verhältnis von Smektit zu Illit und Chlorit (geglättet) in Bohrung 909C aufgetragen gegen Alter.

Das S/I+C-Verhältnis:

Die Tonmineralzusammensetzung in der Bohrung 909C wird beherrscht durch die eindeutigen negativen Korrelationen von Smektit zu Illit und Smektit zu Chlorit sowie der positiven Korrelation von Chlorit zu Illit. Daher ist in Abbildung 8.2 das Verhältnis S/I+C zur Charakterisierung der Schwankungen der Tonmineralvergesellschaftung seit 17,5 Ma dargestellt.

Es lassen sich charakteristische Trends und Sedimentationsabschnitte erkennen. Das relativ niedrige S/I+C-Verhältnis, welches zwischen 17,5-12,5 Ma vorherrscht, steigt ab 12,5 Ma beginnend auf ein Maximum bei 10,5 Ma an. Ein darauffolgendes Absinken und wieder Ansteigen des S/I+C-Verhältnisses dauert bis 8,7 Ma an. Das danach stark fluktuierende Verhältnis sinkt zwischen 4,9 - 4,7 Ma kurzfristig ab und schwingt zurück auf ein niedrigeres Niveau. Zwischen 3,4-3,3 Ma ist ein deutlich abnehmender Trend bis zum jüngsten durchteuften Sediment bei 1,7 Ma zu erkennen.

Das relativ niedrige S/I+C-Verhältnis in den ältesten Sedimenten zwischen 17,5-12,5 Ma wird gesteuert durch die relativ hohen Kaolinitanteile in diesem Zeitintervall. Das Absinken des Verhältnisses zwischen 15-14 Ma ist allerdings auch in der kurzfristigen, starken Zunahme von Illit und Chlorit begründet. Der deutliche Anstieg von Smektit bzw. des S/I+C-Verhältnisses ab 12,5 Ma beruht in diesem Zeitintervall auf einer Abnahme der Kaolinitgehalte (Abb. 6.15).

Hohe Smektitgehalte von durchschnittlich 60% halten mit einer hohen Schwankungsbreite bis ca. 4 Ma an. Die Anteile liegen weit über den rezenten von ca. 10% in den Oberflächensedimenten der Framstraße (Berner 1991).

Wie in Kap. 2 dargestellt gibt es eine Vielzahl von Eintragungsmöglichkeiten für Smektit in die Framstraße. Darunter sind als entscheidende Quellen sicherlich die Verwitterungsprodukte vulkanischer Gesteine anzusehen. Dies wird deutlich an den hohen Konzentrationen von Smektit bis zu 70% z.B. im Deltabereich von Ob und Jenissej, die ein vulkanisches Hinterland entwässern (Wahsner *et al.* subm.). Die Verwitterung vulkanischer Gesteine erzeugt ein deutliches Liefergebietssignal. Eine vergleichbare Quelle existiert rezent nicht in der direkten Umgebung der Framstraße und ist auch nicht für die mittelmiozänen Verhältnisse in der Literatur beschrieben. Eine Ausnahme bilden die mittelperozoische Zig Zag Dal Basalte, die kleinräumig auf Holm Land zwischen 80°- 80°5'N sowie großflächiger auf Christensen Land und Mylius-Erichsen Land in Nordgrönland den Untergrund bilden (Henriksen 1996, Henriksen 1992). Es dominieren allerdings an der Westküste Grönlands in Höhe der Framstraße kristalline Gesteine der kaledonischen Faltenzone, sowie proterozoische metamorphisierte Sedimentgesteine (Independence Group-/Rivierdalsandstone/Hagen Fjord Group). Rezent gibt es keine Hinweise auf erhöhte Smektitgehalte in der östlichen Framstraße, die auf den Einfluß der Verwitterung von basaltischem Gestein hinweisen.

Für die Sedimentationsverhältnisse zwischen 17,5-12,5 Ma bzw. den starken Anstieg des S/I+C-Verhältnisses ab 12,5 Ma lassen sich folgende Szenarien diskutieren:

a) Durch den ab 13 Ma und besonders drastisch ab 11 Ma stark abfallenden Meeresspiegel (Haq *et al.* 1987) können Flüsse, wie sie von Vorren *et al.* (1990) für den Barentsschelf rekonstruiert wurden, näher zur Schelfkante hin verlagert werden. Die das Hinterland der Karasee entwässernden Flußsysteme könnten eine smektitreiche Suspension, wie sie heute für die Karasee typisch ist, näher zur Schelfkante transportieren und in ein schelfparalleles Strömungssystem einspeisen. Gleiches gilt für die Entwässerung der auf Franz-Josef-Land anstehenden tertiären Trappbasalte. Gegen diese Hypothese spricht die, wenn auch geringe, doch vorhandene Antikorrelation von Smektit und Kaolinit. Letzteres Mineral weist eine Punktquelle auf Franz-Josef-Land auf (Wahsner *et al.* subm.) und sollte entsprechend parallel zu erhöhten Smektitwerten ein höheres Kaolinitssignal liefern. Weiterhin besteht bei 17,5 Ma ein hohes S/I+C-Verhältnis zusammen mit einem hohen Meeresspiegel, so daß sich eine generelle Parallelität zwischen hohen Smektitwerten und niedrigem Meeresspiegel nicht nachvollziehen läßt.

b) Eine weitere Möglichkeit wäre ein Smektiteintrag vom vulkanisch geprägten Island-Faeroe-Rücken durch einen erhöhten Einstrom von Atlantikwasser in die Framstraße. Eisma & van der Gaast (1983) sehen in den Verwitterungsprodukten vulkanischer Gesteine in den Gebieten um Island und Faeroe eine wichtige Quelle für Montmorillonit, eine dioktaedrische Mg-reiche Variation des Smektits, im Europäischen Nordmeer. Der Transport und die Verteilung von Montmorillonit durch den Norwegenstrom spiegelt sich in dessen Abnahme von Südosten nach Nordwesten wider (Paetsch 1991, Kuhlemann *et al.* 1993). Es gibt Hinweise auf eine Steigerung der NCW-Produktion seit 12,5 Ma und einer weiteren Zunahme bei 10,3 Ma, die mit einem erhöhten Wassermassenaustausch über die Grönland-Schottland-Schwelle in Verbindung gebracht wird (Wright & Miller 1996) (vgl. Kap. 9). Allerdings ist diese Smektitquelle relativ weit entfernt von der Framstraße und ein Verdünnungseffekt durch andere Tonminerale, wie er heute anzunehmen ist, müßte vollständig gefehlt haben.

Die Klimabedingungen im Arbeitsgebiet können für das mittlere Miozän als kühl-gemäßigt angenommen werden und erlauben eine Bildung von Illit und auch von Smektit in Abhängigkeit vom Kaliumreichtum des Bildungsmilieus. Man kann unter diesen Klimaverhältnissen, vor der Ausbildung großflächiger kontinentaler Eisschilde, von einer stärkeren Bodenbildung ausgehen. Eine Genese von Smektit durch Degradation vom Glimmern während der Bodenbildung unter kühl-gemäßigtem Klima im Pleistozän und Holozän Mitteleuropas und Nordamerikas ist bekannt (Tributh 1974). Ein Smektiteintrag von pedogenem Material kann zu den sehr hohen obermiozänen Smektitgehalten beigetragen haben. Der in der Bohrung 909C hohe Eintrag von terrestrischem organischem Material (vgl. Kap. 8.4) spricht für ein gewisses Maß an Bodenbildung in den umliegenden Landgebieten.

Wahrscheinlich für die hohen Smektitgehalte in den mittel- bis obermiozänen Sedimenten der Bohrung 909C ist eine Verknüpfung von dem Smektiteintrag durch einströmende Wassermassen, die vom Island-Faeroe-Rücken stammen, mit einem hohen Hintergrundsignal aus den durch Bodenbildung stärker als heute geprägten umgebenden Landmassen.

Das längerfristige Absinken des S/I+C-Verhältnisses zwischen 10,5-8,7 Ma sowie der kurzfristige Abfall bei 4,9-4,7 Ma werden, neben dem Anstieg von Kaolinit, besonders durch eine Zunahme von Illit und Chlorit bedingt. Dioktaedrische Illite entstehen hauptsächlich bei Glimmerverwitterung. Ihre Bildung wird begünstigt durch ein gemäßigtes bis kühles Klima in den mittleren bis hohen Breiten. Die enormen Anteile von Illit in glazialen Sedimenten Skandinaviens veranlaßten Rosenqvist (1961) dazu, eine Neubildung von Illit aus glazialen Verwitterungsprodukten anzunehmen. Dies ist aufgrund der geringen Verwitterungsintensität unter glazialen Bedingungen aber nicht wahrscheinlich (Chamley 1989). Hier dokumentiert sich im Absinken des S/I+C-Verhältnisses eine Zunahme der physikalischen Verwitterungsbedingungen. Die Klimaverschlechterung zeigt sich auch in der Zunahme der Grobfraction im Zeitraum zwischen 10-9 Ma sowie des Quarzes in der Tonfraction bei 4,9-4,7 Ma (vgl. Kap. 8.4 und 8.5).

Die starke Abnahme der Smektitgehalte bzw. des S/I+C-Verhältnisses während der letzten 4 Ma dokumentiert einen prominenten Wechsel in den plio- und pleistozänen Sedimenten. Zur Erklärung der sich ändernden Paläosedimentationsbedingungen von hohen Smektitgehalten in miozänen Sedimenten zu niedrigen in plio-pleistozänen Sedimenten (d.h. sinkendem S/I+C-Verhältnis) sind folgende Szenarien denkbar:

- a) Eine Änderung der ozeanischen Zirkulationsverhältnisse führt zum Anschnitt eines anderen Liefergebietes, das mehr Illit und Chlorit in die Framstraße transportiert.
- b) Die fortschreitende Abkühlung der Nordhemisphäre führt zur Verringerung der chemischen Verwitterung und zur Erhöhung der glazialen Erosion, eine generell höhere Bereitstellung von "primären Mineralen" in den Liefergebieten ist gegeben.
- c) Einsetzender Meereis- und Gletschereistransport verdünnt das kontinuierliche Smektitsignal durch Sedimentation von Illit und Chlorit aus der zentralen Arktis.
- d) Die Erosion erreicht andere Gesteinsschichten. Es gibt keine Hinweise auf eine längerfristige Veränderung der ozeanischen Zirkulation. Die Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 4-3 Ma (vgl. Kap. 8.1) setzte sich nicht parallel zu dem weiter absinkenden S/I+C-Verhältnis zum Jüngeren hin fort. Eine fortschreitende Ab-

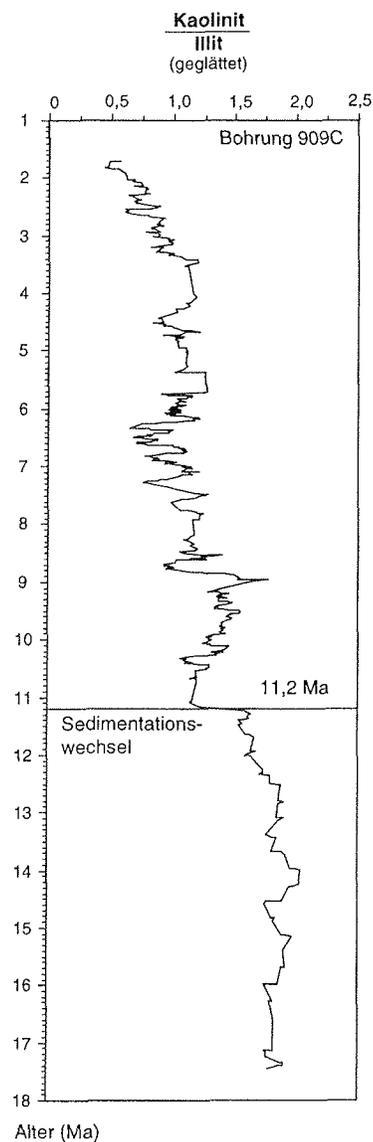


Abb. 8.3: Verhältnis von Kaolinit zu Illit (geglättet) in Bohrung 909C aufgetragen gegen Alter.

kühlung der Nordhemisphäre kann demgegenüber als gesichert gelten (vgl. Kap. 9), und es ist damit wahrscheinlich, daß durch die zunehmende glaziale Erosion und den Meereis- und Gletschereistransport höhere Illit-/Chloritgehalte in die Framstraße eingetragen werden.

Das K/I-Verhältnis:

Aufgrund des fehlenden linearen Zusammenhanges zwischen Kaolinit und Illit (Abb. 8.1 e) scheint das K/I-Verhältnis ein guter Indikator zu sein, Veränderungen des Liefergebietes zu indizieren. Berner (1991) gelangte bei der Korrelation von Illit zu Kaolinit in Oberflächensedimenten der Framstraße zu ähnlichen Ergebnissen und wählte dieses Verhältnis, um die rezente Sedimentation von Tonmineralen in der Framstraße zu charakterisieren.

Kaolinitreiche Gesteine stehen in mesozoischen Serien auf dem nordwestlichen Barentsschelf und auf Franz-Josef-Land an (Bjørlykke & Elverhøi 1975, Bjørlykke *et al.* 1978; Birkenmajer 1981). Erodirtes suspendiertes Sedimentmaterial kann durch absinkende Wassermassen auf dem Barentsschelf aufgrund von Eisbildung über die Schelfkante abfließen und mit dem WSC in die Framstraße transportiert werden. Auch der ESC kann auf dem Schelf aufgearbeitetes Material dem WSC zusteuern (Berner 1991). Erst dort kommt es zur nennenswerten Sedimentation von Kaolinit in Zusammenhang mit der durch erhöhte Bioproduktion am Eisrand induzierten Partikelbildung (Berner 1991).

Eine weitere Möglichkeit des Eintrags von suspendiertem Kaolinit ist der Transport durch den Norwegenstrom, in dessen Einzugsgebiet in der nördlichen Nordsee und auf dem norwegischen Schelf ebenfalls kaolinitreiche rezente und mesozoische Gesteine anstehen (Holtedahl & Bjerkli

1982). Krissek (1989) beispielsweise geht bei den in den ODP-Bohrungen 643 und 642 in miozänen Sedimenten des Vöring Plateaus beobachteten Kaolinitanteilen von ca. 20% von aufgearbeiteten paläozoischen und mesozoischen Sedimentgesteinen und Paläoböden des skandinavischen Festlandes aus. Allerdings existiert ein starker, nordwärts gerichteter Trend abnehmender Kaolinitgehalte in dem von Berner (1991) analysierten Sedimentfallenmaterial des

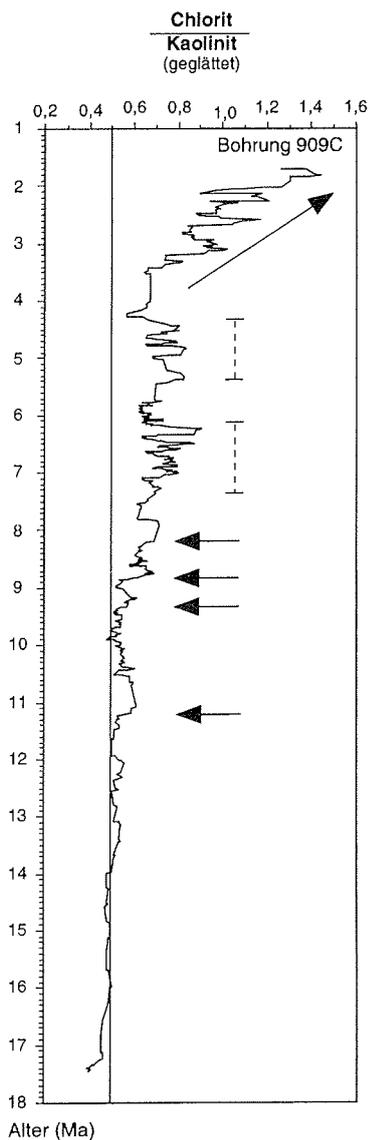


Abb. 8.4: Verhältnis von Chlorit zu Kaolinit in Bohrung 909C (geglättet) aufgetragen gegen Alter.

Europäischen Nordmeeres. Dieser ist zu vergleichen mit den abnehmenden Gehalten von Smektit in Richtung Norden. Falls Kaolinit in höherem Maß von Süden in die Framstraße eingetragen worden wäre, müßten auch die Smektitgehalte entsprechend ansteigen, da sie ebenfalls eine südliche Quelle aufweisen. Dieses ist nicht der Fall und wird auch durch die schlechte Korrelation der beiden Tonminerale deutlich. Falls Kaolinit via NAC/NCC in Richtung Framstraße transportiert wurde, müßte zusätzlich mindestens eine weitere Quelle existiert haben, die die schlechte Korrelation zwischen Kaolinit und Smektit erklärt. Daher wird ein Kaoliniteintrag vom norwegischen Schelf durch Erosion kaolinitreicher, mesozoischer Gesteine als nicht relevant eingestuft.

Im K/I-Verhältnis der Bohrung 909C zeigt sich ein deutlicher Schnitt bei 11,2 Ma (Abb. 8.3). Erhöhte Kaolinitwerte von >20% sind in den mittelmiozänen Sedimenten zu beobachten (Abb. 6.14). Vor 11,2 Ma kann für den Bereich der Framstraße eine ozeanische Zirkulation angenommen werden, die einen stärkeren Einfluß von Wassermassen, die vom nord-westlichen Barentsschelf stammen, zuläßt. Dieses Szenario wird gestützt durch die Tatsache, daß die Kaolinit- und Chloritwerte gut korrelierbar sind, wie das für die mesozoischen Gesteine auf dem Barentsschelf bekannt ist (Elverhøi *et al.* 1989). Auch das Verhältnis dieser beiden Tonminerale ist niedrig und konstant (Abb. 8.4). Allerdings schränkt die schlechte Trennbarkeit der Peakflächen von Chlorit und Kaolinit bei der Auswertung der Diffraktogramme die Aussagekraft ein (Kap.4.5.2). Eine weitere Möglichkeit den Wechsel zu erklären besteht darin, daß die

"Verdünnung" durch die aus der Arktis stammenden Sedimente in dem Zeitintervall vor 11,2 Ma fehlt und dadurch ein höheres Kaolinitesignal zustandekommt. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß bei 11,2 Ma ein Wechsel der Liefergebiete deutlich erkennbar ist.

Das C/K-Verhältnis:

Chlorit kommt in magmatischen und metamorphen Gesteinen als Primärmineral vor. Eine Neubildung erfolgt durch die Zersetzung von Pyroxenen und Amphibolen, während eine Umwandlung in Chlorit durch die Chloritisierung anderer Schichtminerale oder durch Biotitverwitterung geschieht. Er weist eine geringe Beständigkeit gegen hydrolytische Verwitterung auf und ist daher ein sensibler Indikator für trockene und/oder kalte Klimabedingungen. Die Schwierigkeit, den Chloritgehalt unter Anwesenheit von Kaolinit zuverlässig zu bestimmen (vgl. Kap. 4.5.2), macht es notwendig, Chlorit gegen den ihn beeinflussenden Kaolinit darzustellen.

Das C/K-Verhältnis in Bohrung (Abb. 8.4) zeigt eine langfristige Zunahme des Chlorits mit einer markanten Steigerung der Zuwachsrate ab ca. 3,4 Ma, was auf einen bedeutenden Intensitätszuwachs der fortschreitenden Abkühlung und Vereisung ab 3,4 Ma hinweist. In den älteren Sedimenten sind kleinere Zunahmeschritte bei 11,2 Ma, 9,4 Ma, 8,9 Ma und 8,3 Ma zu erkennen. Zwischen 7,5-6,1 Ma und zwischen 5,3-4,4 Ma ist ein stärkeres Anwachsen des C/K-Verhältnisses zu verzeichnen.

8.4 Tonmineralassoziationen im Vergleich zu charakteristischen Sedimentparametern

Karbonat

Der Karbonatgehalt in Sedimenten der Bohrung 909C ist mit durchschnittlich ca. 5 Gew.% und mit einzelnen ausgewiesenen Maxima bis zu 58 Gew.% relativ gering (Abb. 6.10). Es besteht kein linearer Zusammenhang zwischen Kaolinit und CaCO_3 im Sinne einer verstärkten Sedimentation im Zuge der erhöhten Bioproduktion am Eisrand, wie sie von Berner (1991) postuliert wird. Grund dafür ist die vorwiegend detritische (Baumann *et al.* 1996) oder authigene Herkunft des Karbonatgehaltes (Chow *et al.* 1996). Planktonische Foraminiferen sind nur in den jüngsten 500.000 Jahren häufig. In den älteren Sequenzen treten sowohl Nannofossilien (Hull *et al.* 1996) als auch benthische Foraminiferen selten auf (Osterman & Spiegel 1996).

TOC

Der TOC-Gehalt ist in den Sedimenten der Bohrungen 909A/C mit 1-1,5 Gew.% relativ hoch (Abb. 6.10). Es handelt es sich überwiegend um organisches Material terrigenen Ursprungs. Dies zeigen Rock Eval Analysen, "Biomarker"-Zusammensetzungen (Stein & Stax 1996, Rinna *et al.* 1996) sowie palynologische Untersuchungen (Poulsen *et al.* 1996). Eine kontinuierliche Abnahme des TOC-Gehaltes von bis zu 1,8 Gew.% auf durchschnittlich 0,7 Gew.% ist ab 5,5 Ma zum Jüngeren hin zu erkennen. Diese Abnahme verläuft parallel zu der sich intensivierenden Abkühlung der Nordhemisphäre. Der gleiche Trend von abnehmenden Gehalten ist in diesem Zeitintervall auch bei Smektit zu verzeichnen. Korrelationen dieser beiden Größen, im Sinne einer verstärkten Sedimentation von Smektit durch erhöhte Bioproduktion (Berner 1991), lassen, da es sich vorwiegend um terrigenes organisches Material handelt, keinen linearen Zusammenhang erkennen.

Quarzgehalt der Tonfraktion - ein Kaltanzeiger ?

Der Quarzgehalt in der Tonfraktion stellt einen Indikator für Eintragsmechanismen und Umwelt-

bedingungen dar. Nur eine intensive Erosion läßt sehr feinkörnigen Quarz entstehen. Ein hoher Anteil in der Feinfraktion sowie der Tonfraktion ist typisch für windtransportiertes Material aus ariden Gebieten (Thiede 1979, Froget *et al.* 1989, Pye 1989). Auch die Bereitstellung von Quarz durch Gletscherabrasion und abfließende Gletschermilch ist denkbar. Beide Sedimentbildungsmechanismen dokumentieren ein trockenes und/oder kaltes Klima. Quarz in der Tonfraktion ist an extreme Trocken-/Kaltzustände gebunden. So zeigt ein Eiskern Grönlands einen um ein Vielfaches höheren Staubtransport während der späten Phase des letzten Glazials (Thompson & Mosley Thompson 1981).

Der Quarzanteil, hier dargestellt als Verhältnis $Q/S+I+C+K+Q$ in der Tonfraktion der Bohrung 909C, zeigt von 17-8 Ma relativ gleichförmige Werte (Abb. 6.15). Ab 8 Ma sinkt er auf ein etwas niedrigeres Niveau und schwingt nur mit Einzelmaxima bei 4,9 und 4,7 Ma darüber hinaus. Ein deutlicher Anstieg ist ab 2,6 Ma zu erkennen. Es lassen sich einzelne Sedimentationsereignisse ausweisen, in denen es zu einer Erhöhung des Illit-, Chlorit-, Kaolinit- und Quarzanteiles in der Tonfraktion auf Kosten des Smektitanteiles kommt. Diese treten bei 17,4 Ma, 14,8-14,6 Ma, 9,3-8,3 Ma, 4,9 und 4,7 Ma und 2,65 Ma (Abb. 6.15) auf.

8.5 Grob- und Tonfraktion im Vergleich

8.5.1 Korrelation zwischen Tonmineralen und Grobfraktionfraktion

Korrelationsanalysen deckten keine linearen Zusammenhänge zwischen dem Gehalt der Grobfraktion und den Anteilen von Smektit, Illit, Chlorit oder Kaolinit auf. Daraus kann man folgern, daß Eistransport nicht der dominierende Transportprozeß für Tonminerale darstellt, wie dies für die Grobfraktion, insbesondere für die letzten 6 Ma angenommen werden kann. Eine Erklärungsmöglichkeit besteht darin, daß durch das unterschiedliche Sinkverhalten der Partikel der verschiedenen Fraktionen einerseits für die langsam sinkenden Tonpartikel eine gute Durchmischung über eine große räumliche Ausdehnung stattfindet, andererseits die Partikel der Grobfraktion durch ihr wesentlich schnelleres Sinkverhalten kurzfristige Eintragsereignisse dokumentieren. Dispergierte Tonpartikel können im Extremfall Jahrhunderte benötigen, um in Tiefseebecken zur Sedimentation zu gelangen (McCave 1975). Theoretische Sinkgeschwindigkeitsberechnungen oder Messungen unter Laborbedingungen lassen sich allerdings nicht unbedingt mit natürlichen Sinkgeschwindigkeiten vergleichen. Eine wichtige Rolle spielt die Bildung von Aggregaten in der Wassersäule durch Bioproduktion (Honjo *et al.* 1982) oder durch Turbulenzen, die eine schnellere Sedimentation bewirken. Berner (1991) weist auf die Bedeutung der eisrandnahen, erhöhten Bioproduktion und der daran gekoppelten Partikelbildung für die Sedimentation von Tonpartikeln hin. Gerade die rezent stark durch Wirbelbildung gekennzeichnete zentrale Framstraße (Gascard *et al.* 1995) zeigt damit gute Voraussetzungen für eine stärkere Partikelbildung und damit für schnelle Sedimentation von Feinstmaterial.

Suspensionsfracht, die in der Framstraße zur Sedimentation kommt, kann von dem einströmenden Atlantikwasser, dem im Winter vom Barentsschelf abfließenden, schweren Bodenwasser, von Wassermassen des ESC oder sogar von den sedimentgeladenen Wassermassen der Fjorde Svalbards stammen. Des weiteren können Wassermassen aus dem Arktischen Ozean durch den EGC suspendiertes Material liefern.

Daß die Sedimentation aus Meereis nicht der einzige und maßgebliche Sedimentations-

prozeß für den Arktischen Ozean darstellt, belegen Wollenburg (1993) und Stein *et al.* (1994) an der Diskrepanz zwischen hohen Smektitkonzentrationen im Meereis und geringen Gehalten an Smektit in den Oberflächensedimenten des Eurasischen Beckens.

8.5.2 Zusammenhänge zwischen Komponenten der Grobfraction und der Tonfraction

Obwohl, wie zuvor ausgeführt, keine direkte Verknüpfung der Sedimentation zwischen Grob- und Feinfraktion nachzuweisen ist, gibt es einige parallele Verteilungen von Tonmineralen und Grobfractionskomponenten innerhalb der durch Bohrung 909C durchteuften Sedimente, die auf ein gleiches Liefergebiet und/oder auf klimatische Steuerung durch bestimmte Verwitterungs- oder Erosionsbedingungen, schließen lassen.

Smektit und Bruchstücke von Sedimentgesteinen

In den Verteilungskurven von Smektit und von Bruchstücken sedimentärer Gesteine (vgl. Kap. 6, Abb. 6.15 und 6.8) zeigt sich teilweise eine parallele Entwicklung. Beide besitzen einen relativ dominierenden Anteil in den miozänen bis pliozänen Sedimenten bis ca. 7 Ma bzw. 5 Ma und zeigen danach geringere Gehalte. Das bedeutet, daß ein Wechsel der vorherrschenden Liefergebiete oder der Erosions- und Verwitterungsbedingungen zwischen 17,5-5 bzw. 3,4 Ma durch beide Sedimentkomponenten dokumentiert wird. Allerdings ergibt die Korrelation der Bruchstücke sedimentärer Gesteine in der Grobfraction mit dem Smektitanteil keinen linearen und damit ursächlichen und unmittelbaren Zusammenhang.

Illit und Chlorit zu Quarz_{ang.}

Die Verteilungskurven zeigen eine parallele Entwicklung eines zunehmenden Anteils an Quarz_{ang.} und zunehmender Illit- und Chloritgehalte (Abb. 6.15 und 6.8). Dies impliziert eine intensivierte glaziale Erosion, gekoppelt an eine Steigerung der physikalischen Verwitterungsbedingungen. Auch in den Verteilungsdiagrammen zwischen Quarz_{ang.} der Grobfraction und dem Anteil von Chlorit und Illit (Abb. 8.5 und 8.6) ist eine Beziehung dahin-

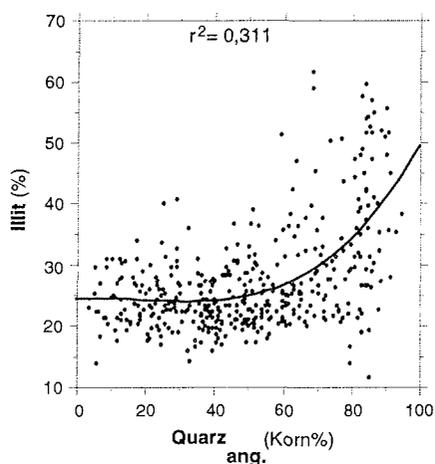


Abb. 8.5: Korrelation der 3. Ordnung zwischen Illit und Quarz (angular bis wenig gerundet) der Grobfraction.

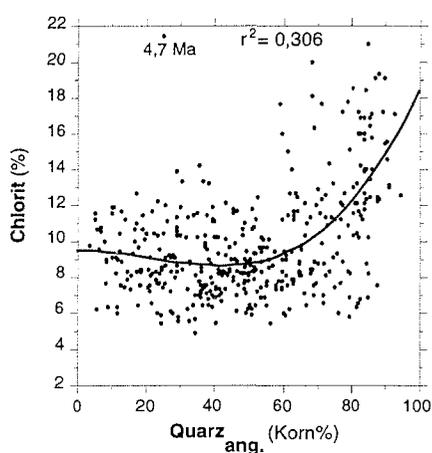


Abb. 8.6: Korrelation der 3. Ordnung zwischen Chlorit und Quarz (angular bis wenig gerundet) der Grobfraction.

gehend erkennbar, daß man bei der Regression der 3. Ordnung für Illit zu Quarz_{ang.} ein $r^2=0,3$ (Abb. 8.5) und ebenfalls für Chlorit zu Quarz_{ang.} ein $r^2=0,3$ (Abb. 8.6) erhält. Deutlich wird im Verteilungsdiagramm, daß Illitwerte >40% immer in Zusammenhang stehen mit hohen Quarz_{ang.}-Gehalten von >55 Korn% (zwei Ausnahmen in der Teufe 321,55 mbsf/4,7 Ma und 972,35 mbsf/14,8 Ma). Gleiches gilt für Chlorit: mit >15% Chlorit ist immer ein Quarz_{ang.}-Gehalt >55 Korn% verbunden.

Clusteranalyse

Auf der Basis der am stärksten miteinander korrelierenden Parameter der Grob- und Tonfraktion wurde eine Clusteranalyse gerechnet (Kap.4). Um die Informationen zu bündeln und eindeutige Zuordnungen zu erhalten, wurden Quarz, Feldspat und Muskovit der Grobfraktion zu einer Gruppe (hier als Quarz bezeichnet) sowie alle Gesteinsbruchstücke in einer anderen Gruppe zusammengefaßt. Typische Zusammensetzungen der Cluster und deren Verteilung über den Sedimentkern sind in Abbildung 8.7 gegeben.

Cluster 1 und 2 sind mit durchschnittlich 53 Korn% dominiert durch die Gruppe der Gesteinsfragmente, wobei die Fragmente sedimentärer Gesteine innerhalb der Gruppe den größten Anteil haben. Weiterhin ist ein hoher Smektitgehalt von 52-53% in diesem Cluster vertreten. Ein deutlicher Unterschied liegt in dem Anteil der Grobfraktion und deren Korngröße. Während in Cluster 1 nur wenig Grobfraktion zur Sedimentation kommt, sich dieser aber durch seine besondere Grobkörnigkeit mit durchschnittlich 58 Gew.% in der Fraktion >250 µm auszeichnet, besitzt Cluster 2 einen etwas höheren durchschnittlichen Sandgehalt von 4 Gew.% mit geringerem gröberem Sandanteil. Diese beiden Cluster kennzeichnen einen geringeren Eistransport und weisen auf den Barentsschelf als Liefergebiet für die Grobfraktion. Cluster 2 konzentriert sich vor allem im älteren Zeitintervall von 16,8 - 12,8 Ma und ist ab 12,3-6,4 Ma häufig im Wechsel mit dem stärker von der Quarzgruppe dominierten Zusammensetzung des Cluster 3 vertreten. Letzteres ist ab 14 Ma mit zunehmender Häufigkeit vorhanden und in den Zeitabschnitten 10,5-9,5 Ma und zwischen 6,6-5,7 Ma dominierend. Dieses Cluster deutet durch seinen relativ hohen Quarzanteil, seinen erhöhten Sandeintrag und das Überwiegen kleinerer Korngrößen in der Sandfraktion (>250 µm liegt bei durchschnittlich 10 Gew.%) eher auf eine Beeinflussung des Sediments durch den Eintrag abschmelzenden Meereises, was den Grobfraktionsanteil erklären könnte.

Eine eindeutig durch Quarz, Feldspat, Muskovit und hohe Illit- und Chloritanteile dominierte Gruppe mit durchschnittlichen Gehalten an 85 Korn% Quarzgruppe, 39% Illit, 14% Chlorit und einem erhöhten Sandgehalt von 5 Gew.%, davon im Durchschnitt 21% >250 µm, tritt verstärkt in Sedimenten jünger als 4,8 Ma auf. Dieses Cluster 4 charakterisiert die stark durch Abkühlung und Vereisung der Nordhemisphäre geprägten Sedimentationsbedingungen. Häufigeres Auftreten dieser Vergesellschaftung zwischen 4,8-4,3 Ma kennzeichnet ein Übergangintervall zu einer stark durch kontinentale Vereisung geprägten Arktis beginnend bei 3,3 Ma. Sporadische, sehr kurzfristige Perioden dieser Sedimentzusammensetzung in den älteren Sedimenten zusammen mit häufigem Auftreten des Clusters 3 deuten bei 14,6 Ma, 14,3 Ma, 9,6 Ma und 5,7 Ma auf mehrmalige kurzzeitige stärkere Vergletscherungen der umliegenden Landgebiete hin.

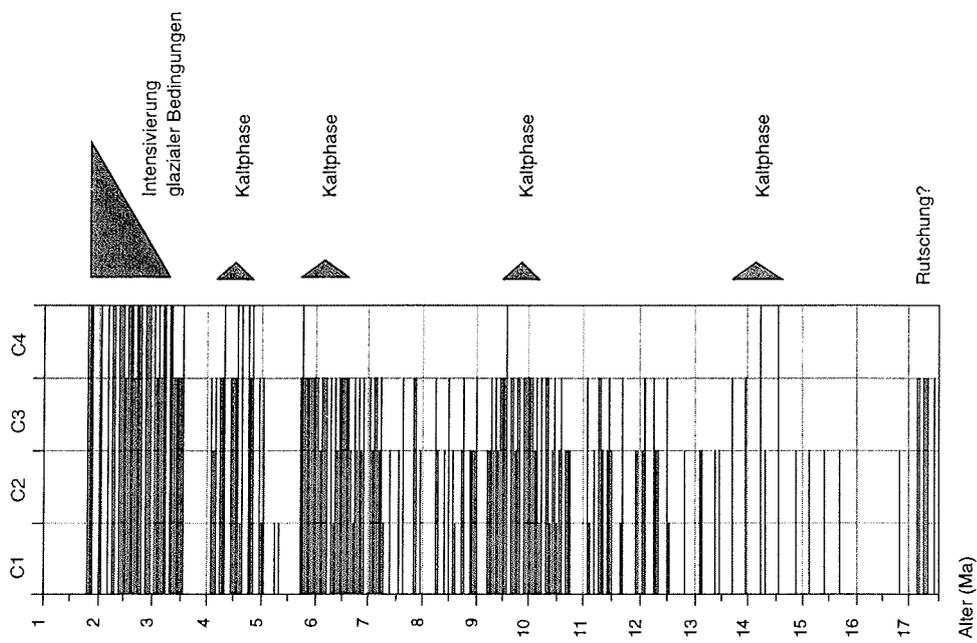


Abb. 8.7: Darstellung der Ergebnisse der Clusteranalyse.

8.6 Lokales, regionales oder globales Sedimentationssignal ?

8.6.1 Lokale Unterschiede an einer Sedimentationsscheide? - Grobfraction und Grobfractionskomponenten

Beim Vergleich der Gesamtakkumulationsraten der beiden Bohrungen (Abb. 6.7 und Abb. 6.6) fällt ein prominenter Unterschied im Zeitintervall 1,9-1,1 Ma durch außerordentlich niedrige Gesamtakkumulation von $<1.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ in der Bohrung 908A auf, während im gleichen Zeitraum in Bohrung 909C eine über 10mal höhere Sedimentakkumulation mit ca. $12.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ zu beobachten ist. Das belegt, daß sich in beiden Bohrungen unterschiedliche Sedimentliefergebiete/Sedimentationsverhältnisse dokumentieren. Von heutigen ozeanischen Verhältnissen ausgehend, kann man einen auch während des Pliozäns/Pleistozäns in der zentralen Framstraße oszillierenden Eisrand annehmen. Gestützt wird diese Annahme durch die auftretenden hohen Akkumulationsraten sowie den hohen Anteil an Grobfraction (Abb. 6.6 und Abb. 6.7). Eine mögliche Erklärung für die unterschiedlichen Akkumulationsraten könnte eine relativ stabile Lage der Polarfront in diesem Zeitintervall zwischen den beiden Bohrungen darstellen. Während die östliche Bohrung 908A unter ständiger Eisbedeckung lag, war die Bohrung 909C stärker den Einflüssen eines atlantischen Einstroms ausgesetzt (Wolf-Welling *et al.* 1996).

Wie sich schon bei der Akkumulationsrate beider Bohrungen zeigte, sind erhebliche Differenzen auch in der Zusammensetzung der Grobfraction festzustellen. Die Grobfractionskomponenten lassen sich anhand der Verteilung in den Bohrungen 909A/C in insgesamt 5 charakteristische Abschnitte unterteilen (Kap. 6.3). Um die Reichweite des Grobfractionssignals zu untersuchen, wurden für den Zeitraum, der in beiden Bohrungen dokumentiert ist, von 6,2 Ma bis rezent, explizit die Unterschiede in der Zusammensetzung der Grobfraction tabellarisch zusammengestellt (Tab. 8.1).

Die Unterschiede sind am auffälligsten in dem Zeitabschnitt von 6-3,4 Ma. In diesem Zeitintervall ist die Schwankungsrate der Komponenten in Bohrung 908A (Abb. 6.8) wesentlich höher als in der Bohrung 909C. Zum Jüngeren hin nehmen die Unterschiede der Grobfractionszusammensetzung in beiden Bohrungen ab. Doch das starke Auftreten von bis zu 80 Korn% planktonischer Foraminiferen in den letzten 0,5 Ma in der Bohrung 909A läßt auf eine höhere Produktivität am Eisrand schließen, während in Bohrung 908A planktonische Foraminiferen mit max. 3,5 Korn% nur gering vertreten sind. Der Verlauf der Polarfront zwischen den beiden Bohrpositionen mit einer größeren Einflußnahme des EGC auf die Bohrung 908A und einer stärkeren Exposition der Bohrung 909A/C zum Einstrom eines Vorläufers des WSC und den damit verbundenen Abschmelz- und Bioproduktionsereignissen, dürfte die Erklärung für die Sedimentationsunterschiede liefern. Deutlich wird das regional unterschiedliche Grobfractionssignal auf der einen und die anscheinend über sehr große Zeiträume konstante ozeanische Situation auf der anderen Seite. Das nahezu vollständige Verschwinden der Bruchstücke sedimentärer Gesteine in den Bohrungen 909A/C in den jüngsten Million Jahre, für deren Liefergebiet der nordwestliche Barentsschelf und Ostsvvalbard angenommen wird, läßt auf eine verstärkte Eisdrift aus dem zentralen Arktischen Ozean schließen. Das in der Bohrung 908A während der letzten 500.000 Jahre beobachtete Vorkommen von Bruchstücken sedimentärer Gesteine mit ca. 30 Korn% könnte durch den Sedimenttransport von einem regional begrenzten Vorkommen tertiärer Sedimentgesteine im nordöstlichen Grön-

Tab. 8.1: Vergleich der Grobfraktionszusammensetzung der beiden Bohrungen 908A und 909A/C.

Sedimentationsabschnitt	Komponente	908A	909A/C
Abschnitt 2 6-3,4 Ma	Quarz (angular)	zunehmender Trend von ca. 40 Korn% bis ca. 60 Korn%	starke Schwankungen von 20-90 Korn%
	sedimentäre Gesteinsbruchstücke	schwankend bei <35 Korn%, eine Ausnahme	starke Schwankungen von 0-70 Korn%
	Gesteinsbruchstücke	kaum <5 Korn%	Schwankungen mit >20 Korn%
	Muskovit	bis 25 Korn% Anteil von 4,3-3,4 Ma	Schwankungen mit max. 65 Korn%
	Feldspat	bis 10 Korn%	sporadisch, bis 20 Korn%
	vulkanisches Glas	durchschnittl. 10 Korn%	sporadisch 2 Korn%
Abschnitt 3 3,4-1,6 Ma	Quarz (angular)	um 75 Korn% schwankend	um 80 Korn% schwankend
	sedimentäre Gesteinsbruchstücke	<10 Korn%	<30 Korn%
	Gesteinsbruchstücke	<10 Korn%; eine Ausnahme	<10 Korn%
	Muskovit	<20 Korn%	<20 Korn%
	Feldspat	<7 Korn%	<7 Korn%
	Biotit	1-9 Korn%	<1 Korn%
Abschnitt 4 1,6-0,5 Ma	Quarz (angular)	um 80 Korn% schwankend	um 70 Korn% schwankend
	sedimentäre Gesteinsbruchstücke	0-30 Korn%	einzelne Peaks 2-20 Korn%
	Gesteinsbruchstücke	um 10 Korn%	zwischen 10-20 Korn%
	Muskovit	<10 Korn%	<10 Korn%
	Biotit	<5 Korn%	<7 Korn%
	vulkanisches Glas	<0,5 Korn%	1-2 Korn%
Abschnitt 5 0,5 Ma-rezent	Quarz (angular)	um 80 Korn% schwankend	<90 Korn% mit min. bei 20 Korn%
	sedimentäre Gesteinsbruchstücke	bis 30 Korn%	keine
	Feldspat	bis 10 Korn%	>10 Korn%
	Plankt. Foraminiferen	<4 Korn%	bis 85 Korn%

land erklärt werden. Eine andere Möglichkeit wäre eine Eisdrift vom Barentsschelf um die Südspitze Svalbards und ein Transport in westlicher Richtung - die Framstraße querend - dem heutigen RAC folgend. Beide Erklärungsvarianten setzen ein über lange Zeiträume stabiles Strömungsmuster voraus.

8.6.2 Überregionale Trends der Tonmineralverteilung

Die Bohrungen 909C und 908A zeigen große Ähnlichkeit in ihrer Tonmineralverteilung. Der Trend zunehmender Illit- und Chloritanteile in den jüngeren Sedimenten zeigt sich deutlich in beiden Bohrungen. Das etwas spätere Einsetzen der Illit/Chlorit-Zunahme in Bohrung 908A kann mit der geringeren Probenauflösung erklärt werden. Die Regressionsgerade durch die Verteilung von Tonmineralen gegen die Zeit für den Zeitraum von 2-4 Ma weist in beiden Bohrungen einen ähnlichen Betrag der Steigung auf (Abb. 8.8). Dies deutet darauf hin, daß nicht nur ein lokales Signal in der Tonmineralzusammensetzung dokumentiert ist. Die längere Sinkzeit durch die Wassersäule, die größere Durchmischung und die damit diffuseren Quellen für den Tonmineraleintrag lassen ein weniger stark lokal geprägtes Signal entstehen.

8.7 Amplitudenschwankungen der Tonminerale und der Grobfraktionskomponenten - ein hochdynamisches System

Die Amplituden des Illitgehaltes in der Tonfraktion und der Anteile an Quarz_{ang.} in der Grobfraktion wurden aus der Differenz der Anteile zweier benachbarter Proben berechnet und als Abweichung von Null dargestellt (Abb. 8.9). Die Sedimentation von Tonmineralen und Grobfraktionskomponenten zeigt in den beiden Bohrungen ein hochdynamisches Bild. Eine hohe Schwankungsbreite zeigt sich für Illit mit bis zu 30%. Die durch den engen Probenabstand gewonnene durchschnittliche zeitliche Auflösung von ca. 20.000 Jahren belegt einen extremen Wechsel in relativ kurzen Zeitspannen. Dies ist besonders bemerkenswert, da es sich nicht um ausschließlich lokale Liefergebietsschwankungen handelt, wie die Parallelität der Trends zur zunehmenden Abkühlung andeutet.

Den entscheidenden Hinweis auf die unterschiedlichen Quellen-/Sedimentationsmechanismen zwischen Grobfraktionskomponenten und Tonmineralen dokumentiert Abbildung 8.9. Während der Illitgehalt im Zeitraum von 2-3,5 Ma in der Bohrung 909C starke zyklische Schwankungen aufweist mit einer maximalen Schwankungsbreite von 30%, zeigt der Anteil des Quarzes_{ang.} in der gleichen Bohrung nur im Zeitraum von 3,5-3,3 Ma eine hohe Schwankungsbreite und geht dann zum Jüngeren hin bis 0,6 Ma in einen Modus mit verhältnismäßig geringer Schwankungsbreite über. Quarz_{ang.} ist mit 80-90% in diesem Zeitraum die dominierende Komponente der Grobfraktion. Einem gleichmäßigen Eintrag von Quarz_{ang.} steht ein sehr stark fluktuierender Tonmineraleintrag gegenüber.

In Sedimenten der Bohrung 908A wird die geringe Schwankungsbreite des Quarz_{ang.} im gleichen Zeitraum nicht bestätigt. Dies ist ein weiteres Indiz dafür, daß der Eintrag der Tonfraktion nicht vorwiegend über die Sedimentation aus dem Eis, sondern durch andere Prozesse gesteuert wird.

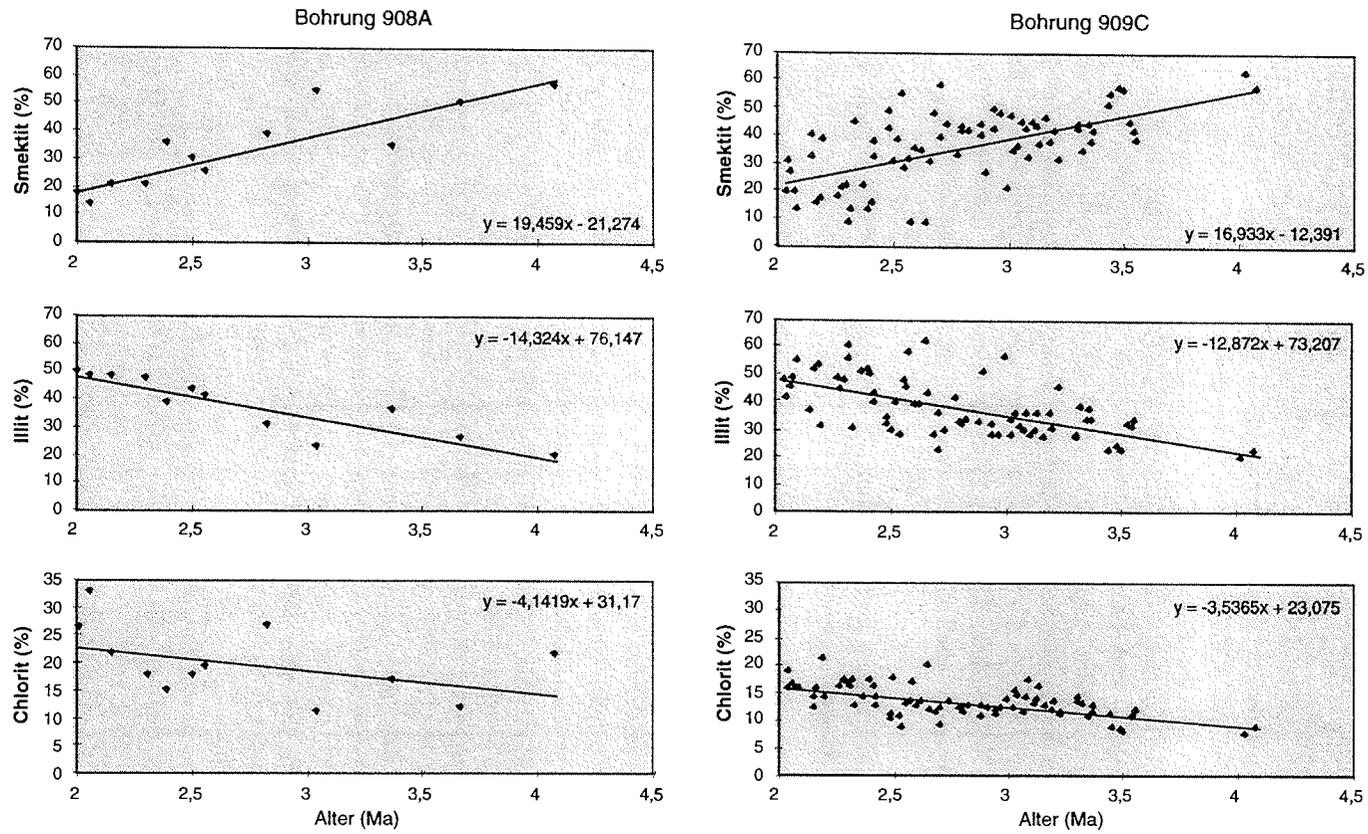


Abb. 8.8: Vergleich der Trends der Anteile von Smektit, Illit und Chlorit zwischen 2-4,5 Ma in den Bohrungen 908A und 909C.

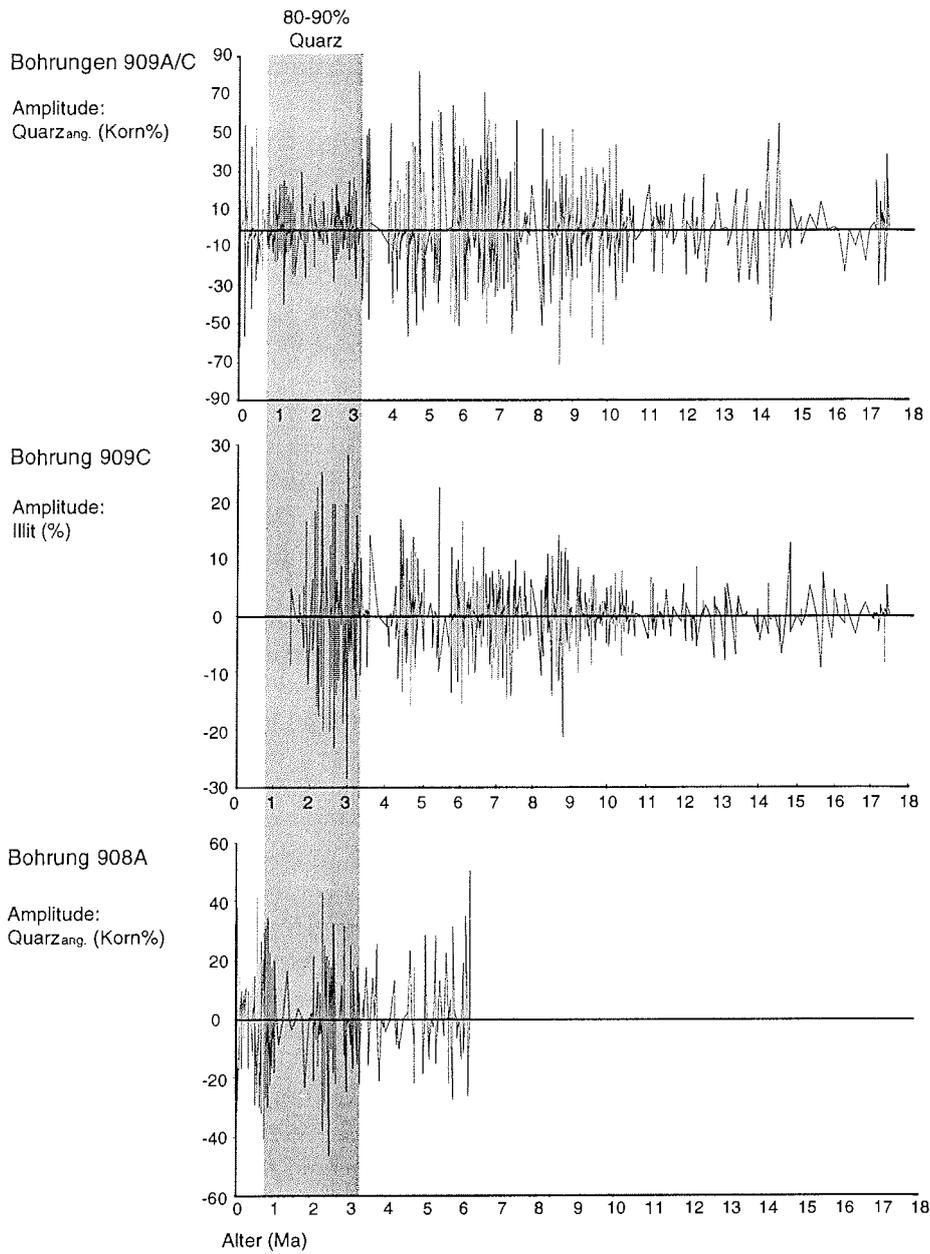


Abb. 8.9: Amplitudenschwankungen von angularem bis wenig gerundetem Quarz in der Grobfraction in den Bohrungen 909A/C und 908A sowie Amplitudenschwankungen von Illit in Bohrung 909C.

8.8 Charakterisierung des Sedimentationsgeschehens in der Framstraße

Erkenntnisse über Sedimentationsprozesse

Die Sequenzen beider Bohrungen zeichnen sich generell durch geringe Anteile an kalkigen und kieseligen Mikrofossilien und hohe Anteile an terrigenen Erosionsprodukten aus, wobei sekundäre Lösungen des biogenen Sedimentanteils sicherlich in Betracht zu ziehen sind. Der terrigene Eintrag ist mit Akkumulationsraten bis zu $25.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ als hoch einzustufen. Auch die TOC-Gehalte von 1-1,5 Gew.% sind größtenteils terrigener Herkunft (Stein & Stax 1996, Poulsen *et al.* 1996).

Einen wichtigen Beitrag zum terrigenen Eintrag in der zentralen Framstraße leistet der Transport durch Meer- oder Gletschereis, der für die letzten 6 Ma mit großer Sicherheit angenommen werden kann und auch in dem Zeitraum von 15-6 Ma als wahrscheinliche Quelle für terrigenes Material anzusehen ist.

Eine Beeinflussung der Sedimente der morphologisch tiefer gelegenen Bohrung 909C durch Strömung wird durch die Verteilung der Siltfraktion angezeigt. Der Strömungseinfluß besitzt seinen Höhepunkt bei ca. 3,3 Ma und wird zum Jüngeren hin schwächer (vgl. Kap. 8.1). Die Bohrung 908A weist dagegen eine stärkere Überprägung durch Sedimentation aus Meer- und Gletschereis auf.

Es konnte keine Korrelation zwischen dem Gewichtsanteil der Grobfraktion und den Tonmineralen festgestellt werden. Dies deutet darauf hin, daß Grob- und Feinkomponenten des Sediments nicht den gleichen Sedimentationsprozessen unterlagen. Die differierenden Amplitudenschwankungen von Quarz_{ang.}, der Hauptkomponente der Grobfraktion, und des die Tonfraktion dominierenden Illits im Zeitintervall zwischen 3,2-1,8 Ma (Abb. 8.9) sind ein weiteres Indiz für den unterschiedlichen Eintragsmechanismus der Grob- und Fein- bzw. Tonfraktion.

Es ist daher anzunehmen, daß unterschiedliche Bildungsprozesse für die Bereitstellung des Materials unterschiedlicher Korngrößen verantwortlich sind. Die Sedimentation der Grobfraktion ist wohl von dem Grad der Vergletscherung der umliegenden Festländer bzw. der Vereisung der hohen Breiten abhängig. Die besonders durch physikalische Verwitterung bereitgestellten Tonminerale Illit und Chlorit hingegen sind auch ein Signal der Abkühlung in den hohen Breiten, die aber nicht zwangsläufig mit einer Vergletscherung verbunden sein muß, da diese auch einen entsprechenden Feuchtigkeitstransport in die hohen Breiten voraussetzt (Hebbeln *et al.* 1994). Zusätzliche Quellen des Sedimenteintrages stellen eine weitere Option zur Erklärung der Diskrepanzen zwischen Fein- und Grobfraktion dar. Möglicherweise kann der Transport der Tonminerale als Suspensionsfracht ozeanischer Strömungen und deren Sedimentation in der Framstraße zeitweise das Tonmineralsignal durch eistransportiertes Material verdünnen bzw. umgekehrt.

Demgegenüber weist die Sedimentation einzelner Komponenten der Grobfraktion sowie bestimmter Tonminerale Gemeinsamkeiten auf. Vergesellschaftungen von Smektit mit Fragmenten sedimentärer Gesteine sowie von Quarz_{ang.} mit Illit und Chlorit konzentrieren sich in klar abzugrenzenden Zeitintervallen (Abb. 8.7). Das Auftreten von Smektit und Bruchstücken sedimentärer Gesteine ist typisch für den älteren Teil der Bohrung 909C bis ca. 7 Ma, während Quarz_{ang.}, Illit und Chlorit verstärkt in den glazial geprägten jüngeren Sedimenten

ab 3,4 Ma dominieren. Die Bruchstücke sedimentärer Gesteine gelangen wahrscheinlich vom Barentsschelf durch Eisdrift in die Framstraße. Eine andere Möglichkeit wäre eine regional begrenzte Küstenvergletscherung auf der grönländischen Seite der Framstraße. Auch dort sind Sedimente des Karbons bis zum Paläogen anzutreffen (Henriksen 1996). Auch wenn ihr Liefergebiet nicht eindeutig zu bestimmen ist, ist dieser Eistransport wahrscheinlich eher einer kleinskaligen lokalen Vergletscherung zuzuordnen. Er geht einher mit einer sehr starken Sedimentation von Smektit, welcher durch Einstrom von den den Island-Faeroe-Rücken passierenden Wassermassen, geliefert werden könnte.

Die Sedimentkomponenten Quarz_{ang.}, Illit und Chlorit gehen einher mit den zunehmenden physikalischen Verwitterungsbedingungen durch Intensivierung der Vereisung und deuten auf einen starken Eisfluß durch die Framstraße und extreme Kaltzustände.

Der Vergleich der Komponenten der Grobfraction in den beiden Nachbarbohrungen zeigt eine relativ große Differenz in der Zusammensetzung und deutet auf die klare räumliche Abgrenzung des Grobfractionssignals, während die Tonmineralverteilung einen sehr ähnlichen Trend der Mineralzusammensetzung für beide Bohrungen zeigt. Dies ist möglicherweise auf die geringeren Sinkgeschwindigkeiten und den höheren Vermischungsgrad der Tonminerale zurückzuführen.

Sedimentationsgeschichte der Bohrung 909C

In dem Zeitabschnitt von 17,5-1,7 Ma sind vier signifikante Sedimentationseinheiten zu erkennen. Zwischen 17,5-11,2 Ma liegen mit ca. $7.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ relativ geringe Akkumulationsraten vor. Sporadisch treten Sedimentationsereignisse mit hohen Grobfractionanteilen von bis zu $6.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ auf. Für den Zeitraum von 15-11,2 Ma wird eine Anlieferung der Grobfraction durch Eistransport angenommen, da die Sedimente keine Merkmale von hangtransportiertem Material aufweisen. Auch das Auftreten von Kohlepartikeln und gerundetem Quarz spricht für Eistransport (Wolf-Welling *et al.* 1996). Es wird für diesen Zeitraum ein nur regionales, kleinräumiges Auftreten von Vergletscherungen angenommen, da die Tonfraction durch Smektit und Kaolinit dominiert ist und keine Anzeichen verstärkter physikalischer Verwitterung anzeigt. Als mögliches Liefergebiet kommt der nordwestliche Barentsschelf mit seinen dunklen Ton- und Siltsteinen in Frage (Spielhagen 1991). Auch die Tonmineralzusammensetzung unterstützt diese Hypothese. Kaolinit tritt vergesellschaftet mit Chlorit auf. Die Korrelation der beiden Minerale für diesen Zeitraum beträgt $r^2=0,8$. Das gemeinsame Vorkommen von Chlorit und Kaolinit ist typisch für Oberflächensedimente des nordwestlichen Barentsschelfes (Elverhøi *et al.* 1989).

Zwischen 14,6-13,6 Ma werden die Fragmente sedimentärer Gesteine der Grobfraction von einem zunehmenden Quarz_{ang.}-Gehalt kurzfristig verdrängt. Auch die Tonfraction mit einer deutlichen Zunahme an Illit und Chlorit und der Quarzgehalt in der Tonfraction weist auf eine stärkere Abkühlung in diesem Zeitintervall.

Ein einschneidender Wechsel der Ablagerungsbedingungen geschieht bei 11,2 Ma und ist markiert durch ein plötzliches Absinken des K/I-Verhältnisses. Damit einher geht im gleichen Zeitraum ein starker Anstieg der Akkumulationsrate. Der Wechsel der Tonmineralassoziation und der Gesamtakkumulationsrate muß demnach in sich verändernden Verwitterungsbedingungen und erhöhter Erosion, dem zunehmenden Transport aus den angrenzenden

Schelfgebieten oder durch einen Wechsel der ozeanischen Strömungen begründet sein. Diesem deutlichen Wechsel entspricht keine qualitative oder quantitative Veränderung in der Zusammensetzung der Grobfraction. Es dominieren weiterhin Bruchstücke sedimentärer Gesteine und zeugen damit von einer Konstanz des Liefergebietes bezüglich eines wahrscheinlichen Eistransportes.

Die Zunahme von Smektit ab 13 Ma mit einem Maximum bei 10,5 Ma wird wahrscheinlich durch den erhöhten Einstrom von Wassermassen, die vom Island-Faeroe-Rücken stammen, hervorgerufen. Die westliche Laptevsee und die östliche Karasee könnten mit ihren erhöhten Smektitgehalten ein Liefergebiet darstellen. Allerdings treten hohe Konzentrationen nur im Ob-Jenisej-Deltabereich auf und diese müßten unverdünnt in die Framstraße gelangen, um dort Konzentrationen in der gleichen Größenordnung zu erzeugen.

Das Zeitintervall von 9,7-8,8 Ma weist höhere Konzentrationen von Grobfraction sowie ein niedriges $S/I+C$ -Verhältnis auf. Eine schwache Abkühlungsphase scheint sich in diesem Zeitraum abzuzeichnen.

Das Liefergebiet der Grobfraction wechselt ab 6,9 Ma. Ab diesem Zeitpunkt nehmen die Fragmente sedimentärer Gesteine kontinuierlich zugunsten des Quarz_{ang.}-Eintrages ab. Die quarzdominierte Grobfractionszusammensetzung kann von Svalbard oder Nordost-Grönland stammen. Eine Anlieferung von den amerasischen Küsten und Schelfen mit einer den Arktischen Ozean querenden Drift wäre ebenfalls denkbar. Gleichzeitig zur Zunahme des Quarzgehaltes nimmt der Anteil an Grobfraction insgesamt ab. Für den gleichen Zeitraum diskutieren Bohrmann *et al.* (1990) den Beginn des Wassermassenausstroms über die Dänemarkstraße. Möglicherweise hat diese Zirkulationsintensivierung im südlichen Europäischen Nordmeer auch eine Strömungsintensivierung in der Framstraße zur Folge, und es wurde mehr Eis durch die Framstraße transportiert. Die Verringerung des Anteils der Grobfraction könnte auch auf einen höheren Meereistransport hinweisen. Der nahezu durchgängig hohe Smektitgehalt ist nur durch wenige Einbrüche bei 7,6 und 4,9-4,4 Ma unterbrochen.

Ab 3,5 Ma bzw. 5 Ma vollzieht sich ein einschneidender Wechsel. Ein deutlich zunehmender Trend von Illit und Chlorit bis 1,5 Ma in Bohrung 909C und bis rezent in Bohrung 908A ist zu verzeichnen. Zugleich steigt der Gehalt an Grobfraction ab ca. 2,7 Ma und der Anteil an Quarz_{ang.} sowie an gerundetem Quarz in Sedimenten beider Bohrungen. Alle Sedimentmerkmale weisen auf zunehmend physikalische Verwitterung und einen verstärkten Eintrag durch eistransportiertes Material. Die fortschreitende Abkühlung der Nordhemisphäre und ein Anwachsen der kontinentalen Vereisung werden dadurch belegt.

9 Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten im späten Känozoikum

In Kapitel 8 konnte dargelegt werden, daß das Zusammenspiel sedimentologischer und tonmineralogischer Merkmale Aufschluß über Klima-, Liefergebiets- und Transportverhältnisse in der Framstraßen-Region gibt. Intensive glaziale Verwitterungs- und Erosionsbedingungen spiegeln sich in hohen Illit- und Chloritgehalten und einem hohen Quarzanteil in der Grobfraction wider. Kleinskalige Vergletscherungen im Küstenbereich sind eher im Auftreten von Fragmenten sedimentärer Gesteine gemeinsam mit hohen Smektitanteilen in der Tonfraktion dokumentiert (Abb. 8.7). Die mitunter auftretende Diskrepanz der Signale, der den Eistransport (Eisberge) indizierenden Grobfraction und der teilweise klimaabhängigen Verbreitung der Tonminerale, macht es möglich auch auf Abkühlungserscheinungen rückzuschließen, die von keinem bedeutenden Eisaufbau begleitet wurden. Die Bildung mächtiger kontinentaler Eisschilde setzt, zusätzlich zur Abkühlung, auch einen Feuchtigkeits-transport in die hohen Breiten voraus, der für ausreichende Niederschlagsmengen sorgt (Ruddiman & McIntyre 1979, Mikolajewicz *et al.* 1993). Z.B. wird die erhöhte Sedimentation von biogenem Karbonat in der Framstraße mit einem relativ warmen Einstrom während des letzten Glazials in Verbindung gebracht, den Hebbeln *et al.* (1994) als Feuchtigkeitsquelle für den Aufbau des Barentssee-Eisschildes interpretieren.

Der Vergleich der Tonmineralverteilung in der Bohrung 909C mit überregionalen bzw. globalen Klimaproxies soll:

- Parallelen zum regionalen und globalen Klimageschehen aufzeigen,
- eine detaillierte Aufschlüsselung des Klimageschehens in den hohen Breiten ermöglichen,
- Hinweise auf mögliche Ursachen der Klimaverschlechterung geben.

9.1 Die mittelmiozäne Abkühlungsphase

Sauerstoffisotopenkurven ermittelt im Biogenkarbonat benthischer und planktonischer Foraminiferen zeigen (DSDP-Bohrungen 77, 289, 574, 214, 216, 237) nach Miller *et al.* (1987) für das mittlere Miozän einen drastischen Anstieg zu schwereren Werten und belegen damit einen Rückzug und einen deutlichen Aufbau kontinentaler Eisschilde in der Antarktis. Es gilt, Hinweise für eine mittelmiozäne Abkühlungsphase auf der Nordhemisphäre zu finden.

Die mittelmiozänen Sedimente der Framstraße, erbohrt durch Bohrung 909C, zeigen zwar einen erhöhten Eintrag von Grobfraction, der von Bruchstücken sedimentärer Gesteine dominiert wird und einen höheren Smektit- und erhöhten Kaolinitanteil aufweist. Diese Sedimentzusammensetzung deutet aber höchstens auf eine kleinräumige Vergletscherung der Küsten von lokaler Bedeutung hin. Demgegenüber treten "Kaltanzeiger", wie das verstärkte Auftreten von Illit und Chlorit, was in Zusammenhang mit dem ebenfalls erhöhten Quarzanteil in der Tonfraktion trockene und/oder kalte Bedingungen auf den umliegenden Festländern indiziert, zwischen 14,8-14,6 Ma auf. Zwischen 14,6-14 Ma verdrängt der Quarz_{ang.}-Anteil in

der Grobfraktion die zuvor dominierenden Bruchstücke sedimentärer Gesteine. Dies ist ein weiterer Hinweis auf zunehmende glaziale Erosion und Transport. Die vermutete Abkühlungsphase dürfte mit ca. 1 my jedoch ein relativ kurzfristiges Ereignis darstellen.

Es gibt in der Literatur einige weitere Hinweise auf frühe Abkühlungsphasen in der Nordhemisphäre. Anhand von Mollusken konnte Marincovich (1990) in der Yakataga Formation zwischen 16-15 Ma eine Küstenvergletscherung im nordöstlichen Golf von Alaska feststellen. Einen Rückgang der Jahresmitteltemperatur um 6°C zwischen 13-12 Ma in den mittleren Breiten Nordamerikas und Beringia postuliert Wolfe (1994 a und b). Das erste Auftreten von IRD auf dem Vöring Plateau bei 12,5 Ma deutet auf ein Kalben norwegischer Inlandgletscher (Fronval & Jansen 1996).

Sauerstoffisotopenverhältnisse benthischer und planktonischer Foraminiferen in den DSDP- Bohrungen 237 und 608 mit einem ausgeprägten Trend zu schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen 14,8-12,5 Ma, werden von Miller *et al.* (1991) als Phase mit erhöhtem Eisaufbau interpretiert. Die Sauerstoffisotopenkurven zeigen einen deutlichen Wechsel zu schwereren Werten bei ca. 14,8 Ma. Im gleichen Zeitraum liegt auch in Bohrung 909C ein Absinken des Tonmineralverhältnisses S/I+C (Minimum 14,8-14,6 Ma), welches einen Abkühlungstrend in den hohen nördlichen Breiten indiziert, vor. Allerdings muß einschränkend festgestellt werden, daß die stratigraphische Auflösung der Bohrung 909C zwischen 10,8 Ma und 16,15 Ma nur mit zwei Altersfixpunkten belegt ist und damit eine eindeutige Zuordnung zu "isotope events" nach Miller *et al.* (1991) nicht gegeben ist. Dies wird auch deutlich bei dem Vergleich der sechs ausgewiesenen Phasen schwerer Sauerstoffisotopenverhältnisse im mittleren bis späten Miozän nach Miller *et al.* (1991) und Wright *et al.* (1992) mit dem Tonmineralverhältnis S/I+C in Bohrung 909C (Abb. 9.1). Dargestellt sind Sauerstoffisotopenwerte benthischer Foraminiferen der DSDP-Bohrung 289 aus dem äquatorialen Indischen Ozean und der DSDP-Bohrung 563 aus dem westlichen Nordatlantik. Die einzelnen Phasen mit schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten sind nicht vollständig phasengleich mit dem hier ermittelten Tonmineralverhältnis in Beziehung zu setzen. So findet der niedrige Wert zwischen 14,8-14,6 Ma kein entsprechendes Signal schwerer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Während zwischen den Isotopenereignissen Mi4 und Mi5 ein deutlicher Wechsel zu schwereren Werten in DSDP-Bohrung 289 dokumentiert ist, ist im Tonmineralverhältnis ein Anstieg und damit eine Zunahme von Smektit zu verzeichnen (Abb. 9.1). Diese Zunahme ist wahrscheinlich durch das Liefergebiet gesteuert, da sie mit einer deutlichen Abnahme von Kaolinit korreliert und in Zusammenhang mit einer Veränderung der Strömungsverhältnisse steht (Kap. 9.2). Eine genaue Zuordnung der "isotope events" ist durch die stratigraphische Unschärfe der Bohrung 909C in diesem Zeitintervall und aufgrund der überlagernden Signale einer sich zwischen 12-10 Ma ändernden Ozeanographie nicht möglich. Allerdings kann der globale Abkühlungstrend, der in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten dokumentiert ist, auch in der zentralen Framstraße zwischen 14,8-14,6 Ma klar erkannt werden.

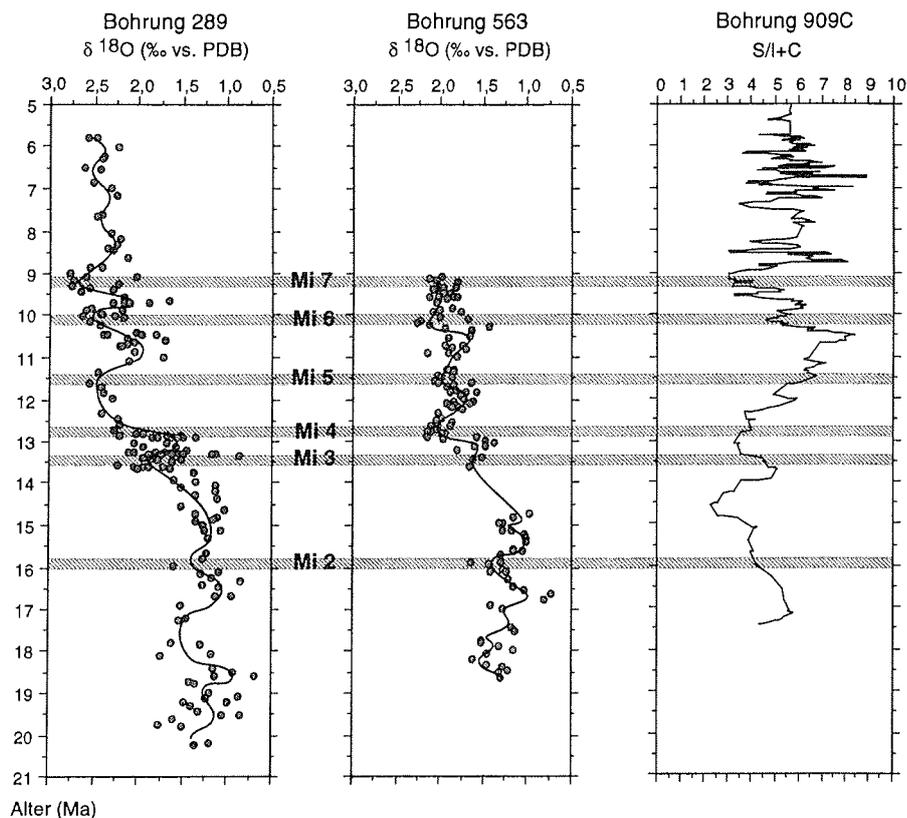


Abb. 9.1: Miozäne "isotope events" Mi2-Mi7 in den DSDP-Bohrungen 289 und 563 nach Miller *et al.* 1991 und Wright *et al.* 1992 (umgerechnet auf die Zeitskala von Cande & Kent 1992) im Vergleich zu dem S/I+C-Verhältnis in Bohrung 909C.

9.2 Änderung des Sedimentationsmilieus bei 11,2 Ma - Veränderung der ozeanischen Zirkulation

Nach Vogt *et al.* (1981), Kristoffersen (1990) und Lawver *et al.* (1990) dürfte vor 15 Ma die Framstraße mindestens 2.000 m tief gewesen sein. Entsprechend der rezenten Situation werden auch im mittleren Miozän die Oberflächenwassermassen via Framstraße und möglicherweise Barentssee aus dem Arktischen Ozean in den Nordatlantik abgeflossen sein, da die Beringstraße zu diesem Zeitpunkt noch geschlossen war (Fyles *et al.* 1991). Aufgrund des Süßwasserzustroms vom eurasischen und amerasischen Kontinent dürfte die Salinität der arktischen Wassermassen relativ gering gewesen sein. Der postulierte Wassermassenaustausch über die Framstraße wird aber wahrscheinlich schwächer gewesen sein als heute, da der Salinitäts- und Temperaturgradient nicht so groß war, wie er es rezent mit einer vollständig entwickelten NAD in das Europäische Nordmeer ist.

Ein einschneidender Wechsel im Sedimentationsmilieu bei 11,2 Ma wird deutlich durch die markante Absenkung des K/I-Verhältnisses und dem Anstieg der Akkumulationsrate bei 10,8

Ma (Kap. 8). Diesem Wechsel geht eine Phase der langsamen Absenkung des K/I-Verhältnisses und damit des Kaolinitgehaltes seit 13,2 Ma voraus. Kaolinit, als dessen Liefergebiet der nordwestliche Barentsschelf oder Franz-Josef-Land angenommen werden kann, wird durch Smektit ersetzt.

Die Akkumulationsrate des Gesamtsediments ist für den Zeitraum vor 10,8 Ma mit ca. $3.500 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ relativ niedrig. Ein bemerkenswerter stufenweiser Anstieg der Sedimentation ist ab 10,8 Ma, mit einem Maximum von ca. $11.000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ bei 8,9 Ma, zu beobachten. Dies stellt, im Vergleich zu den heutigen Sedimentationsraten in der Arktis und in der Norwegisch-Grönländischen See, einen sehr hohen Sedimenteintrag dar. Die zeitliche Nähe der beiden beschriebenen Ereignisse legt es nahe, daß die entscheidende Veränderung des K/I-Verhältnisses und damit die Änderung des Liefergebietes oder des Transportprozesses in engem Zusammenhang mit dem Anstieg der Akkumulationsrate eingestuft werden kann. Möglicherweise bedingt die unzureichende stratigraphische Auflösung den zeitlichen Versatz beider Ereignisse. Hinzu kommt, daß sich die Häufigkeit benthischer, kalkiger Foraminiferen, die in Bohrung 909C im Zeitintervall von 13,6-8,4 Ma vorkommen, um 11,2 Ma ansteigt. Dies könnte auf einen erhöhten Nährstoffeintrag, verbunden mit einer höheren Akkumulationsrate zu diesem Zeitpunkt, zurückgeführt werden.

Ein möglicher Grund für die sich drastisch verändernden Sedimentationsverhältnisse in der Framstraße könnte, wie in Kap. 8 diskutiert, der seit 14-13 Ma um mehr als 100 m stark gesunkene Meeresspiegel sein (Haq *et al.* 1987). Eine Zunahme von Smektit bzw. Abnahme von Kaolinit stellt sich ab ca. 12,5 Ma ein und zeigt ein Maximum bei 10,5 Ma. Eine Smektitzunahme aufgrund eines zunehmenden Einflusses von smektithaltiger Flußfracht aus dem Hinterland der Karasee erscheint nicht wahrscheinlich (Kap. 8). Daß der sinkende Meeresspiegel nicht allein für die sich markant ändernden Sedimentationsverhältnisse um 11 Ma verantwortlich ist, lassen aber die bei erneut ansteigendem Meeresspiegel ab 10,5 Ma immer noch weiter ansteigenden Akkumulationsraten vermuten.

Eine weitere Erklärung könnte die verstärkte Abkühlung der hohen Breiten und eine daraus resultierende zunehmende glaziale Verwitterung, Erosion und ein vermehrter Eistransport in die Framstraße liefern. Die Abnahme des S/I+C-Verhältnisses setzt allerdings erst mit einer Verspätung von ca. 700.000 Jahren bei 10,5 Ma ein und weist dann auf eine zunehmende Abkühlung. Die gleichzeitige Zunahme von Illit, Chlorit und Kaolinit ab 9,8 Ma (Abb. 6.15) signalisiert eine stärkere Verwitterung und Erosion unter kälterem Klima. Sauerstoffisotopendaten von benthischen Foraminiferen aus dem Indischen Ozean und dem Nordatlantik (Abb. 9.1) zeigen schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 11,5 Ma, welches dem Stadium Mi5 nach Miller *et al.* (1991) entspricht und deuten ebenfalls auf eine globale Abkühlung. Ebenso zeigen die von Fronval & Jansen (1996) untersuchten Sedimente des Vöring Plateaus einen Trend zunehmender schwerer Sauerstoffisotope in benthischen Foraminiferen ab 12 Ma mit einem deutlichen Peak bei 11 Ma, der auf eine abnehmende Temperatur des Tiefenwassers hindeutet.

Die fortschreitende Vertiefung der Framstraße und ihre endgültige Etablierung als Tiefenwasser-Passage zwischen Arktischem Ozean und der Norwegisch-Grönländischen See wird für das frühe-mittlere Spätmiozän angenommen (Lawver *et al.* 1990). Eine verbesserte Tiefenwasserzirkulation könnte verstärkt kühlere Wassermassen aus dem Arktischen Ozean in die Norwegisch-Grönländische See transportieren, was mit den Sauerstoffisotopenwerten von

Fronval & Jansen (1996) in Übereinstimmung zu bringen wäre. Im Gegenzug müßten Oberflächenwassermassen in größerem Umfang nach Norden geströmt sein und könnten den Feuchtigkeitsbedarf für einen begrenzten Eisaufbau zwischen 10-9 Ma geliefert haben. Denn ab 10,5 Ma erhöht sich in den Sedimenten der Bohrung 909C der Anteil der Fraktion $>1.000 \mu\text{m}$ sehr stark (Abb. 6.7), was auf ein vermehrtes Vorkommen von Gletschereis hindeutet. Die Hypothese eines verstärkten Zustroms von Wassermassen aus dem Süden würde auch mit den seit 12,5 Ma ansteigenden Smektitanteilen, deren Liefergebiet auch der vulkanisch geprägte Island-Faeroe-Rücken sein könnte, übereinstimmen.

Es ist durchaus möglich, daß der deutliche Wechsel der Sedimentationsverhältnisse bei 11,2 Ma auf die Freilegung und erhöhte Erosion der Schelfgebiete bei sinkendem Meeresspiegel oder durch einen höheren Meer- und Gletschereistransport in die Framstraße hervorgerufen wurde. Stärkere Argumente sprechen allerdings für eine zunehmende Sedimentakkumulation in der zentralen Framstraße in Zusammenhang mit einem erhöhten Wassermassenaustausch. Wright & Miller (1996) stellen die Bildung von "North Component Water" (NCW entspricht Proto-NADW) im Nordatlantik in Abhängigkeit zur Subsidenz und Heraushebung des Grönland-Schottland-Rückens. Nach einer Phase einer reduzierten NCW-Produktion um 16 Ma und um 13 Ma kommt es ab 12,5 Ma zu einer zunehmenden Bildung von NCW (Wright & Miller 1996). Diese sehen die Autoren in Verbindung mit einem intensivierten Austausch über den Grönland-Schottland-Rücken. In der großflächigen Meeresbodenerosion am tieferen Kontinentalhang der nordamerikanischen Atlantikküste zwischen 12-11 Ma (Mountain & Tucholke 1985) sehen Bohrmann *et al.* (1990) einen Beleg für eine starke Intensivierung der Bodenwasserströmungen, und ein Zusammenhang mit der Subsidenz des Grönland-Schottland-Rückens wird für möglich gehalten.

Die Sedimentationsverhältnisse in der Framstraße zeigen eine gewisse Übereinstimmung zur Neuorganisation der Strömungsverhältnisse im Nordatlantik zwischen 13-11 Ma, deren Ausläufer bis in die Framstraße reichten oder sogar von dort initiiert wurde.

9.3 "Carbonate crash" und polare Abkühlung

Ein weiteres, jüngeres Abkühlungsereignis zwischen 10-9 Ma ist in Bohrung 909C dokumentiert in dem Absinken des Tonmineralverhältnisses (S/I+C) sowie in der Zunahme der Grobfraction und wird durch regionale und globale Datensätze zur Foraminiferenvergesellschaftung, Palynologie und Sauerstoffisotopie gestützt. Eine Temperaturabnahme auf Island von 10°C Jahresmitteltemperatur im Zeitraum von 10-9,5 Ma kann anhand des sukzessiven Wechsels der Florenzzusammensetzung angenommen werden (Mudie & Helgason 1983). Ein Wechsel von rechts zu links gewundener *Neoglobigerina atlantica* in ODP-Bohrung 646 in der südlichen Labradorsee deutet auf eine Abkühlung des Oberflächenwassers des EGC um 9,3-9,4 Ma hin (Zeitskala Cande & Kent 1992, original bei ca. 8,75 Ma; Aksu & Kaminski 1989). Bestätigt wird diese Annahme durch den Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Biogenkarbonat der planktonischen Foraminiferen in ODP-Bohrung 646 im gleichen Zeitraum (Aksu & Hillaire-Marcel 1989). Eine Übereinstimmung des Tonmineralsignals mit dem Trend zu schwereren Sauerstoffisotopenwerten ist in den DSDP-Bohrungen 289 und 563 zu verfolgen (Abb. 9.1). Bei diesem Trend zu schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ist nicht geklärt, ob es sich um eine

Abkühlungserscheinung des Tiefenwassers oder um einen Effekt des vergrößerten Eisvolumens handelt (Miller *et al.* 1991). Es lassen sich demnach zusätzlich zu dem in der Tonmineralzusammensetzung und im Gehalt an Grobfraction in Bohrung 909C dokumentierten Abkühlungstrend, weitere Indizien für eine Temperaturabnahme in den hohen nördlichen Breiten finden.

Dieser Abkühlungstrend zeigt in seinem Verlauf eine auffallende Parallelität zu dem Absinken der Karbonatproduktion und Karbonaterhaltung im äquatorialen Ostpazifik (Abb.9.2). Eine mögliche ursächliche Verknüpfung soll im Folgenden diskutiert werden.

Die markante Abnahme der Karbonatakkumulation wird als spätmiozäner "carbonate crash" bezeichnet und lässt sich über den gesamten äquatorialen Pazifik korrelieren (Farrell *et al.* 1995).

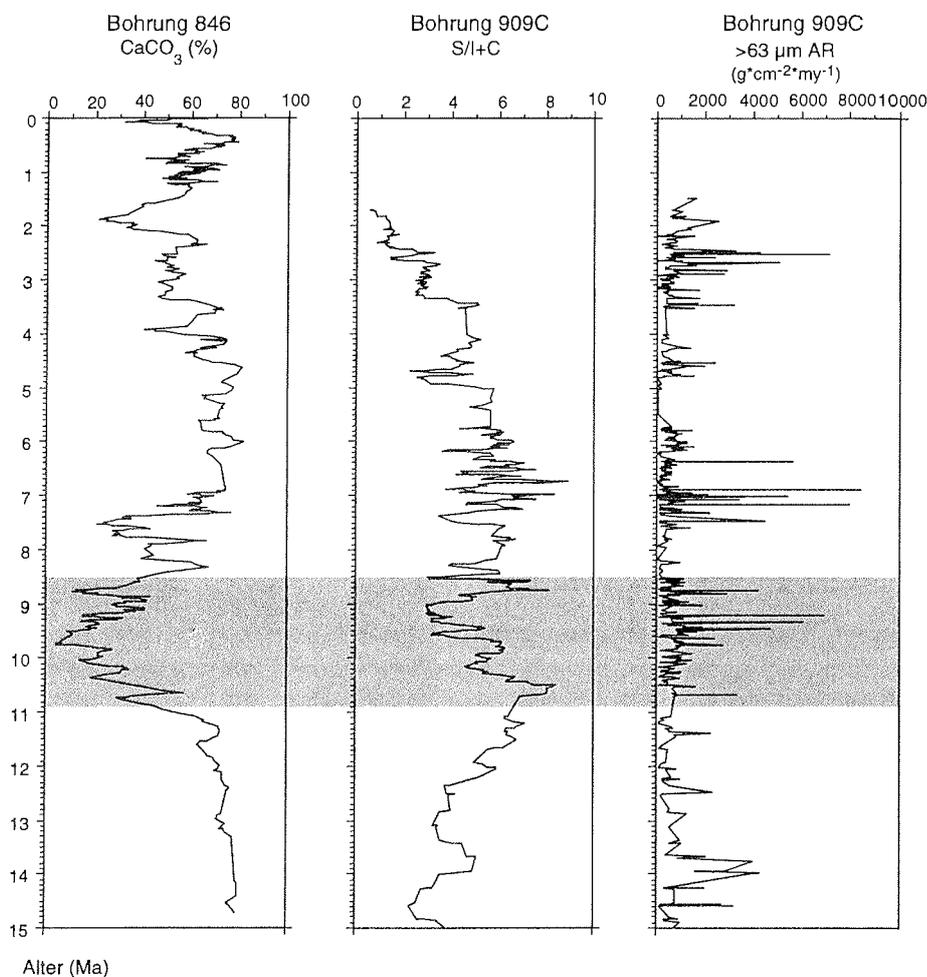


Abb. 9.2: Der ostpazifische "carbonate crash" in ODP-Bohrung 846 sowie S/I+C-Verhältnis und Akkumulationsrate der Grobfraction in Bohrung 909C.

Am Beispiel der ODP-Bohrung 846 im Peru Becken, abgeteuft in 3300 m Wassertiefe, läßt sich der Rückgang des Karbonatvorkommens von 11,2 Ma bis ca. 7,5 Ma (mit einem Minimum bei 9,5 Ma) verfolgen (Farrell *et al.* 1995; Abb. 9.2). Im Zeitraum von 13-11 Ma ist der Wechsel der Karbonatakkumulation hauptsächlich auf eine Verringerung der Karbonatproduktion zurückzuführen, während nach 11 Ma zunehmende Anlösungen der kalkigen Nannofossilien zu vermerken sind (Farrell *et al.* 1995). Für den Zusammenbruch der Karbonatsedimentation im äquatorialen Pazifik werden folgende Erklärungen diskutiert:

a) Ein Hochproduktionsereignis könnte nach Theyer *et al.* (1985) aufgrund der Degradation der organischen Substanz unter Bildung organischer Säuren zu einer verstärkten Lösung von Karbonat geführt haben. Allerdings sollten dann trotz des starken Abbaus der organischen Substanz in der Wassersäule, erhöhte TOC-Gehalte im Sediment Zeugnis für ein Hochproduktivitätsereignis ablegen, was bisher nicht belegt werden konnte (Lyle *et al.* 1995).

b) Ein Zusammenhang von "carbonate crash" und dem Absinken des Meeresspiegels ab 11 Ma (Haq *et al.* 1987) ist nach Lyle *et al.* (1995) wenig plausibel, da bei einem fallenden Meeresspiegel die Lage der CCD erniedrigt und die Karbonaterhaltung eher verbessert werden müßte.

c) Eine weitere Hypothese stellt die polare Abkühlung als Grund für den Karbonatrückgang im Pazifik dar. Durch polare Abkühlung und Eisaufbau wird der Meeresspiegel gesenkt. Dadurch werden Reservoirs von organischer Substanz freigesetzt und von den nun freiliegenden Schelfen erodiert (Barron 1985). Dies bewirkt eine Zunahme des anorganischen Kohlenstoffs im Meerwasser, was wiederum den CO_3^{2-} -Gehalt darin senkt. Um das Karbonatgleichgewicht wieder herzustellen, muß Karbonat gelöst werden, was zum "carbonate crash" führen könnte.

d) Lyle *et al.* (1995) nehmen demgegenüber an, daß im späten Miozän durch Reorganisation des Tiefenwassers ein Defizit an CO_3^{2-} im Tiefenwasser entstanden ist und zum Ausgleich, dem Lösungsgleichgewicht entsprechend, Karbonat gelöst und damit die CCD angehoben wurde. Das Einsetzen der Bildung von NADW im späten Miozän scheint aber kein zwingender Grund für die höhere Korrosivität des Tiefenwassers zu sein. NADW wird aus nährstoffarmem Oberflächenwasser gebildet und besitzt damit einen niedrigen Gehalt an anorganischem Kohlenstoff. Diese Wassermassen müßten im Gegenteil für eine bessere Erhaltung des Karbonates sorgen. Denkbar wäre jedoch, daß durch die Bildung von NADW verstärkt antarktisches Tiefenwasser in den Pazifik strömt und so durch die sehr nährstoffreichen Wassermassen Karbonat zunehmend gelöst würde (Lyle *et al.* 1995). Allerdings läßt sich die Chronologie der NADW-Bildung nur unzureichend mit den Ereignissen des "carbonate crashes" korrelieren (Farrell *et al.* 1995).

e) Die für Lyle *et al.* (1995) wahrscheinlichste Ursache für die Karbonatabsenkung ist die zunehmende Einschränkung des Tiefenwassereinstroms aus der Karibik über den mittelamerikanischen Isthmus in den östlichen Pazifik. Dadurch wird verhindert, daß das Einströmen von jüngerem, weniger korrosiven Atlantikwasser die Lösungsintensität im östlichen Pazifik herabsetzt. Diese Theorie wird durch die zum westlichen äquatorialen Pazifik hin sich verringernden Auswirkungen des "carbonate crash" gestützt (Farrell *et al.* 1995).

f) Eine weitere zu diskutierende Hypothese ist eine Senkung des CO_3^{2-} -Gehaltes des Meerwassers durch den rapiden Aufbau äquatorialer Karbonatplattformen in diesem

Zeitintervall (Eberli & Ginsburg 1989, Pomar 1993, Eberli *et al.* 1997, Reijmer *et al.* in prep.), welcher durch Entzug von CO_3^{2-} aus dem Meerwasser die Alkalinität herabsetzt. Diese Karbonatsenke und die Verschiebung des Karbonatgleichgewichts werden möglicherweise durch Lösung von Karbonat und darüber hinaus durch einen höheren Fluß von CO_2 aus der Atmosphäre in den Ozean wieder ausgeglichen. Der Verlust an CO_2 der Atmosphäre könnte eine Abkühlung in den hohen Breiten bewirken. Das Auftreten des "carbonate crash" auch in der Karibik in ODP-Bohrung 998 um 10 Ma (Sigurdsson *et al.* 1997) impliziert eine überregionale Bedeutung dieses Ereignisses. Es sollte künftig geprüft werden, ob der "carbonate crash" auch in weiteren Bohrungen des Atlantiks belegt werden kann. Falls aber die diskutierte Ursachenkette zutreffen sollte, bedeutet dies eine Initiierung oder zumindest Verstärkung von Kaltzeiten durch eine chemische Veränderung des Meerwassers, gesteuert über die Gradienten der niederen Breiten.

Insgesamt scheint diese Abkühlung in den nördlichen hohen Breiten zwischen 10-9 Ma, wie sie sich in Bohrung 909C dokumentiert, in ihrem Ausmaß wesentlich geringer gewesen zu sein als es die pliozäne und pleistozäne Klimaverschlechterung war.

9.4 Kurzfristige Abkühlung zwischen 4,9-4,7 Ma in der südlichen Arktis

Im Zeitraum von 4,9-4,7 Ma zeigt das S/I+C-Verhältnis in den Sedimenten der Bohrung 909C durch ein kurzzeitiges, markantes Absinken eine Abkühlungsphase in der Framstraße an. Insbesondere die erhöhten Konzentrationen von Chlorit und Illit sowie sehr hohe Anteile an Quarz (Verhältnis Q/S+I+C+K+Q ca. 2) in der Tonfraktion deuten auf ein kaltes und wahrscheinlich trockenes Klima. Der Quarz wurde in diesem Zeitabschnitt möglicherweise äolisch eingetragen, da das geringe Aufkommen an Grobfraktion gegen eine Vergletscherung der umliegenden Landmassen in größerem Ausmaß und damit gegen eine Bereitstellung von feinst aufbereitetem Quarz durch Gletscherabrasion spricht. Eine sehr hohe Akkumulationsrate dokumentiert den starken Sedimenttransport in die Framstraße, der durch intensivierete Strömungsverhältnisse oder stark fluktuierende Meereisverhältnisse begründet sein könnte. In diesem kurzen Zeitabschnitt scheint ein kaltes, trockenes Klima ohne bedeutenden Eisaufbau auf den umliegenden Landmassen vorzuherrschen. Eine Abkühlungsphase ohne die für einen Eisaufbau wichtige Feuchtigkeitsquelle ist möglicherweise hier dokumentiert.

Die Anbindung der Beobachtungen aus der Framstraße an regionale und globale Klimakurven gelingt hier nur unzureichend. Sauerstoffisotopendaten benthischer Foraminiferen des Vöring Plateaus zeigen für den Zeitraum von 5-4,5 Ma mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von 3,5-4,5‰ eine Isotopenzusammensetzung, die unter den holozänen Werten von 4,7‰ liegt und somit keine Abkühlung des Tiefenwassers in dieser Zeitspanne anzeigt (Fronval & Jansen 1996). Demgegenüber weisen Sauerstoffisotopenkurven aus dem Nordatlantik und dem äquatorialen Pazifik ein kurzzeitiges Zunehmen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 4,82 Ma und 4,7 Ma in ODP-Bohrungen 659 und 846 (Zeitskala nach Cande & Kent 1992, Abb. 9.3) auf und stimmen mit den Minima des Tonmineralverhältnisses in Bohrung 909C überein. Dies könnte den Schluß zulassen, daß es zwar eine Klimaverschlechterung in den hohen Breiten gab, daß es aber nicht zur Abkühlung des Tiefenwassers gekommen ist. Möglicherweise war der Einstrom des Atlantikwassers reduziert, und es kam aufgrund des Dichtedefizits nicht zum umfangreichen

Absinken von Wassermassen im Europäischen Nordmeer. Allerdings weist die Karbonat-sedimentation auf dem Vöring Plateau auf einen fortgesetzten Einstrom von Nordatlantikwasser hin.

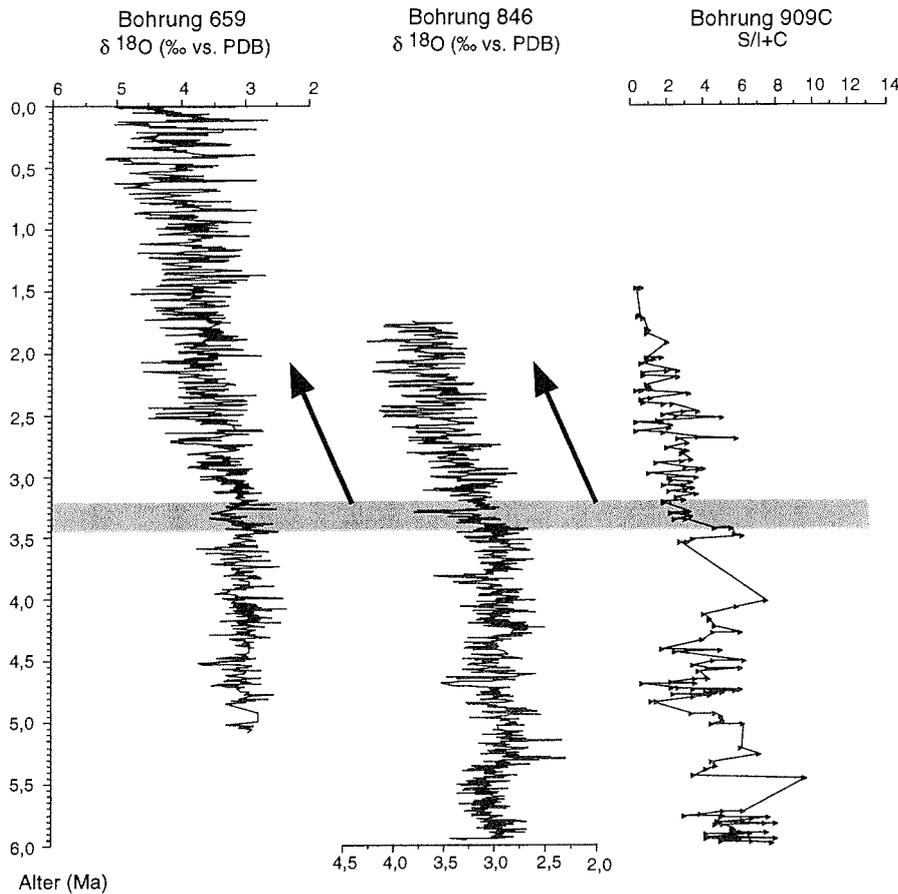


Abb. 9.3: Sauerstoffisotopenverhältnis in ODP-Bohrung 659 (Tiedemann *et al.* 1994) und in ODP-Bohrung 846 (Shackleton *et al.* 1995) umgerechnet auf die Zeitskala von Cande & Kent (1992) im Vergleich zu dem S/I+C-Verhältnis in Bohrung 909C.

9.5 Intensivierung der Vereisung der Nordhemisphäre ab 3,3 Ma

Als eine wichtige Voraussetzung für die Bildung mächtiger Eisschilde auf der Nordhemisphäre wird die zunehmende Einschränkung des Panama Isthmus im frühen Pliozän um 4,6 Ma diskutiert (Tiedemann & Franz 1997). Durch den eingeschränkten Wassermassenaustausch zwischen Atlantik und Pazifik erhöht sich die Salinität in der Karibik und der Fluß des Golfstroms in Richtung Norden verstärkt sich (Maier-Reimer *et al.* 1990, Mikolajewics *et al.* 1993). Der Übergang in den Zustand einer vereisten Nordhemisphäre geschieht allerdings erst mit Verstärkung der Amplitudenschwankung der Obliquität bei 3,1 Ma (Haug & Tiedemann 1998). Auch die Öffnung der Beringstraße um ca. 3 Ma (Fyles *et al.* 1991) könnte eine

entscheidende Antriebsfeder für eine zunehmende Zirkulation im Arktischen Ozean sein und damit zur Anfachung der Vereisung beigetragen haben. Die Tonmineraldaten aus Bohrung 909C zeichnen diese entscheidende Intensivierung der Vereisung der Nordhemisphäre in einem rapiden Abfall des Tonmineralverhältnisses S/I+C zwischen 3,45 bis 3,3 Ma nach. Ob es schon vor diesem Ereignis einen Trend zu abnehmendem Smektit- und zunehmenden Illit- und Choritgehalten gegeben hat, ist aufgrund des fehlenden Kerngewinns in Bohrung 909C im Zeitintervall von 3,55-4 Ma nicht zu ermitteln. Der in der Tonmineralverteilung beobachtete Trend bei 3,3 Ma weist jedoch eine gute Übereinstimmung mit dem Wechsel zu schwereren Sauerstoffisotopenwerten in den ODP-Bohrungen 659 und 846 auf (Abb. 9.3) und ermöglicht damit eine enge Korrelation zu globalen Klimadatensätzen. Gleiches zeigen auch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der ODP-Bohrung 926 am Ceara Rücken, die durch einen Trend zu schwereren Isotopenverhältnissen die Verstärkung der Nordhemisphären-Vereisung indizieren (Tiedemann & Franz 1997). Benthische Foraminiferen in den ODP-Bohrungen 644 und 642 auf dem Vöring Plateau zeigen allerdings $\delta^{18}\text{O}$ -Werte die unter dem rezenten Wert von 4,7‰ (Äquilibriumwert bei -2°C) liegen (Fronval & Jansen 1996). Es ist dort ein Trend von schwereren zu leichteren Werten zwischen 4-3,2 Ma zu erkennen (Fronval & Jansen 1996), welcher nicht den Isotopenkurven der niederen Breiten (Abb. 9.3) entspricht. Möglicherweise wird das Isotopensignal auf dem Vöring Plateau von sich dichteabhängig einschichtendem Schmelzwasser beeinflusst.

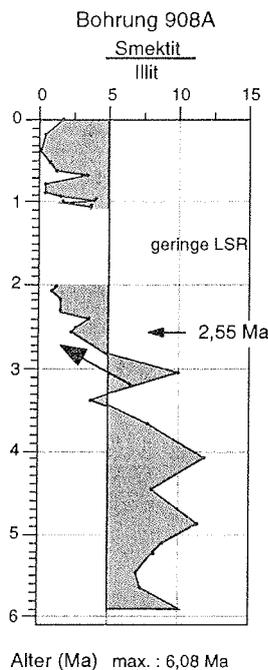


Abb. 9.4: Das Smektit/Illit-Verhältnis in der Bohrung 908A.

Die Komponentenverteilung der Grobfraction in Bohrung 909C bestätigt mit einem Wechsel zu einer Quarz_{ang.} dominierten Zusammensetzung mit ca. 90% Quarzanteil bei 3,2 Ma den Wechsel in der Tonmineralzusammensetzung und ist mit einer Intensivierung des Eistransportes in der Framstraße zu interpretieren. Von 3,2-2,7 Ma stagniert das Tonmineralverhältnis und der hohe gleichmäßige Eintrag von angularen bis wenig gerundetem Quarz zeugt von gleichmäßigen Sedimentationsbedingungen mit regelmäßigen Abschmelzprozessen von Eismassen in der Framstraße, was durch die hohe Grobfractionsakkumulation impliziert wird. Weitere Minima des Tonmineralverhältnisses werden bei 2,6 Ma und bei 2,4 Ma erreicht und dokumentieren die zunehmende Intensivierung der Vereisung. Ab 2,6 Ma nimmt auch der Quarz in der Tonfraktion einen sehr hohen Anteil an. Das S/I+C-Verhältnis nimmt ab 2,4 Ma einen relativ konstanten Wert zwischen 1,5-1 auf niedrigem Niveau ein. In der Rekonstruktion der Bildung der Nordhemisphären-Eisschilde setzt Maslin *et al.* (1996) den Beginn der Vereisung der eurasischen Arktis und Nordost-Asiens bei 2,75 Ma an. Die Vereisung Alaskas folgt bei 2,65 Ma und der ostamerikanische Kontinent schließt sich ab 2,54

Ma an. Diese Zeitmarken lassen sich nicht vollständig auf die Tonmineraldaten der zentralen Framstraße übertragen (was auch in der stratigraphischen Auflösung begründet sein kann). Es zeigt sich aber, daß in dem Zeitraum der sukzessiven Vereisung der zirkumarktischen Landmassen auch die Tonmineralverteilung eindeutige Signale einer zunehmenden Abkühlung aufweist. Die Intensivierung der glazialen Verhältnisse zeigt sich auch in den Tonmineraldaten der Bohrung 908A. Es vollzieht sich ein deutlicher Wechsel des Verhältnisses zwischen Smektit und Illit bei 2,5 Ma und dies entspricht genau dem Zeitpunkt für den Shackleton *et al.* (1984) einen starken Anstieg von IRD in der DSDP-Bohrung 552 im Nordatlantik beobachten und auf einen massiven Eisaufbau schließen (Abb. 9.4).

Im Vergleich der Tonmineralverteilung mit globalen Klimadatenansätzen wird deutlich, daß sich die Tonmineralzusammensetzung in den Bohrungen 909C und 908A durchaus als Klimaproxies für die hohen nördlichen Breiten verwenden lassen.

10 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit stehen die Untersuchungen zu den ODP-Bohrungen 908A und 909A/C des Legs 151 in der zentralen Framstraße. Als nördlichste ODP-Bohrung, die bis ins mittlere Miozän zurückreicht und in einer Schlüsselregion des Wassermassenaustausches zwischen Arktischem Ozean und Nordatlantik lokalisiert ist, spiegelt Bohrung 909C die Veränderlichkeit des Klimas und der Ozeanographie während der drastischen Klimaverschlechterung seit dem mittleren Miozän wider.

Die Sedimentation in der Framstraße wird durch das Liefergebiet, das Transportmedium und das Klima bzw. die daran gekoppelten Verwitterungs- und Erosionsprozesse bestimmt. In Abbildung 10.1 sind die wesentlichen Sedimentationsereignisse, die aus dem Vergleich der Grob- und Feinfraktion der Bohrungen 908A und 909C in der Framstraße rekonstruiert werden konnten, zusammengefaßt.

Das Klima ist durch Verwitterung/Erosion und Eisbildung die bedeutendste, prägende Komponente, wogegen Liefergebiete nur unter Vorbehalt bestimmt werden können. Das insgesamt die Tonfraktion dominierende Mineral ist Smektit. Sein hoher Anteil in den miozänen Sedimenten setzt entweder ein sehr smektitreiches nahegelegenes Liefergebiet, vergleichbar mit den smektitreichen Schüttungen des Ob und Jenisej, die ein vulkanisches Hinterland entwässern, oder ein Zusammenwirken mehrerer Quellen voraus. Sowohl rezent als auch in der geologischen Vergangenheit sind keine großräumigen Vulkangebiete in der näheren Umgebung der Framstraße bekannt. Eine submarine Bildung von Smektit am mittelozeanischen Rücken ist nicht auszuschließen. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß eine verstärkte Bodenbildung in präglazialen Zeiten vor Ausbildung kontinentaler Eisschilde und einer damit verbundenen zunehmenden Verdrängung von Smektit durch verstärkt unter physikalischen Verwitterungsbedingungen gebildeten bzw. bereitgestellten Illit und Chlorit für ein insgesamt höheres Hintergrundsignal von Smektit verantwortlich ist. Diese generelle Klimasteuerung wird durch die gute Übereinstimmung mit globalen Datensätzen der Sauerstoffisotopenverhältnisse in pelagischem Biogenkarbonat unterstützt. Als mögliches Liefergebiet im Mittelmiozän könnte der Barentsschelf angenommen werden. Die erhöhten Kaolinitgehalte, vergesellschaftet mit Chlorit, sowie das häufige Vorkommen von Bruchstücken sedimentärer Gesteine weisen darauf hin. Ein deutlicher Liefergebietswechsel zeigt sich bei 11,2 Ma in der Tonfraktion. Dieser geht mit der Intensivierung des Wassermassenaustausches einher, der sich in ansteigenden Akkumulationsraten und erhöhten Smektitanteilen dokumentiert. Eine stärkere Abnahme des S/I+C-Verhältnis (Abb. 10.1) weist auf eine Abkühlungsphase zwischen 10-9 Ma hin. Diese zeigt einen synchronen Verlauf zu dem "carbonate crash" im äquatorialen Ostpazifik, was mögliche Zusammenhänge nahelegt. Der Wechsel des Liefergebietes bei 6,9 Ma betrifft ausschließlich die Grobfraktion und ist nur ein Beispiel für das unterschiedliche Sedimentationsverhalten von Grob- und Tonfraktion. Beide Sedimentkomponenten werden nicht mit demselben Transportprozeß geliefert.

Zwischen 4,9 und 4,7 Ma ist ein kurzes Intervall kalten und trockenen Klimas dokumentiert, das vermutlich durch erhöhten äolischen Eintrag charakterisiert ist. Eine Abkühlungsphase ohne Eisaufbau zeichnet sich ab.

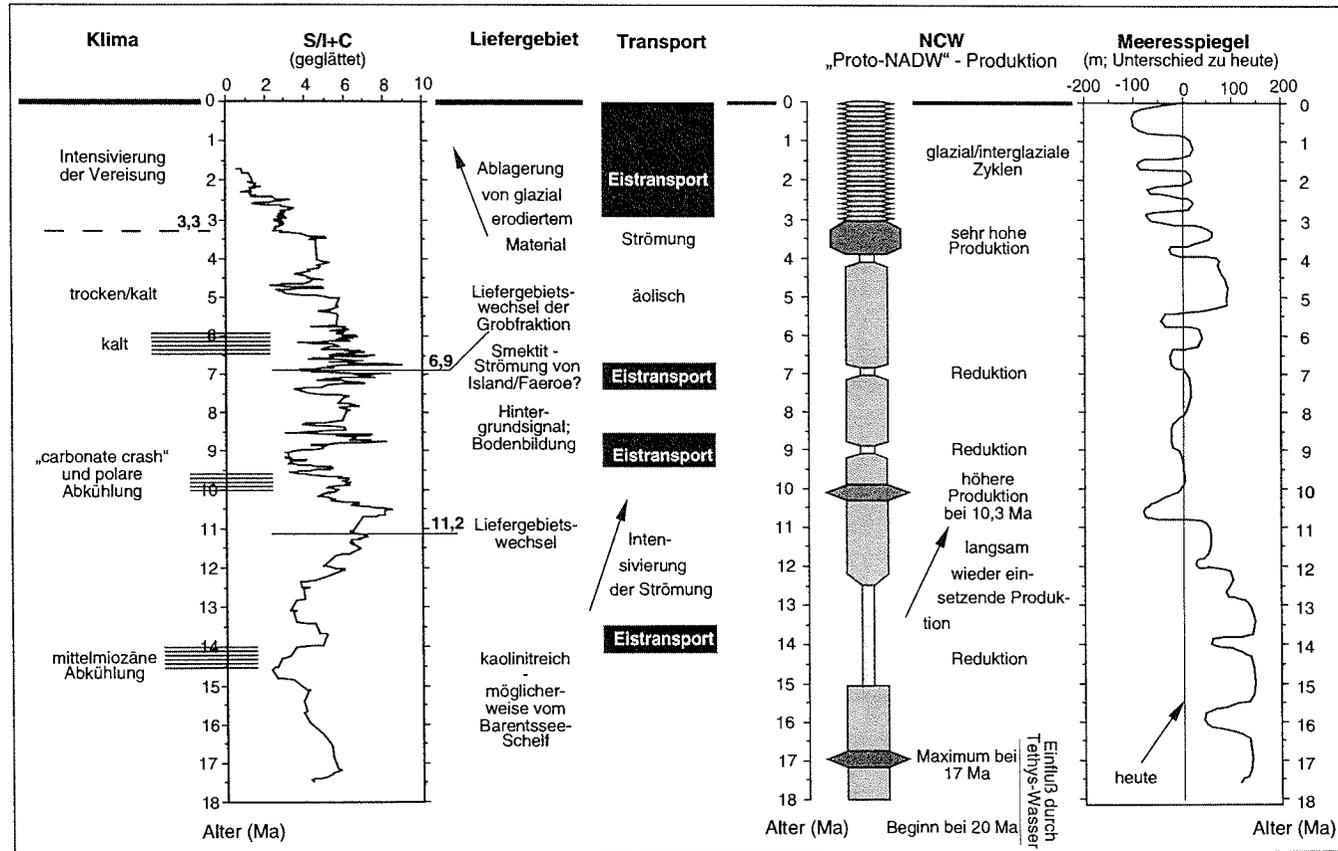


Abb. 10.1: Syntheseabbildung: dargestellt sind das S/I+C Verhältnis, klimatische Ereignisse, potentielle Liefergebiete und Eintragsmechanismen, die Meeresspiegelkurve nach [Haq et al. 1987; Alter konvertiert nach Cande & Kent (1992), frdl. Mitteilung Wold und Söding (1998)] und relative Produktionsraten von "Northern Component Water" (NCW), proto-North Atlantic Deep Water (NADW) nach Wright & Miller (1996).

Eine erhöhte Strömungsintensität, die sich zwischen 4-3 Ma in Bohrung 909C abzeichnet, zeigt eine Parallelität zu der hohen NADW-Produktion im Nordatlantik im gleichen Zeitraum. Ab 3,3 Ma stellen sich überwiegend glaziale Verwitterungs- und Erosionsbedingungen ein, die die Zunahme des Eisvolumens in den hohen Breiten begleiten. Smektit wird fast vollständig von den Mineralen der physikalischen Verwitterung verdrängt.

Aus dem Vergleich der Fein- und Grobfraction in den Bohrungen 909C und 908A lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- Beide Sedimentkomponenten werden nicht durch den gleichen Transportprozeß geliefert. Dies belegt die fehlende Korrelation von Grob- und Tonfraction und die stark divergierenden Amplitudenschwankungen der einzelnen Komponenten der Grob- und Tonfraction. Eine Anlieferung der Grobfraction durch Meer- oder Gletschereis ist für die letzten 6 Ma als gesichert anzunehmen und seit 15 Ma wahrscheinlich. Für die Tonfraction ist der Transport durch Oberflächen- oder Tiefenwasserströmungen als dominierendes Transportmedium anzunehmen.
- Die statistische Auswertung des Datenmaterials zeigte eine vergleichbare Verteilung bestimmter, charakteristischer Einzelkomponenten, wohingegen der Gesamteintrag der Grobfraction keine Korrelation zu einzelnen Tonmineralen ergab. Quarz-, illit- und chloritreiche Assoziationen verbunden mit Grobfractionseintrag sind charakteristisch für glaziale Verwitterungs- und Erosionsbedingungen. Der Grobfractionseintrag von Fragmenten sedimentärer Gesteine zusammen mit den gleichzeitig auftretenden hohen Smektitgehalten dokumentieren demgegenüber eher kleinräumige, weniger bedeutende Küstenvergletscherungen.
- Es konnte eine frühe, mittelmiozäne Abkühlungsphase in den Sedimenten der Bohrung 909C erkannt werden, die parallel zum Eisaufbau der Antarktis verläuft. Eine weitere Kaltphase zwischen 10-9 Ma zeigt Parallelen zu dem "carbonate crash" im äquatorialen Ostpazifik. Eine kältere Phase um 6 Ma ist vorallem durch die quarzreiche Grobfraction dokumentiert. Ein kurzes Intervall mit trockenen, kaltem Klima ohne signifikanten Eisaufbau ist zwischen 4,9-4,7 Ma dokumentiert. Die Intensivierung der Vereisung zeigt sich in Bohrung 908A und 909C deutlich ab 3,3 Ma.
- In der Zuordnung von Illit und Chlorit zu quarzreichen Intervallen sowie in der deutlichen Korrelation der Tonmineralassoziationen mit Sauerstoffisotopenwerten im Biogenkarbonat des Atlantiks und des Indiks, die eine Tiefenwasserabkühlung und/oder einen polaren Eisaufbau dokumentieren, zeigt sich eine eindeutige Klimasteuerung des Tonmineralsignals.

Dies macht es wahrscheinlich, daß das Tonmineralsignal in Zusammenhang mit dem der Grobfraction eine kontinuierliche Klimaaufzeichnung seit dem mittleren Miozän in den hohen nördlichen Breiten liefert.

11 Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Jörn Thiede, der mich nach Kiel geholt hat und mir die geologische Welt der tiefen Ozeane öffnete. Herrn Prof. Karl Stattegger, Leiter des Projekts, in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit eingebunden war, danke ich für Unterstützung bei der Erarbeitung der Thematik. Für ihre Förderung sei beiden gedankt.

Meinem "Coach" Dr. Thomas Wolf-Welling sei neben der fachlichen Betreuung besonders für die freundschaftliche Atmosphäre, in der die Arbeit entstanden ist gedankt. Seine Frau Jayne korrigierte mir häufig meine englischen Manuskripte. Beide haben mir in Kiel ein "Stückchen" Familie gegeben - ein ganz herzliches Dankeschön.

Frau Dr. Dorothee Spiegler danke ich für die sorgfältige Durchsicht meiner Manuskripte und die vielen aufmunternden Worte.

Die Drs. Heinz Lange und Jens Matthießen sahen die Arbeit durch. Vielen Dank für die wertvollen Tips und kritischen Anmerkungen.

Drs. Thomas Pletsch, Frank Lindemann, Niels Nørgaard-Pedersen, Ralf Tiedemann, Bettina Gehrke, Klas Lackschewitz, Christian Hass, sowie Emanuel Söding und Jens Greinert danke ich für fruchtbare Diskussionen, die den Fortgang der Arbeit unterstützten.

Dr. Michel Cremer ermöglichte mir einen Aufenthalt an der Universität Bordeaux, ihm und Dr. Frank Rack sei zudem für die Diskussionen und Anregungen zu dieser Arbeit gedankt.

Jutta Heinze hatte neben einem starken Kaffee auch immer gute Tips, die das Arbeiten im Labor erleichterten. Ihr und meinen HiWis Claudia Battermann und Birgit Scherp danke für die Hilfe während der Laborarbeiten.

Nicht nur für die akribische Durchsicht meines Manuskriptes, sondern vor allem für die familiäre Atmosphäre, die sie für uns alle in der Abteilung Paläo-Ozeanologie schafft, herzlichen Dank an Frau Ortrud Runze.

Die Freunde und Kollegen am GEOMAR haben mir das Leben und Arbeiten in Kiel leicht gemacht. Vielen Dank an alle!

Für seine Geduld danke ich Stefan, der auch in Krisensituationen während der Endphase der Arbeit mich auf Kurs gehalten hat.

Meiner Familie danke ich von ganzem Herzen für ihre Unterstützung während meiner Zeit in Kiel und ihr Interesse an meiner Arbeit.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms DSDP/ODP finanziell unterstützt.

12 Literatur

- Aagaard, K., Darnall, C. & Greisman, P., 1973. Year-long current measurements in the Greenland-Spitsbergen passage. *Deep-Sea Research* 20: 743-746.
- Aagaard, K., Darnall, C., Foldvik, A. and Tørresen, T., 1985a. Fram Strait current measurements 1984-1985. Joint Data Report from Univ. of Bergen, Geophysical Inst., Dept. of Oceanography, Report No. 63 and University of Washington, School of Oceanography, Report No. M85-9.
- Aagaard, K., Swift, J.H. & Carmack, E.C., 1985b. Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *J. Geophys. Res.* 90, (C3): 4833-4846.
- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S.R., 1987. The West Spitsbergen Current: Deposition and water mass transformation. *J. Geophys. Res.* 92, (C4): 3778-3784.
- Aagaard, K., Darnall, C., Foldvik, A., Steg, M. & Tørresen, T., 1988. Fram Strait current measurements 1985-1986. Joint Data Report from Univ. of Bergen, Geophysical Inst., Dept. of Oceanography, Report No. 66 and University of Washington, School of Oceanography, Report No. 1021.
- Aagaard, K., Darnall, C., Meincke, J. & Wüllner, H., 1993. Fram Strait current measurements 1986-1987. Joint Data Report from University of Hamburg, Institut für Meereskunde, Hamburg, Germany and NOAA - Pacific Marine Environmental Laboratory, Seattle, Washington, USA.
- Agrawal, Y.C., McCave, I.N. & Riley, J.B., 1991. Laser diffraction size analysis. In: J. P. M. Syvitski (ed.), *Principles, Methods, and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, 119-128.
- Aksu, A.E. & Kaminski, M.-A., 1989. Neogene and Quaternary planktonic foraminifer biostratigraphy and biochronology in Baffin Bay and the Labrador Sea. In: S. P. Srivastava, M. Arthur & B. Clement (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 105: 287-304.
- Aksu, A.E. and Hillaire-Marcel, C., 1989. Upper Miocene to Holocene oxygen and carbon isotopic stratigraphy of Sites 646 and 647, Labrador Sea. In: S. P. Srivastava, M. Arthur and B. Clement (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 105: 689-704.
- Andersen, E.S., Dokken, T.M., Elverhøi, A., Solheim, A. & Fossen, I., 1996. Late Quaternary sedimentation and glacial history of the western Svalbard margin. *Mar. Geol.* 133: 123-156.
- Anderson, L.G., Jones, E.P., Koltermann, H.P., Schlosser, P., Swift, J.H. & Wallace, D.W., 1989. The first oceanographic section across the Nansen Basin and the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research* 36: 475-482.
- Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W. & Weiber, R., 1996. *Multivariate Analysemethoden*. Springer, Berlin, 591 pp.
- Barron, J.A., 1985. Diatom paleoceanography and paleoclimatology of the central and eastern Equatorial Pacific between 18 and 6.2 Ma. *Init. Reports. DSDP* 85: 935-945.
- Baumann, K.-H., Meggers, H. & Henrich, R., 1996. Variation in surface water mass conditions in the Norwegian-Greenland Sea: Evidence from Pliocene/Pleistocene calcareous plankton records (Site 644, 907, 909). *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 493-514.
- Berner, H. & Wefer, G., 1990. Physiographic and biological factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait. In: U. Bleil & J. Thiede (eds.), *Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluwer, Dordrecht, 317-335.
- Berner, H., 1991. Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. *Ber. Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 20: 165 pp.
- Berner, H. & Wefer, G., 1994. Clay-mineral flux in the Fram Strait and Norwegian Sea. *Mar. Geol.* 116: 327-345.
- Birkenmajer, K., 1981. The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea and the continental margin of Scandinavia. In: A. E. M. Nairn, M. Churkin & F. G. Stehli (eds.), *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York, 256-326.
- Biscaye, P.E., 1964. Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by x-ray diffraction. *Amer. Mineral.* 49: 1281-1289.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of the recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76: 803-832.
- Biscaye, P.E., Grousset, F.E., Revel, M., Gaast, S.v.d., Zielinski, G.A., Vaars, A. & Kukla, G., 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. *J. Geophys. Res.* 102, (C12): 26765-26781.

- Bischof, J., 1990. Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea - Indications of Late Quaternary circulation patterns. In: U. Bleil & J. Thiede (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluwer, Dordrecht, 499-519.
- Bjørlykke, K. & Elverhøi, A., 1975. Reworking of Mesozoic clayey material in the northwestern part of the Barents Sea. *Mar. Geol.* 18: 29-34.
- Bjørlykke, K., Bue, B. & Elverhøi, A., 1978. Quaternary sediments in the northwestern part of Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock. *Sedimentology* 25: 227-246.
- Blindheim, J., 1989. Cascading of Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.* 188: 49-58.
- Bohrmann, G., Stein, R. & Faugères, J.-C., 1989. Authigenic zeolites and their relation to silica diagenesis in ODP Site 661 sediments (Leg 108, Eastern Equatorial Atlantic). *Geol. Rundsch.* 78: 779-792.
- Bohrmann, G. & Thiede, J., 1989. Diagenesis in Eocene claystones, ODP Site 647, Labrador Sea: Formation of complex authigenic carbonates, smectites, and apatit. In: S. P. Srivastava, M. Arthur & B. Clement (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 105: 137-154.
- Bohrmann, G., Henrich, R. & Thiede, J., 1990. Miocene to Quaternary paleoceanography in the northern North Atlantic: Variability in carbonate and biogenic opal accumulation. In: U. Bleil & J. Thiede (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluwer, Dordrecht, 647-675.
- Boles, J.R. & Wise, W.S., 1978. Nature and origin of deep-sea clinoptilolite. In: G. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. Pergamon, New York, 235-243.
- Bott, M.H.P., 1983. Deep structure and geodynamics of the Greenland-Scotland Ridge: An Introductory Review. In: M. H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani & J. Thiede (eds.), *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*. Plenum Press, New York, 3-9.
- Bourke, R.H., Newton, J.L., Paquette, R.G. & Tunnicliffe, M., 1987. Circulation and watermasses of the East Greenland shelf. *J. of Geophys. Res.* 92: 6729-6740.
- Broecker, W.S., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography* 4: 79-89.
- Cande, S.C. & Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 97, (B10): 13917-13951.
- Capet, X., Chamley, H., Beck, C. and Holzapffel, T., 1990. Clay mineralogy of ODP Sites 671 and 672, Barbados Ridge accretionary complex and Atlantic abyssal plain: Paleoenvironmental and diagenetic implications. In: A. Mascle, J. C. Moore, E. Taylor and M. B. Underwood (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 110: 85-97.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin, 623 pp.
- Chow, N., Morad, S. & Al-Aasm, I.S., 1996. Origin of authigenic carbonates in Eocene to Quaternary sediments from the Arctic Ocean and Norwegian-Greenland Sea. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson and W. F. Ruddiman (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 415-437.
- Churkin, M. & Trexler, J.H., 1981. Continental plates and accreted oceanic terranes in the Arctic. In: A. E. M. Nairn, M. Churkin & F. G. Stehli (eds.), *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York, 1-21.
- Clark, D.L., Whitman, R.R., Morgan, K.A. & Mackey, S.D., 1980. Stratigraphy and glacio-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 181: 57 pp.
- Clark, D.L. & Hanson, A., 1983. A key to ice transport mechanism. In: B. F. Molina (ed.), *Glacial - Marine - Sedimentation*. Plenum Press, New York, 301-330.
- Clark, D.L., Chern, L.A., Hogler, J.A., Mennicke, C.M. & Atkins, E.D., 1990. Late Neogene climate evolution of the central Arctic Ocean. *Mar. Geol.* 93: 69-94.
- Clarke, R.A., Swift, J.H., Reid, J.L. & Koltermann, K.P., 1990. The formation of Greenland Sea Deep Water: Double diffusion or deep convection? *Deep-Sea Research*. 37, (9): 1385-1424.
- Collins, L.S., Coates, A.G., Berggren, W.A., Aubry, M.-P. & Zhang, J., 1996. The late Miocene Panama isthmian strait. *Geology* 24: 687-690.
- Crane, K., Eldholm, O., Myhre, A.M. & Sundvor, E., 1982. Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen transform fault. *Tectonophysics* 89: 1-32.
- Crane, K., Vogt, P.R., Sundvor, E., Shor, A. & Reed, T., 1995. SeaMARK II Tiles. In: K. Crane & A. Solheim (eds.), *Seafloor Atlas of the Northern Norwegian-Greenland Sea*. Norsk Polarinstitutt, Oslo, 40-42.
- Cremer, M., Maillet, N. & Latouche, C., 1989. Analysis of sedimentary facies and clay mineralogy of Neogene-Quaternary in ODP Site 646, Labrador Sea. In: S. P. Srivastava, M. Arthur & B. Clement (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 105: 71-81.
- Darby, D.A., 1975. Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. *J. Sediment. Petrol.* 45: 272-279.

- Dersch-Hansmann, M., 1994. Zur Klimaentwicklung in Ostasien während der letzten 5 Millionen Jahre: Terrigener Sedimenteintrag in die Japan See (ODP Ausfahrt 128). Ber. Fachbereich Geowissenschaften, Bremen, 49: 123 pp.
- Desprairies, A., 1981. Authigenic minerals in volcanogenic sediments cored during Deep Sea Drilling Project Leg 60. In: D. M. Hussong, S. Uyeda et al. (eds.), Init. Reports DSDP, 60: 455-466.
- Dethleff, D., 1995. Die Laptev See - eine Schlüsselregion für den Fremdstoffeintrag in das arktische Meeres. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 111 pp.
- Duque-Caro, H., 1990. Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiology in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 77: 203-234.
- Duzhikov, O.A. & Strunin, B.M., 1992. Geological outline of the Noril'sk region. In: O. A. Duzhikov & B. M. Strunin (eds.), *Geology and Metallogeny of Sulfide Deposits Noril'sk Region*. SEG Spec. Publ., U.S.S.R., 1-60.
- Eberl, D. & Hower, J., 1976. Kinetics of illite formation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87: 1326-1330.
- Eberli, G.P. & Ginsburg, R.N., 1989. Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. In: P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg & J. F. Read (eds.), *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Pub. 44: 339-351.
- Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J. et al., 1997. Proc. ODP, Init. Reports 166: 850 pp.
- Ehrmann, W. U., 1994. Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis. Ber. Polarforsch. 137: 152 pp.
- Ehrmann, W. & Thiede, J., 1985. History of Mesozoic and Cenozoic Sediment Fluxes to the North Atlantic Ocean. *Contr. Sediment.* 15: 109 pp.
- Eiken, O. & Hinz, K., 1993. Contourites in the Fram Strait. *Sedimentary Geology* 82: 15-32.
- Eiken, O., 1994. Greenland slope - Hovgård Ridge - Molloy transform fault - off Prins Karls forland. In: O. Eiken (ed.), *Seismic Atlas of Western Svalbard*. Norsk Polarinstutt, Oslo, 23-24.
- Einarsson, T., 1972. Sea currents, ice drifts and ice composition in the East Greenland Current. In: T. Karlsson (ed.), *Sea Ice*. National Sea Ice Research Council of Iceland, Reykjavik, 23-32.
- Eisma, D. & Gaast, S.J.v.d., 1983. Terrigenous Late Quaternary sediment components north and south of the Scotland-Greenland Ridge and in the Norwegian Sea. In: M. H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani & J. Thiede (eds.), *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*. Plenum Press, New York, 607-636.
- Eldholm, O. & Myhre, A.M., 1977. Hovgaard Fracture Zone. *Norsk Polarinst. Årbok*, 1976, 195-208.
- Eldholm, O., Faleide, J.I. & Myhre, A.M., 1987. Continent-ocean transition at the western Barents Sea-Svalbard margin. *Geology* 15: 1118-1122.
- Eldholm, O., 1990. Paleogene North Atlantic magnetic-tectonic events: Environmental implications. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 44: 13-28.
- Elverhøi, A. & Roaldset, E., 1983. Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica. *Polar Res.* 1: 1-21.
- Elverhøi, A. & Solheim, A., 1983. Surface sediment distribution, physical environment Western Barents Sea, 1:1.500.000. *Norsk Polarinst. Skr.* 179A: 22 pp.
- Elverhøi, A. & Lauritzen, O., 1984. Bedrock geology of the northern Barents Sea (west of 35°E), as inferred from the overlying Quaternary deposits. *Norsk Polarinst. Skr.* 180: 5-16.
- Elverhøi, A., Pfirman, S., Solheim, A. & Larssen, B.B., 1989. Glaciomarine sedimentation in epicontinental seas exemplified by the Northern Barents Sea. *Mar. Geol.* 85: 225-250.
- Elverhøi, A., Andersen, E.S., Dokken, T., Hebbeln, D., Spielhagen, R.F., Svendsen, J.I., Sørflaten, M., Rørnes, A., Hald, M. & Forsberg, C.F., 1995. The growth and decay of the Late Weichselian ice sheet in western Svalbard and adjacent areas based on provenance studies of marine sediments. *Quaternary Research* 44: 303-316.
- Farrell, J.W., Raffi, I., Janecek, T.R., Murray, D.W., Levitan, M., Dadey, K.A., Emeis, K.-C., Lyle, M., Flores, J.-A. & Hovan, S., 1995. Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific Ocean. In: N. G. Pisias, L. A. Mayer, T. R. Janecek, A. Palmer-Julson & T. H. v. Andel (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 138: 717-756.
- Froget, C., Desprairies, A., Latouche, C. & Maillet, N., 1989. Paleoenvironmental significance of Cenozoic clay deposits from the Norwegian Sea: ODP Leg 104. In: O. Eldholm, J. Thiede & E. Taylor (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 104: 41-59.
- Fronval, T. & Jansen, E., 1996. Late Neogene paleoclimates and paleoceanography in the Iceland-Norwegian Sea: Evidence from the Island and Vøring Plateau. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson & W. F. Ruddiman (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 455-469.
- Füchtbauer, H., 1988. Sandsteine. In: H. Füchtbauer (ed.), *Sedimente und Sedimentgesteine - Sediment-Petrologie Teil II*. Schweitzerbart, Stuttgart, 97-184.

- Fütterer, D.K., 1992. ARCTIC '91: The Expedition ARK-VIII/3 of RV "Polarstern" in 1991. *Ber. Polarforsch.* 107: 267 pp.
- Fyles, B. P., Marinovich, L., Jr., Matthews, J.V., Jr., & Barendregt, R., 1991. Unique mollusc find in the Beaufort Formation (Pliocene) on Meighen Island, Arctic Canada. In: *Current Research, Geol. Surv. Can. Pap.* 91, (1B): 105-112.
- Gascard, J.-C., Kergomard, C., Jeannin, P.-F. & Fily, M., 1988. Diagnostic study of the Fram Strait marginal ice zone during summer from 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiment Lagrangian Observations. *J. Geophys. Res.* 93, (C4): 3614-1641.
- Gascard, J.-C., Richez, C. & Rouault, C., 1995. New insights on large-scale oceanography in Fram Strait: The West Spitsbergen Current. In: W. O. Smith & J. M. Grebmeier (eds.), *Arctic Oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves*. Am. Geophys. Union, Washington, DC, 131-182.
- Gingele, F.X. & Schulz, H.D., 1993. Authigenic zeolites in the Late Pleistocene sediments of the South Atlantic (Angola Basin). *Mar. Geol.* 111: 121-131.
- Gottardi, G. & Galli, E., 1985. *Natural Zeolites*. Springer, Berlin, 256-284.
- Griffin, J.J., Windom, H. & Goldberg, E.D., 1968. The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Research* 15, 433-459.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (259 million years to present). *Science* 235: 1156-1167.
- Haug, G.H. & Tiedemann, R., 1998. The effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393: 673-676.
- Haupt, B.J., Schäfer-Neth, C. & Statteger, K., 1995. 3-D numerical modeling of late Quaternary paleoceanography and sedimentation in the northern North Atlantic. *Geol. Rundsch.* 84: 137-150.
- Hebbeln, D. & Wefer, G., 1991. Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature* 350: 409-411.
- Hebbeln, D., Dokken, T., Andersen, E.S., Hald, M. & Elverhøi, A., 1994. Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum. *Nature* 370, 357-360.
- Heiland, K., Hinze, H., Monk, J., Niederjäsper, F., Schenke, H.-W. & Schöne, T., 1995. Multibeam bathymetric data of the Molloy Deep, Hovgård Ridge and Vesterisbanken. In: K. Crane & A. Solheim (eds.), *Seafloor Atlas of the northern Norwegian-Greenland Sea*. Norsk Polarinstiutt, Oslo, 42-44.
- Heim, D., 1990. *Tone und Tonminerale*. Enke Verlag, Stuttgart, 157 pp.
- Heling, D., Schwarz, A. & Garbe-Schönberg, D., 1992. X-ray mineralogy and geochemical studies of sediments, Leg 125 Sites 781 through 784 and 786. In: P. Fryer, J. A. Pearce & L. B. Stokking (eds.), *Proc. ODP Sci. Results* 125: 115-130.
- Henrich, R., Wolf, T.C.W., Bohrmann, G. & Thiede, J., 1989. Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse fraction composition in sediments from Vøring Plateau - ODP Leg 104 drillsites. In: O. Eldholm, J. Thiede & E. Taylor (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 104: 77-188.
- Henrich, R., Wagner, T., Goldschmidt, P. & Michels, K., 1995. Depositional regimes in the Norwegian-Greenland Sea: the last two glacial to interglacial transitions. *Geol. Rundsch.* 84: 28-48.
- Henriksen, N., 1992. Geological map of Greenland 1:500.000. Nyeboe Land (Sheet 7), Peary Land (Sheet 8). *Grønlands Geologiske Undersøgelse*.
- Henriksen, N., 1996. Conclusion of the 1:500.000 field mapping in eastern North Greenland. *Bull. Grønlands geol. Unders.* 172: 42-48.
- Hesse, R. & Khodabakhsh, S., 1998. Depositional facies of late Pleistocene Heinrich events in the Labrador Sea. *Geology* 26, (2): 103-106.
- Hodell, D.A., Ciesielski, P.F. & Mead, G.A., 1987. Synthesis of oxygen and carbon isotopic results from Site 704: implications for major climatic-geochemical transitions during the late Neogene. In: P. F. Ciesielski & Y. Kristoffersen (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 114: 475-481.
- Hoffman, J. & Hower, J., 1979. Clay mineral assemblage as low grade metamorphic geothermometer: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana. In: P. A. Scholle & P. S. Schluger (eds.), *Aspects of Diagenesis*. SEPM Spec. Publ., 55-79.
- Holmes, M.L. & Creager, J.S., 1974. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf. In: Y. Herman (ed.), *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas*. Springer, Berlin, 211-229.
- Holtedahl, H. & Bjerkli, K., 1982. Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Møre-Trøndelag, W. Norway. *Mar. Geol.* 45 (3-4): 179-226.
- Holtzapffel, T., 1985. Les Minéraux Argileux. *Rep. Société Géologique du Nord* 12: 129 pp.
- Holtzapffel, T., Bonnot-Courtois, C., Chamley, H. & Clauer, N., 1985. Héritage et diagenèse des smectites du domaine sédimentaire nord-atlantique (Crétacé, Paléogène). *Bull. Soc. géol. France* 8, (1): 25-33.

- Holtzapffel, T. & Chamley, H., 1986. Les smectites lattées du domaine atlantique depuis le jurassique supérieur: gisement et signification. *Clay Minerals* 21: 133-148.
- Honjo, S., Manganini, S.J. & Poppe, L.J., 1982. Sedimentation of lithogenic particles in the deep ocean. *Mar. Geol.* 50: 199-220.
- Huang, S.L., 1989. The influence of disaggregation methods on x-ray diffraction of clay minerals. *J. Sed. Petrol.* 59: 997-1001.
- Hull, D., Osterman, L.E. & Thiede, J., 1996. Biostratigraphic synthesis of Leg 151, North Atlantic - Arctic Gateways. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson & W. F. Ruddiman (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 627-645.
- Iijima, A., 1978. Geological occurrences of zeolite in marine environments. In: G. B. Sand & F. A. Mumpton (eds.), *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. Pergamon, Oxford, 175-198.
- Johannessen, O.M., 1986. Brief overview of the physical oceanography. In: B. G. Hurdle (ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, 103-127.
- Johannessen, J.A., Johannessen, O.M., Svendsen, E., Shuchman, R., Manley, T., Campbell, W.J., Josberger, E.G., Sandven, S., Gascard, J.C., Olaussen, T., Davidson, K. & Leer, J.V., 1987. Mesoscale eddies in the Fram Strait marginal ice zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments. *J. Geophys. Res.* 92, (C7): 6754-6772.
- Jones, E.P., Rudels, B. & Anderson, L.G., 1995. Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation. *Deep-Sea Research* 42, (5): 737-760.
- Kalinenko, V.V., Shelekova, E.S. & Wahsner, M., 1996. Clay minerals in surface sediments of the East Siberian and Laptev Seas. *Ber. Polarforsch.* 212: 43-50.
- Kastner, M., 1981. Authigenic silicates in deep sea sediments, formation and diagenesis. In: C. Emiliani (ed.), *The Oceanic Lithosphere*. Wiley, 915-980.
- Keller, G., Zenker, C.E. & Stone, S.M., 1989. Late Neogene history of the Pacific-Caribbean gateway. *J. South Am. Earth Sci.* 2: 73-108.
- Kempema, E.W., Reimnitz, E. & Barnes, P.W., 1989. Sea ice sedimentation and rafting in the Arctic. *J. Sed. Petrol.* 59, (2): 308-317.
- Kennett, J.P. & Thunell, R.C., 1975. Global increase in Quaternary explosive volcanism. *Science* 187: 497-503.
- Kienast, M., 1996. Geschichte des Flußeintrages vom Sunda-Schelf: Abbild in hemipelagischen Sedimenten aus dem südchinesischen Meer. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 53 pp.
- Koltermann, K.P., 1987. Die Tiefenzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres. Dissertation, Universität Hamburg, 287 pp.
- Krissek, L.A., 1989. Bulk mineralogy of nonbiogenic sediments from ODP Sites 642 and 643, Norwegian Sea: Implications for sediment provenance and recycling. In: O. Eldholm, J. Thiede & E. Taylor (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 104: 29-39.
- Kristoffersen, Y., 1990. On the tectonic evolution and paleoceanographic significance of the Fram Strait gateway. In: U. Bleil & J. Thiede (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluwer, Dordrecht, 63-76.
- Kubisch, M., 1992. Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. *GEOMAR Report* 16: 100 pp.
- Kuhlemann, J., Lange, H. & Paetsch, H., 1993. Implications of the connection between clay mineral variations and coarse grained debris and lithology in the central Norwegian-Greenland Sea. *Mar. Geol.* 114: 1-11.
- Lagaly, G. & Köster, H.M., 1993. Tone und Tonminerale. In: K. Jasmund & G. Lagaly (eds.), *Tonminerale und Tone*. Steinkopf Verlag, Darmstadt, 1-13.
- Lange, H., 1982. Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa. *Sedimentology* 29: 427-431.
- Lawver, L.A., Müller, R.D., Srivastava, S.P. & Roest, W., 1990. The opening of the Arctic Ocean. In: U. Bleil & J. Thiede (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluwer, Dordrecht, 29-62.
- Letzig, T., 1995. Meereistransportiertes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße. *Ber. Polarforsch.* 162: 98 pp.
- Lisitzin, A.P., 1972. Sedimentation in the world ocean. *SEPM Spec. Publ.* 17: 218 pp.
- Lyle, M., Dadey, K.A. & Farrell, J.W., 1995. The late Miocene (11-8 Ma) Eastern Pacific carbonate crash: Evidence for reorganisation of deep-water circulation by the closure of the Panama gateway. In: N. G. Pisias, L.A. Mayer, T.R. Janecek, A. Palmer-Julson & T.H. v. Andel (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 138: 821-838.

- Maier-Reimer, E., Mikolajewicz, U. & Crowley, T., 1990. Ocean General Circulation Model sensitivity experiment with an open Central American isthmus. *Paleoceanography* 5, (3): 349-366.
- Manighetti, B. & McCave, I.N., 1995. Late glacial and Holocene paleocurrents around Rockall Bank, NE Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 10, (3): 611-626.
- Marincovich, L., 1990. Molluscan evidence for early middle Miocene marine glaciation in southern Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102: 1591-1599.
- Maslin, M.A., Haug, G.H., Sarnthein, M. & Tiedemann, R., 1996. The progressive intensification of northern hemisphere glaciation as seen from the North Pacific. *Geol. Rundsch.* 85: 452-465.
- McCave, I.N., 1975. Vertical flux of particles in the ocean. *Deep-Sea Research* 22: 158-161.
- McCave, I.N., Bryant, R.J., Cook, H.F. & Coughanowr, C.A., 1986. Evaluation of a laser diffraction size analyser for use with natural sediments. *J. Sed. Petrol.* 20: 305-315.
- McCave, I.N. & Syvitski, J.P.M., 1991. Principles and methods of geological particle size analysis. In: J. P. M. Syvitski (ed.), *Principles, Methods, and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, 3-21.
- McCave, I.N., Manighetti, B. & Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography* 10, (3): 593-610.
- McManus, D.A., 1991. Suggestions for authors whose manuscripts include quantitative clay mineral analysis by x-ray diffraction. *Mar. Geol.* 98: 1-5.
- Meincke, J. & Quadfasel, D., 1989. Grönlandsee 1988 Expedition, Reise Nr. 8; 27. Oktober 1988 - 18. Dezember 1988. *METEOR-Berichte* 89-1: 40 pp.
- Middtun, L., 1985. Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep-Sea Research* 32: 1233-1241.
- Mikolajewicz, U., Maier-Reimer, E., Crowley, T.J. & Kim, K.-Y., 1993. Effect of Drake and Panamanian Gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography* 8, (4): 409-426.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.G. & Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin. *Paleoceanography* 2, (1): 1-19.
- Miller, K.G., Wright, J.D. & Fairbanks, R.G., 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *J. Geophys. Res.* 96, (B4): 6829-6848.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*. Springer, New York, 251 pp.
- Moore, D.M. & R. C. Reynolds, J., 1989. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University Press, Oxford, 332 pp.
- Mosby, H., 1970. Atlantic Water in the Norwegian Sea. *Geophys. Publ.* 28: 3-60.
- Mountain, G.S. & Tucholke, B.E., 1985. Mesozoic and Cenozoic geology of the U.S. Atlantic continental slope and rise. In: C. W. Poag (ed.), *Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin*. van Nostrand Reinhold, New York, 231-243.
- Mudie, P.J. & Helgason, J., 1983. Palynological evidence for Miocene climatic cooling in eastern Iceland about 9.8 Myr ago. *Nature* 303: 689-692.
- Müller, G., 1967. Methods in sedimentary petrology. In: W. v. Engelhardt, H. Füchtbauer & G. Müller (eds.), *Sedimentary Petrology*. Schweizerbart, Stuttgart, 283 pp.
- Müller, C. & Stein, R., 1998. Tonminerale als Anzeiger für Paläo-Umweltbedingungen im östlichen Arktischen Ozean. *Erlanger Geol. Abh. Sonderband* 2: 65.
- Myhre, A., Eldholm, O. & Sundvor, E., 1982. The margin between Senja and Spitsbergen fracture zones: Implication from plate tectonic. *Tectonophysics* 89: 33-50.
- Myhre, A.M. & Thiede, J., 1995. North Atlantic-Arctic Gateways. In: A. M. Myhre, J. Thiede, J. Firth et al. (eds.), *Proc. ODP, Init. Reports* 151: 5-26.
- Myhre, A.M., Thiede, J., Firth, J. et al. 1995. *Proc. ODP, Init. Reports* 151: 926 pp.
- Naidu, A.S., Mowatt, T.C., Hawkins, D.B. & Hood, D.W., 1975. Clay minerals and geochemistry of some Arctic Ocean sediments: Significance of paleoclimate interpretation. In: G. Weller & S. A. Bowling (eds.), *Climate of the Arctic*. Geophys. Inst., University of Alaska, Fairbanks, 59-67.
- Naidu, A.S. & Mowatt, T.C., 1983. Sources and dispersal pattern of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94: 841-854.
- Nähr, T., 1997. Authigener Klinoptilolith in marinen Sedimenten - Mineralchemie, Genese und mögliche Anwendung als Geothermometer. *GEOMAR Report* 66: 119 pp.
- Nielsen, T.H., 1978. Lower Tertiary laterite on the Iceland-Faeroe Ridge and the Thulean land bridge. *Nature* 274: 786-788.
- North, G.R., Mengel, J.G. & Short, D.A., 1983. Simple energy balance model resolving the seasons and continents: applications to astronomical theory of ice ages. *J. Geophys. Res.* 88: 6576-6586.
- Nørgaard-Pedersen, N., 1997. Late Quaternary Arctic Ocean sediment records: Surface ocean conditions and provenance of ice rafted debris. *GEOMAR Report* 65: 115 pp.

- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eiken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. & Thiede, J., 1994. Sediments in the Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. *Mar. Geol.* 119: 185-214.
- Nürnberg, D., Levitan, M.A., Pavlidis, J.A. & Shelekhova, E.S., 1995. Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and south-western Kara seas. *Geol. Rundsch.* 84: 665-682.
- Ogihara, S. & Iijima, M., 1990. Exceptionally K-rich clinoptilolite-heulandite group zeolites from three offshore boreholes off northern Japan. *Eur. J. Mineral.* 2: 819-826.
- Osterman, L.E. & Spiegler, D., 1996. Agglutinated benthic foraminiferal biostratigraphy of Sites 909 and 913, northern North Atlantic. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson & W. F. Ruddiman (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 169-187.
- Paetsch, H., 1991. Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen spätquartärer Ablagerungen. *Ber. Sonderforschungsbereich, Univ. Kiel*, 29, 83 pp.
- Parra, M., Delmont, P., Ferragne, A., Latouche, C., Pons, J.C. & Puechmaille, C., 1985. Origin and evolution of smectite in recent marine sediments of the NE Atlantic. *Clay Minerals* 20: 335-346.
- Perry, R.K., 1986. Bathymetry. In: B. G. Hurdle (ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, 211-234.
- Petschik, R., Kuhn, G. & Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic - sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.* 86: 283-319.
- Pfirman, S., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelmann, A., 1989a. Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: Observations from July and August 1987. *Polar Res.* 7: 59-66.
- Pfirman, S., Wollenburg, I., Thiede, J. & Lange, M.A., 1989b. Lithogenic sediment on Arctic pack ice: Potential aeolian flux and contribution to deep sea sediments. In: M. Leinen & M. Sarnthein (eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. NATO ASI Series C 282, Kluwer, Dordrecht, 463-493.
- Pollastro, R.M., 1993. Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Messinian age. *Clay and Clay Minerals* 41, (2): 119-133.
- Pomar, L., 1993. High-resolution sequence stratigraphy in prograding Miocene carbonates: Application to seismic interpretation. In: R. G. Lours & J. F. Sarg (eds.), *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications*. AAPG Mem. 57: 389-407.
- Poulsen, N.E., Manum, S.B., Williams, G.L. & Ellegaard, M., 1996. Tertiary dinoflagellate biostratigraphy of Sites 907, 908 and 909 in the Norwegian-Greenland Sea. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson & W. E. Ruddiman (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 255-287.
- Pye, K., 1989. Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes. In: M. Leinen & M. Sarnthein (eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. NATO ASI Series C 282, Kluwer, Dordrecht, 3-30.
- Quadfasel, D., Gascard, J.-C. & Koltermann, K.-P., 1987. Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *J. Geophys. Res.* 92, (C7): 6719-6728.
- Raymo, M.E. & Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359: 117-122.
- Rea, D.K., Basov, I.A. & Krissek, L.A., 1995. Scientific results of drilling of North Pacific Transect. In: D. K. Rea, I. A. Basov, D. W. Scholl & J. F. Allan (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 145: 577-596.
- Reijmer, J.J.G., Tiedemann, R., Betzler, C., Kroon, D. & Eberli, G.P., in prep. Bahamian carbonate platform development in response to paleoceanographic events. *Geology*.
- Rinna, J., Rullkötter, J. & Stein, R., 1996. Hydrocarbons as indicators for provenance and thermal history of organic matter in Late Cenozoic sediments from Hole 909C, Fram Strait. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson & W. F. Ruddiman (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 407-414.
- Rosenqvist, I.T., 1961. What is the origin of the hydrous micas of Fennoscandia? *Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull.* 40: 265-248.
- Rossak, B., 1995. Zur Tonmineralverteilung und Sedimentzusammensetzung in Oberflächensedimenten der Laptevsee, sibirische Arktis. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität Kiel, 95 pp.
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A., 1979. Warmth of subpolar North Atlantic. *Science* 204: 173-175.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M. & McIntyre, A., 1986. Matuyama 41.000-years cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet. Sci. Lett.* 80: 117-129.
- Ruddiman, W.F. & Kutzbach, J.E., 1989. Forcing of Late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West. *J. Geophys. Res.* 94, (D15): 18409-18427.
- Sætre, R. & Mork, M., 1981. The Norwegian Coastal Current. *Proc. Norwegian Coastal Current Symp.* Geilo 9.-12. Sept 1980, 2: 370-795.
- Sarnthein, M., 1971. Oberflächensedimente im Persischen Golf und dem Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. "METEOR" *Forsch. Erg., Reihe C* 5: 113 pp.

- Sarnthein, M. & Tiedemann, R., 1989. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 3.4 million years: Sites 658 and 659 off northwest Africa. In: W. F. Ruddiman, M. Sarnthein, J. Baldauf et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results 108: 167-187.
- Schaeffer, R. & Spiegler, D., 1986. Neogene Kälteeinbrüche und Vereisungsphasen im Nordatlantik. *Z. dtsh. geol. Ges.* 137: 537-552.
- Schauer, U., 1989. Hydrographie der Framstraße. In: J. Meincke (ed.), Hydrobiologische und geowissenschaftliche Schlüsselregion zwischen Nordpolarmeer und Europäischem Nordmeer. - Ergebnisse eines Workshops am 4. April 1989 in Hamburg, Institut für Meereskunde der Univ. Hamburg, 1-7.
- Schoonmaker-Tribble, J., 1990. Clay diagenesis in the Barbados accretionary complex: potential impact on hydrology and subduction dynamics. In: A. Mascle, J. C. Moore, E. Taylor & M. B. Underwood (eds.), Proc. ODP, Sci. Results 110: 97-111.
- SCOR und Working Group 58., 1979. The Arctic Ocean heat budget. University of Bergen Report 52: 98 pp.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddlestun, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morten, A.C., Murray, J.W. & Westberg-Smith, J., 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature* 307: 620-623.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. & Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846. In: L. Mayer, N. Pisias, T. Janecek et al. (eds.), Proc. ODP, Sci. Results 138: 337-355.
- Shipboard Scientific Party, Leg 151, 1995. Site Chapters. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth et al. (eds.), Proc. ODP, Init. Reports 151: 57-382.
- Sigurdsson, H., Leckie, R.M., Acton, G.D. et al. (eds.), 1997. Proc. ODP, Init. Reports 165: 865 pp.
- Silverberg, N., 1972. Sedimentology of the surface sediments of the east Siberian and Laptev Seas. Dissertation, University of Washington, 184 pp.
- Singer, A., 1984. The palaeoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. *Earth Science Rev.* 21: 251-293.
- Singer, J.K., Anderson, J.B., Ledbetter, M.T., McCave, I.N., Jones, K.P.N. & Wright, R., 1988. An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments. *J. Sed. Petrol.* 58, (3): 534-543.
- Smethie, W.M., Ostlund, H.G. & Loosli, H.H., 1986. Ventilation of the deep Greenland and Norwegian seas: evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39. *Deep-Sea Research* 33, (5): 675-703.
- Solheim, A. & Elverhøi, A., 1996. Surface sediments of the north-western Barents Sea. *Ber. Polarforsch.* 212: 144-158.
- Spielhagen, R.F., 1991. Die Eisdrift in der Framstrasse während der letzten 200.000 Jahre. GEOMAR Report 4: 133 pp.
- Stein, R., Grobe, H. & Wahsner, M., 1994. Organic carbon, carbonate, and clay mineral distributions in eastern central Arctic Ocean sediments. *Mar. Geol.* 119: 269-285.
- Stein, R. & Stax, R., 1996. Organic carbon and n-alkane distribution in late Cenozoic sediments of Arctic gateways Sites 909 and 911 and their paleoenvironmental implications: Preliminary results. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson & W. F. Ruddiman (eds.), Proc. ODP, Sci. Results 151: 391-405.
- Swift, J.H. & Aagaard, K., 1981. Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas. *Deep-Sea Research* 28: 1107-1129.
- Swift, J.H., Takahashi, T. & Livingston, H.D., 1983. The contribution of the Greenland and Barents seas to the deep water of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 88: 5981-5986.
- Swift, J.H., 1984. The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic. *Deep-Sea Research* 31: 1339-1355.
- Swift, J.H., 1986. The Arctic Waters. In: B. G. Hurdle (ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, 129-153.
- Swift, J.H. & Koltermann, K.P., 1988. The origin of Norwegian Sea Deep Water. *J. Geophys. Res.* 93, (C4): 3563-3569.
- Talwani, M. & Eldholm, O., 1977. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88: 969-999.
- Theyer, F., Mayer, L.A., Barron, J.A. & Thomas, E., 1985. The equatorial Pacific high-productivity belt: elements for a synthesis of Deep Sea Drilling Project Leg 85 results. In: L. A. Mayer, F. Theyer & E. Thomas (eds.), Init. Reports DSDP, 85: 971-985.
- Thiede, J., 1979. Wind regimes over the late Quaternary southwest Pacific Ocean. *Geology* 7: 259-262.
- Thiede, J. & Eldholm, O., 1983. Speculations about the paleo-depth of the Greenland-Scotland Ridge during late Mesozoic and Cenozoic times. In: M. H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani & J. Thiede (eds.), *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*. Plenum Press, New York, 445-478.

- Thiede, J., Pfirman, S., Schenke, H.W. & Reil, W., 1990. Bathymetry of Molloy Deep: Fram Strait between Svalbard and Greenland. *Mar. Geophys. Res.* 12: 197-214.
- Thompson, L.G. & Mosley-Thompson, E., 1981. Microparticle concentration variations linked with climatic change: Evidence from polar ice cores. *Science* 212: 812-814.
- Thorez, J., 1985. Qualitative clay mineral analyses biased by sample treatments. 5th Meeting of the European Clay Groups, 1983, Prague, 383-389.
- Tiedemann, R., Sarnthein, M. & Shackleton, N.J., 1994. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and dust flux records of Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography* 9, (4): 619-638.
- Tiedemann, R. & Franz, S.O., 1997. Deep-water circulation, chemistry, and terrigenous sediment supply in the Equatorial Atlantic during the Pliocene, 3.3-2.6 Ma and 5-4.5 Ma. In: N. J. Shackleton, W. B. Curry, C. Richter & T. J. Bralower (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 154: 299-318.
- Tributh, H., 1974. Die Umwandlung von Dreischichtmineralen in Böden aus Löß. *Dt. Bodenk. Ges.* 18: 413-418.
- Tributh, H. & Lagaly, G., 1986. Aufbereitung und Identifizierung von Boden- und Lagerstättentonen. *GIT Fachz. Lab.* 6: 524-529.
- Untersteiner, N., 1988. On the ice and heat balance in the Fram Strait. *J. Geophys. Res.* 93, (C1): 527-531.
- Vinje, T. & Finnekåsa, Ø., 1986. The ice transport through the Fram Strait. *Norsk Polarinst. Skr.* 186: 39 pp.
- Visser, J.P. de, 1991. Clay mineral stratigraphy of Miocene to Recent marine sediments in the central Mediterranean. Dissertation, Rijksuniversiteit Utrecht, 243 pp.
- Vogt, P.R., Bernero, C., Kovacs, L.C. & Taylor, P., 1981. Structure and plate tectonic evolution of the marine Arctic as revealed by aeromagnetism. *Oceanol. Acta.* (SP): 25-40.
- Vogt, P.R., 1986. Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics. In: B. G. Hurdle (ed.), *The Nordic Seas*. Springer, New York, 413-628.
- Vogt, C., 1997. Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während Glazial/Interglazial-Wechsel. *Ber. Polarforsch.* 251: 309 pp.
- Vorren, T., Richardsen, G., Knudsen S.-M. & Henriksen, E., 1990. The Western Barents Sea during the Cenozoic. In: U. Bleil & J. Thiede (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series C 308, Kluwer, Dordrecht, 95-118.
- Wahsner, M., Tarasov, G. & Ivanov, G., 1996. Marine geological investigations of surface sediments in the Franz-Josef-Land area and the St. Anna Trough. *Ber. Polarforsch.* 212: 172-184.
- Wahsner, M., Müller, C., Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M., Shelekhova, E. & Tarasov, G., subm. Clay mineral distributions in surface sediments from Central Arctic Ocean and the Eurasian continental margin as indicator for source areas and transport pathways - A synthesis - Boreas.
- Weaver, C.E., 1989. Clays, Muds, & Shales. *Developments in Sedimentology* 44: 819 pp.
- Windom, H.L., 1976. Lithogenic material in marine sediments. In: J. R. Riley & R. Chester (eds.), *Chemical Oceanography*. Academic Press, New York, 103-135.
- Wold, C.N., 1992. Paleobathymetry and sediment accumulation in the northern North Atlantic and southern Greenland-Iceland-Norwegian Sea. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität, 255 pp.
- Wolf, T.C.W., 1991. Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen (ODP Legs 105 und 104, DSDP Leg 81). *GEOMAR Report* 5: 92 pp.
- Wolf, T.C.W. & Thiede, J., 1991. History of terrigenous sedimentation during the past 10 m.y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81). *Mar. Geol.* 101: 83-102.
- Wolf-Welling, T.C.W., Cremer, M., O'Connell, S., Winkler, A. & Thiede, J., 1996. Cenozoic Arctic Gateway paleoclimate variability: indications from changes in coarse-fraction composition. In: J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson & W. F. Ruddiman (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 151: 515-569.
- Wolfe, J.A., 1994a. Tertiary climatic changes at middle latitudes of western North America. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 108: 195-205.
- Wolfe, J.A., 1994b. An analysis of Neogene climates in Beringia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 108: 207-216.
- Wollenburg, I., 1993. Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Ber. Polarforsch.* 127: 159 pp.
- Wright, J.D., Miller, K.G. & Fairbanks, R.G., 1992. Early and middle Miocene stable isotopes: Implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography* 7, (3): 357-389.
- Wright, J.D. & Miller, K.G., 1996. Control of North Atlantic deep water circulation by the Greenland-Scotland Ridge. *Paleoceanography* 11, (2): 157-170.

Datenanhang

Alle Datentabellen des Anhangs sind verfügbar über das Informationssystem: PANGAEA:
<http://www.pangea.de/Projects/GEOMAR>

Statistik

Tab. A1	Standardmessungen zur Tonmineralanalyse
Tab. A2	Auswertefehler
Tab. A3	Präparationsfehler
Tab. A4	Repräsentativität einer Teilprobe der Tonfraktion bei der Röntgenanalyse
Tab. A5	Wiederholte Messung einer Teilprobe der Tonfraktion
Tab. A6	Clusteranalyse

Tonminerale

Tab. B1	Tonmineralzusammensetzung in Bohrung 908A
Tab. B2	Tonmineralzusammensetzung in Bohrung 909C

Korngrößen

Tab. C1	Korngrößenverteilung der Fraktion <180 µm in Bohrung 908A
Tab. C2	Korngrößenverteilung der Fraktion <180 µm in Bohrung 909C
Tab. C3	Korngrößenverteilung der Grobfraktion sowie Akkumulationsraten der Fraktion >500 µm, <63 µm und des Gesamtsediments in der Bohrung 908A
Tab. C4	Korngrößenverteilung der Grobfraktion und Akkumulationsrate der Fraktion >500 µm in den Bohrungen 909A/C

Grobfraktionsanalyse

Tab. D1	Komponenten der Grobfraktion in Bohrung 908A
Tab. D2	Komponenten der Grobfraktion in den Bohrungen 909A/C

TOC, Karbonat und Akkumulationsraten

Tab. E1	CaCO ₃ -, TOC-Gehalt, Akkumulationsraten des Gesamtsediments und der Grobfraktion in den Bohrungen 909A/C
---------	--

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- **Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS „Meteor“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzänge
zusammengestellt von Norbert Klages
- **Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes „Meteor“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- **Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- **Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polarstern‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- **Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- **Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
- **Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- **Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzänge und Liste der Probennahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Vofß
- **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- **Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- **Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12. - 16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- **Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- **Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- **Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- **Heft Nr. 17/1984** – Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- **Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- **Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Köhnen
- **Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘ und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- **Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- **Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- **Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südschettlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Bümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
 - **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
 - **Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
 - Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985 mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
 - **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammengestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
 - Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
 - **Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
 - **Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
 - Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“ von Dieter Karl Fütterer
 - Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischen Makroplankton“ von U. Piatkowski
 - Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
 - Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
 - Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
 - Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lehnhardt
 - Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1-3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
 - Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 - September 10, 1986“ by Werner Rabe
 - Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
 - Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann
 - **Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
 - **Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche
 - Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
 - Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach
 - Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
 - Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
 - **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
 - **Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
 - Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
 - Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
 - **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
 - Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
 - Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant. V/3)“ by Elke Mizdalski
 - Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meinke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
 - Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
 - Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
 - Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland,
Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
 - **Heft Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 und 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘
in 1988/89“, by I. Hempel
 - Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
 - Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
 - Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
 - Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
 - Heft Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,
edited by Adolf Kellermann
 - Heft Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“,
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
 - Heft Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom
Eisgefüge“, von Harald Hellmann
 - **Heft Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
 - Heft Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
 - Heft Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjewit and S. Ali-Khan
 - Heft Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
 - Heft Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
 - Heft Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
 - Heft Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
 - Heft Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
 - Heft Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
 - Heft Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
 - Heft Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
 - Heft Nr. 81/1991** – „Paläoglazologie und Paläozooanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
 - Heft Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meeresereigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
 - Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
 - Heft Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe ‚Polarstern‘ und ‚Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
 - Heft Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
 - **Heft Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
 - Heft Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/1-4 of RV ‚Polarstern‘
in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
 - Heft Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diehl

- Heft Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS ‚Polarstern‘ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeere“, von Nicolai Mumm
- Heft Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS ‚Polarstern‘, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte von Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- * **Heft Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
 - * **Heft Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1990/91“ herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
 - * **Heft Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
 - Heft Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
 - * **Heft Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
 - Heft Nr. 104/1992** – „Mehrkanaulige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
 - Heft Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
 - Heft Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
 - * **Heft Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, von Dieter K. Fütterer
 - Heft Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
 - * **Heft Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
 - * **Heft Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des norwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
 - Heft Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanäichen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
 - Heft Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
 - Heft Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
 - * **Heft Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865 - 1875“, von Reinhard A. Krause.
 - Heft Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV ‚Polarstern‘ (EPOS II)“, by Eike Racher.
 - Heft Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
 - Heft Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
 - Heft Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
 - * **Heft Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann.
 - * **Heft Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarloos and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dalnie Zelentsy‘“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- Heft Nr. 121/1993 – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft Nr. 122/1993 – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- Heft Nr. 123/1993 – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft Nr. 124/1993 – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft Nr. 125/1993 – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien.
- Heft Nr. 126/1993 – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartier anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft Nr. 127/1993 – „Sedimenttransport durch das arktische Meer: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft Nr. 128/1993 – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV ‚Polarstern‘: CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft Nr. 129/1993 – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft Nr. 130/1993 – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft Nr. 131/1993 – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft Nr. 132/1993 – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft Nr. 133/1994 – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bocher, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- Heft Nr. 134/1994 – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft Nr. 135/1994 – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft Nr. 136/1994 – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- Heft Nr. 137/1994 – „Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft Nr. 138/1994 – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft Nr. 139/1994 – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft Nr. 140/1994 – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft Nr. 141/1994 – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft Nr. 142/1994 – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV ‚Polarstern‘ Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG ‚Polar Bear‘ cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft Nr. 143/1994 – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft Nr. 144/1994 – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- Heft Nr. 145/1994 – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV ‚Polarstern‘ Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft Nr. 146/1994 – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982 - 1992“, by Torsten Schmidt and Gerd König-Langlo.
- Heft Nr. 147/1994 – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell-See / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft Nr. 148/1994 – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- Heft Nr. 149/1994 – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft Nr. 150/1994 – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft Nr. 151/1994 – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karply.
- Heft Nr. 152/1994 – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft Nr. 153/1994 – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft Nr. 154/1994 – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft Nr. 156/1995** – “An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients”, by Reiner Schlitzer.
- Heft Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl.
- **Heft Nr. 158/1995** – „Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke.
 - **Heft Nr. 159/1995** – “The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters”, by Dorothea Bauch.
 - **Heft Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl.
 - **Heft Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros sp.* und *Navicula sp.* unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel.
 - **Heft Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig.
 - **Heft Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde.
 - **Heft Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs.
 - **Heft Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke.
 - **Heft Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer.
 - **Heft Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler.
 - **Heft Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
 - **Heft Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann.
 - **Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis.
 - **Heft Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimfrontjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
 - **Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler.
 - **Heft Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer.
 - **Heft Nr. 174/1995** – “The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten.
 - **Heft Nr. 175/1995** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Gmitry Bolshiyarov.
 - **Heft Nr. 176/1995** – “Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
 - **Heft Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert.
 - **Heft Nr. 178/1995** – “Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam.
 - **Heft Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg.
 - **Heft Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn.
 - **Heft Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
 - **Heft Nr. 182/1995** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens.
 - **Heft Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann.
 - **Heft Nr. 184/1996** – “Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by Maria Dolores Andrés Hernández.
 - **Heft Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditen und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller.
 - **Heft Nr. 186/1996** – “Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{232}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{235}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank.
 - **Heft Nr. 187/1996** – “The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
 - **Heft Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
 - **Heft Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VIII/3 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.

- Heft Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms.
- Heft Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam.
- Heft Nr. 193/1996** – „Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und Hbr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel.
- Heft Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm.
- Heft Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich.
- Heft Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese.
- Heft Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltsipuranalysen“, von Frank Lisker.
- Heft Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gerion Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken.
- Heft Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid.
- Heft Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder.
- Heft Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf.
- Heft Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg.
- Heft Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz.
- Heft Nr. 208/1996** – „Atmosphäreninfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke.
- Heft Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von LIne-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert.
- Heft Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann.
- Heft Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff.
- Heft Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer.
- Heft Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer.
- Heft Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens.
- Heft Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne.
- Heft Nr. 221/1997** – „Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lukas und Victor Smetacek.
- Heft Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

Heft Nr. 223/1997 – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas.

Heft Nr. 224/1997 – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel.

Heft Nr. 225/1997 – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann.

Heft Nr. 226/1997 – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Eike Rachor.

Heft Nr. 227/1997 – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis“, von Katharina Kück.

Heft Nr. 228/1997 – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse.

Heft Nr. 229/1997 – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen.

Heft Nr. 230/1997 – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski.

Heft Nr. 231/1997 – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann.

Heft Nr. 232/1997 – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann.

Heft Nr. 233/1997 – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdieters.

Heft Nr. 234/1997 – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrerteilnehmern.

Heft Nr. 235/1997 – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich.

Heft Nr. 236/1997 – „Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier.

Heft Nr. 237/1997 – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR/SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.

Heft Nr. 238/1997 – „Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.

Heft Nr. 239/1997 – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.

Heft Nr. 240/1997 – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.

Heft Nr. 241/1997 – „Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-Il Nam.

Heft Nr. 242/1997 – „Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.

Heft Nr. 243/1997 – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.

Heft Nr. 244/1997 – „The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica, Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Graw, Christian Müller and Johannes Røgenhagen.

Heft Nr. 245/1997 – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.

Heft Nr. 246/1997 – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.

Heft Nr. 247/1997 – „Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.

Heft Nr. 248/1997 – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.

Heft Nr. 249/1997 – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV 'Polarstern' to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.

Heft Nr. 250/1997 – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Adreas Starmans.

Heft Nr. 251/1997 – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.

Heft Nr. 252/1997 – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.

Heft Nr. 253/1997 – „Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.

Heft Nr. 254/1997 – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe.

Heft Nr. 255/1997 – "Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997", edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.

Heft Nr. 256/1998 – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.

Heft Nr. 257/1998 – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.

Heft Nr. 258/1998 – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.

Heft Nr. 259/1998 – "The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997", by Dieter K. Fütterer.

Heft Nr. 260/1998 – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer.

Heft Nr. 261/1998 – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.

Heft Nr. 262/1998 – "The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997", by Gunther Krause.

Heft Nr. 263/1998 – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spalturananalysen“, von Thorsten Schäfer.

Heft Nr. 264/1998 – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.

Heft Nr. 265/1998 – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.

Heft Nr. 266/1998 – "Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademic Boris Petrov' in 1997", edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.

Heft Nr. 267/1998 – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.

Heft Nr. 268/1998 – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.

Heft Nr. 269/1998 – "Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)", by Günther Heinemann.

Heft Nr. 270/1998 – "Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies", by Vera Schindwein.

Heft Nr. 271/1998 – "Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice", by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kühmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.

Heft Nr. 272/1998 – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.

Heft Nr. 273/1998 – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus (SETARAP)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.

Heft Nr. 274/1998 – "The Expedition ANTARKTIS XIV/2", by Gerhard Kattner.

Heft Nr. 275/1998 – „Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation von NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.

Heft Nr. 276/1998 – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.

Heft Nr. 277/1998 – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.

Heft Nr. 278/1998 – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.

Heft Nr. 279/1998 – "Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)", edited by Ruediger Stein.

Heft Nr. 280/1998 – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“ von Friedrich Jung-Rothenhäusler.

Heft Nr. 281/1998 – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirrung.

Heft Nr. 282/1998 – "Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy", by Hans-Jürgen Walter.

Heft Nr. 283/1998 – „Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.

Heft Nr. 284/1998 – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.

Heft Nr. 285/1998 – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.

Heft Nr. 286/1998 – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.

Heft Nr. 287/1998 – "Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea", edited by Eike Rächor.

- Heft Nr. 288/1998** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft Nr. 289/1998** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft Nr. 290/1998** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallgürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft Nr. 291/1998** – „Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft Nr. 292/1998** – „Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean, Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft Nr. 293/1998** – „Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft Nr. 294/1998** – „Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft Nr. 295/1998** – „Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft Nr. 296/1998** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft Nr. 297/1998** – „Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft Nr. 298/1998** – „Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft Nr. 299/1998** – „The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinian-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991 - 1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft Nr. 300/1999** – „The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First Results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft Nr. 301/1999** – „The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1999** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1999** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1999** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1999** – „Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Bocher, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Angelo Viola.
- Heft Nr. 306/1999** – „German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability“, edited by Robert R. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft Nr. 307/1999** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1999** – „ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Joket.
- Heft Nr. 309/1999** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1999** – „Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft Nr. 311/1999** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1999** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1999** – „Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica“, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1999** – „Expeditions in Siberia in 1998“, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1999** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1999** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1999** – „Effiziente parallele Lösungsverfahren für elliptische partielle Differentialgleichungen in der numerischen Ozeanmodellierung“, von Natalja Rakowsky.

- Heft-Nr. 319/1999** – „The Ecology of Arctic Deep-Sea Copepods (Euchaetidae and Aetideidae). Aspects of their Distribution, Trophodynamics and Effect on the Carbon Flux“, by Holger Auel.
- Heft-Nr. 320/1999** – „Modellstudien zur arktischen stratosphärischen Chemie im Vergleich mit Meßdaten“, von Veronika Eyring.
- Heft-Nr. 321/1999** – „Analyse der optischen Eigenschaften des arktischen Aerosols“, von Dagmar Nagel.
- Heft-Nr. 322/1999** – „Messungen des arktischen stratosphärischen Ozons: Vergleich der Ozonmessungen in Ny-Ålesund, Spitzbergen, 1997 und 1998“, von Jens Langer
- Heft-Nr. 323/1999** – „Untersuchung struktureller Elemente des südöstlichen Weddellmeeres / Antarktis auf der Basis mariner Potentialfelddaten“, von Uwe F. Meyer.
- Heft-Nr. 324/1999** – „Geochemische Verwitterungstrends eines basaltischen Ausgangsgesteins nach dem spätpleistozänen Gletscherrückzug auf der Taimyrhalbinsel (Zentralsibirien) - Rekonstruktion an einer sedimentären Abfolge des Lama Sees“, von Stefanie K. Harwart.
- Heft-Nr. 325/1999** – „Untersuchungen zur Hydrologie des arktischen Meereises - Konsequenzen für den kleinskaligen Stofftransport“, von Johannes Freitag.
- Heft-Nr. 326/1999** – „Die Expedition ANTARKTIS XIV/2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 327/1999** – „Gemeinschaftsanalytische Untersuchungen der Harpacticoidenfauna der Magellanregion, sowie erste similaritätsanalytische Vergleiche mit Assoziationen aus der Antarktis“, von Kai Horst George.
- Heft-Nr. 328/1999** – „Rekonstruktion der Paläo-Umweltbedingungen am Laptev-See-Kontinentalrand während der beiden letzten Glazial/Interglazial-Zyklen anhand sedimentologischer und mineralogischer Untersuchungen“, von Claudia Müller.
- Heft-Nr. 329/1999** – „Räumliche und zeitliche Variationen atmosphärischer Spurengase aus bodengebundenen Messungen mit Hilfe eines Michelson Interferometers“, von Justus Notholt.
- Heft-Nr. 330/1999** – „The 1998 Danish-German Excursion to Disko Island, West Greenland“, edited by Angelika Brandt, Helge A. Thomsen, Henning Heide-Jørgensen, Reinhardt M. Kristensen and Hilke Ruhberg.
- Heft-Nr. 331/1999** – „Poseidon“ Cruise No. 243 (Reykjavik - Greenland - Reykjavik, 24 August - 11 September 1998): Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, sw Greenland“, by Gerd Hoffmann, Antoon Kuijpers, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 332/1999** – „Modeling of marine biogeochemical cycles with an emphasis on vertical particle fluxes“, by Regina Usbeck.
- Heft-Nr. 333/1999** – „Die Tanaidaceenfauna des Beagle-Kanals und ihre Beziehungen zur Fauna des antarktischen Festlandssockels“, von Anja Schmidt.
- Heft-Nr. 334/1999** – „D-Aminosäuren als Tracer für biogeochemische Prozesse im Fluß-Schelf-Ozean-System der Arktis“, von Hans Peter Fitznar.
- Heft-Nr. 335/1999** – „Ökophysiologische Ursachen der limitierten Verbreitung reptanter decapoder Krebse in der Antarktis“, von Markus Frederich.
- Heft-Nr. 336/1999** – „Ergebnisse der Untersuchung des grönländischen Inlandeises mit dem elektromagnetischen Reflexionsverfahren in der Umgebung von NGRIP“, von Fidan Göktaş.
- Heft-Nr. 337/1999** – „Paleozoic and mesozoic tectono-thermal history of central Dronning Maud Land, East Antarctica, – evidence from fission-track thermochronology“, by Stefanie Meier.
- Heft-Nr. 338/1999** – „Probleme hoher Stoffwechselraten bei Cephalopoden aus verschiedenen geographischen Breiten“, von Susanne Zielinski.
- Heft-Nr. 339/1999** – „The Expedition ARKTIS XV/1“, edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 340/1999** – „Microbial Properties and Habitats of Permafrost Soils on Taimyr Peninsula, Central Siberia“, by Nicolé Schmidt.
- Heft-Nr. 341/1999** – „Photoacclimation of phytoplankton in different biogeochemical provinces of the Southern Ocean and its significance for estimating primary production“, by Astrid Bracher.
- Heft-Nr. 342/1999** – „Modern and Late Quaternary Depositional Environment of the St. Anna Trough Area, Northern Kara Sea“, edited by Ruediger Stein, Kirsten Fahl, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 343/1999** – „ESF-IMPACT Workshop/Oceanic impacts: mechanisms and environmental perturbations, 15 - 17 April 1999 in Bremerhaven“, edited by Rainer Gersonde and Alexander Deutsch.
- Heft-Nr. 344/1999** – „Die Klimageschichte der hohen nördlichen Breiten seit dem mittleren Miozän: Hinweise aus sedimentologischen- und tonmineralogischen Analysen (OPD Leg 151, zentrale Framstraße)“, von Amelie Winkler.

* vergriffen/out of print.

** nur noch beim Autor/only from the author.