

**Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiameer
und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis
während der letzten 200 000 Jahre**

**Rapid climate oscillations in the Scotia Sea and
results of the calving history of Antarctica
during the last 200 000 years**

Annette Hofmann

Ber. Polarforsch. 345 (1999)
ISSN 0176 - 5027

Annette Hofmann

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Stilleweg 2
30655 Hannover

Die vorliegende Arbeit ist die leicht veränderte Fassung einer Dissertation, die im Oktober 1999 vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angenommen wurde.

The data of this publication are available through the Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research
Department of Marine Geology
ftp: <ftp:ftp.awi-bremerhaven.de>, path: /pub/geo/sepan/..

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

KURZFASSUNG / ABSTRACT	1
1 EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG.....	3
2 DER SEDIMENTATIONSRAUM SÜDLICHES SCOTIAMEER	5
2.1 Physiographie des südlichen Scotiameeres.....	5
2.2 Transportprozesse und Sedimentliefergebiete	6
2.2.1 Ozeanische Strömungen	7
2.2.2 Eisbergtransport.....	10
2.2.3 Meereistransport.....	13
2.2.4 Atmosphärische Randbedingungen im Arbeitsgebiet - Windeintrag.....	15
3 MATERIAL UND METHODEN.....	21
3.1 Zerstörungsfreie sedimentphysikalische Untersuchungen	22
3.2 Berechnung der sedimentphysikalischen und sedimento- logischen Parameter	26
3.3 Karbonat- und C _{org} -gehalte.....	28
3.4 Röntgenfluoreszenz-Analysen an der Gesamtfraktion.....	28
3.5 Korngrößenanalysen und Abtrennung der biosilikatischen Sedimentkomponenten.....	29
3.6 Röntgendiffraktometrie.....	33
3.7 Berechnung von IRD-Fluß- und Sedimentationsraten	33
4 BIOSTRATIGRAPHIE UND CHRONOLOGIE.....	35
5 ERGEBNISSE	38
5.1 Lithologie, Struktur und Sedimentfarbe	38
5.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften	41
5.2.1 Kontinuierliche Messungen.....	41
5.2.2 Einzelmessungen.....	44
5.3 Sedimentzusammensetzung.....	50
5.4 Korngrößenverteilung	62
5.4.1 Sand-Silt-Ton-Gehalte	62
5.4.2 Statistische Korngrößenparameter in den Siltfraktionen der Sedimentkerne PS2319-1 und PS2328-4	63
5.4.3 Siltverteilung und magnetische Suszeptibilität.....	71
6 KORRELATION VON SEDIMENTKERNEN MIT HILFE DER MAGNETISCHEN SUSZEPTIBILITÄT.....	76

7	INTERPRETATION DER TERRIGENEN KORNGRÖßEN- VERTEILUNG	83
8	DANSGAARD-OESCHGER-ZYKLEN UND HEINRICH- EREIGNISSE - EINE EINLEITUNG	90
8.1	Grönland.....	90
8.2	Antarktis.....	93
8.3	Heinrich-Ereignisse in der Nordhemisphäre.....	96
8.4	Ursachen für schnelle Klimaschwankungen und Heinrich- Ereignisse	99
9	ZEITLICHE EINSTUFUNG VON SEDIMENTEN ÜBER DIE KORRELATION VON MAGNETISCHER SUSZEPTIBILITÄT MIT STAUB AUS EISKERNEN.....	101
9.1	Korrelation der magnetischen Suszeptibilität von Sedimentkernen mit den Vostok-Staubdaten	102
9.2	Korrelation der magnetischen Suszeptibilität von Sedimentkernen mit den Kalziumdaten des GRIP-Eiskerns	106
9.3	Sedimentationsraten.....	107
9.4	IRD-Flüsse.....	114
10	KURZFRISTIGE KLIMASCHWANKUNGEN IM SÜDLICHEN SCOTIAMEER	117
10.1	Korrelation von südhemisphärischen Staubsignalen	117
10.2	Interhemisphärische Korrelation von Staubsignalen	123
10.3	Dansgaard-Oeschger-Zyklen in der Südhemisphäre	127
11	KALBUNGSEREIGNISSE DER ANTARKTIS IM VERGLEICH MIT NORDHEMISPHÄRISCHEN KALBUNGSEREIGNISSEN.....	132
11.1	Heinrich-Lagen im Nordatlantik und Kalbungsergebnisse im Scotiameer.....	132
11.2	Sedimentationsraten im Scotiameer	144
12	ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE.....	148
13	DANKSAGUNG.....	151
14	LITERATURVERZEICHNIS.....	152

KURZFASSUNG

Zur Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse im Gebiet des südlichen Scotiameeres wurden umfassende sedimentphysikalische und sedimentologische Arbeiten an fünf ausgewählten Sedimentkernen durchgeführt. Es wurde ein Datierungsverfahren für Sedimentkerne aus dem Scotiameer anhand von magnetischer Suszeptibilität und Staub in Eiskernen (GRIP, Vostok) erstellt und angewendet. Desweiteren wurden schnelle Klimaschwankungen, die den sogenannten "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" entsprechen (DANSGAARD ET AL. 1993) im Arbeitsgebiet nachgewiesen. Auch Äquivalente zu den aus der Nordhemisphäre bekannten Heinrich-Ereignissen (HEINRICH 1988, BOND ET AL. 1993, BROECKER ET AL. 1992, 1994) konnten in den Kernen aus dem Scotiameer gezeigt werden.

Unter der Voraussetzung, daß die magnetische Suszeptibilität ein Staubsignal ist, wurden für jeden Sedimentkern zwei Altersmodelle erstellt, eines durch die Korrelation mit dem Vostok-Eiskern (Vostok-Altersmodell), das andere durch die Korrelation mit dem GRIP-Eiskern (GRIP-Altersmodell). Der Nachweis der kurzfristigen Klimaschwankungen im Scotiameer erfolgte an den hochauflösenden Messungen der magnetischen Suszeptibilitäten an allen fünf Sedimentkernen. Die magnetische Suszeptibilität der Sedimentkerne zeigt ähnliche Variationen wie das Kalzium- bzw. $\delta^{18}\text{O}$ -Signal im GRIP-Eiskern, an dem schnelle Klimaumkehrungen von etwa 500 bis 2000 Jahren erstmalig nachgewiesen wurden (DANSGAARD ET AL. 1993). Die zeitlichen Variationen im Eintrag von eistransportiertem Material (IRD) in das Scotiameer konnten mit Hilfe des GRIP-Altersmodells der bearbeiteten Sedimentkerne ebenso exakt festgelegt werden, wie bei dem Kern V23-81 aus dem Nordatlantik (BOND & LOTTI 1995). Durch Korrelation von Sedimentkernen aus dem Nordatlantik mit dem GRIP-Eiskern können für die Heinrich-Ereignisse GRIP-Alter angegeben werden (BOND ET AL. 1992, 1993, BOND & LOTTI 1995, JOUZEL ET AL. 1994a). Dies ermöglicht, die Kalbungsereignisse aus Nord- und Südhemisphäre auf der "GRIP-Zeitskala" zu vergleichen. Zu den Zeiten, in denen im Nordatlantik "Heinrich-Lagen" zu finden sind (BOND ET AL. 1993, BOND & LOTTI 1995, JOUZEL ET AL. 1994a, b) bzw. verstärkter IRD-Eintrag (MCMANUS et al. 1994) nachgewiesen werden konnte, ist auch in der Südhemisphäre verstärkter IRD-Eintrag zu beobachten. Aus den Staub-Korrelationen von Sedimentkernen aus dem Scotiameer mit den Eiskernen von GRIP und Vostok ergibt sich eine synthetische Zeitskala, die einen direkten Vergleich zwischen den einzelnen Altersmodellen

KURZFASSUNG

(SPECMAP, GRIP, Vostok) ermöglicht, und erlaubt, die Eiskern-Altersmodelle (GRIP, Vostok) auf SPECMAP-datierte Sedimentkerne aus Nord- und Südhemisphäre zu übertragen.

ABSTRACT

Sedimentological and physical properties of five sediment cores have been analysed in order to reconstruct sedimentary processes during the late Quaternary in the southern Scotia Sea. The sediment cores have been dated by comparing magnetic susceptibility data of sediment cores with high-resolution dust records from the GRIP and Vostok ice cores. The data strongly suggest the occurrence of rapid climate oscillations, the so-called Dansgaard-Oeschger Cycles (DANSGAARD ET AL. 1993) in the working area. Also, calving events of the Antarctic ice sheet similar to the Heinrich-events, known from the northern hemisphere, could be detected in the sediment cores from the Scotia Sea (HEINRICH 1988, BOND ET AL. 1993, BROECKER ET AL. 1992, 1994).

Under the assumption that magnetic susceptibility is a dust signal, two age models were established for each sediment core, one by correlation with the Vostok ice core, the other by correlation with the GRIP ice core. To prove rapid climate oscillations in the Scotia Sea magnetic susceptibility was measured in high resolution. The high resolution magnetic susceptibility of the sediment cores shows similar variations as the calcium signal of the GRIP ice core (DANSGAARD ET AL. 1993).

The variation in the input of ice rafted debris into the Scotia Sea can be shown to be identical to core V23-81 (BOND & LOTTI 1995) by using the GRIP age model of the sediment cores. This allows to compare the calving events of the northern and southern hemispheres at a common time scale, the GRIP time scale. We observe stronger IRD input in the southern hemisphere at the same time when the Heinrich events (BOND ET AL. 1993, BOND & LOTTI 1995, JOUZEL ET AL. 1994a, b) occur in the northern hemisphere. The result of the dust correlation between the Scotia Sea and the GRIP and Vostok ice cores is a synthetic time scale, permitting a direct comparison between the age models of ice and sediment cores.

1 EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG

In den vergangenen 10 Jahren haben sich die Schwerpunkte in der Paläoklimaforschung von der Untersuchung spätquartärer Klimawechsel auf der langen Glazial-Interglazial Zeitskala zu der Erforschung von kurzfristigen Klimaschwankungen im Bereich von 500 bis 2000 Jahren verlagert. Dies begann, nachdem die "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" im ersten tiefen Eiskern in Grönland (GRIP) gefunden und als Folge von Klimaschwankungen bestätigt waren (DANSGAARD ET AL. 1993). Die Untersuchungen von "kurzfristigen Klimaschwankungen" oder "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" sind sehr aktuell, da sich die Folgen dieser kurzfristigen Klimaschwankungen bereits in absehbarer Zeit auf den Menschen auswirken können.

Seitdem kurzfristige Klimaschwankungen im grönländischen Inlandeis (DANSGAARD ET AL. 1993) für die vergangenen 105 000 Jahre nachgewiesen werden konnten, wird verstärkt nach der regionalen Verbreitung und den Auslösemechanismen von kurzfristigen Klimaschwankungen gesucht (GRIMM ET AL. 1993, THOUVENY ET AL. 1994, BOND & LOTTI 1995, FRONVAL ET AL. 1995, THUNELL & MORTYN 1995, KOTILEINEN & SHACKELTON 1995, BEHL & KENNETT 1996, BENSON ET AL. 1996, CHARLES ET AL. 1996, HUGHEN ET AL. 1996, IRINO ET AL. 1996, LOWELL ET AL. 1996, MCINTYRE & MOLFINO 1996, PHILLIPS ET AL. 1996).

Die "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" konnten inzwischen in marinen und terrestrischen Sedimenten der Nordhemisphäre nachgewiesen und mit den "Heinrich-Ereignissen", Kalbungsereignissen der nordischen Eisschilde, in einen engen Zusammenhang gestellt werden (BOND & LOTTI 1995). Während die "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" als Klimasignal in Eis- und Sedimentkernen in der Nordhemisphäre vielfach bestätigt sind, fehlen immer noch überzeugende Belege für ihre Existenz in der Südhemisphäre, und damit für ein globales Auftreten dieser Schwankungen. In den Eiskernen aus der Antarktis sind schnelle Klimaschwankungen zwar angedeutet (BENDER ET AL. 1994), die daraus abgeleiteten Temperatur- und Klimaschwankungen erscheinen jedoch deutlich schwächer ausgeprägt als die grönländischen Signale. Schwierigkeiten bei der Datierung der karbonatarmen Sedimente der hohen Breiten erschweren die Studien von kurzfristigen Schwankungen. Und ohne die korrekte zeitliche Einordnung der Sedimente kann der zeitliche Zusammenhang zwischen den beiden Hemisphären nicht festgestellt werden. Als Auslösemechanismen für die kurzfristigen Klimaschwankungen kommen, neben den extern gesteuerten Ursachen, wie die Änderungen in den

Erdbahnparametern (HAYS ET AL. 1976), auch intern gesteuerte Mechanismen z. B. die Instabilitäten der großen Eisschilde in der Nordhemisphäre (LABEYRIE ET AL. 1996, MACAYLE 1993) in Frage.

Diese Arbeit leistet einen Beitrag zur Rekonstruktion von schnellen Klimaschwankungen im südlichen Atlantik und der Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre. Neben den sedimentologischen Fragestellungen werden hauptsächlich paläoklimatische Aspekte untersucht. Im Mittelpunkt stehen hochauflösende, kontinuierliche sedimentphysikalische Untersuchungen, anhand derer eine zeitlich hochauflösende Datierung (Auflösung bis zu 200 Jahren) erfolgt. Die Auswertung des Eintrags von eistransportiertem Sediment sowie die Korngrößenverteilung der terrigenen Sedimentkomponenten in Sedimentkernen aus dem südlichen Scotiameer geben Aufschluß über die zeitliche Variation der Transportmechanismen und die Variationen der Strömungsgeschwindigkeiten. Diese Untersuchungen tragen zum besseren Verständnis von kurzfristigen Klimaänderungen, deren Auslöseprozessen, und den dabei vorherrschenden Ablagerungsmechanismen bei. Die hier vorgestellten Belege und Argumente für eine "Quasi"-Synchronität zwischen den Kalbungsereignissen der Antarktis und den "Heinrich-Ereignissen" in der Nordhemisphäre weisen auf einen externen Steuerungsmechanismus als Auslöser für die spätquartären Klimaschwankungen hin.

Die folgenden Fragen werden diskutiert:

- Was verursacht die hochfrequenten Variationen in der magnetischen Suszeptibilität der untersuchten Sedimentkerne?
- Lassen sich die hochfrequenten Muster der magnetischen Suszeptibilität mit den kurzfristigen Klimaschwankungen, die aus der Nordhemisphäre bekannt sind (DANSGAARD ET AL. 1993) korrelieren?
- Ermöglicht die Korrelation von hochaufgelöster magnetischer Suszeptibilität aus Sedimentkernen mit Staubmessungen aus Eiskernen der Süd- und Nordhemisphäre eine hochauflösende Datierung des Sediments?
- Besteht ein Zusammenhang zwischen Kalbungsereignissen des antarktischen Eisschilds und Kalbungsereignissen (Heinrich-Lagen, HEINRICH 1988) der nordhemisphärischen Eisschilde?
- Verändern sich die Geschwindigkeiten von Bodenwasserströmungen im Wechsel von Glazial zu Interglazial bzw. im Wechsel von Stadal zu Interstadial?

2 DER SEDIMENTATIONSRAUM SÜDLICHES SCOTIAMEER

2.1 Physiographie des südlichen Scotiameeres

Das südliche Scotiameer (Abb. 1, 2) wird im Süden vom Süd-Scotia-Rücken, im Norden vom Südatlantik begrenzt und bildet mit dem nördlichen Weddellmeer eine gemeinsame Grenze. Im Westen wird es von Patagonien, im Osten von den Süd-Sandwich-Inseln begrenzt.

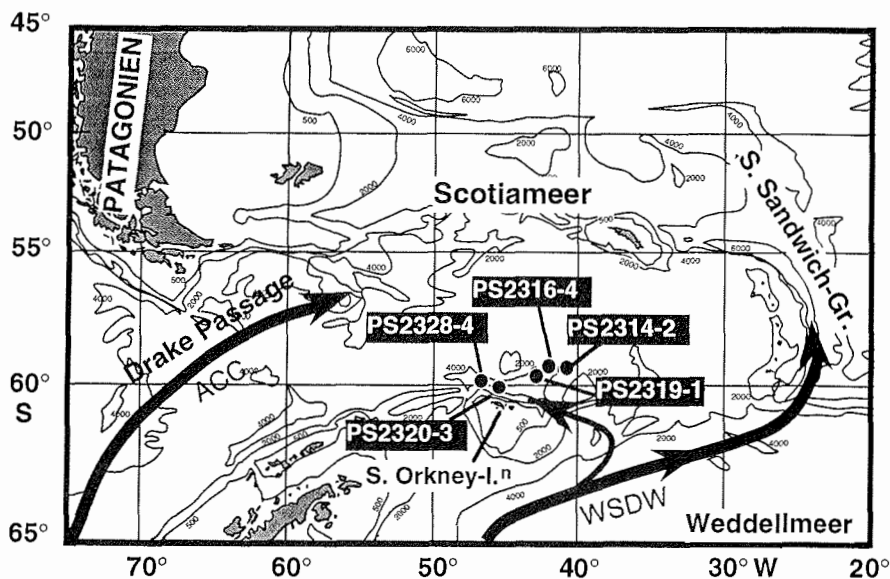


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes im südlichen Scotiameer und Positionen der Sedimentkerne PS2314-2, PS2316-4, PS2319-1, PS2320-3 und PS2328-4. Eingezeichnet ist die Strömungsrichtung des Weddellmeertiefenwassers (WSDW) und des Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC).

Die Süd-Orkney-Inseln sind ein Teil des Süd-Scotia-Rückens und liegen am südlichen Rand des Scotiameeres (Abb. 1, 2). Geographisch wird der Süd-Orkney-Mikrokontinent im Norden durch den Süd-Orkney-Trog, im Süden durch das Weddellmeer, im Westen durch das Powell-Becken und im Osten durch das Jane-Becken begrenzt (Abb.2). Der SOM liegt an einer Plattengrenze zwischen der Scotia-Platte im Norden und der Antarktischen Platte im Süden (PUDSEY ET AL. 1987, KING & BARKER 1988).

2. DER SEDIMENTATIONSRAUM SÜDLICHES SCOTIAMEER

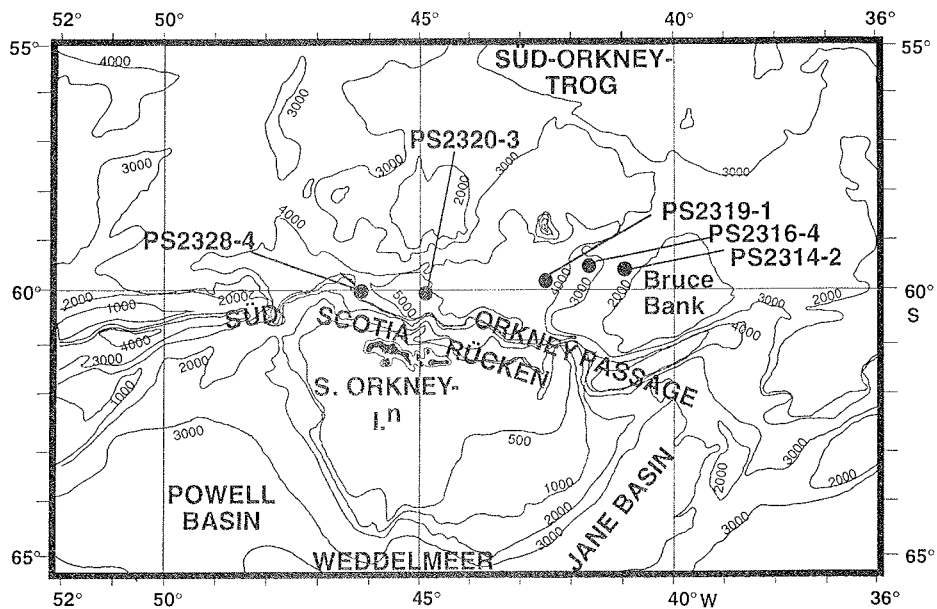


Abb. 2: Bathymetrische Karte des Scotiameeres mit den untersuchten Kernpositionen. Tiefenlinien in Meter nach GEBCO (LABREQUE ET AL. 1983).

Die Schelfbereiche des Süd-Orkney-Plateaus fallen von etwa 250 m Wassertiefe in der Nähe der Süd-Orkney-Inseln über eine Distanz von 150 km auf eine Wassertiefe von 550 m ab. Im Norden und Nordosten ist das Schelfgebiet im Gegensatz zum Süden nicht besonders ausgeprägt (KING & BARKER 1988). Aus der Region nordöstlich der Süd-Orkney-Inseln stammen die bearbeiteten Sedimentkerne (Abb. 1, 2).

2.2 Transportprozesse und Sedimentliefergebiete

Die Kenntnis der Klima- und Umweltbedingungen potentieller Sedimentliefergebiete sowie deren Geologie und physische Geographie sind wichtige Voraussetzungen, um die Sedimentationsgeschichte im Untersuchungsgebiet in der Vergangenheit verstehen zu können. Im folgenden werden die relevanten Transportmechanismen, (1) ozeanische

Strömungen, (2) Eisberge, (3) Meereis und (4) Wind beschrieben und potentiellen Sedimentliefergebiete vorgestellt.

Die Zusammensetzung und die Menge des terrigenen Sedimentanteils im südlichen Scotiameer wird durch diese unterschiedlichen Transportprozesse gesteuert. Eisberge, Meeresströmungen, Meereis und der Wind können terrigenes Material aus der Antarktis und vom südlichen Südamerika in das Scotiameer eintragen. Die Menge und Zusammensetzung der terrigenen Fraktion ist abhängig von der Wirksamkeit der erosiven Prozesse auf dem umgebenden Festland. Sie wird durch Art und Intensität der Verwitterung an Land sowie durch Art und Stärke der Transportprozesse bestimmt (SEIBOLD & BERGER 1993).

In Frage kommende Sedimentliefergebiete für den Sedimentationsraum südliches Scotiameer sind (1) die Antarktische Halbinsel (Bodenwassertransport, Konturströme, Eisbergtransport), (2) die Ost-Antarktis (Eisbergtransport, Bodenwassertransport, Konturströme) und (3) Patagonien's Lößgebiete (Windtransport, Meereistransport).

2.2.1 Ozeanische Strömungen

Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) liegt im Bereich der Weddell-Scotia Konfluenz (WSK). Diese trennt die nach Osten fließenden Wassermassen des Antarktischen Zirkumpolarstroms von den ebenfalls nach Osten fließenden Wassermassen des Weddellwirbels.

Die Positionen der bearbeiteten Kerne (Abb. 1, Tab. 1) in der WSK liegen in einem Ausstrom des Weddellmeer Tiefenwassers (WSDW). Bei etwa 40° W (LOCARNINI ET AL. 1993) kann ein Teil des WSDW durch die Orkney Passage in Richtung Norden fließen. Eine weitere Lücke im Süd-Scotia-Rücken existiert bei 33° W. Der größte Teil des WSDW fließt heute weiter in Richtung Osten zum südlichen Scotia-Graben und von dort weiter nach Norden (LOCARNINI ET AL. 1993, WITHWORTH III 1988, WITHWORTH III ET AL. 1994).

Für die Wassermassen des Weddellmeeres bildet der südliche Scotia-Rücken eine topographische Barriere, die sie zwingt in nordöstliche Richtung zu fließen (LOCARNINI ET AL. 1993). Ozeanische Strömungen, die terrigenes Sediment in das südliche Scotiameer transportieren könnten, sind der Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC) und das WSDW (Abb. 1).

Antarktischer Zirkumpolarstrom

Die Ozeanographie des Südpolarmeeres wird durch den ACC stark beeinflusst (Abb. 4). Er ist ein Ringstrom, der alle Wassermassen von der Oberfläche bis zum Meeresboden umfaßt und die Antarktis im Uhrzeigersinn umströmt (GEORGI 1981, PETERSON 1988, PETERSON & STRAMMA 1991, ORSI ET AL. 1993). Der ACC als bedeutendste dynamische Erscheinung nördlich des Arbeitsgebietes bildet den Kernbereich der Westwinddrift und trennt den subtropischen Wirbel im Norden vom Weddellwirbel im Süden (ORSI 1995). Der ACC wird im wesentlichen durch die Westwinde angetrieben. Im Untersuchungsgebiet fließt der ACC, der aus zwei Strömungskernen besteht, nördlich an den Positionen der bearbeiteten Sedimentkerne vorbei. Potentieller Ablagerungsraum für das durch die Strömung in Suspension gehaltene Sediment sind die am Rande der beiden Jets angrenzenden Gebiete mit geringeren Strömungsgeschwindigkeiten, das südliche und nördliche Scotiameer. Ausführliche Beschreibungen der ozeanographischen und hydrographischen Verhältnisse sind bei GEORGI (1981), HELLMER & BERSCH (1985), FOLDVIK & GAMMELSRØD (1988), LOCARNINI ET AL. (1993), PETERSON & WITHWORTH (1989) und WEPPERNIG ET AL. (1996) nachzulesen.

Weddellwirbel

Im Weddellmeer wird die großräumige Zirkulation durch den zyklonalen (im Uhrzeigersinn drehenden) Weddellwirbel (GORDON ET AL. 1981) bestimmt. Dieser wird im Süden durch Ostwinde, weiter nördlich durch die dort vorherrschenden Westwinde angetrieben. Der Weddellwirbel umfaßt alle Wassermassen von der Oberfläche bis zum Boden (BARBER & CRANE 1995, GORDON ET AL. 1981). Die Begrenzungen des Weddellwirbels sind im Süden der Antarktische Kontinent, im Westen die Antarktische Halbinsel, und im Norden das Scotia-Rücken-System. Die Ausdehnung im Osten wird unterschiedlich angegeben, nach CARMACK & FORSTER 1975 liegt sie zwischen 20 und 40° E.

A Oberflächenwassermassen

Im Weddellwirbel gibt es drei Oberflächenwassermassen, die sich durch unterschiedliche Temperaturen und Salzgehalte auszeichnen,

das Subantarktische Oberflächenwasser (Subantarctic Surface Water = SASW), das Antarktische Oberflächenwasser (Antarctic Surface Water = ASW) und das Winterwasser (Winter Water = WW, 0 - 200 m) (WHITWORTH ET AL. 1994, WEPPERINIG ET AL. 1996).

Die Strömungsrichtung der Oberflächenwassermassen ist für den terrigenen Sedimenteintrag durch Eisberge von Bedeutung, da die Eisbergtrajektorien durch die Oberflächenströmungen bestimmt werden.

B Tiefenwassermassen

Das Nordatlantische Tiefenwasser (North Atlantic Deep Water = NADW) steigt südlich von 40° S auf eine Wassertiefe von 2000 - 3000 m an und gelangt im Bereich des Argentinischen Beckens unter den Einfluß des ACC. Durch Mischung von NADW mit polaren Wassermassen entsteht im ACC das Zirkumpolare Tiefenwasser (Circumpolar Deep Water = CDW), das die größte Wassermasse des Antarktischen Ozeans darstellt (PETERSON & WITHWORTH III 1989). Im Weddellwirbel ist CDW die Quelle des Warmen Tiefenwassers, das sich in einer Tiefe von 200 bis 1500 m befindet (FOLDVIK ET AL. 1985). Durch Mischung von WW mit Warmen Tiefenwasser (Warm Deep Water = WDW) entsteht das Modifizierte Warme Tiefenwasser (Modified Warm Deep Water = MWDW).

C Antarktisches Bodenwasser / Weddellmeer Tiefenwasser

Das Weddellmeer ist als das wichtigste Quellgebiet für das Antarktische Bodenwasser (Antarctic Bottom Water = AABW) (GORDON ET AL. 1981) bekannt. Jedoch stellt für den Bereich des Weddellmeeres das AABW, auch Weddellmeer Tiefenwasser (WSDW) genannt (Abb. 1) (WEPPERINIG ET AL. 1996, ORSI ET AL. 1993), nur einen Mischwasserkörper zwischen dem WDW und dem Weddellmeer Bodenwasser (WSBW), dem neu gebildeten Bodenwasser des Weddellmeeres (GORDON ET AL. 1981) dar. Das WSDW strömt der Topographie folgend von seinem Bildungsort in Richtung Norden. Ein Arm des WSDW fließt durch die Orkney Passage ins südliche Scotiameer (Abb. 1, 2).

Damit ist das WSDW die Wassermasse, die für den strömungstransportierten Sedimenteintrag aus dem Weddellmeer in das Arbeitsgebiet in Frage kommt. Die potentiellen Liefergebiete für den terrigenen Sedimentanteil im Scotiameer durch die hier beschriebenen ozeanischen Strömungen sind die Schelfgebiete der Antarktis und der Antarktischen Halbinsel sowie die Süd-Orkney-Inseln.

2.2.2 Eisbergtransport

Der antarktische Kontinent ist heute zu etwa 98% mit Eis bedeckt und für mehrere Monate im Jahr von Packeis eingeschlossen (EHRMANN 1994). Etwa 50 % der Antarktis sind von Schelfeisen umgeben (HUYBRECHTS 1992), die vom Inlandeis durch Eisströme genährt werden (DREWRY 1986). Durch Abbrüche von diesen Eismassen entstehen Eisberge.

Prinzipiell muß man zwei Typen von Eisbergen unterscheiden, die je nach Herkunft unterschiedliche Mengen an terrigenem Material mit sich führen:

1) Eisberge, die von den Schelfeisen abbrechen transportieren nur wenig terrigenes Material (eistransportiertes Material = IRD), weil ein Großteil des Inlandeises und insbesondere die Eisschicht, die terrigenes Material führt bereits abgeschmolzen ist, wenn es die Schelfeiskante erreicht (DREWRY 1986, KIPFSTUHL 1991). Das Schelfeis führt nur an seiner Unterseite IRD, das beim Aufliegen des Eises auf dem Schelf eingefroren wurde.

2) Eisberge, die entstehen wenn Gletscher oder Eisströme direkt in den Ozean kalben, sind dem Abschmelzprozeß erst mit dem Kalben ausgesetzt. Diese Eisberge transportierten vermutlich innerhalb ihrer kurzen Lebensdauer von einigen wenigen Jahren den IRD in große Entfernungen. Sie können im gesamten Eiskörper terrigenen Detritus führen, da Grund-, Mittel- und Seitenmoräne, aber auch Bergstürze in den Gletschern eingeschlossen sein können (OERTER ET AL. 1992). Ein hoher terrigener Transport durch Eisberge ist während Kaltzeiten zu erwarten wenn die Schelfeise infolge des gesunkenen Meeresspiegels auf dem Schelf aufliegen und das Inlandeis sich bis in die Nähe der Kontinentalschwelle vorschiebt (GROBE 1986). Der Anteil der Eisströme und Gletscher, die dann direkt in das Meer kalben, dürfte infolge dessen überall um den antarktischen Kontinent weit höher als heute gelegen haben.

Die Drift der Eisberge (Abb. 3) wird von der globalen Wind- und Wasserzirkulation gesteuert, wobei die Oberflächenwassermassen von besonderer Bedeutung sind (KOTTMEIER & FAHRBACH 1989, GORDON ET AL. 1981). Die Eisberge werden vom Antarktischen Küstenstrom von Osten ins Weddellmeer geführt (TCHERNIA & JEANNIN 1984) (Abb. 3). Bedingt durch die Zirkulation des Weddellwirbels und die vorherrschenden Ostwinde werden die Eisberge südlich von 70°S im Atlantischen Sektor des Südpolarmeeres nach Westen (GORDON ET AL. 1981, MELLES 1991) und dann dem Weddellwirbel folgend nach Norden und Nordosten verdriftet (Abb. 3).

Potentielle IRD-Liefereisströme sind der Vestraumen-Eisstrom, der in das Riiser-Larsen-Schelfeis mündet und der Stancom-Wills-Eisstrom, der das Brunt-Schelfeis nährt (OSKIERSKI 1988). Im Hinterland dieser Kalbungszonen stehen größtenteils Granite an, deren Bestandteile in den Sedimentproben im Scotiameer als IRD gefunden werden können (OSKIERSKI 1988).

Eine weiteres Liefergebiet für den Eintrag des IRD sind die Gletscher, die entlang der Antarktischen Halbinsel in das Weddellmeer kalben. Eisberge aus dieser Region führen aufgrund des geologischen Hinterlands in der Hauptsache Sedimentgesteine mit sich (HERRON & ANDERSON 1990).

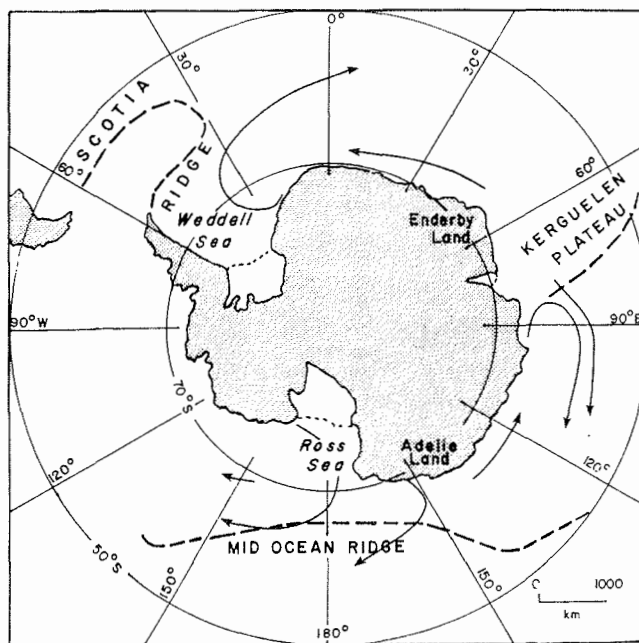


Abb. 3: Eisbergtrajektorien im Bereich des Weddellmeeres (aus: TCHERNIA & JEANNIN 1984).

Die Süd-Orkney-Inseln sind heute eis- und schneebedeckt, der Eiszuwachs der Gletscher ist leicht rückgängig (HERRON & ANDERSON 1990). Dennoch läßt die ausgeprägte Topographie der Inseln auf eine sehr starke Vereisung während der Vergangenheit schließen (SUDGEN & CLAPPERTON 1977). Auch dort haben Gletscher gekalbt und über Eisberge wurde terrigener Detritus ins Scotiameer transportiert (HERRON & ANDERSON 1990).

Der geologische Aufbau der Süd-Orkney-Inseln entspricht weitestgehend dem der Antarktischen Halbinsel (BARKER ET AL. 1977, BARBER & CRANE 1995). Man kann annehmen, daß das eistransportierte Material das von den Süd-Orkney-Inseln stammt, hauptsächlich aus den überlagernden Sedimentgesteinen besteht.

Potentielle Liefergebiete für den Eintrag durch Strömungen und Eisberge

Antarktis

Im Oligozän konnte sich in der Ostantarktis ein Eisschild aufbauen (CIESIELSKI ET AL. 1982), in der Westantarktis dauerte es noch bis ins späte Miozän/frühe Pliozän (MACKENSEN & EHRMANN 1992, EHRMANN 1994). Auf dem nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel und den Süd-Orkney-Inseln bildete sich vermutlich vor 4,8 Ma ein stabiler Eisschild aus (BARKER ET AL. 1988, SUDGEN & CLAPPERTON 1977). Die Existenz eines Eisschildes ist die erste Voraussetzung für den Antransport von IRD.

Die Gesteine der Ostantarktis, einem Hauptliefergebiet von eistransportiertem Material in das Weddellmeer bzw. Scotiameer, bestehen in der Hauptsache aus Granit und quarzreichen Granitoiden und einigen Sedimentgesteinen (OSKIERSKI 1988).

Antarktische Halbinsel

Auf der Antarktischen Halbinsel überlagern Sedimente aus der Kreidezeit und des Jura das ebenfalls anstehende vulkanische Gestein. Die Gesteine, deren Ursprung auf vulkanische Aktivität zurückzuführen ist, sind hauptsächlich auf der pazifischen Seite der Halbinsel zu finden (GRIKUROV 1978), während die überlagernden Sedimentgesteine weite Bereiche der Antarktischen Halbinsel bedecken (TINGEY 1991).

Süd-Orkney-Inseln

Die Süd-Orkney-Inseln sind durch eine starke Zerfurchung von Gletscher gekennzeichnet, die starke Morphologie läßt eindeutig auf eine ausgeprägte Vereisung der Inseln in den Glazialen schließen (SUDGEN & CLAPPERTON 1977).

Während des letzten Glazials waren diese Inseln und der südlich vorgelagerte Schelf bis zu einer Tiefe von 200 m unter dem Meeresspiegel mit Eis bedeckt (SUDGEN & CLAPPERTON 1977).

Die South-Orkney-Inseln bestehen aus metamorphen Gesteinen der Grünschiefer- bis niedrigen Amphibolitfazies mit pliozänem bis rezentem Alter. Diese werden von mächtigen Sedimentabfolgen des oberen Jura und der unteren Kreide überlagert (BARBER & CRANE 1995).

2.2.3 Meereistransport

Meereis kann terrigenes Sediment über weite Entfernungen transportieren. Die Transportrichtung wird vom Wind und der Oberflächenwasserzirkulation gesteuert. Es gibt zwei Möglichkeiten, durch die Sediment in das Meereis gelangen kann.

1) In der Arktis sind die flachen Schelfregionen und Flußdeltabereiche die Gebiete in denen das Meereis Sediment aufnimmt. In diesen Gebieten sind die Voraussetzungen für die Bildung von Meereissediment gegeben. Turbulente Verhältnisse in der Wassersäule bei geringen Wassertiefen bewirken eine Resuspension von Silt- und Tonfraktion und die Aufnahme der Partikel durch die aufsteigenden Eiskristallblättchen, die bei starker Abkühlung des Ozeans entstehen (LETZIG 1995).

Da es in der Antarktis keine entsprechend flachen Schelfgebiete und keine Flüsse gibt, kann das Meereis kein antarktisches Sediment durch diesen Prozeß aufnehmen.

2) Wind kann Sediment auf das Meereis eintragen. Dieses bei der meteorischen Eisbildung oberflächlich eingefrorene Sediment wird vom Meereis bis zu seinen Abschmelzgrenzen transportiert. An den Abschmelzgrenzen des Meereises kann es dann zu einer lokal stark erhöhten Akkumulation von Sediment kommen, die bei der Interpretation von Sedimentationsraten zu berücksichtigen ist. Da die antarktischen Schelfgebiete als Quellgebiete für Meereissediment ausgeschlossen werden können, muß das Ursprungsgebiet des meereistransportierten Sediments mit dem des äolischen Eintrags zusammenfallen.

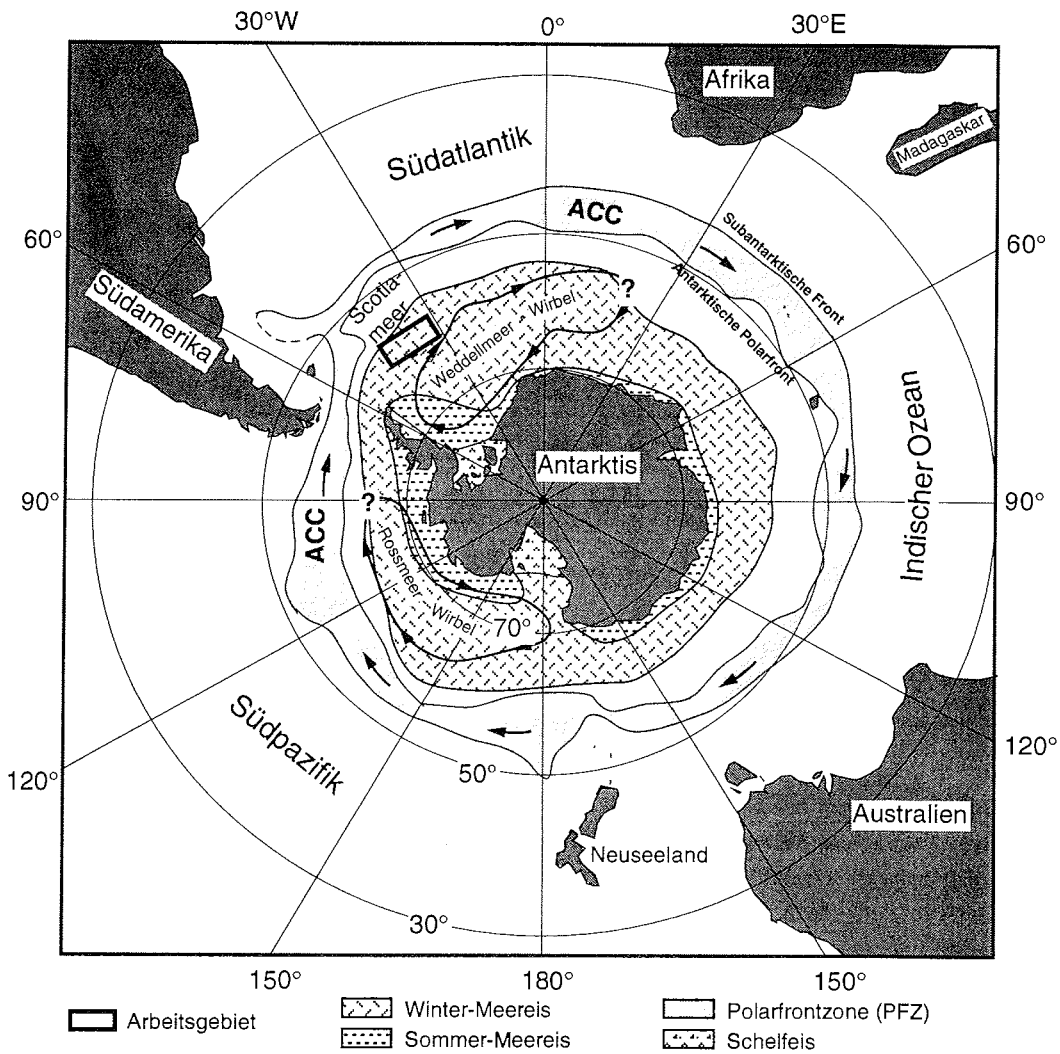


Abb. 4: Karte des Südpolargebietes mit der durchschnittlichen Sommer- und Winter-Meereisverbreitung (verändert nach GLOERSEN ET AL. 1992).

Weite Gebiete des südpolaren Ozeans sind heute von einer saisonal wechselnden Meereisschicht bedeckt. Die Meereisgrenze (Abb. 4) liegt im Bereich des Scotia/Weddellmeeres (40° W) im Südwinter bei $\approx 60^\circ$ S, und im Südsommer bei $\approx 70^\circ$ S (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985).

Somit ist das Arbeitsgebiet im Sommer eisfrei, im Winter von Meereis bedeckt und die Abschmelzgrenze des Meereises wandert im Verlauf eines Jahres von den Kernpositionen in Richtung Süden. Der westliche Teil des Weddellmeeres ist ganzjährig mit Eis bedeckt, während der östliche im Sommer fast eisfrei ist (Abb. 4). Das etwas südlich des Arbeitsgebietes gelegene Jane-Becken ist etwa drei Monate im Jahr mit dichtem Packeis bedeckt, für weitere vier Monate gibt es hier eine teilweise offene Eisdecke (ZWALLY ET AL. 1983).

2.2.4 Windeintrag - Atmosphärische Randbedingungen im Arbeitsgebiet

Etwa 20 - 30 % des terrigenen Feinkornanteils in der Tiefsee werden äolisch eingetragen (WEAVER 1989). Die Bedeutung von atmosphärischem Staubtransport wird anhand der jährlich transportierten Gesamtmenge von etwa $6 \cdot 10^7$ t terrigenem Sediment deutlich (WEAVER 1989). Folglich leistet die atmosphärische Zirkulation einen maßgeblichen Beitrag zur pelagischen Sedimentbilanz (WEAVER 1989).

Allgemein gilt: Je kälter und niederschlagsärmer bzw. arider das Klima ist, desto mehr Frostverwitterung findet statt. Je spärlicher die Vegetationsdecke ist, desto mehr Staub kann vom Wind aufgenommen werden. In Kaltzeiten waren diese Faktoren stärker ausgeprägt und haben einen höheren äolischen Eintrag in die Ozeane zur Folge (PYE 1987, 1995). Erhöhte Staubkonzentration werden auch in den Eiskernen von Vostok, Taylor Dome, GISP II, GRIP und Guliya während der Glazialzeiten gefunden (PETIT ET AL. 1990, HANSSON 1994, DEANGELIS ET AL. 1987, JOUZEL ET AL. 1996, BASILE ET AL. 1997, THOMPSON ET AL. 1997). Beispielsweise ist der Staubgehalt in den Vostok-Eiskern, dessen Hauptquellgebiet in Patagonien liegt (BASILE ET AL. 1997), in Glazialzeiten 15 bis 20-fach erhöht (PETIT ET AL. 1990).

Allgemeine Zirkulationsmodelle zeigen, daß die Westwindzone unter glazialen Bedingungen in Richtung der niederen Breiten verschoben wird (LAUTENSCHLAGER & HERTERICH 1990, LAUTENSCHLAGER 1991). Dies stimmt mit den palynologischen Ergebnissen von HEUSSER (1989) überein, die auf der Südhemisphäre für die Glaziale eine atmosphärische Verlagerung der Polarfront nach Norden finden.

Stärkere Temperaturgradienten zwischen dem Äquator und den Polen bewirken ein stärker ausgeprägtes Windsystem, das aufgrund seiner dadurch erhöhten Transportenergie zum einen mehr terrigenes Material eintragen kann, zum anderen dieses Material auch in größere Distanzen transportieren kann (LAUTENSCHLAGER & HERTERICH 1990, LAUTENSCHLAGER 1991, KLINK & SMITH 1993, DUCE ET AL. 1991).

Die Richtungen der atmosphärischen Zirkulation über Südamerika war im letzten Glazial der heutigen Zirkulation ähnlich (CLAPPERTON 1993a, 1993b, HULTON ET AL. 1994). Unterschiede gab es nur in der Intensität und Häufigkeit der Stürme und in der Verlagerung der Westwindzone nach Norden. Heute liegen die Staubflüsse im Bereich des Scotiameeres zwischen 10 und 100mg/m²/a (aus: DUCE ET AL. 1991, Abb. 5).

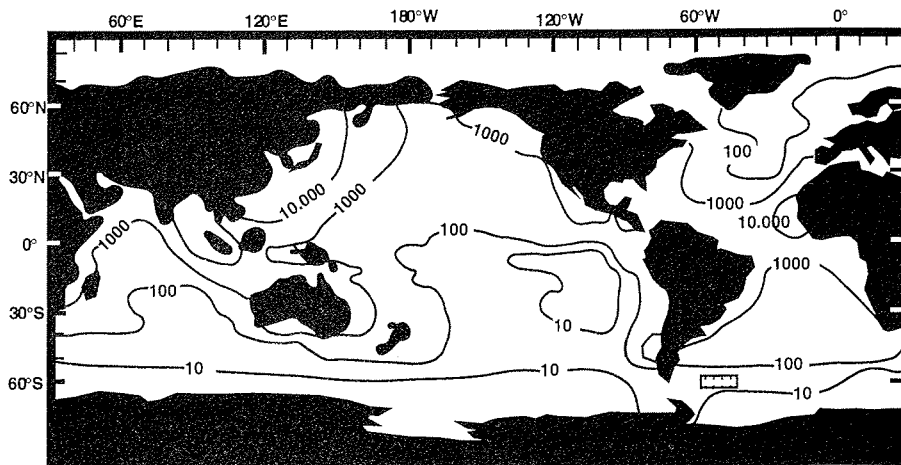


Abb. 5: Globale Flüsse von mineralischen Aerosolen in die Ozeane in mg/m²/a (aus: DUCE ET AL. 1991).

Die spärliche Vegetationsdecke in den ariden Gebieten Südamerikas und die geringen Niederschläge vereinfachen die Sedimentaufnahme durch den Wind (CLAPPERTON 1993a, 1993b). Besonders in den trockenen Jahreszeiten Frühling und Winter können starke Stürme, neben den aus den Anden bekannten Fallwinden, große Mengen an Staub aufnehmen und weitertransportieren (CLAPPERTON 1993a, GROUSSET ET AL. 1992). PYE

(1987) zeigt, daß das südliche Südamerika eine Region mit hoher Staubsturmaktivität ist.

Der von PYE (1987) beschriebene Haupttransportweg des terrigenen Staubes führt von den patagonischen Lößgebieten in Richtung des Scotiameeres (Abb. 6).

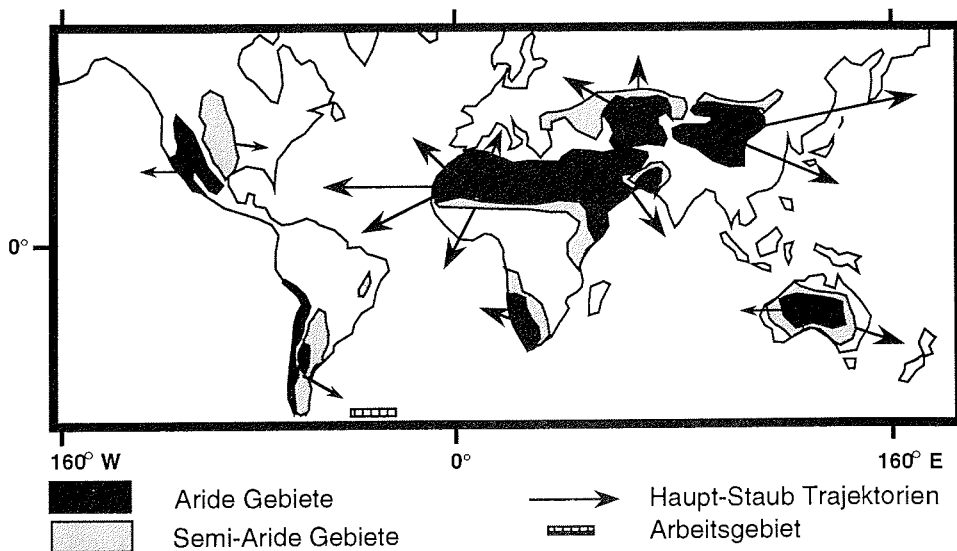


Abb. 6: Verteilung von Gebieten mit hoher Staubsturmaktivität und Hauptstaubtrajektorien (aus: PYE 1987, modifiziert nach: COUDE-GAUSSSEN 1984).

In Patagonien sind heute Winde aus Nordwesten vorherrschend. Untersuchungen von MARSHALL (1996) belegen (Abb. 7), daß innerhalb von 24 Stunden feinste Partikel aus Patagonien zu den antarktischen Süd-Orkney-Inseln geweht werden können. Auch Berechnungen des ^{222}Rn -Transportweges zur deutschen antarktischen Forschungsstation Georg-von-Neumayer ($70^\circ 37' \text{ S}$, $8^\circ 22' \text{ W}$) zeigen, daß das Ursprungsgebiet des ^{222}Rn in Patagonien liegt (WYPUTTA 1997).

Im Scotiameer kann es zu Ablagerungen äolischen Sediments kommen, dessen Hauptquellgebiete sehr wahrscheinlich die ariden und semiariden Regionen Argentiniens (Feuerland) und Chiles (Patagonien) (Abb. 7) ist, da die atmosphärische Zirkulation und somit der Partikeltransport in diesem

2 DER SEDIMENTATIONSRAUM SÜDLICHES SCOTIAMEER

Gebiet von der Westwindzone bestimmt wird (MARSHALL 1996, BASILE ET AL. 1997, WYPUTTA 1997).

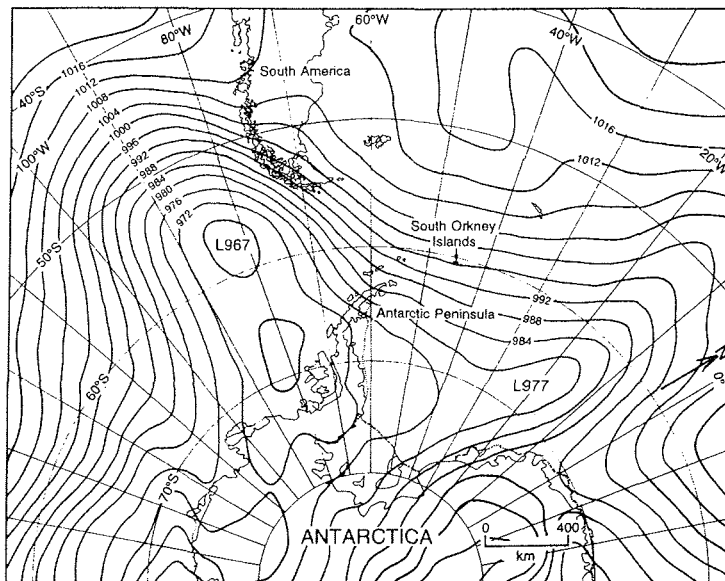


Abb. 7: Detaillierte synoptische Wetterkarte vom 11. Nov. 1993. Diese Wetterlage ermöglicht einen Transport von Partikeln vom südlichsten Südamerika zu den South Orkney Island und ins Arbeitsgebiet (aus: MARSHALL 1996).

Als Liefergebiet für den atmosphärischen Eintrag bieten sich die Patagonischen Lößgebiete ("pampean loess area") an.

Die pleistozäne Vergletscherung in den Anden (Abb. 8) hat den gesamten Süden Südamerikas bis 42° S sowohl auf der West- wie der Ostseite der Kordillere geprägt (MERCER 1976, HASTENRATH 1971, HULTON ET AL. 1994, CLAPPERTON ET AL. 1997). Zahlreiche glazial geformte Seen, hochgelegene Kare und fjordartige Täler prägen das heutige Landschaftsbild. Die Eisbedeckung im letzten glazialen Maximum (LGM), die diesen Formenschatz in den Anden prägte, war eine reine Gebirgsvergletscherung (Abb. 8) (HULTON ET AL. 1994).

Das patagonische Tiefland war nicht von Eis bedeckt. Dort konnte sich der glaziale Verwitterungsschutt aus den Anden ansammeln.

In Feuerland (55° S bis 51° S) besteht der paläozoische Unterbau der Küstenkordillere Patagoniens aus Plutonen des Jura und der Kreide (ZEIL 1986).

Nach Osten hin (in Richtung patagonische Tiefebene) stehen saure und intermediäre Vulkanite an. Zwischen 51° S und Peru sowie in den östlichen Kordilleren Kolumbiens bestimmen in erster Linie Andesite, aber auch kontinentale Basalte und Rhyolite die Masse der Vulkanite (ZEIL 1986). Der größte Teil des Andenmassivs besteht aus Andesit, einem vulkanischen Gestein der Kalkalkali-Reihe. Es enthält einen relativ hohen Anteil Magnetit bzw. Titanomagnetit und andere magnetische Minerale mit relativ hohen spezifischen magnetischen Suszeptibilitäten.

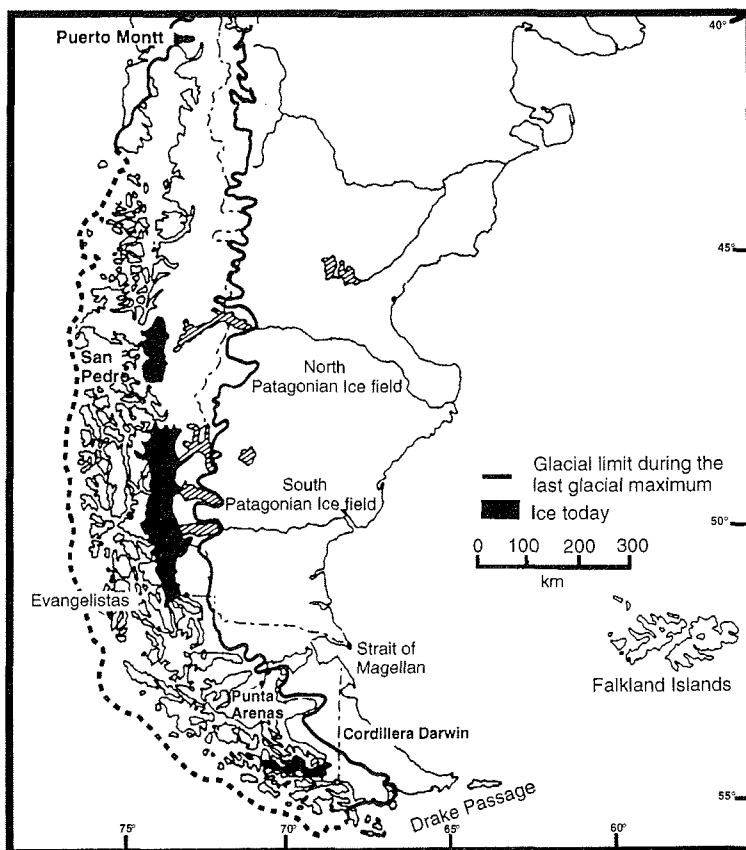


Abb. 8: Verteilung bestehender Eisfelder und die Eisgrenzen während des letzten glazialen Maximums in Patagonien (aus: HULTON ET AL. 1994).

Unter kalten, ariden Klimabedingungen entstanden während der Eiszeiten in den patagonischen Anden infolge von Frostverwitterung bedeutende Mengen an Silt- und Tonmaterial (PYE 1995, DUCE ET AL. 1980).

Glaziofluviatilen Ablagerungen sedimentierten am Fuße der Anden in Folge der patagonischen Gebirgsvergletscherung. Im südöstlichen Argentinien (Feuerland/Patagonien) entstanden große Lößgebiete. Das abgelagerte Feinmaterial stammt aus den Hochgebirge der Anden (SAYAGO 1995, CLAPPERTON 1993a, 1993b).

Der abgelagerte patagonische Löß, von TERUGGI (1957) als hellgelb bis bräunlich beschrieben, besteht hauptsächlich aus Mineralen vulkanischen Ursprungs, besonders aus denen, die in andesitischen und basaltischen Gesteinen enthalten sind (TERUGGI 1957, BONORINO 1966, CAMILIÓN 1993, ZARATE & BLASI 1991, 1993, SAYAGO 1995). Die Präsenz von vulkanischen Partikeln im patagonischen Löß wird von TRICART (1975) als ein Anzeichen gesehen, daß zeitgleich mit der Lößablagerung ein explosiver Vulkanismus stattfand und / oder, daß die Ablagerungen eine Zeit repräsentieren, in der patagonische Pyroklastika wiederaufgearbeitet wurden. Die mineralogische Hauptkomponenten des patagonischen Löß sind Amphibol, Plagioklas, Illit, Quarz, verwitterte vulkanische Partikel und Titanomagnetit (TERUGGI 1957, BONORINO 1966, CAMILIÓN 1993, ZARATE & BLASI 1991, 1993, SAYAGO 1995). CLAPPERTON (1993a) und MARKGRAF (1993) beschreiben die patagonische Tiefebene als Dünenlandschaften, die mit terrigenem Material bedeckt ist, das aus den Anden über die Westwinddrift eingeweht wurde. Die ausgedehnten Lößgebiete im patagonische Tiefland sowie deren Herkunftsgebiete, die patagonischen Anden stellen ein bedeutendes Erosionspotential für den Sedimenteintrag in das Scotiameer bzw. das gesamte westliche Südpolarmeer dar (PYE 1987, 1995).

3 MATERIAL UND METHODEN

PROBENMATERIAL

Die fünf im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne wurden 1995 während der Polarstern-Reise ANT-X/5 (GERSONDE 1993) (Abb. 9, Tab. 1) gewonnen. Sie liegen auf einem rund 300 km langen Profil hangabwärts, mit der flachsten Kernposition bei 2400 m und der tiefsten bei 5200 m, entlang des 60-ten Breitengrades zwischen 40° W und 46° W (Tab. 1).

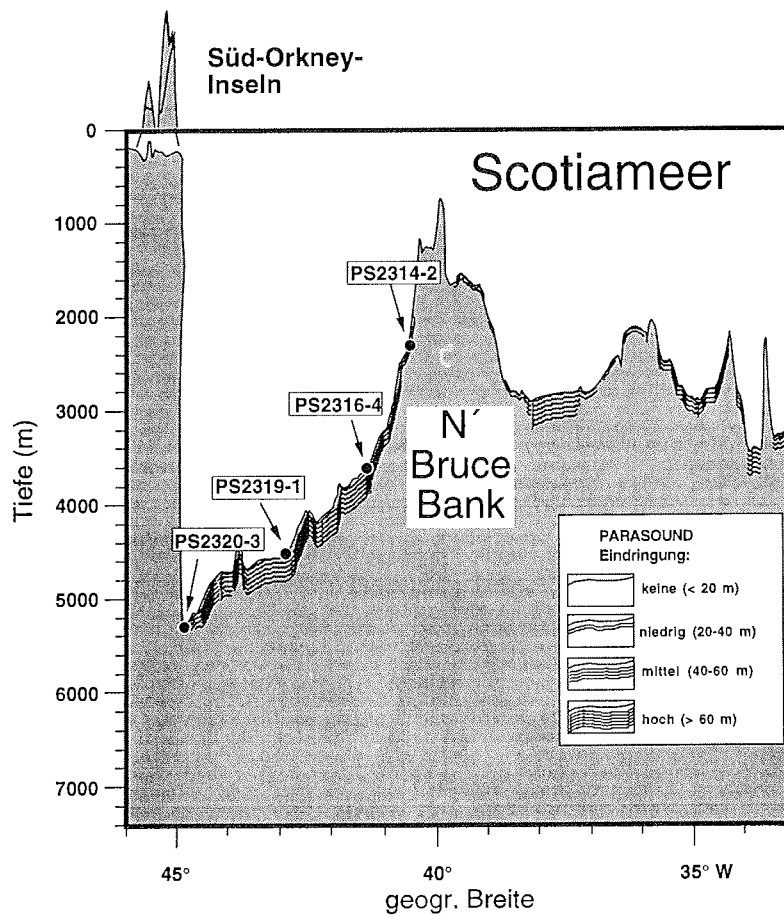


Abb. 9: E-W Profil bei 60° S im südlichen Scotiameer mit schematisierter Parasound-Darstellung und den Kernpositionen von vier bearbeiteten Sedimentkernen. Vergleiche auch Abb. 1 und 2.

Kern	geogr. Breite (°S)	geogr. Länge (°W)	Wasser- tiefe (m)	Kern- länge (m)	Proben- anzahl
PS2314-2	59°33.4'S	40°35.1'W	2390 m	09.12	96
PS2316-4	59°29.0'S	41°19.3'W	3631 m	12.42	119
PS2319-1	59°47.3'S	42°41.0'W	4320 m	11.54	116
PS2320-3	60°05.3'S	44°52.9'W	5268 m	12.86	139
PS2328-4	59°55.3'S	46°06.5'W	4617 m	05.73	61

Tab. 1: Positionen der bearbeiteten Sedimentkerne.

3.1 Zerstörungsfreie sedimentphysikalische Untersuchungen

Die magnetische Suszeptibilität (MS) ist ein Maß für die Magnetisierbarkeit einer Substanz. Ihre Messungen erlauben Rückschlüsse auf den Gehalt an magnetischen Partikeln im Sediment zu ziehen (THOMPSON & OLDFIELD 1986).

Die MS wurde auf einer MS-Meßbank bereits an Bord von POLARSTERN an den geschlossenen Kernsegmenten (1 m Länge) gemessen (GERSONDE 1993, HOFMANN ET AL. eingereicht). Die 1 m langen Kernsegmente wurden hierbei rechnergesteuert auf einer Schiene in regelbaren Schritten durch eine Meßspule (BARTINGTON M.S.2.C) geschoben. Der Meßpunktabstand betrug 1 cm. Aufgrund der fehlenden Kalibrierung der Meßbank werden im folgenden durchgängig die Rohdaten gezeigt.

Durch unterschiedlich hohe Gehalte an magnetisierbaren Komponenten im Sediment entsteht ein charakteristisches Intensitätsmuster, das mit der Sedimenttiefe variiert. Die bearbeiteten Kerne weisen Intensitätsmuster auf, die untereinander sehr gut korrelierbar sind (Abb. 13).

Ausführliche Beschreibungen der Apparatur und der MS-Messungen sind bei WEAVER & SCHULTHEISS (1990), CORDES (1990), NOWACZYK (1991), MELLES (1991), GERLAND (1993), FREDERICHs (1995) und im Handbuch der Fa. Bartington zu finden.

Die hochauflösende MS wurde im Frühling 1997 an den geöffneten Kernen PS2319-1 und PS2328-4 mit einem Punktsensor auf der Multi-Sensor-Core-Logger Bank (MSCL) (GEOTEK, Surrey, U.K.) gemessen. Der Meßpunktabstand mit dem Punktsensor, der direkt auf der Sedimentoberfläche aufsitzt, betrug 1 cm. Der Punktsensor mißt im Gegensatz zum Spulensensor über eine Fläche von 1,7 cm². Seine Auflösung liegt bei

etwa 1 cm, die Auflösung der Spule beträgt 10 cm (NOWACZYK 1991). Auch hier werden aufgrund der fehlenden Kalibrierung der Meßbank durchgängig die Rohdaten dargestellt. Diese Messungen werden im folgenden mit "Hochaufgelöste MS" (High Resolution MS=HRMS) bezeichnet.

Die Variationen in den Meßergebnissen sind durchweg mit denen der Spulenmessung konform, zeigen aber aufgrund ihrer besseren Auflösung hochfrequenterer Schwankungen. An Kern PS2328-4 wurden mit dem Punktsensor drei Parallelmessungen durchgeführt. Der Sensor wurde jeweils in unterschiedlichen Abständen vom Kernrand aufgelegt. Die Parallelmessungen zeigen, daß die HRMS-Schwankungen weitgehend unabhängig von der Lage des Sensors auf dem Sediment sind.

Die Feuchtraumdichte wurde an den noch ungeöffneten Sedimentkernen mit einem am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) entwickelten Dichtemeßsystem (DMS) für marine Sedimente bestimmt (GERLAND 1993). Das Meßprinzip des DMS beruht auf der dichteabhängigen Abschwächung eines Gammastrahls (Cs^{137}). Die Feuchtraumdichte ergibt sich direkt aus dem Verhältnis von ungeschwächter zu geschwächter Intensität nach dem Gesetz von Beer-Lambert (GERLAND 1993).

Nachdem sowohl GERLAND (1993) als auch CHI (1995) und BONN (1995) sehr gute Übereinstimmungen zwischen dem DMS-Dichtemeßsystem und der Pyknometermethode zur Dichtebestimmung gefunden haben, wurde in dieser Arbeit für die Kerne PS2314-2, PS2316-4, PS2320-3 und PS2328-4 nur die weitaus besser auflösende und zeitsparende DMS-Messung mit einem Meßpunktabstand von 0,5 cm durchgeführt. Kern PS2319-1 wurde bereits an Bord geöffnet und konnte deshalb nicht mit diesem System gemessen werden.

Generell liegen die DMS-Meßwerte leicht höher als die mit dem Pyknometer ermittelten Werte (CHI 1995, BONN 1995). Ein Nachteil der DMS-Messung sind Lücken an den Enden der Kernsegmente von je 8 cm, die sich durch die Kernhalterungen ergeben.

Die Kompressions- oder P-Wellengeschwindigkeiten (v_p) der Sedimente wurden an vier ausgewählten Kernen in der Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, bestimmt. Die auf Raumtemperatur erwärmten Kernsegmente wurden wie bei den MS-Messung rechnergesteuert auf einer Schiene durch Schallgeber und Schallnehmer geschoben. Gemessen wurde

in Abständen von 2 cm. Aus der Laufzeit des Schallsignals radial durch den Kern und dem Kerndurchmesser wurde die V_p unter Berücksichtigung der Temperatur des Kerns nach Formeln von HAMILTON ET AL. (1982) und HAMILTON & BACHMANN (1982) berechnet.

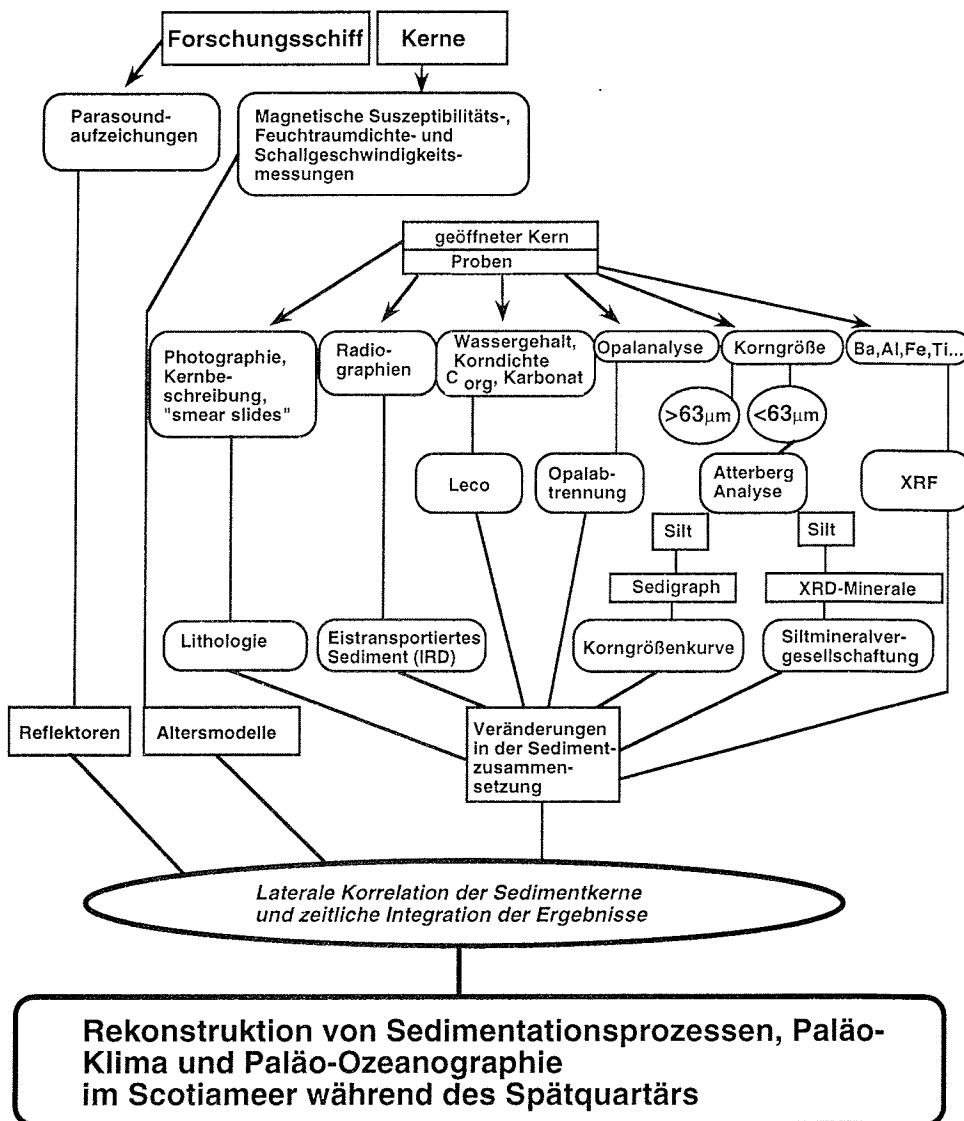


Abb. 10: Schematisches Flußdiagramm zur Probenbearbeitung.

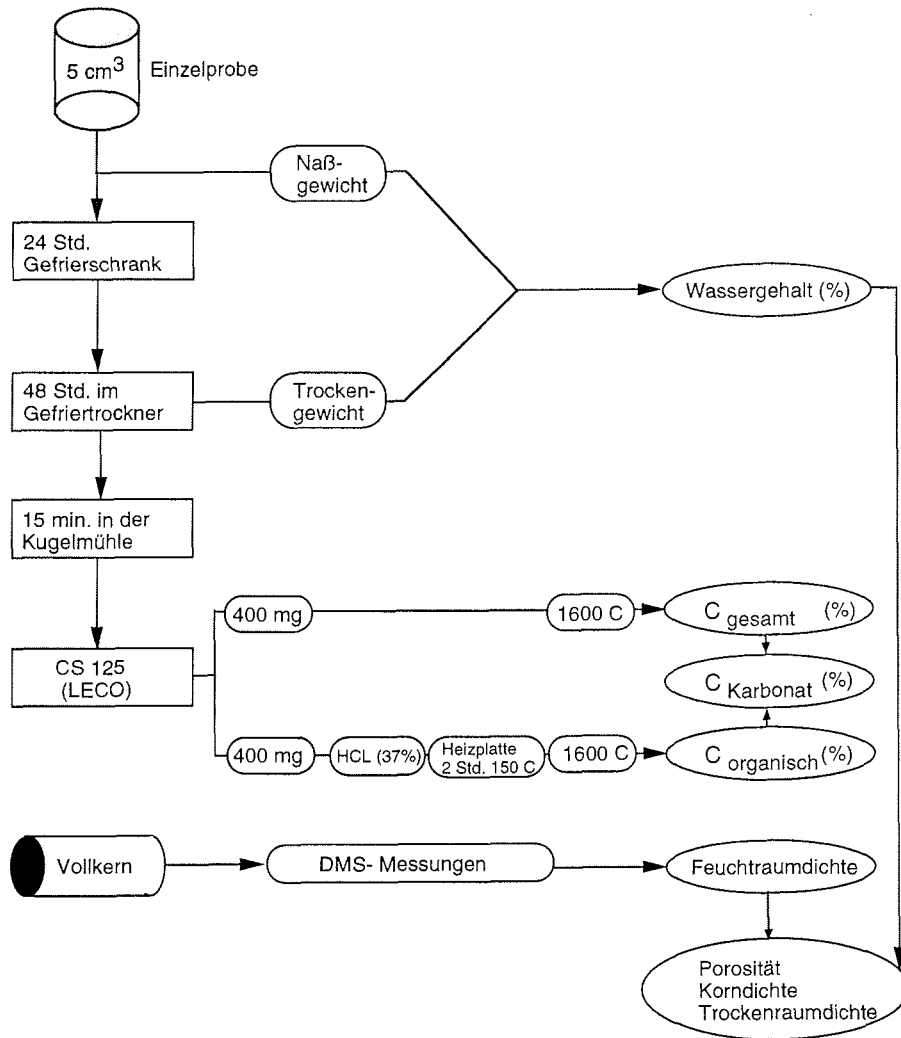


Abb. 11: Flußdiagramm zur Bestimmung der sedimentphysikalischen Eigenschaften Wassergehalt, Feuchtraumdichte, Porosität und Korndichte sowie für die Bestimmung der Gehalte an organisch und karbonatisch gebundenem Kohlenstoff.

Zur Meßmethodik siehe auch SCHULTHEISS & MCPHAIL (1989), WEAVER & SCHULTHEISS (1990), BREITZKE ET AL. (1996), ROSTEK ET AL. (1991) und ROSTEK (1991). Wie bei den Feuchtraumdichtemessungen entstehen auch hier Meßlücken, da das Schallsignal durch die jeweils 4 cm langen Endkappen der Kernsegmente verfälscht wird.

3.2 Berechnung der sedimentphysikalischen und sedimentologischen Parameter

Probenentnahme (Abb. 10) und Standarduntersuchungen (Abb. 11) wie Wasser-, Karbonat- und C_{org} -gehaltmessungen sind schematisch in Abb. 10 und 11 dargestellt. Ausführliche Beschreibungen der Untersuchungen, die alle gemäß der Standard-Methoden erfolgten, sind bei MELLE (1991), WEBER (1992), GRÜNIG (1991), BONN (1995), und GINGELE (1992) nachzulesen. Das Auszählen des IRD (> 2 mm) erfolgte nach der Zählmethode von GROBE (1986) an den Negativen der Radiographien.

Die durchgeführten Berechnungen und die Methoden, die abweichend von den Standard-Methoden durchgeführt wurden, sind hier zusammengestellt. Da die Korngrößenanalyse (Abb. 10, 12) neben den sedimentphysikalischen Messungen die wichtigste Analysemethode darstellt, wird darauf ebenfalls ausführlicher eingegangen.

Die Proben zur Bestimmung der Wassergehaltes (Abb. 11) wurden unmittelbar nach der Entnahme gewogen und für 24 Stunden tiefgefroren (-18 °C). Für weitere 48 Stunden wurden sie in einem Gefriertrockner (Lyoval GT2, LEYBOLD-HERAEUS) getrocknet und danach gewogen. Aus der Gewichts-differenz wurde der Wassergehalt W (%) vom Naßgewicht berechnet:

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

Zur Berechnung von Porosität, Trockendichte und Korndichte für den Kern PS2319-1 wurden die Formeln von GEALY (1971) und RUDDIMAN & JANECEK (1989) benutzt und mit Korrekturen für 35 ‰ Salzgehalt und 23 °C berechnet (Abb. 11).

Es gilt:

Masse der Trockenprobe: M_d (g)

Volumen der Trockenprobe: V_d (cm³)

Masse des evaporierten

Wassers: M_w (g) = $\frac{W \cdot M_d}{100}$

für eine Porenlösung mit 35‰ Salzgehalt:

Masse des Salzes: M_s (g) = $\frac{M_w}{0,965} - M_w$

mit der angenommenen Dichte des Salzes von 2,1 g/cm³:

Volumen des Salzes: V_s (cm³) = $\frac{M_s}{2,1}$

bei einer Dichte der Porenlösung von 1,024 g/cm³:

Volumen der Porenlösung: V_{ws} (cm³) = $\frac{M_s + M_w}{1,024}$

Dichte des Meerwassers = 1,024 g/cm³

Formeln zur Berechnung von:

$$\text{Porosität POR (\%)} = \frac{V_{ws}}{V_d - V_s + V_{ws}} \cdot 100 \quad (2)$$

$$\text{Feuchtraumdichte WBD (g/cm}^3\text{)} = \frac{M_d + M_w}{V_d - V_s + V_{ws}} \quad (3)$$

$$\text{Trockenraumdichte DBD (g/cm}^3\text{)} = \frac{WBD - (1,024 \text{ g/cm}^3 \cdot \text{POR})}{100} \quad (4)$$

$$\text{Korndichte } D_g \text{ (g/cm}^3\text{)} = \frac{M_d - M_s}{V_d - V_s} \quad (5)$$

Zur Berechnung der Sedimentporosität und der Trockendichte der Kerne PS2314-2, PS2316-4, PS2320-3 und PS2328-4 wurden die Formel aus GERLAND (1993) bzw. CHI (1995) benutzt. An diesen Kernen wurde im Gegensatz zu PS2319-1 die Feuchtraumdichte (Kap. 3.1) gemessen.

Eine mittlere Korndichte (D_g) wurde unter Berücksichtigung der Meßergebnisse des Nachbarkerns PS2319-1 mit $2,4 \text{ g/cm}^3$ angenommen.

$$\text{Porosität POR (\%)} = \frac{D_g - \text{WBD}}{D_g - 1,024 \text{ g/cm}^3} \quad (6)$$

3.3 Karbonat- und C_{org} -Gehalte

Die Gehalte an karbonatisch (C_{karb}) und organisch gebundenem Kohlenstoff (C_{org}) wurden mit einem Leco CS 125-Analysator (Carbon Sulphur Determinator der Firma LECO CORPORATION, Modell 788-400) gemessen (Abb. 11).

Der Gehalt des karbonatischen Kohlenstoffes berechnet sich aus nachstehender Gleichung:

$$C_{\text{karb}}[\%] = C_{\text{ges}}[\%] - C_{\text{org}}[\%] \quad (7)$$

Der Karbonatgehalt der Proben errechnet sich als Differenz des Gesamtkohlenstoffs (C_{ges}) und des organischen Kohlenstoffs (C_{org}):

$$\text{Karbonatgehalt [\%]} = (C_{\text{ges}}[\%] - C_{\text{org}}[\%]) \cdot 8,333 \quad (8)$$

3.4 Röntgenfluoreszenz-Analysen an der Gesamtfraktion

Die chemischen Haupt- und Spurenelementgehalte an der Gesamtprobe wurde an den Kernen PS2319-1 und PS2320-3 an der RWTH Aachen mit einem wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzspektrometer RFA; Philips PW 1400) bestimmt. Am Kern PS2319-1 wurden 116 Proben, an PS2320-3 20 Proben gemessen. Das gefriergetrocknete Sediment wurde mit der Kugelmühle zweimal je 5 Minuten analysenfein gemahlen. Zur Bestimmung der Hauptelemente (Fe, Mn, Cr, V, Ti, Ca, K, S, P, Si, Al, Mg, Na) wurden die aus dem Sediment hergestellten Schmelztabletten analysiert. Um die Spurenelemente (As, Ba, Bi, Br, Co, Cu, Ga, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sr, Y, Zn, Zr) zu bestimmen, wurden ungefähr 7 g der fein gemahlene Probe zu einem Pulverpräparat gepreßt, und dann in dem RFA gemessen.

Bei den Spurenelementen liegt der relative Fehler bei $< 5 \%$, bei den Hauptelementanalysen bei $< 2 \%$.

Die Schwankungen im Anteil des biogenen Bariums können Aufschluß geben über mögliche Änderungen in der biogenen Produktion (SHIMMIELD ET AL. 1994). Der Gesamtbariumeintrag (Ba_{ges}) ins Sediment besteht aus einem Eintrag von Barytkristallen, sowie aus biogenen und terrigenen Bariumanteilen (GINGELE 1992).

Der biogene Bariumanteil kann bereits relativ gut aus dem Ba/Al-Verhältnis abgeschätzt werden (SHIMMIELD ET AL. 1994, NÜRNBERG 1995). Aluminium wird im Ozean nicht produziert und kann folglich als ein Indikator für den terrigenen Eintrag genutzt werden.

Der biogene und terrigene Anteil von Barium wurde nach Berechnungen von DYMOND ET AL. (1992) und NÜRNBERG (1995) ermittelt.

$$\begin{aligned} \text{DYMOND ET AL. (1992): } Ba_{(bio)} &= Ba_{(ges)} - Ba_{(terr)} \\ Ba_{(terr)} &= Al_{(Probe)} \cdot Ba/Al_{(Alumosilikat)} \\ Ba_{(bio)} &= Ba_{(ges)} - (Al_{(Probe)} \cdot Ba/Al_{(Alumosilikat)}) \end{aligned}$$

NÜRNBERG (1995) bestimmte für den Bereich des Weddellmeeres und des Scotiameeres einen Korrekturfaktor mit Aluminium von 0,0067.

$$\begin{aligned} \text{Korrekturfaktor} &= Ba/Al_{(Alumosilikat)} = 0,0067 \\ Ba_{(bio)} &= Ba_{(ges)} - (Al \cdot 0,0067) \end{aligned}$$

Neuere Untersuchungen von MURRAY ET AL. (1993) zeigen, daß Aluminium auch biogenen Ursprungs sein kann. Aus diesem Grund wurden die Werte zusätzlich auf Titan normiert (Korrekturfaktor 0,1260), da Titan ein rein terrigenes Signal ist (MURRAY ET AL. 1993).

3.5 Korngrößenanalyse und Abtrennung der biosilikatischen Sedimentkomponenten

Zur Rekonstruktion von Strömungsvariationen zwischen Warm- und Kaltzeiten bzw. der Transportmechanismen wurden insgesamt 760 Korngrößenanalysen an allen fünf Sedimentkernen durchgeführt (Abb. 12). Die Korngrößenanalyse und Abtrennung der biosilikatischen Sedimentkomponenten erfolgte gemäß eines Standard-Verfahrens (GINGELE 1992, GRÜNIG 1991, BREHME 1992, MELLES 1991).

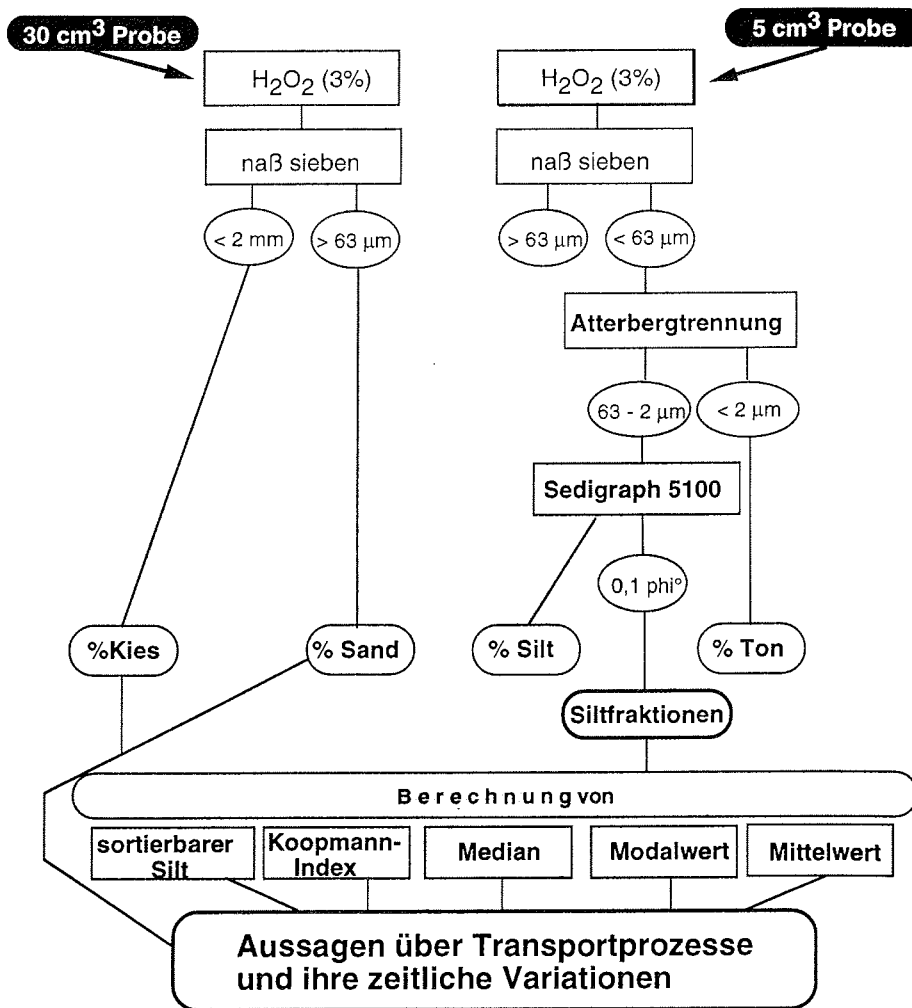


Abb. 12: Flußdiagramm zur Korngrößenanalyse und zur Bestimmung der statistischen Korngrößenparameter anhand von zwei Parallelproben (5 und 80 cm³).

Zunächst wurden die Prozentanteile der Sand-, Silt- und Tonfraktion an der Gesamtprobe bestimmt (Abb. 12). Dazu wurden die Proben in 100 ml Gläser gegeben, mit 3 %-iger H_2O_2 aufgefüllt und 24 Stunden auf dem Schüttler dispergiert. Die Sand- und Kiesfraktion wurde mit einem Handsieb naß abgesiebt, getrocknet und ausgewogen. Danach erfolgte eine Auftrennung der Fraktion $< 63 \mu m$ nach der Atterbergmethode (MÜLLER 1967) in die Silt- (2 bis $63 \mu m$) und Tonfraktion ($< 2 \mu m$).

Hierbei wurde die Probe in den Glaszylindern mit einer 0,1 %igen Natriumpolyphosphat-Lösung aufgefüllt. Grundlage für diese Methode ist das Stokes'sche Gesetz. In einem temperaturkonstanten Raum wird nach einer für die Fallhöhe und Grenzkorngröße berechneten Fallzeit der noch in Suspension befindliche Probenanteil abgesaugt. Dieser Vorgang wurde je nach Tonanteil in der Probe 10 bis 15 mal wiederholt, um eine vollständige Abtrennung zu gewährleisten. Zur Ausflockung des Tonanteils wurde die Tonsuspension mit einigen Millilitern 50 %iger $MgCl_2$ -Lösung versetzt. Durch zweimaliges Zentrifugieren mit destilliertem Wasser wurde sie wieder entfernt. Der Tonanteil wurde getrocknet und ausgewogen. Der Siltanteil wurde in einem Becherglas aufbewahrt und zur Analyse im SediGraph 5100 benutzt. Die 80 cm^3 - Probe für granulometrische Analysen wurde sofort nach der Entnahme mit einem $63 \mu m$ -Sieb naß gesiebt. Die übriggebliebene Sandfraktion wurde getrocknet und gewogen.

Die Korngrößenanalysen in der Siltfraktion wurden an allen bearbeiteten Sedimentkernen (760 Einzelproben) durchgeführt, an PS2319-1 und PS2320-3 nach Abtrennung der biosilikatischen Sedimentkomponente zusätzlich auch an der rein terrigenen Siltfraktion (230 Proben).

Bei der Siltanalyse (Abb. 12) wurden aus dem Gesamtgewicht des Silts die Gewichtsanteile der 50 Siltfraktionen (in $0,1 \varphi^\circ$ -Schritten) berechnet. Zunächst wurde die gesamte Siltfraktion (terrigen und biogen) gemessen, nach Abtrennung des biosilikatischen Anteils wurde eine zweite Messung mit der terrigenen Siltfraktion durchgeführt.

Für die Korngrößenanalyse der Siltfraktion wurde ein SediGraph MICROMERITICS 5100 benutzt. Die Funktionsweise dieses Geräts wird ausführlich bei SYVITSKI (1991) beschrieben. Details über das Rechnerprogramm des SediGraphen sind in JONES ET AL. (1988) und SYVITSKI (1991) zu finden. Weitere Anhaltspunkte zur Methodik der

SediGraph-Analyse sind in STEIN (1985) zu finden. Die Auswertung der Daten erfolgte mit dem Programm "SediMac" (Kuhn, unveröffentlicht).

Nach FOLK & WARD (1957) wurden aus den Perzentilwerten die statistischen Korngrößenparameter Median und mittlere Korngröße berechnet. Die Modalwerte der Siltfraktionsproben wurden graphisch aus der Häufigkeitsverteilungskurve ermittelt. Der %-Anteil der sogenannten "sortierbaren Silt" Fraktion (MCCAVE ET AL. 1995, MANIGHETTI 1993, MANIGHETTI ET AL. 1995) wurde aus den Anteilen der 10 - 63 µm Fraktion an der Fraktion < 63 µm bestimmt.

Zur Abtrennung der biogenen Komponenten der Tonfraktion wurde die Opal-Leaching-Methode eingesetzt. Die gesamte, feingemörserte Tonprobe wurde in ein Becherglas gegeben und mit einer kleinen Menge NaOH - Lösung im Ultraschallbad dispergiert. Danach wurde die Probe sofort mit ca. 250 ml NaOH-Lösung aufgefüllt und reagierte eine halbe Stunde im Wasserbad bei 80 °C. Hierbei wurde das Biosilikat aufgelöst. Die überstehende Lauge wurde nach der Reaktionszeit vorsichtig abdekantiert, die Tontrübe in verschraubbare Plastikzentrifugenbehälter gegeben, mit demineralisiertem Wasser aufgefüllt, und mindestens zweimal zentrifugiert. Die getrocknete Probe wurde ausgewogen und der Opalgehalt über das Anfangsgewicht der Probe bestimmt (PETSCHIK ET AL. 1996, GINGELE 1992, MÜLLER & SCHNEIDER 1993).

$$\text{Masse}_{(\text{ges})} = \text{Masse}_{(\text{terr})} + \text{Masse}_{(\text{opal})}$$

Für die Untersuchungen der terrigenen Siltfraktion mit dem SediGraph 5100 wurde mittels Schwereretrennung der biogene Opal abgetrennt. Das niedrige spezifische Gewicht von Opal (1,7-2,2 g / cm³) ermöglichte die Abtrennung mit der Schwereflüssigkeit Natrium-Polywolframat. Die Dichte dieser Schwereflüssigkeit kann relativ leicht variiert werden, indem man Wasser oder Natrium-Polywolframatpulver zugibt. Zur Abtrennung des biosilikatischen Sedimentanteils wurde sie auf 2,2 g / cm³ eingestellt (BOHRMANN 1986). Die Methodik der Dichtentrennung wird bei BOHRMANN (1986) und GINGELE (1992) beschrieben.

3.6 Röntgendiffraktometrie

Um Aussagen über die Mineralogie der Siltfraktion treffen zu können, wurde die opalfreie Siltfraktion von 50 ausgewählten Proben der Kerne PS2319-1 und PS2328-4 exemplarisch in einem Philips PW1820 Röntgendiffraktometer analysiert. Es lassen sich so halbquantitative Aussagen über die mineralische Zusammensetzung in der Siltfraktion treffen. Die Proben wurden im Winkelbereich von 2° bis $40^\circ 2\theta$ mit einer Schrittgröße von $0,02^\circ$ gemessen. Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte mit dem Programm MacDiff (Petschick, unveröffentlicht). Auf detaillierte Ausführungen zur Röntgendiffraktometrie wird verzichtet, sie erfolgten gemäß des Standards (GINGELE 1992, BONN 1995, PETSCHICK ET AL. 1996, VOGT 1997).

3.7 Berechnung von IRD-Fluß- und Sedimentationsraten

Die lineare Sedimentationsrate (LSR) der Sedimentkerne wurde anhand der erstellten Altersmodelle für die Bereiche zwischen den einzelnen Altersfixpunkten (in cm pro 1000 Jahre) ermittelt. Die Altersfixpunkte wurden jeweils für die Korrelation der HRMS mit der Kalziumkurve des GRIP-Eiskerns (FUHRER ET AL. eingereicht, HOFMANN ET AL. eingereicht), den Staubmessungen des Vostok-Eiskerns (JOUZEL ET AL. 1996) und der SPECMAP-Standardisotopenkurve (HOWARD & PRELL 1992) festgelegt.

Der IRD-Fluß besteht aus der Anzahl der IRD-Körner pro 10 cm^3 Sediment (Anzahl / 10 cm^3) multipliziert mit der Sedimentationsrate (cm/kyr). Die IRD-Flüsse werden in Anzahl der Körner / cm^2 / kyr angegeben.

$$\text{IRD-Fluß} = \text{LSR (cm / kyr)} \cdot \text{Anzahl IRD-Körner / } 10 \text{ cm}^3$$

Verschiedene Transportmechanismen sind im südlichen Scotiameer für die Akkumulation des terrigenen Materials verantwortlich. Da sich diese Mechanismen überlagern, ist es nicht möglich, die Ursache für die Veränderungen in den Akkumulationsraten eindeutig einem bestimmten Transportmechanismus zuzuschreiben. Die Berechnung und die Interpretation einer kombinierten terrigenen Akkumulationsrate erscheint deshalb nicht zweckmäßig.

3 MATERIAL UND METHODEN

Da es sich gezeigt hat, daß die mit der Opal-Leaching-Methode ermittelten Biogehalte systematische Fehler aufweisen (Kuhn, unpublizierte Daten), und die neueren Opalmessungen nach MÜLLER & SCHNEIDER (1993) nicht zur Verfügung standen (Kuhn, unpublizierte Daten) konnte die terrigene Akkumulationsrate nicht berechnet werden. Eindeutige Aussagekraft zu dem terrigenem Sedimenteintrag liefern die IRD-Flüsse, da sie einem konkreten Mechanismus zugeordnet werden können.

4 BIOSTRATIGRAPHIE UND CHRONOLOGIE

Zur Datierung eines Sedimentkerns stehen zahlreiche Verfahren zur Verfügung. Das am häufigsten angewendete ist die Isotopenstratigraphie an Foraminiferen. Da die Foraminiferengehalte mit weniger als einem Prozent für dieses Verfahren zu gering sind, bleibt für die Kerne aus dem Scotiameer zunächst die Biofluktuationsstratigraphie für die zeitliche Einordnung.

Am Sedimentkern PS2319-1 wurde die *Cycladophora davisiana* - Biofluktuationsstratigraphie, die auf den relativen Häufigkeitsverteilungen der Radiolarie *Cycladophora davisiana* basiert, angewendet (HOFMANN ET AL. eingereicht). Die *C. davisiana* - Biofluktuationsstratigraphie wurde von HAYS ET AL. (1976) an dem Kern RC11-120 aus der Subantarktischen Zone des Indischen Ozeans entwickelt. Die Häufigkeitsmaxima und -minima von *C. davisiana* wurden mit einer alphabetischen Nomenklatur versehen und mit den marinen Isotopenstadien korreliert. Im Sedimentkern PS2319-1 konnten die *C. davisiana*-Stadien a-h identifiziert werden, die den marinen Isotopenstadien 1 bis 6 entsprechen (Abb. 13).

Einen zusätzlichen Altershinweis liefert die Diatomeenart *Hemidiscus karstenii*, deren letztes Auftreten in der Nähe der Stadiengrenze 7/6 liegt (BURCKLE ET AL. 1978, BURCKLE 1982). Dieses Ereignis konnte im Kern PS2319-1 in einer Tiefe von 1095 cm festgelegt werden (HOFMANN ET AL. eingereicht). Der Kern PS2319-1 erreicht das Ende des marinen Isotopenstadiums 7, was nach HOWARD & PRELL (1992) einem Alter von 215 ka entspricht.

Um das marine Altersmodell auf alle bearbeiteten Sedimentkerne übertragen zu können, wurden die Kerne zunächst durch einen Mustervergleich der MS-Kurven untereinander korreliert (Abb. 13). Die an PS2319-1 biostratigraphisch festgelegten Grenzen wurden nach der Korrelation auf die anderen bearbeiteten Sedimentkerne übertragen.

Es ist bekannt, daß Variationen in der magnetischen Suszeptibilität (MS) Veränderungen im Klima anzeigen (KENT 1982). Im Südpolarmeer findet man in kälteren Klimaperioden hohe MS-Werte, in wärmeren Perioden relativ dazu niedrigere MS-Werte (BAREILLE ET AL. 1994, HOWE ET AL. 1997). Dies zeigt sich auch bei den Kernen aus dem Scotiameer (Abb. 13).

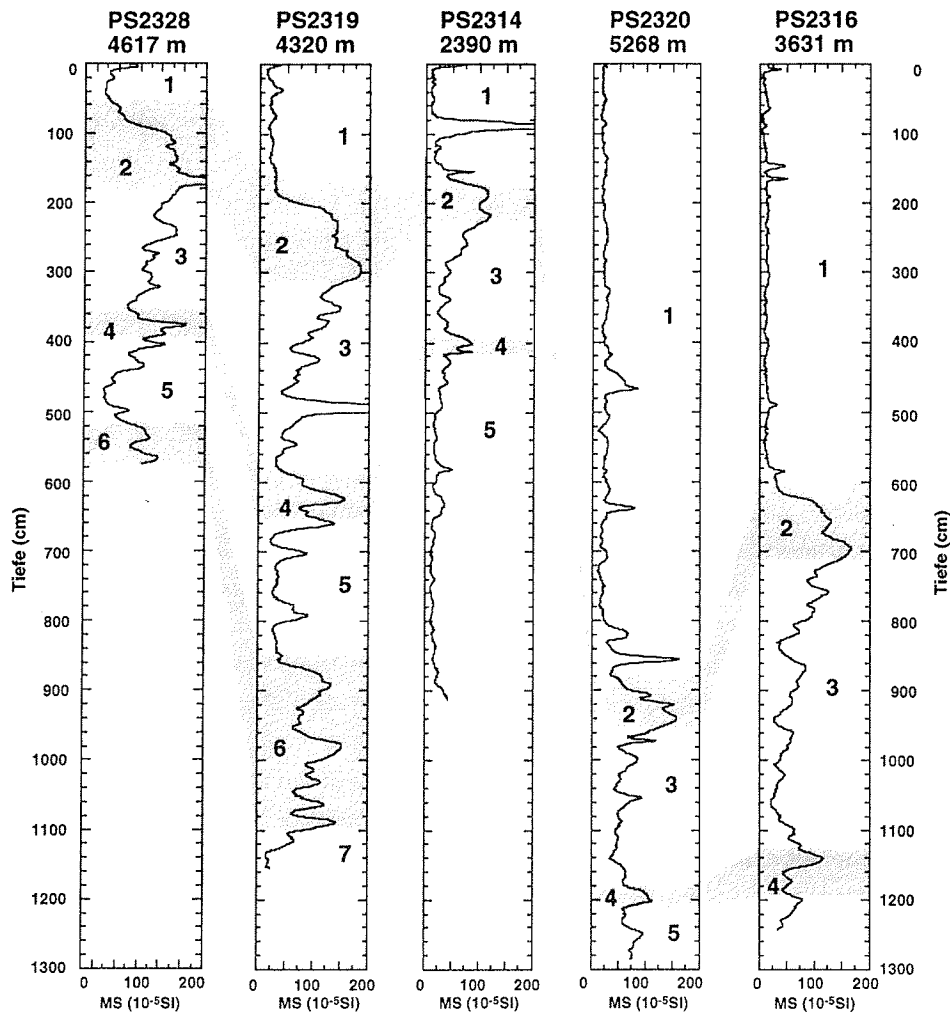


Abb. 13: Korrelation der Sedimentkerne PS2314-2, PS2316-4, PS2319-1, PS2320-3 und PS2328-4 mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilitäten. In PS2319-1 sind die Isotopenstadiengrenzen, die sich aus der Biofluktationsstratigraphie mit *C. davisiana* ergeben, grau hinterlegt eingezeichnet (HOFMANN ET AL. eingereicht). Aufgrund der MS-Korrelation werden diese Stadiengrenzen auf die anderen Kerne übertragen.

Das Altersmodell der marinen SPECMAP-Standardisotopenkurve (HOWARD & PRELL 1992) wurde auf das mit der Biofluktationsstratigraphie festgelegte Altersmodell für den Sedimentkern PS2319-1 übertragen (Tab. 2).

Die marine Biostratigraphie erlaubt eine Korrelation mit den marinen Isotopenstadien, im marinen Isotopenstadium 5 ist eine Einteilung auch in Unterstadien möglich. Eine weitaus besser auflösendere Datierung der Kerne

ermöglicht die Datierung mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilität und dem Staub in Eiskernen. Diese Datierungsmethode und die zeitliche Einordnung der Scotiameerkerne wird an anderer Stelle beschrieben (Kap. 9).

Die Variationen im Signal der magnetischen Suszeptibilität zeigen innerhalb eines Glazials oder Interglazials zahlreiche Variationen. Da die magnetische Suszeptibilität Klimasignale nachzeichnet (Kent 1982) werden diese kurzfristigen Variationen innerhalb der einzelnen marinen Isotopenstadien (Glazial sowie Interglazial) in Analogie zur Eiskernterminologie mit **Stadial** und **Interstadial** bezeichnet (JOHNSON ET AL. 1992, DANSGAARD ET AL. 1993). Als Stadial wird ein Zeitraum von wenigen 1000 Jahren bezeichnet, in dem kalte klimatische Bedingungen herrschen (hohe MS-Werte). Im Interstadial, das ebenfalls 500 - 2000 Jahre andauert, entsprechen die Umweltbedingungen einer Warmzeit (niedrige MS-Werte).

Isotopenstadien Alter	PS2319-1	PS2314-2	PS2316-4	PS2320-3	PS2328-4
1 0 12	0 - 155 cm 12,9 cm / 1 ka	0 - 160 cm 13,3 cm / 1 ka	0 - 598 cm 49,8 cm / 1 ka	0 - 880 cm 73 cm / 1 ka	0 - 50 cm 4,1 cm / 1 ka
2 24	155 - 308 cm 12,75 cm / 1 ka	160 - 228 cm 5,6 cm / 1 ka	598 - 710 cm 9,3 cm / 1 ka	880 - 950 cm 5,8 cm / 1 ka	50 - 182 cm 11 cm / 1 ka
3 59	308 - 574 cm 7,6 cm / 1 ka	228 - 387 cm 4,5 cm / 1 ka	710 - 1125 cm 11,8 cm / 1 ka	950 - 1180 cm 6,5 cm / 1 ka	182 - 350 cm 7 cm / 1 ka
4 71	574 - 634 cm 5 cm / 1 ka	387 - 418 cm 2,6 cm / 1 ka		1180 - 1208 cm 2,3 cm / 1 ka	350 - 398 cm 1,4 cm / 1 ka
5 128	634 - 843 cm 3,4 cm / 1 ka				398 - 510 cm 1,9 cm / 1 ka
6 186	843 cm - 1071 cm 3,9 cm / 1 ka				
7	1071 - 1154 cm 2,8 cm / 1 ka				

Tab. 2: Altersmodelle und Sedimentationsraten der bearbeiteten Sedimentkerne. Die Alter entsprechen der SPECMAP-Alterskala, modifiziert nach HOWARD & PRELL (1992).

5 ERGEBNISSE

5.1 Lithologie, Struktur und Sedimentfarbe

Lithologisch bestehen die bearbeiteten Sedimentkerne bestehen mit Ausnahme von PS2328-4 aus 60 bis 95 % terrigenem Sediment. Der biogene Sedimentanteil ist durch biogenes Opal geprägt. Biogenes Karbonat ist nur weniger als 1 % vorhanden. Der Kern PS2328-4 enthält den geringsten Anteil an biogenem Opal der untersuchten Kerne. Ergebnisse der Opalmessungen liegen bei unter 16 % sowohl für Glazial- als auch für Interglazialzeiten (Kuhn, unpublizierte Daten).

Die abgelagerten Sedimente haben in der Regel Korngrößen, die zwischen Silt und Ton variieren. In einigen diskreten Kernabschnitten ist ein geringer Anteil von Feinsand bzw. IRD zu beobachten. In Kern PS2328-4 sind mehrere etwa 1 - 2 cm mächtige, knollige Lagen eingeschaltet (siehe auch Abb. 17, 25). Auffällig ist, daß in einigen diskreten Bereichen in den Sedimentkernen dunkelgrün bis bräunliche Glaspartikel dispers über das Sediment verteilt sind.

COOK & HAYS (1982) beobachten ebenfalls in mehreren Sedimentkernen aus Gebieten südlich der Polarfront im Atlantischen und Indischen Ozean dunkle vulkanischen Glaspartikel dispers im Sediment verteilt. Da diese vulkanischen Partikel ungewöhnlich weit von ihrer Quelle entfernt gefunden wurden (5000 km), nehmen COOK & HAYS (1982) als Transportmedium den Wind in Kombination mit Meereis an. Auch im patagonischen Löß sind bräunliche Glaspartikel dispers verteilt (TERUGGI 1957).

Das Vorkommen einer vulkanischen Glaslage würde auf ein diskretes vulkanisches Ereignis hindeuten. Die disperse Verteilung der Partikel in den beschriebenen Sedimenten (Löß, Scotiameer, Südpolarmeer) hingegen läßt auf einen Transport nach der Ablagerung des Primärsediments schließen und möglicherweise auf eine gemeinsame Ursprungsregion in den patagonischen Anden.

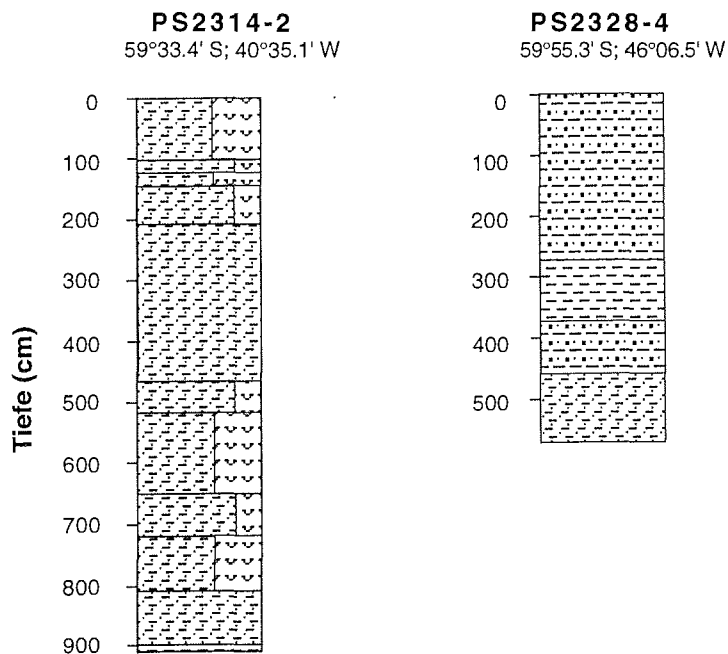
Die Sedimentkerne weisen meist keine oder nur sehr geringe Bioturbationsspuren auf. In allen Kernen sind lediglich in einigen wenigen Zentimetern während Interglazialzeiten Sedimentsequenzen mit stärkerer Bioturbation zu beobachten. Bioturbation kann direkt im Kern auf den Schnittflächen als auch in den Radiographien beobachtet werden.

Nur in PS2320-3 sind in einer Tiefe von 1023 - 1030 cm Erosionsstrukturen

zu erkennen. Dies könnte ein Hinweis auf eine stärkere Bodenwasserströmung sein, zumal der Kern an der tiefsten Stelle des Profils liegt, wo die Bodenwasserströmung vermutlich am stärksten ist (Abb. 9). Auch im Parasoundprofil sind an dieser Kernposition deutliche Hinweise auf Erosion zu erkennen.

Die Sedimentfarbe variiert in den bearbeiteten Kernen in Abhängigkeit von Opalgehalt und terrigenem Sedimenteintrag. Im allgemeinen sind in den opalreicheren Sedimentabschnitten hellere Farben wie "gray", "olive gray" und "grayish brown" zu beobachten; in den opalärmeren Sedimentabschnitten herrschen die dunkleren Farben "dark olive gray", "dark greenish gray", "dark gray" (MUNSELL SOIL COLOR CHARTS 1954) vor. Die knolligen Lagen in PS2328-4 sind "dark greenish gray". GRÜNIG (1991) beschreibt für PS1175-3 aus dem Powell Basin ebenfalls "knollige Lagen von 1 - 3 cm" Mächtigkeit mit der Farbe "dark greenish gray".

Die hier gezeigten Kernbeschreibungen (Abb. 14) sind schematisch dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung ist in der AWI-Datenbank SEPAN zu finden.



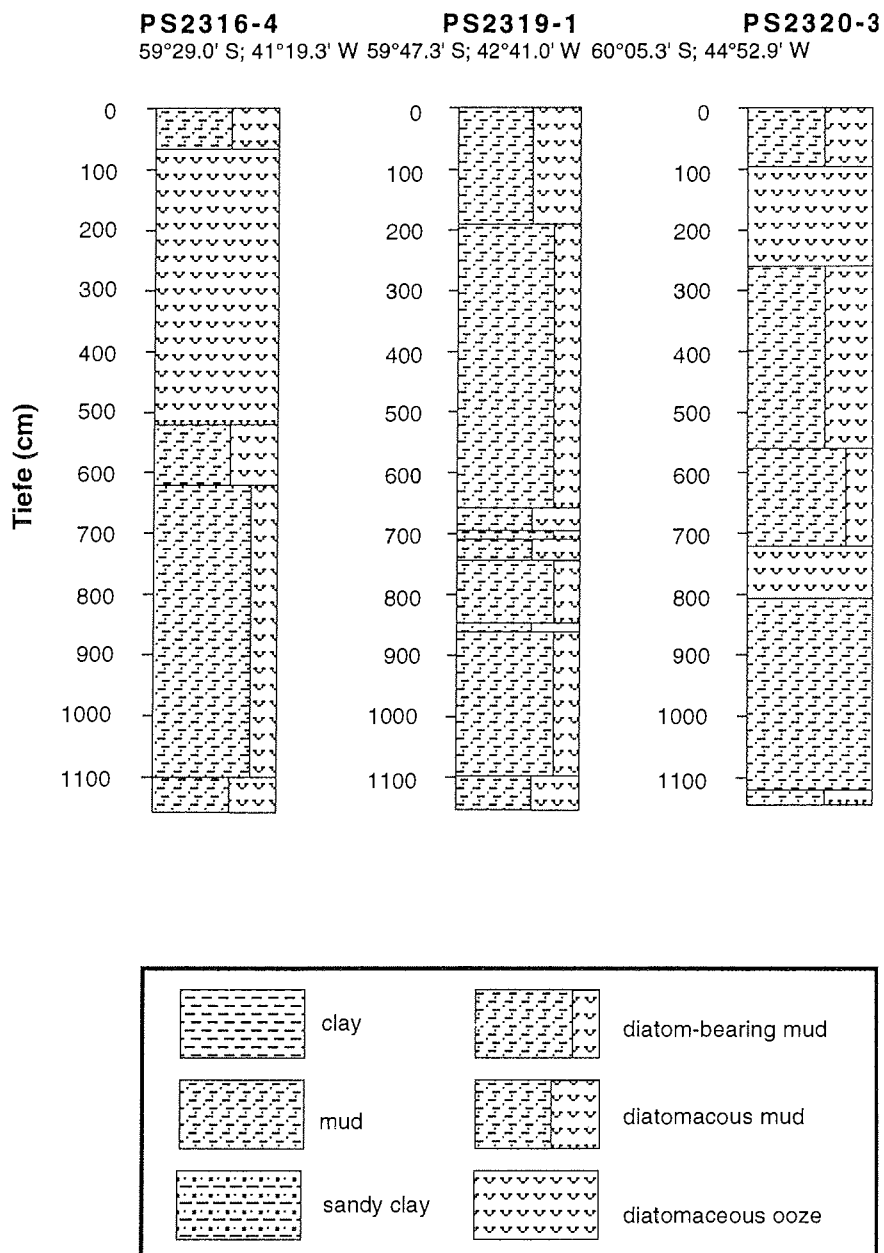


Abb. 14: Lithologie der bearbeiteten Sedimentkerne (vereinfacht dargestellt, eine detailliertere Beschreibung befindet sich in der PANGEA-Datenbank).

5.2 Sedimentphysikalische Eigenschaften

5.2.1 Kontinuierliche Messungen

MAGNETISCHE SUSZEPTIBILITÄT

Die Spulenmessungen der magnetische Suszeptibilität an den Kernen PS2314-2, PS2316-4, PS2319-1, PS2320-3 und PS2328-4 (Abb. 13, 15) wurden bereits an Bord des Forschungsschiffes Polarstern durchgeführt (GERSONDE 1993). In dem etwa 300 km langen Profil sind in allen Kernen untereinander vergleichbare Abfolgen von Minima und Maxima der MS zu erkennen. Die gemessenen MS-Werte variieren zwischen $20 \cdot 10^{-5}$ SI-Units und $250 \cdot 10^{-5}$ SI-Units. Diese Werte spiegeln den Gehalt an magnetischen Trägermineralen, insbesondere den Magnetitgehalt, wieder (THOMPSON & OLDFIELD 1986, OPDYKE & CHANNELL 1996). Die Magnetite werden durch exogene geologische Prozesse wie beispielsweise Verwitterung aus anstehendem Gestein freigesetzt und aufgrund ihrer höheren Verwitterungsresistenz gegenüber z.B. Tonmineralen im Erosions sediment angereichert. Die Variationen der MS in den marinen Sedimenten sind aus diesem Grund für Aussagen zu Klimaprozessen von besonderer Bedeutung.

Hochauflösende Suszeptibilitätsmessungen (HRMS) (Abb. 15) wurden an den Archivhälften der Kerne PS2319-1 und PS2328-4 mit einem Punktsensor (Kap. 3) durchgeführt. Die Werte liegen für den Kern PS2319-1 zwischen $70 \cdot 10^{-5}$ SI-Units und $10 \cdot 10^{-5}$ SI-Units. Auch in PS2328-4 variieren die HRMS-Werte zwischen Maxima von $70 \cdot 10^{-5}$ SI-Units bis zu Minima von $10 \cdot 10^{-5}$ SI-Units. Die HRMS-Messungen liegen bei niedrigeren Werten als die MS-Messungen. Das wird auf die fehlende Umrechnung auf Volumensuszeptibilität zurückgeführt, die wegen der fehlenden Kalibration des Meßgerätes nicht berechnet werden konnte.

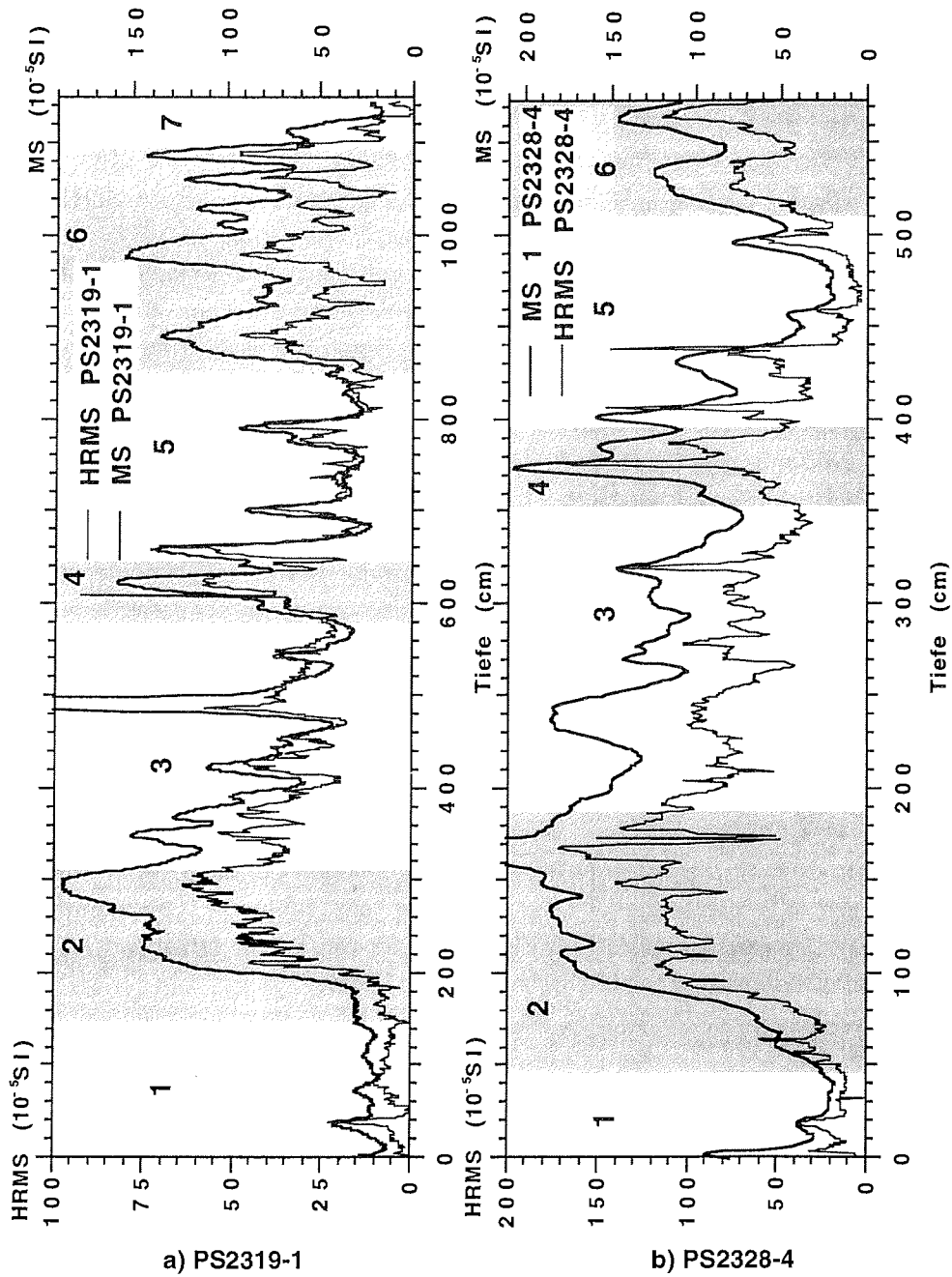


Abb. 15a/b: Ergebnisse der Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit dem Punktsensor und dem Spulensensor an den Kernen a) PS2319-1 und b) PS2328-4.

DMS-MESSUNGEN (GAMMA-ABSORPTIONS-MESSUNGEN)

Die Feuchtraumdichte wurde mit der DMS-Meßbank von GERLAND (1993) kontinuierlich an den Kernen PS2314-2, PS2316-4, PS2320-3 und PS2328-4 gemessen (Kap. 3.1). Schwankungen in der Feuchtraumdichte werden von Schwankungen des Wassergehalts und der Korndichte beeinflusst, da die Feuchtraumdichte eine direkte Funktion dieser beiden genannten Größen ist (Kap. 3).

Die Meßwerte der Feuchtraumdichte an allen Kernen schwanken zwischen $1,2 \text{ g/cm}^3$ in Interstadialen und $1,9 \text{ g/cm}^3$ in Stadialen. Die Schwankungen in der Feuchtraumdichte in den untersuchten Sedimentkernen lassen sich untereinander korrelieren und auch mit den Schwankungen in den Meßwerten der magnetischen Suszeptibilität in einen engen Zusammenhang stellen (Abb. 16). Ein erhöhter terrigener Anteil im Sediment spiegelt sich in den Messungen der Feuchtraumdichte durch erhöhte Werte wieder.

SCHALLGESCHWINDIGKEITSMESSUNGEN

Die P-Wellengeschwindigkeiten (V_p) des Sediments (Abb. 16) der bearbeiteten Sedimentkerne variieren zwischen 1460 m/s in Stadialen und 1520 m/s in Interstadialen. Betrachtet man die Variationen in den Mustern der Meßwerte gegen die Tiefe des Sedimentkerns, ergibt sich bei Kern PS2328-4 ein Korrelationskoeffizient mit der Feuchtraumdichte des Kerns von $0,754$. Je höher die Feuchtraumdichte ist, desto höher ist auch die V_p . In den anderen bearbeiteten Kernen war dies auch in einigen Kernabschnitten zu beobachten. Jedoch konnte in PS2314-2, PS2316-4 und PS2320-3 auch ein inverses Verhalten, je höher die Feuchtraumdichte desto niedriger die V_p , beobachtet werden. Da die Feuchtraumdichte und die V_p vom Material abhängig sind, wurden die Sedimentabschnitte auf ihren Biogengehalt untersucht. Es wurde festgestellt, daß an den Stellen im Kern, an denen Dichte und V_p invers korrelieren, ein stark erhöhter Anteil von Opal vorhanden ist.

5.2.2 Einzelmessungen

WASSERGEHALT UND POROSITÄT

Der Wassergehalt in den Sedimentkernen liegt bei durchschnittlich 65 %. Er schwankt zwischen 40 % und 80 % des Naßgewichts (Abb. 16). Die Porositäten liegen bei Werten von 70 bis 89 Vol. %. In den untersuchten Sedimentkernen ist generell zu beobachten, daß die Wassergehalte und Porositäten mit zunehmender Kerntiefe abnehmen.

FEUCHTRAUMDICHTE (WBD)

An den Kernen PS2314-2, PS2316-4, PS2320-3 und PS2328-4 wurde die Feuchtraumdichte kontinuierlich mit dem Dichtemeßsystem (Gamma-Absorption) gemessen (GERLAND 1993). Die Werte variieren zwischen 1,2 und 1,9 g/cm³. An Kern PS2319-1 wurde die Trockenraumdichte mit dem Pyknometerverfahren an Einzelproben bestimmt, die in 10 cm Abständen genommen wurden. Die berechneten Werte der Feuchtraumdichte variieren zwischen 1,2 g/cm³ und 1,8 g/cm³ (Abb. 16).

KORNDICHTE (D_G)

Die Korndichte ist vom Verhältnis der terrigenen und biogenen Komponenten im Sediment abhängig. Die für PS2319-1 errechneten Werte schwanken zwischen 2,28 g/cm³ und 2,67 g/cm³. Geringe Korndichten sind in Verbindung mit einem hohen biogenen Anteil, hohe Dichtewerte mit einem hohen Terrigenanteil zu beobachten. Für die Kerne PS2314-2, PS2316-4, PS2320-3 und PS2328-4 wurde eine mittlere Korndichte von 2,4 g/cm³ für die weiteren Berechnungen angenommen (Abb. 16).

TROCKENRAUMDICHTE

Die Trockenraumdichte in Kern PS2319-1 zeigt Werte, die zwischen 0,46 g/cm³ und 0,97 g/cm³ variieren. In den anderen Kernen wurde die Trockenraumdichte aus der Feuchtraumdichte berechnet, die Variationen liegen hier zwischen 0,36 g/cm³ und 1,46 g/cm³ (Abb. 16).

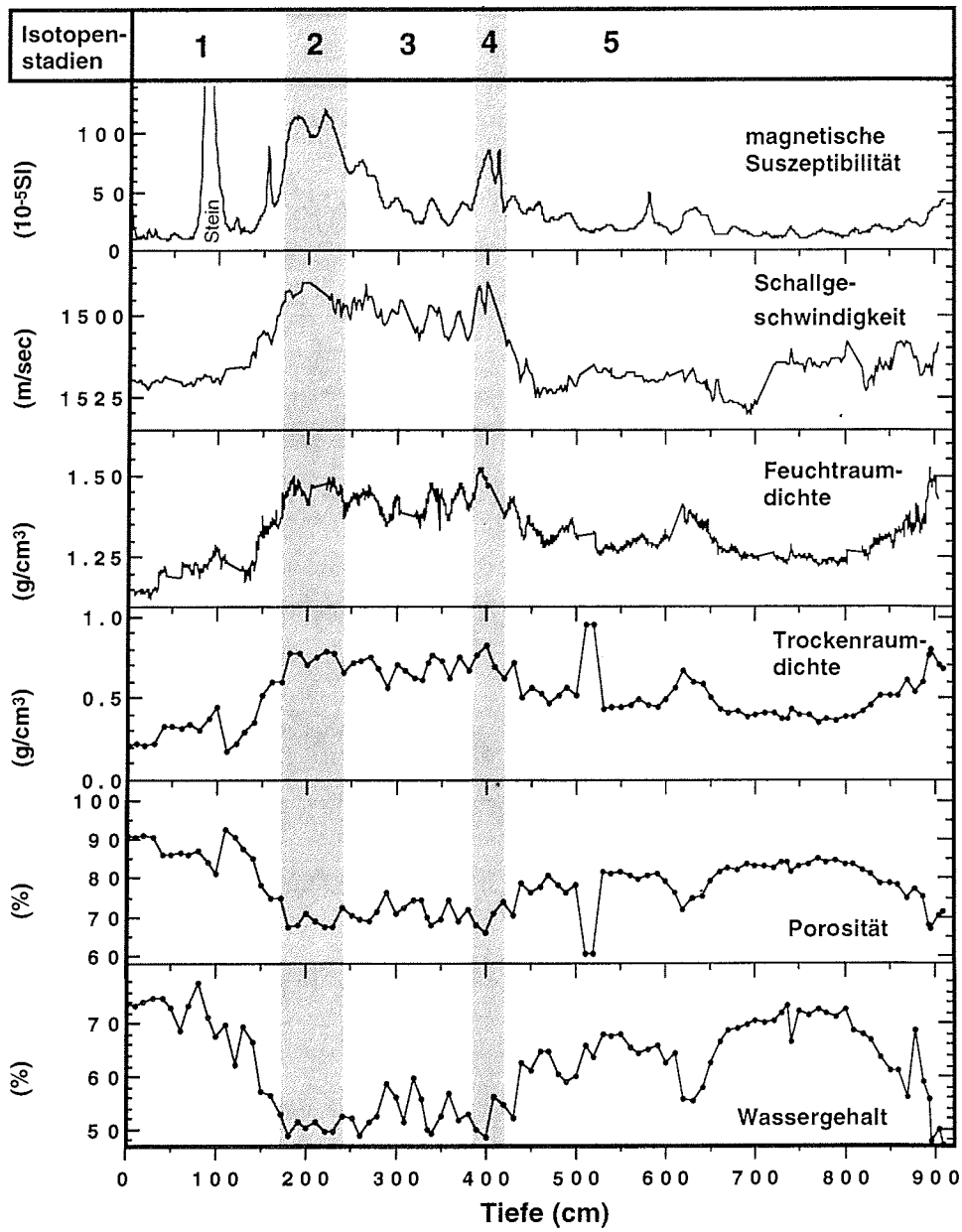


Abb. 16a: Ergebnisse der sedimentphysikalischen Untersuchungen am Sedimentkern PS2314-2. Die marinen Isotopenstadien (MIS) sind eingezeichnet.

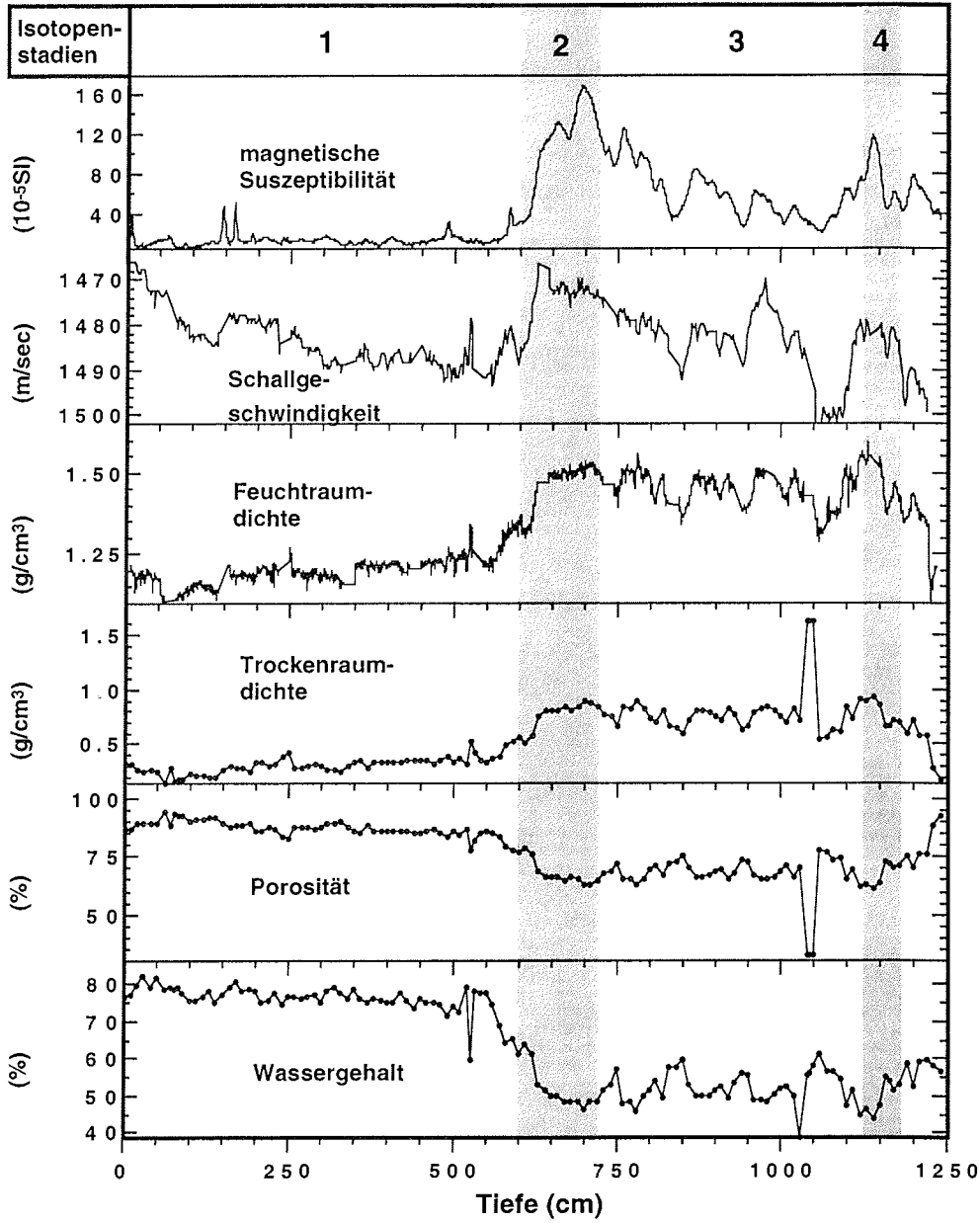


Abb. 16b: Ergebnisse der sedimentphysikalischen Untersuchungen am Sedimentkern PS2316-4. Die marinen Isotopenstadien (MIS) sind eingezeichnet.

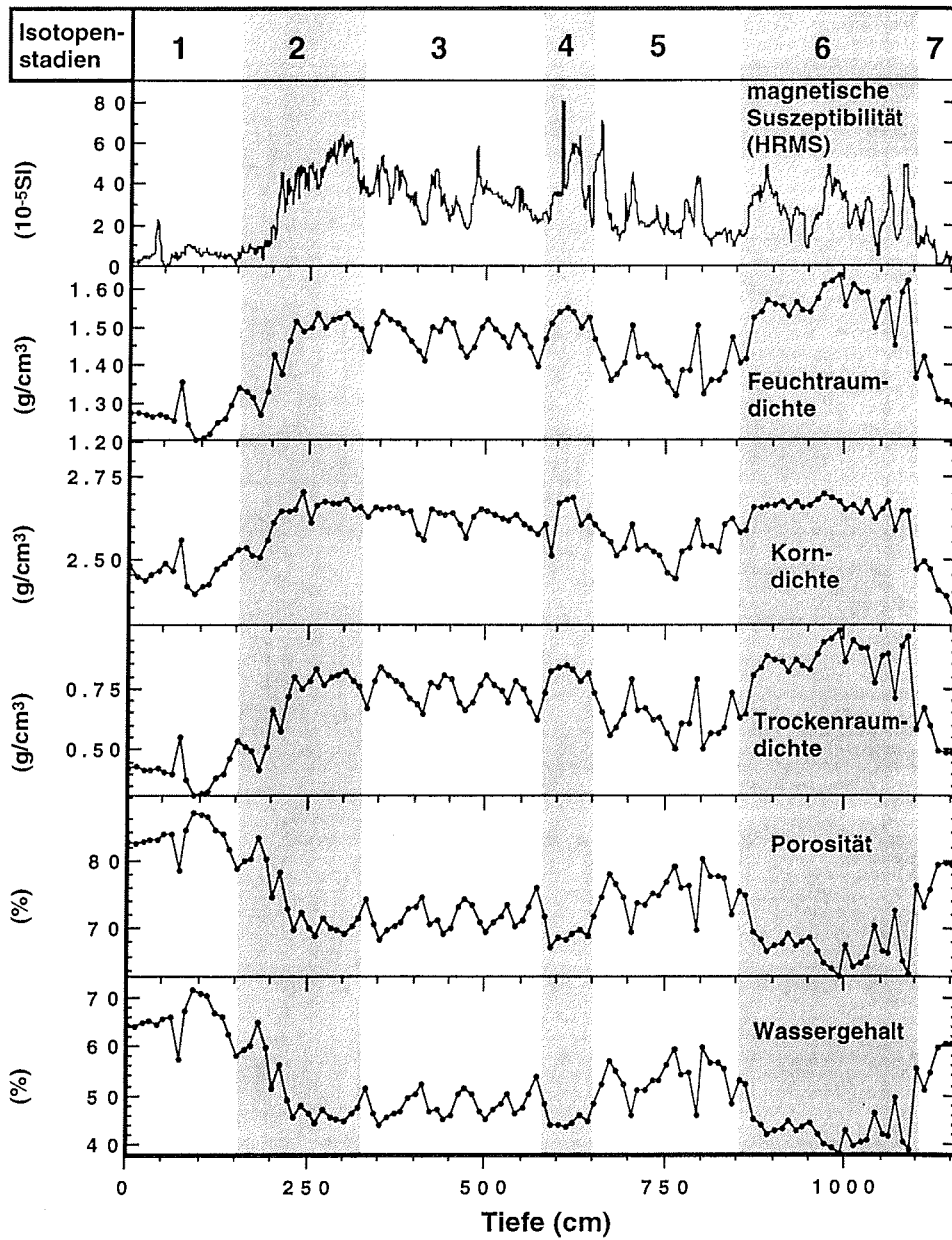


Abb. 16c: Ergebnisse der sedimentphysikalischen Untersuchungen am Sedimentkern PS2319-1. Die marinen Isotopenstadien (MIS) sind eingezeichnet.

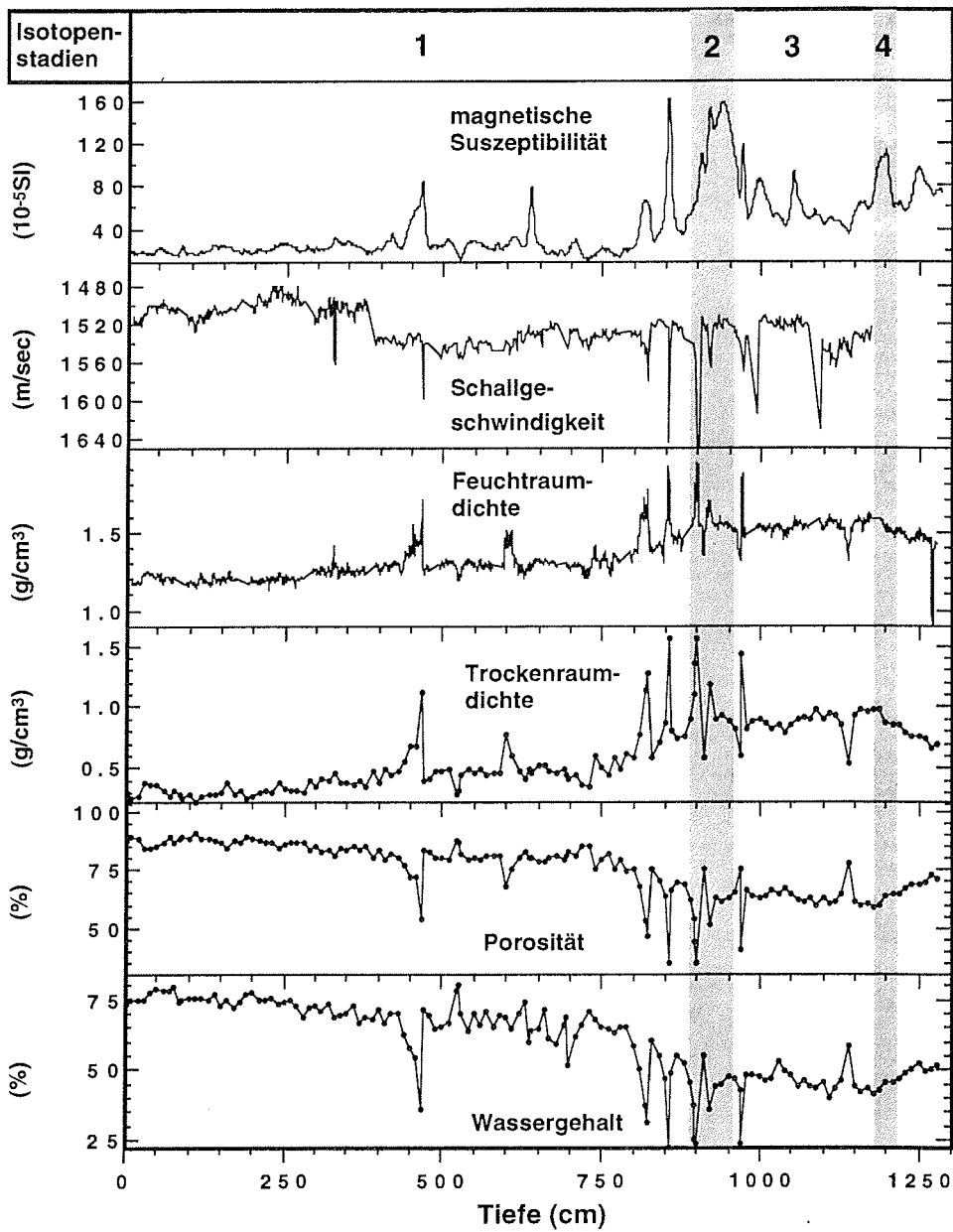


Abb. 16d: Ergebnisse der sedimentphysikalischen Untersuchungen am Sedimentkern PS2320-3. Die marinen Isotopenstadien (MIS) sind eingezeichnet.

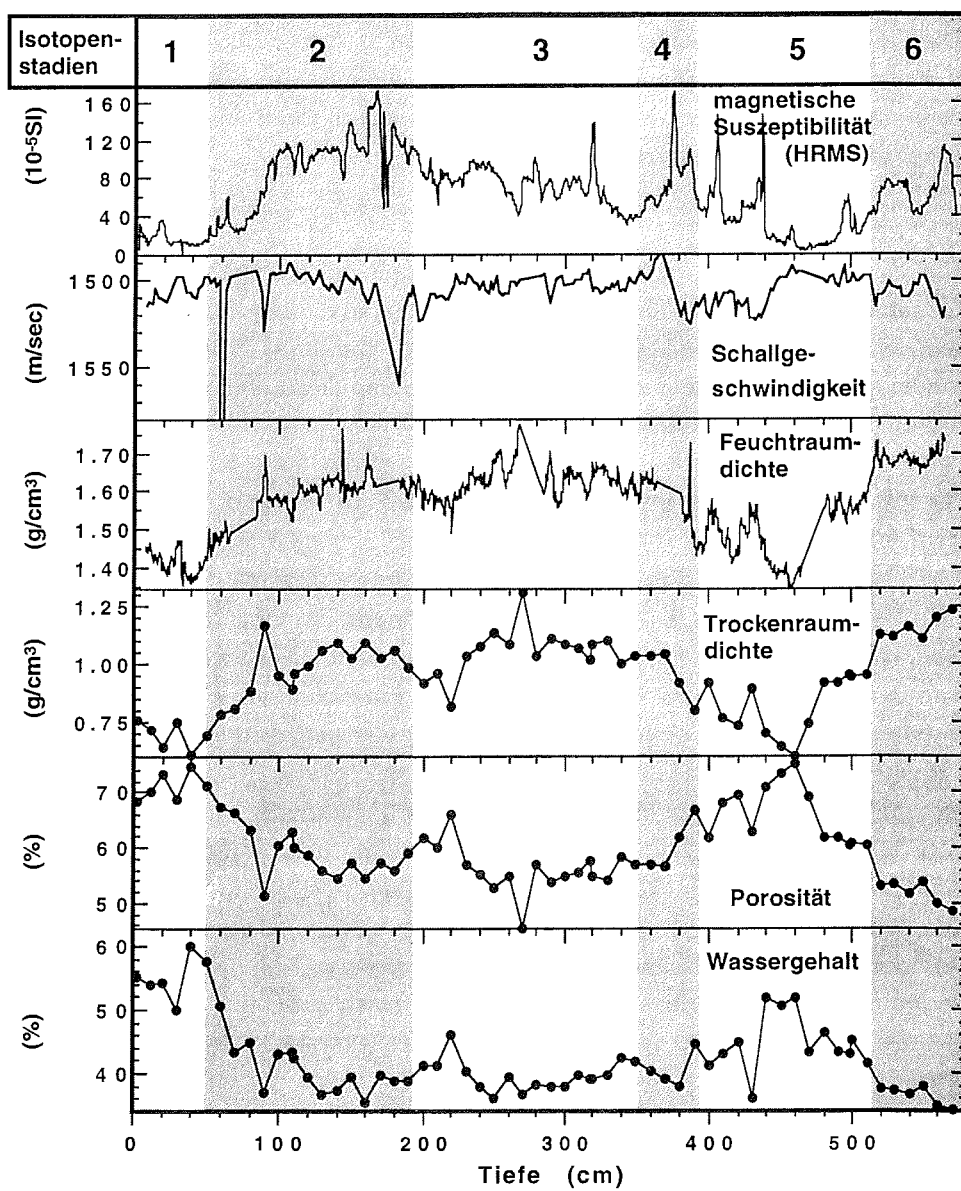


Abb. 16e: Ergebnisse der sedimentphysikalischen Untersuchungen am Sedimentkern PS2328-4. Die marinen Isotopenstadien (MIS) sind eingezeichnet.

5.3 Sedimentzusammensetzung

ORGANISCHER KOHLENSTOFF

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff liegen in Kern PS2319-1 zwischen 0,2 und 0,8 Gew. %. Die Schwankungen des organischen Kohlenstoffs sind dem Intensitätsmuster der magnetischen Suszeptibilität invers korreliert (unpublizierte Daten, Hofmann).

KARBONATGEHALT

Die Karbonatgehalte im Kern PS2319-1 liegen bei weniger als 1 % des Gesamtsediments. Da auch in den anderen bearbeiteten Sedimentkernen wegen ihrer Entfernung zueinander von maximal 150 km keine aussagekräftigeren Werte zu erwarten sind, wurden diese Messungen an den anderen Kernen nicht durchgeführt.

GEHALTE VON TERRIGENEM MATERIAL IN SAND, SILT- UND TONFRAKTION

Die Untersuchungen des Terrigengehalts wurden exemplarisch am Kern PS2319-1 vorgenommen (Abb. 17). Die Abtrennung der Opalfraktion von der Terrigenfraktion wurde für die einzelnen Korngrößenfraktionen Sand, Silt und Ton durchgeführt. Da die Abtrennung in jeder Fraktion einen eigenen Fehler aufweist, addieren sich für die Gesamtterrigenwerte drei Fehler. Opalmessungen an diesem Kern zeigen, daß die bei der Leaching-Methode entstandenen Meßwerte Fehler aufweisen (Kuhn, unpublizierte Daten). Bei den Gesamtterrigengehalten dürfen deshalb nur die relativen Schwankungen, nicht aber die absoluten Werten betrachtet werden.

Die Werte für die Terrigengehalte in der Gesamtfraktion schwanken zwischen 40 und 60 % (Abb. 17). Betrachtet man die einzelnen Korngrößenfraktionen liegen die Terrigenwerte in der Sandfraktion zwischen 5 und 40 %, in der Siltfraktion zwischen 30 und 90 %, und in der Tonfraktion zwischen 5 und 30%.

Untersuchungen von Gesamtsedimentproben des Kerns PS2319-1 unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) und der Sandfraktion unter dem Mikroskop ("smear slides") ergaben, daß die Opalpartikel ausschließlich biogener Herkunft sind und aus Skeletteilen vorwiegend von Diatomeen, weniger von Radiolarien und nur relativ untergeordnet aus Schwammnadel bestehen.

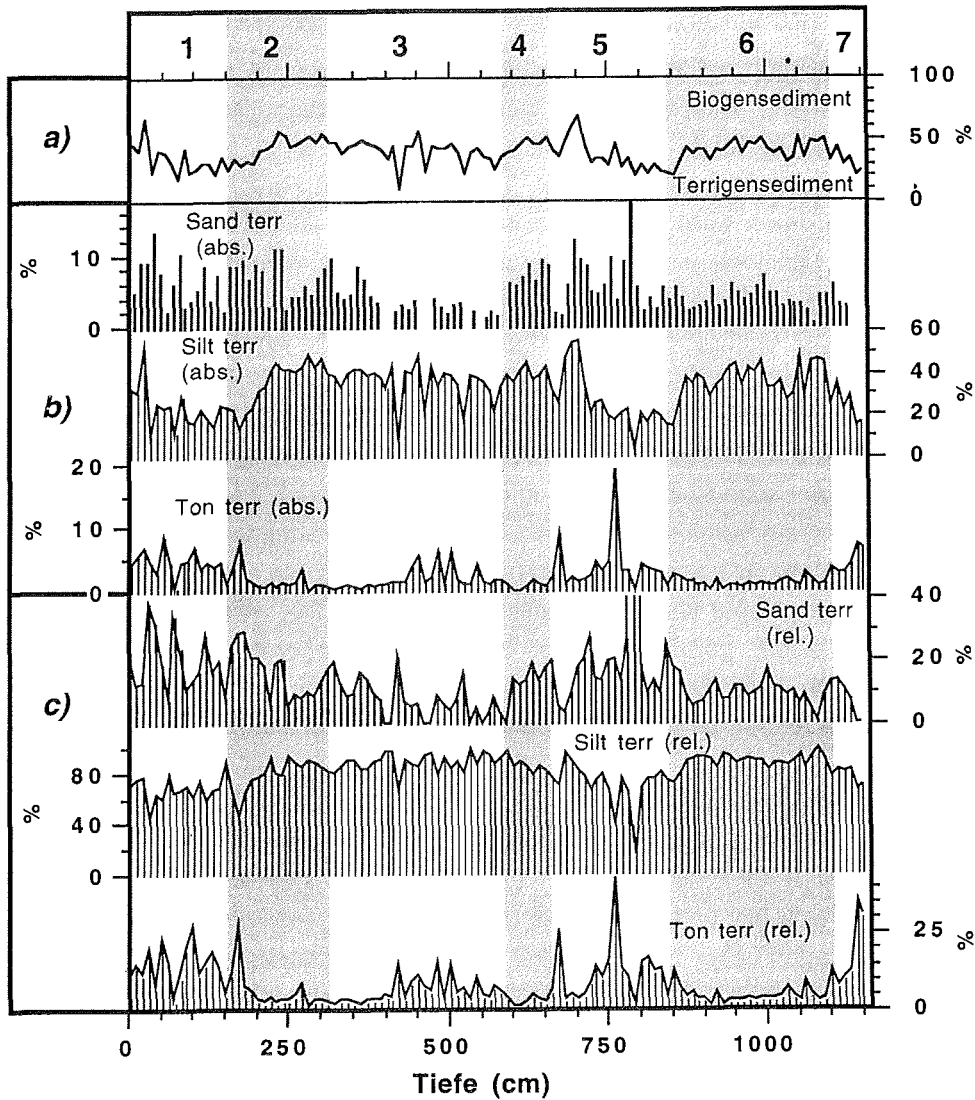


Abb. 17a/b/c: a) Absolute Terrigen- und Opalgehalte des Sedimentes, b) absolute Terrigengehalte der Fraktionen Sand-, Silt- und Ton vom Gesamtsediment, c) bzw. relative Terrigengehalte der Sand-, Silt- und Tonfraktion in Kern PS2319-1.

MINERALVERTEILUNG IN DER TERRIGENEN SILTFRAKTION

In PS2319-1 wurde an 41 Einzelproben die Mineralverteilung in der opalfreien Siltfraktion röntgendiffraktometrisch gemessen (Abb. 18), in PS2328-4 an 9 Einzelproben.

Bereits die 41 Messungen der Mineralverteilungen in der terrigenen Siltfraktion an Kern PS2319-1 zeigen, daß sowohl der Gehalt an Amphibol als auch der des Illits erhöht ist, wenn auch die magnetische Suszeptibilität erhöhte Werte zeigt.

Die Minerale Amphibol und Illit sind auch Hauptbestandteile des patagonischen Löß. Die beobachteten dunklen vulkanischen Glaspartikel (Kap. 5, Lithologie) sind ebenfalls gehäuft in den Bereichen zu beobachten, in denen die Amphibol- und Illitwerte erhöht sind. Der patagonische Löß enthält als charakteristischen Bestandteil bis zu 25 % verwitterte vulkanische Glaspartikel mit leicht bräunlicher Färbung (TERUGGI 1957, Kap. 2). Diese gute Übereinstimmung ist ein erster Hinweis dafür, daß ein Teil des im Scotiameer abgelagerten Sediments äolisch von Patagonien eingetragen wurde.

Die magnetische Suszeptibilität korreliert negativ zum Quarzgehalt (Abb. 18, sowie zu dem Verhältnis von Quarz/Feldspat (Hofmann, unpublizierte Daten). Der IRD-Eintrag aus der Antarktis besteht hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat (Grobe, mündliche Mitteilung). Der IRD-Gehalt ist erhöht, wenn die MS gering ist (Abb. 21). Der Quarzgehalt in der terrigenen Siltfraktion zeigt ebenfalls stark erhöhte Werte, wenn die MS gering ist. Dies stützt die Annahme, daß der Haupteintrag von Quarz als IRD aus der Antarktis kommt.

In PS2328-4 wurden fünf Einzelproben untersucht. Sie stammen aus den 1 bis 2 cm mächtigen, siltigen, knolligen, grünlichen Lagen (Kap. 5.4.3), bzw. aus dem Sediment, das direkt über und unter diesen Lagen abgelagert wurde. Auch hier ist festzustellen, daß die Gehalte an Illit und Amphibol direkt in den Lagen besonders hoch sind, in den Proben darüber und darunter sehr viel geringer. Es wird vermutet, daß diese Lagen kurzfristige äolische Ereignisse widerspiegeln. Diese Hypothese wird außerdem durch die Ergebnisse aus den Korngrößenanalysen (Kap. 5.4.2) und den stark erhöhten MS-Werten in den äolischen Lagen (Kap. 5.4.3) bestätigt.

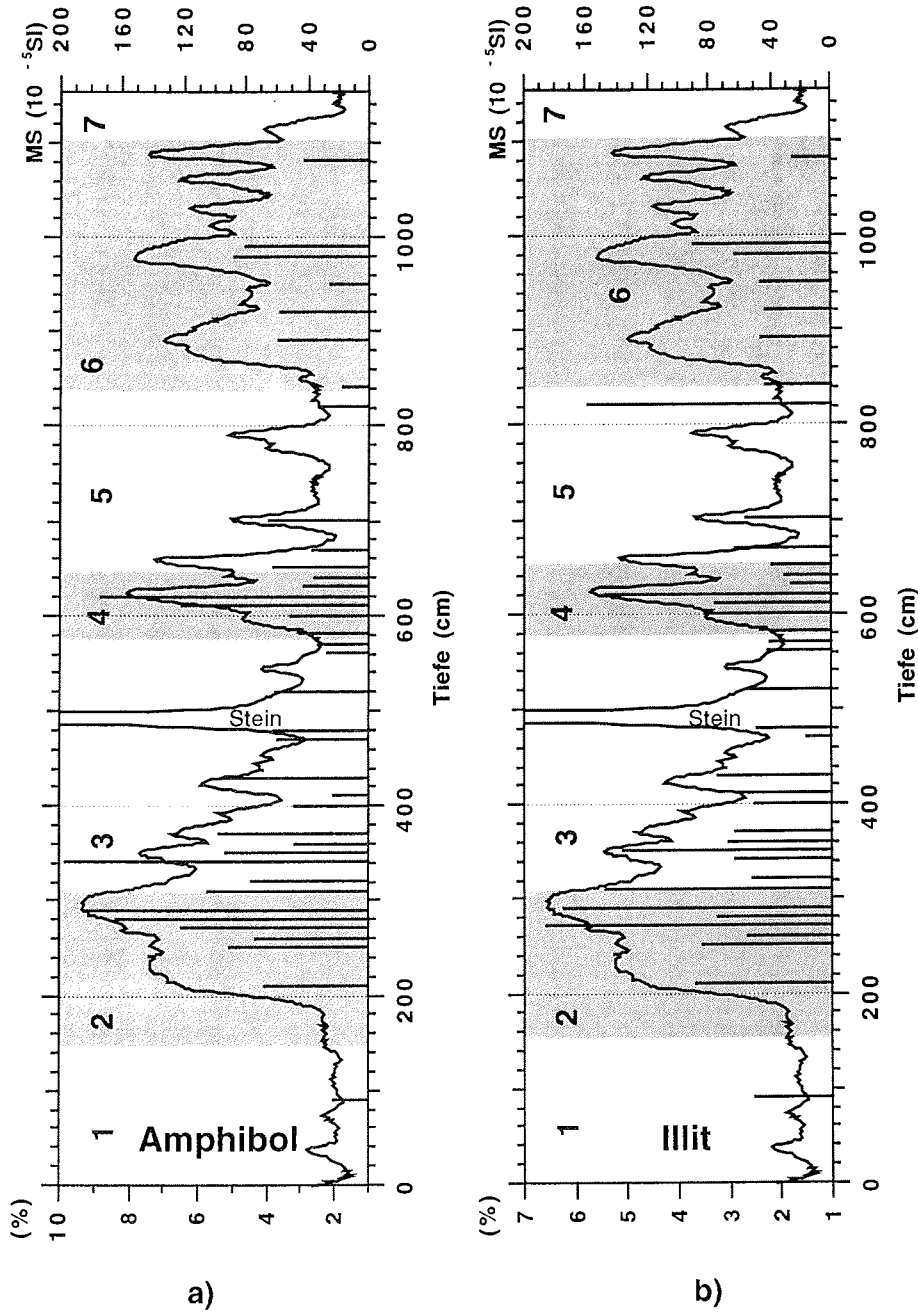


Abb. 18a/b: Ergebnisse der röntgendiffraktometrischen Messungen an Sedimentkern PS2319-1. Gezeigt werden exemplarisch die Meßergebnisse von a) Amphibol, b) Illit und c) Quarz in der terrigenen Siltfraktion im Zusammenhang mit der magnetischen Suszeptibilität des Sedimentkerns.

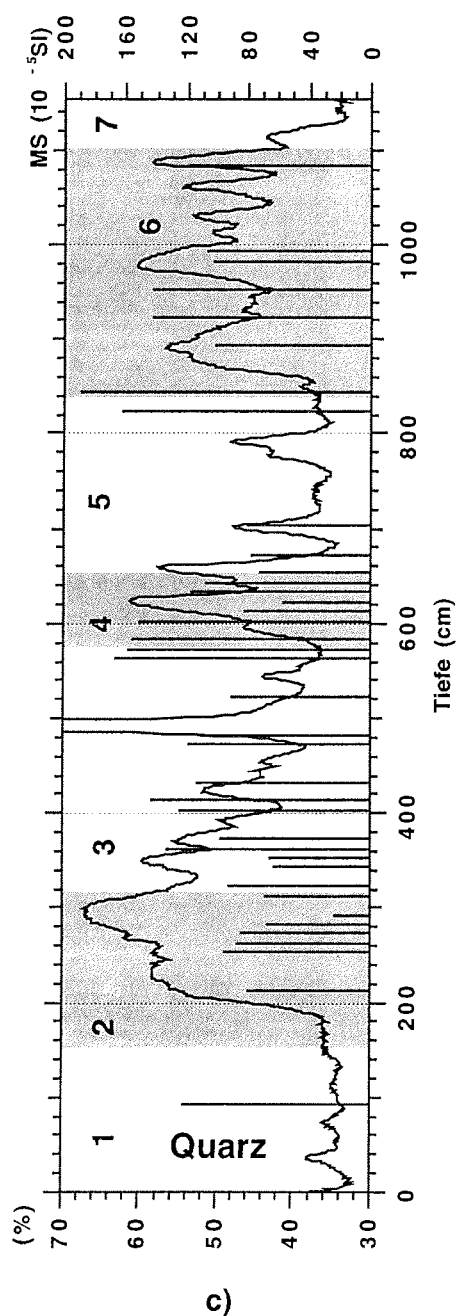


Abb. 18c: Ergebnisse der röntgendiffraktometrischen Messungen an Sedimentkern PS2319-1. Gezeigt werden exemplarisch die Meßergebnisse von a) Amphibol, b) Illit und c) Quarz in der terrigenen Siltfraktion im Zusammenhang mit der magnetischen Suszeptibilität des Sedimentkerns.

HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN DER GESAMTFRAKTION VON KERN PS2319-1

Die Haupt- und Spurenelementgehalte wurden am Kern PS2319-1 mittels Röntgenfluoreszenzanalyse bestimmt.

Die Variationen der Elementkonzentrationen; besonders von Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 und MgO mit der Sedimenttiefe korrelieren sehr gut mit den Variationen der MS. Sie zeigen erhöhte Werte, wenn auch die MS erhöht ist und umgekehrt (Abb. 19). Nur bei einer Tiefe von etwa 200 cm zeigt die MS keinen erhöhten Wert. Es wird vermutet, daß an dieser Stelle der Eintrag von IRD so hoch ist, daß das MS-Signal möglicherweise durch den terrigenen Eintrag aus der Antarktis verdünnt wird.

Betrachtet man das Verhältnis von Fe_2O_3 zu MgO , so ist eine positive Korrelation zu erkennen (Abb. 19). Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,922. Weitere positive Korrelationen zeigen TiO_2 zu Fe_2O_3 mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,868, Fe_2O_3 zu MnO mit 0,881 und Fe_2O_3 zu Sr mit 0,800. Aber auch negative Korrelationen ergeben sich, z. B. Fe_2O_3 mit dem $\text{SiO}_{2\text{ges}}$, der Korrelationskoeffizient ist -0,886. Auch CaO_{ges} und Al_2O_3 haben einen sehr hohe Korrelationskoeffizienten mit Fe_2O_3 (Tab. 3).

Erstaunlich ist auch die ausgezeichnete positive Korrelation zwischen Fe_2O_3 und dem terrigen eingetragenen CaO (CaO_{terr}) mit 0,729. Vermutlich kommt das CaO_{terr} ebenfalls vom patagonischen Festland, da es positiv mit dem Eisen korreliert und sogar noch einen höheren Korrelationskoeffizienten zeigt als das CaO_{ges} . In der Annahme, daß die MS zum größten Teil von eisenhaltigen Mineralen (Magnetit und Titanomagnetit) gemacht wird, wurden auch diese Verhältnisse bestimmt:

Fe_2O_3	:	MS	=	0,738	Fe_2O_3 :	CaO_{terr}	=	0,729
Fe_2O_3	:	MgO	=	0,922	Fe_2O_3 :	CaO_{ges}	=	0,725
Fe_2O_3	:	TiO_2	=	0,868	Fe_2O_3 :	Sr	=	0,800
Fe_2O_3	:	$\text{SiO}_{2\text{ges}}$	=	-0,886	Fe_2O_3 :	MnO	=	0,881
Fe_2O_3	:	Al_2O_3	=	0,859	MS :	Al_2O_3	=	0,749

Tab. 3: Eine Auswahl von aussagekräftigen Korrelationskoeffizienten von Fe_2O_3 und der MS mit den gemessenen Haupt- und Spurenelementen.

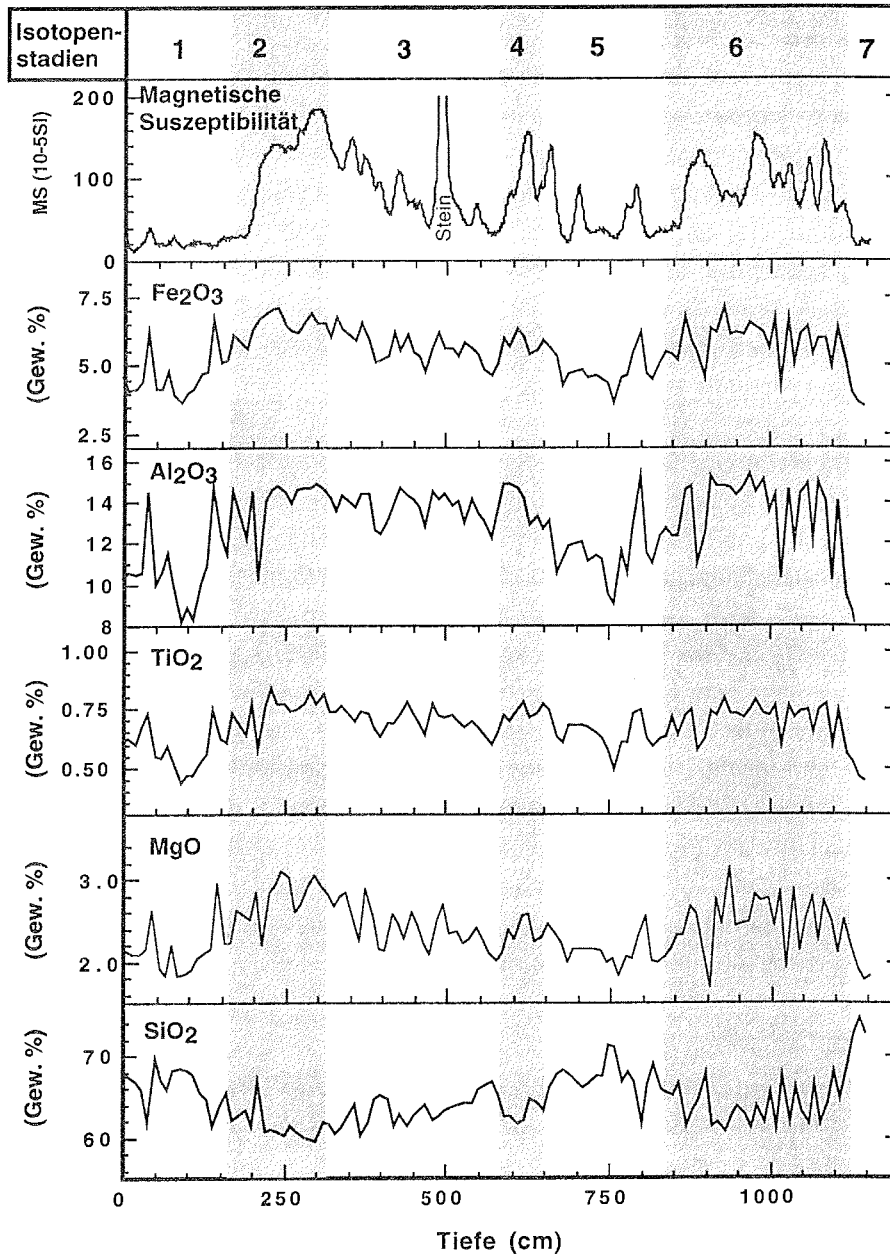


Abb. 19: Darstellung von ausgewählten Haupt- und Nebenelementen und der magnetischen Suszeptibilität des Sedimentkerns PS2319-1. Die Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse sind gegen die Kerntiefe dargestellt, die marinen Isotopenstadien (MIS) grau hinterlegt eingezeichnet.

Die guten Korrelation zwischen MS und Al_2O_3 (Abb. 19) weist auf einen terrigenen Ursprung des MS-Signals hin, und dürfte ausschließen, daß die MS-Variationen durch biogene Verdünnung entstanden sind.

Die Bestimmung der Gesamtbarium- und Aluminiumgehalte bildet die Grundlage für die Berechnung des biogenen Bariumanteils an den Sedimentproben (Abb. 20).

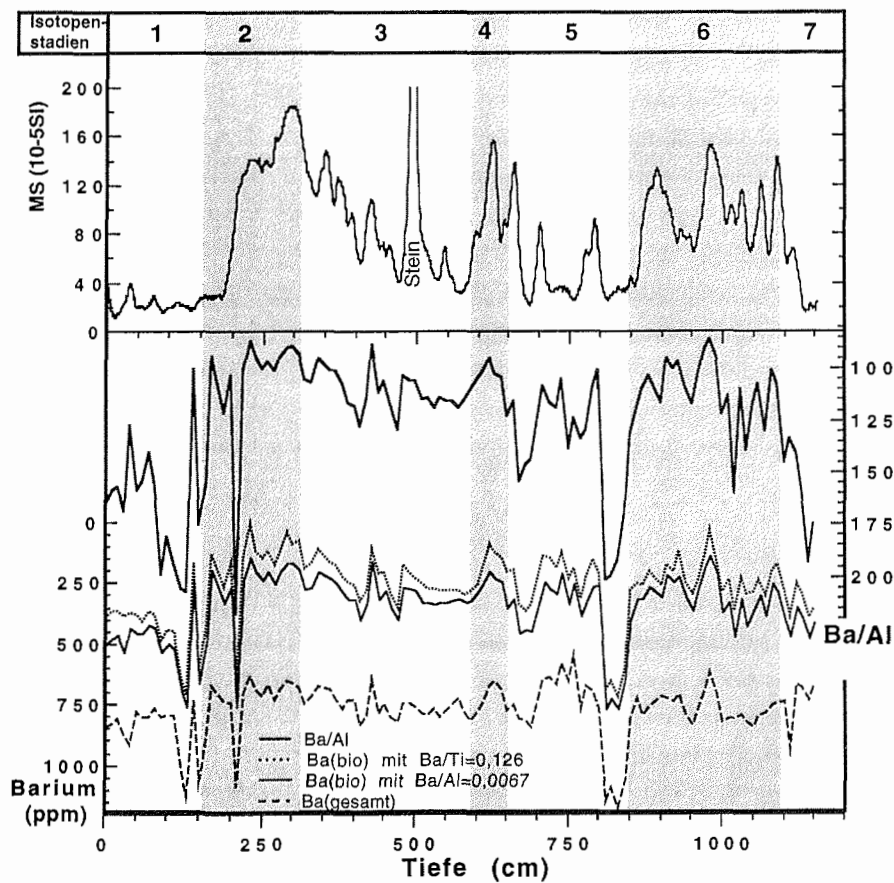


Abb. 20: PS2319-1 : Dargestellt wird die magnetische Suszeptibilität des Sedimentkerns im Zusammenhang mit dem Gesamtbarium, dem Barium (bio), und dem Ba/Al-Verhältnis. Die Ergebnisse sind gegen die Kerntiefe dargestellt, die marinen Isotopenstadien (MIS) grau hinterlegt eingezeichnet.

Der höchste Wert des Gesamtbariums (Ba_{ges}) liegt in einer Tiefe von 830 cm im marinen Isotopenstadium 5.5 mit 1200 ppm, der niedrigste in einer Tiefe von 230 cm im marinen Isotopenstadium 2 mit 650 ppm (Abb. 20). Dies bestätigt die Biostratigraphie, da in nahegelegenen anderen Sedimentkernen aus dem Südpolarmeer ebenfalls im Stadium 5.5 die höchsten bzw. im marinen Isotopenstadium 2 die niedrigsten Ba_{ges} -Gehalte gefunden wurden (BONN 1995, NÜRNBERG 1995). Die Werte variieren entgegengesetzt zum Intensitätsmuster der MS-Kurve, d.h. in Stadialen sind niedrige Barium-Werte zu beobachten, in Interstadialen hohe. Bereits die Barium-Rohdaten zeigen relativ kurzfristige Schwankungen an. Bildet man das Ba / Al-Verhältnis, ein Ausdruck für den Anteil von Barium im Verhältnis zum terrigenen Eintrag, werden diese Schwankungen noch deutlicher sichtbar.

Die Ba / Al-Verhältnisse am Kern PS2319-1 (Abb. 20), nördlich der Süd-Orkney-Inseln, liegen im gleichen Bereich wie die in Kern PS1575-3 südöstlich der Süd-Orkney-Inseln (BONN 1995) bei Werten von 85 bis 200. Auch die Gehalte an biogenem Barium (Ba_{bio}) schwanken deutlich zwischen Stadial und Interstadial. Die höchsten Werte des Ba_{bio} (auf Aluminium normiert) liegen hier mit 750 ppm bei 850 cm Tiefe während des marinen Isotopenstadium 5.5, die niedrigsten mit 50 ppm bei einer Tiefe von 230 cm im marinen Isotopenstadium 2. Die Ba_{bio} -Werte, die auf Titan normiert wurden, zeigen dieselben Variationen, liegen aber durchgehend bei etwas geringeren Werten.

VERTEILUNG DES EISTRANSPORTIERTEN MATERIALS (IRD)

Es ist zu beobachten, daß eistransportiertes Material (IRD) in bestimmten Horizonten gehäuft auftritt, in anderen wiederum nur vereinzelt oder gar nicht vorhanden ist (Abb. 21). Es ist zu beobachten, daß die IRD-Konzentration in bestimmten Bereichen ansteigt, und dann wieder geringer wird. Besonders gut sichtbar wird dies bei der Darstellung der IRD-Konzentration gegen die Zeit (Abb. 40, 41). Es wird deutlich, daß der IRD-Eintrag zu bestimmten Zeiten höchstwahrscheinlich den Haupteintragsmechanismus von terrigenem Sediment in das Scotiameer darstellt.

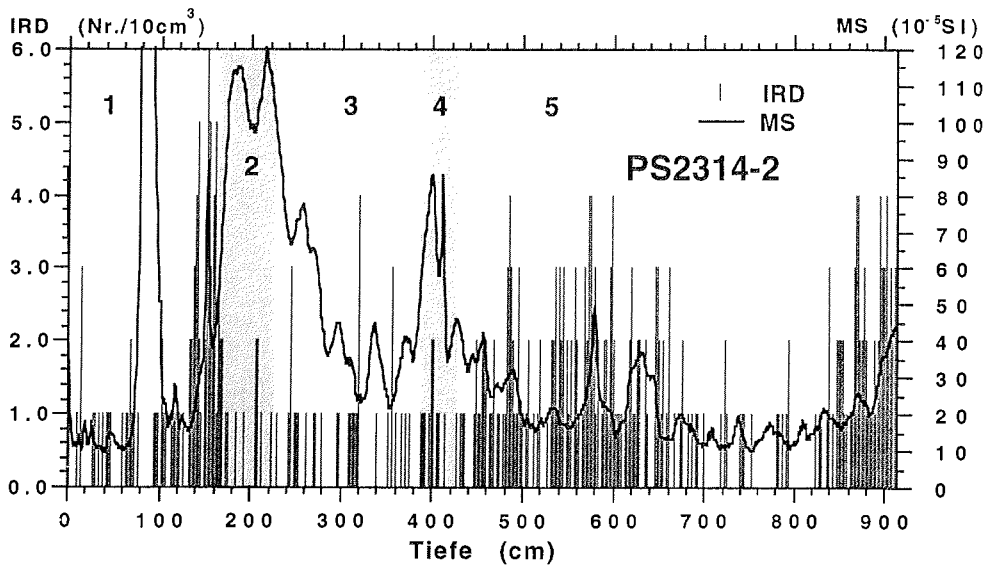


Abb. 21a: MS und IRD aufgetragen gegen die Sedimenttiefe von den Sedimentkernen a) PS2314-2, b) PS2316-4, c) PS2319-1, d) PS2320-3 und e) PS2328-4.

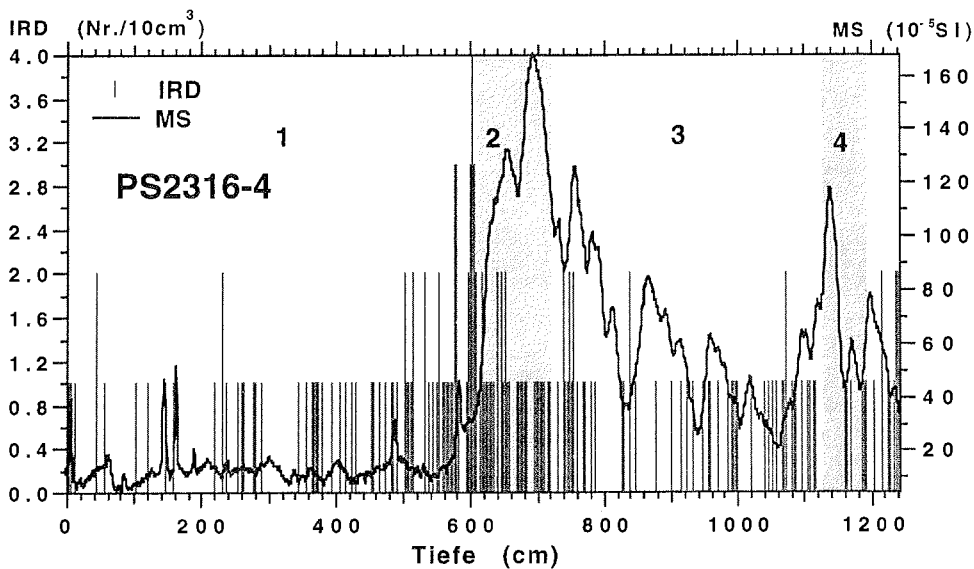


Abb. 21b: MS und IRD aufgetragen gegen die Sedimenttiefe von den Sedimentkernen a) PS2314-2, b) PS2316-4, c) PS2319-1, d) PS2320-3 und e) PS2328-4.

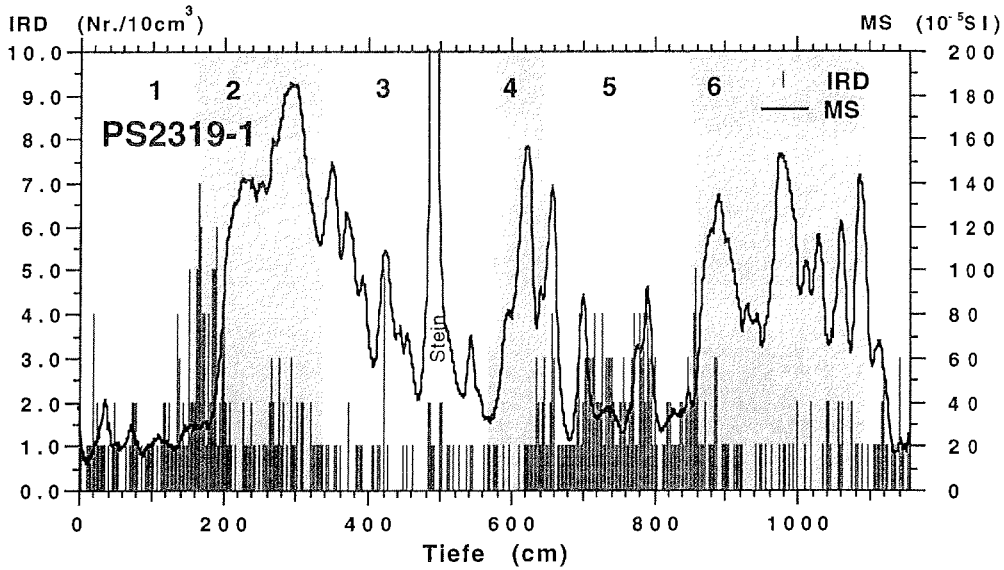


Abb. 21c: MS und IRD aufgetragen gegen die Sedimenttiefe von den Sedimentkernen a) PS2314-2, b) PS2316-4, c) PS2319-1, d) PS2320-3 und e) PS2328-4.

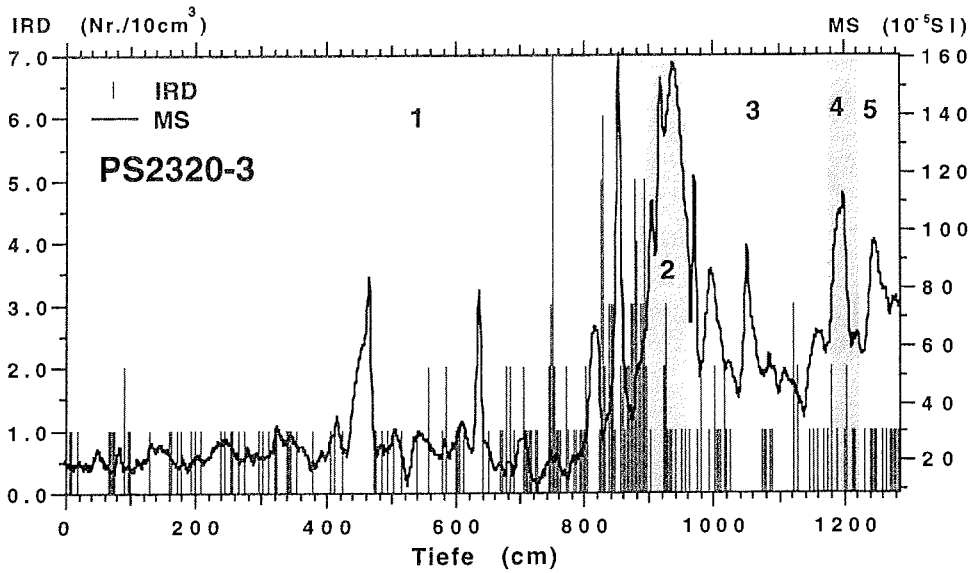


Abb. 21d: MS und IRD aufgetragen gegen die Sedimenttiefe von den Sedimentkernen a) PS2314-2, b) PS2316-4, c) PS2319-1, d) PS2320-3 und e) PS2328-4.

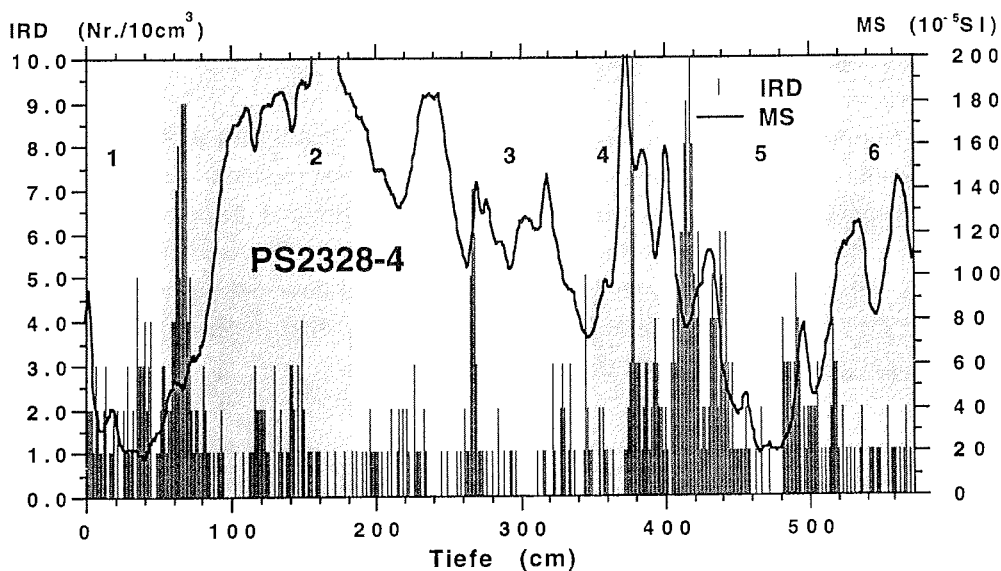


Abb. 21e: MS und IRD aufgetragen gegen die Sedimenttiefe von den Sedimentkernen a) PS2314-2, b) PS2316-4, c) PS2319-1, d) PS2320-3 und e) PS2328-4.

Generell nimmt die IRD-Konzentration mit der Entfernung von den antarktischen Schelfgebieten ab. In den Kernen PS2314-2, PS2316-4, PS2319-1, PS2320-3 und PS2328-4 liegen die Maximalwerte des Kiesgehaltes bei 10 Kieskörnern pro 10 cm^3 Sediment. Im Vergleich hierzu enthält Kern PS1575-3 aus einer etwas südlicher gelegenen Position Maximalwerte von 12 Kieskörner pro 10 cm^3 (BREHME 1992). Magnetische Suszeptibilität und IRD-Konzentration zeigen eine deutliche Phasenverschiebung. In Abb. 21 ist zu beobachten, daß hohe IRD-Werte sehr häufig mit niedrigen MS-Werten zusammenfallen.

5.4 Korngrößenverteilung

5.4.1 Sand-Silt-Ton-Gehalte

Die Korngrößenfraktionen Sand, Silt und Ton sind bis auf wenige Ausnahmen gleichmäßig über die Kerne verteilt. In den Bereichen niedriger magnetischer Suszeptibilität ist jedoch generell etwas mehr Ton und Sand vorhanden. Dennoch läßt sich aus der Verteilung von Sand, Silt und Ton in der Gesamtfraktion der Sedimentkerne kein klares Bild über die Variationen von kalten zu warmen klimatischen Perioden erkennen. Erst die Betrachtung der terrigenen Fraktionen ergibt ein eindeutiges Bild.

Die Untersuchungen an der terrigenen Fraktion wurden exemplarisch an PS2319-1 durchgeführt. In diesem Kern wurde der biogene Sedimentanteil vom terrigenen Anteil abgetrennt. Der terrigene Sandgehalt wurde abgeschätzt, die terrigenen Silt- und Tongehalte bestimmt. In der terrigenen Fraktion werden zunächst die absoluten Gehalte der Sand-, Silt- und Tonfraktion betrachtet d.h. in Prozent vom Gesamtsediment. Die relativen Gehalte von Sand, Silt und Ton an der terrigenen Fraktion, d.h. in Prozent vom terrigenen Sedimentanteil, sind im Hinblick auf die Interpretation der Transportmechanismen des Terrigens von Interesse.

ABSOLUTE SAND-, SILT- UND TONGEHALTE

Der absolute Anteil des terrigenen Sediments an der Gesamtfraktion zeigt Variationen (Abb. 17a, b), die sich nicht mit den Schwankungen zwischen Glazial und Interglazial in Übereinstimmung bringen lassen. Die Variationen im terrigenen Siltanteil zeigen die Schwankungen zwischen Glazialen und Interglazialen an. Der Siltanteil ist in den Glazialen erhöht, in den Interglazialen hingegen der Sand- und Tonanteil.

RELATIVE SAND-, SILT- UND TONGEHALTE

Der relative Anteil von terrigenem Sand ist in Interglazialen in Übereinstimmung mit der Erhöhung des IRD-Eintrags größer (Abb. 17c). Ebenso wie die absoluten Sand-, Silt und Tongehalte steigt der relative Tonanteil in den Interglazialen an. Umgekehrt zeichnen sich kalte Perioden bzw. Glaziale durch erhöhte terrigene Siltanteile, von im Durchschnitt 70 %, aus.

5.4.2 Statistische Korngrößenparameter in den Siltfraktionen der Sedimentkerne PS2319-1 und PS2328-4

Um die Korngrößenparameter in der Siltfraktion von PS2319-1 und PS2328-4 vergleichen zu können, wurden bei PS2319-1 der biogene Opal abgetrennt. Da PS2328-4 nur sehr wenig Opal enthält (maximal 16 %), können die Analysen ohne Opalabtrennung mit dem Kern PS2319-1 verglichen werden.

MITTLERE KORNGRÖÖE IM SILT

• PS2319-1

Der Mittelwert im terrigenen Silt schwankt zwischen 5 μm und 16 μm . In den Bereichen mit hoher magnetischer Suszeptibilität (Stadiale) liegt er mit durchschnittlich 10 μm deutlich höher als in den Bereichen mit niedriger magnetischer Suszeptibilität (Interstadiale) mit 7 μm (Abb. 22a).

• PS2328-4

Die mittlere Korngröße im terrigenen Silt variiert zwischen Kalt- und Warmzeiten. In den kalten Perioden liegt die mittlere Korngröße bei 14 μm , in den warmen Perioden bei nur 10 μm (Abb. 22b), und somit insgesamt deutlich höher als in Kern PS2319-1.

MODALWERT IM SILT

• PS2319-1

Der Hauptmodalwert im Silt ist die Korngrößenklasse mit der höchsten Häufigkeit, also die vorherrschende Korngröße. Dieser Wert wird graphisch aus dem Verteilungshistogramm ermittelt. Die Schwankungen in der Hauptmodalwertkurve stimmen mit dem Intensitätsmuster der MS-Kurve überein, d.h. die Hauptmodalwerte des Silts liegen in den Bereichen mit hoher MS meist bei Werten über 10 μm , in den Bereichen mit niedriger MS bei Werten unter 8 μm (Abb. 22a). Im wärmsten Bereich des Interglazials 5, dem Eem, und im Holozän sind die geringsten Hauptmodalwerte des Kerns von nur 2 μm zu finden. Zusätzlich liegen in diesen Proben sehr hohe Tonanteile vor.

• PS2328-4

Der Hauptmodalwert im Silt zeichnet ebenfalls die Variationen der HRMS nach. In Glazialen liegen die Modalwerte über 16 μm , in Interglazialen bei unter 8 μm (Abb. 22b).

"SORTIERBARER SILT" UND MITTLERE KORNGRÖÙE DES "SORTIERBAREN SILT"

"Sortierbarer Silt" ist als die Fraktion von 10 - 63 μm (MCCAVE ET AL. 1995) definiert. Der Gehalt an "sortierbarem Silt" in Relation zur Gesamtfraktion < 63 μm und die mittlere KorngröÙe des "sortierbaren Silts" werden benutzt um Aussagen über Strömungsvariationen zu treffen (MANIGHETTI ET AL. 1995, MANIGHETTI 1993, MCCAVE ET AL. 1995). Der Feinsiltanteil (2 - 10 μm) wird bei der Interpretation nicht berücksichtigt, da dieser sich ebenso kohäsiv wie Ton verhält und die Ergebnisse verfälschen könnte. Diese Ergebnisse können sowohl im Hinblick auf Wind- sowie auf Strömungstransport interpretiert werden, wenn man Proben auswählt, in denen kein IRD-Eintrag zu finden ist.

• PS2319-1

Die Variationen des Gehalts an "sortierbarer Silt" sowie die des Mittelwertes des "sortierbarer Silt" zeichnen die Schwankungen der MS-Kurve sehr gut nach (Abb. 22). In Glazialen sind hohe Werte zu finden, in Interglazialen relativ dazu gesehen niedrige. Die höheren Werte deuten auf einen Eintragsprozess hin, der in Glazialen verstärkt war.

• PS2328-4

Die Variationen des "sortierbaren Silts" sowie die des Mittelwertes des "sortierbaren Silts" zeichnen ebenfalls die Schwankungen der MS-Kurve sehr gut nach (Abb. 22). Diese Variationen sind ein deutlicher Hinweis darauf, daß in den kalten Perioden gröÙeres Sediment eingetragen wurde, während in den Warmzeiten die Eintragsmechanismen nur feineres Material antransportieren konnten.

VERGLEICH ZWISCHEN PS2319-1 UND PS2328-4

In Kern PS2319-1 gibt es in einer Tiefe von 423 cm ein MS-Maximum, das im Kern PS2328-4 aufgrund geringerer Sedimentationsraten bereits in einer Tiefe von 269 cm auftritt (Abb. 22a, b). Die jeweils zu diesen Maxima existierenden Siltproben zeigen in den Proben ihr gröÙstes Spektrum an. In PS2319-1 liegt der Modalwert bei 22 μm mit etwa 4 % Häufigkeit (Abb. 22a), in PS2328-4 sogar bei 32 μm und 3,8 % Häufigkeit (Abb. 22b). Diese beiden Maxima liegen in einem sehr kalten Zeitraum während des marinen Isotopenstadiums 3. Auf diese beiden Maxima folgt in beiden Kernen starker IRD-Eintrag.

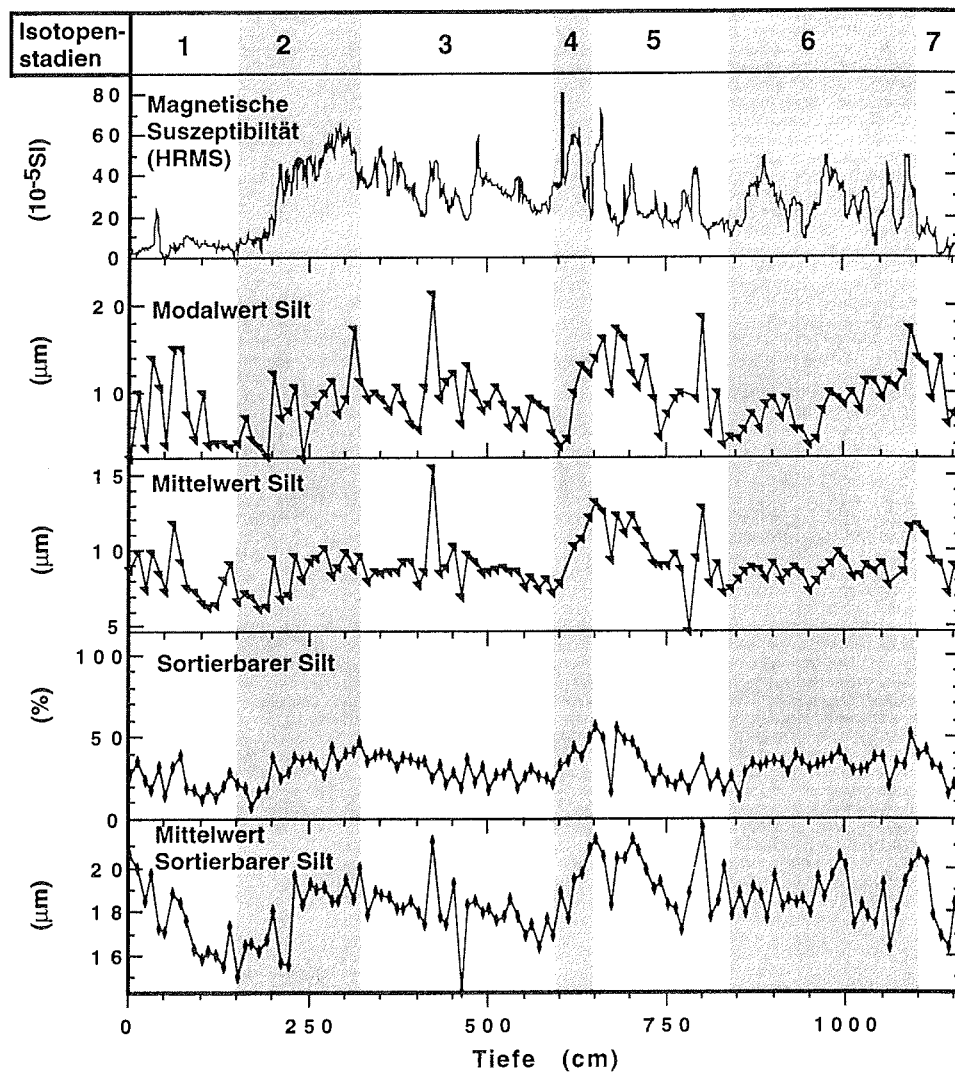


Abb. 22a: Magnetische Suszeptibilität, Mittelwert und Modalwert von a) PS2319-1 und b) PS2328-4. Auch die Verteilung des "sortierbaren Silts"- Wertes und des Mittelwertes im "sortierbaren Silt" wird dargestellt.

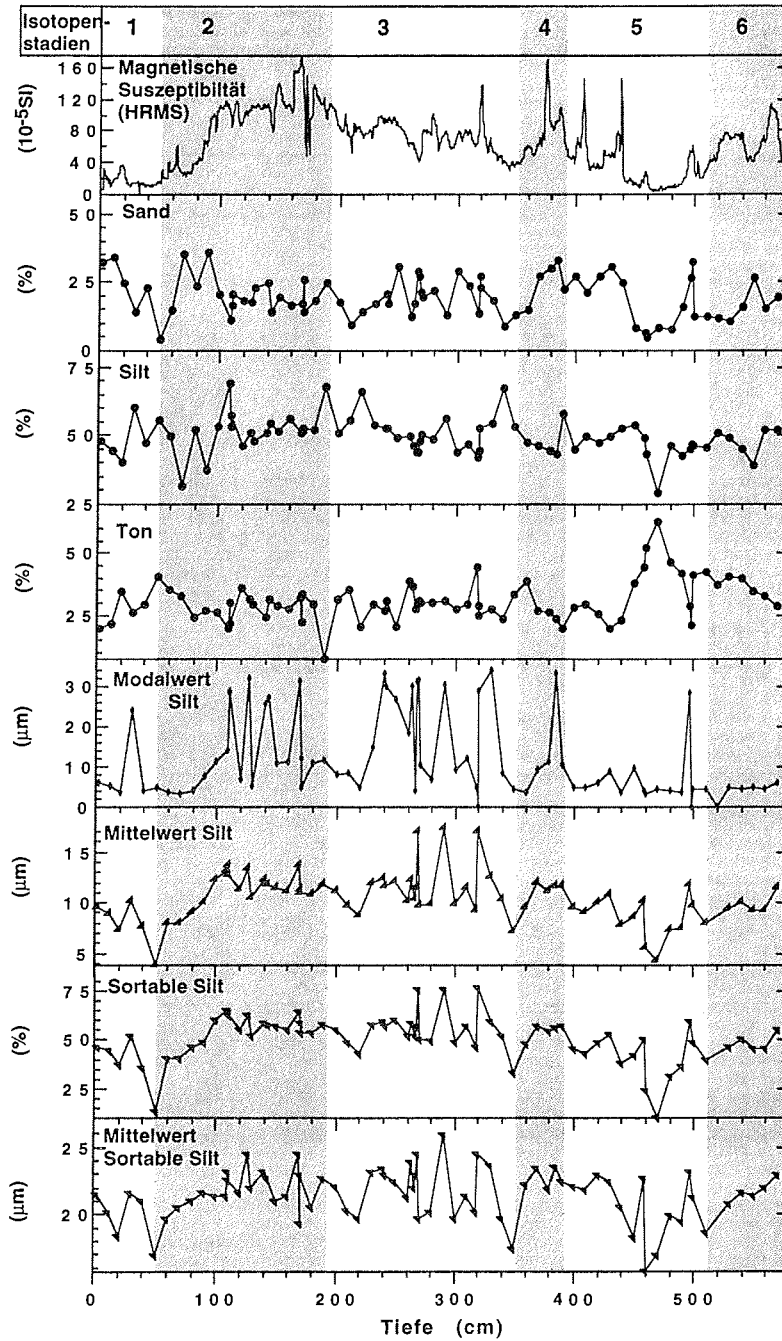


Abb. 22b: Magnetische Suszeptibilität, Mittelwert und Modalwert von a) PS2319-1 und b) PS2328-4. Auch die Verteilung des "sortierbaren Silts"- Wertes und des Mittelwertes im "sortierbaren Silt" wird dargestellt.

Ein weiteres MS-Maximum befindet sich in PS2319-1 bei 423 cm. Dort beträgt der Modalwert 24 μm mit 3 % Häufigkeit. Das entsprechende MS-Maximum befindet sich in PS2328-4 in einer Tiefe von 320 cm. Der Modalwert von 32 μm kommt mit einer Häufigkeit von 4,4 % vor. Diese beiden Maxima liegen ebenfalls in einem sehr kalten Bereich während des marinen Isotopenstadiums 3. Auch hier ist der IRD-Gehalt im Übergang zu einem wärmeren Bereich sehr stark erhöht.

Die Minima im Feinsilt liegen in beiden Kernen im gleichen Altersbereich in denselben MS-Minima. In PS2319-1 ist das marine Isotopenstadium 5.5 (Eem) in einer Tiefe von 833 cm zu finden, in PS2328-4 liegt es bei 470 cm. Der geringste Hauptmodalwert mit 3 μm tritt in PS2328-4 mit 9 % Häufigkeit auf, in PS2319-1 liegt der geringste Hauptmodalwert ebenfalls bei 3 μm , aber nur mit 4 % Häufigkeit. Die beiden Werten liegen jeweils im marinen Isotopenstadium 5.5 der Sedimentkerne.

"KOOPMANN-INDEX"

KOOPMANN (1981) hat an Sedimenten des äquatorialen Ostatlantik einen Korngrößensortierungsindex aufgestellt, an Hand dessen Strömungstransport, äolischer Eintrag und Flußeintrag unterschieden werden können. Er kalibrierte an Oberflächensedimentproben eine empirische Beziehung zwischen staubtransportiertem terrigenem Siltanteil ($>6 \mu\text{m}$) und dessen Modalkorngröße (Abb. 23). Die Beziehung stützt sich auf die Tatsache, daß die Korngrößenverteilung eines Aerosols mit zunehmender Transportweite und / oder abnehmender Windstärke durch gravitativen Ausfall einheitlich feiner wird (JAENICKE & SCHÜTZ 1978). Somit unterliegen die Größen der Siltfraktion und ihre Modalkorngröße einer gemeinsamen unimodalen Sortierung (WOLTER 1981). Reine Staubsedimente fallen in das Feld I gut sortierter Sedimente (Abb. 23). Proben in Sedimentationsbereichen von Flüssen sind durch einen relativen Feinkornüberschuß charakterisiert (Feld II). Das Auswaschen von Feinmaterial durch Bodenwasserströmung bewirkt einen relativ erhöhten Siltanteil (Feld III). Die Grenzlinien zwischen den Probengruppen I, II und III basieren auf Korngrößenanalysen, die mit einem "Coulter-Counter" durchgeführt wurden (KOOPMANN 1981, 1979).

STEIN (1984) korrigierte die Lage der Grenzlinien für Sedigraph-Messungen. Die Proben der Gruppe I werden als reine Staubsedimente betrachtet, da bereits geringe Beimengungen von fluviatilen Sediment diese Sedimentproben in die Probengruppe II verlagern würden. Den fluviatilen Sedimenten, die in Probengruppe II fallen, kann im Gegensatz zu denen aus

Probengruppe I, noch ein geringer Anteil an äolischem Sediment beigemischt sein. Dasselbe gilt für die Probengruppe III.

Der KOOPMANN-Index hat sich in zahlreichen Arbeiten aus dem äquatorialen Atlantik als empfindlicher Anzeiger für äolischen Eintrag in ozeanische Sedimente bewährt (KOOPMANN 1981, STEIN 1984, TIEDEMANN 1991, KNAACK 1990).

Als Referenzdatensatz wurde bei der Auswertung der Sedimente aus dem Scotiameer der Oberflächendatensatz des äquatorialen Atlantik benutzt (KOOPMANN 1981), da für das Südpolarmeer kein Referenzdatensatz existiert. Bei der Interpretation muß deshalb beachtet werden, daß die Sedimente aus dem Scotiameer eistransportiertes Sediment enthalten können. Es wird angenommen, daß diese IRD-haltigen Sedimente in einen Bereich von 0 bis 35 % Silt vom Terrigensediment fallen und alle aufgeführten Modalwerte besitzen können (Abb. 23). Die Annahme beruht auf der Feststellung, daß eistransportiertes Sediment die Korngrößen Sand, Silt und Ton zu gleichen Prozentanteilen enthält (H. Grobe, mündliche Mitteilung).

- *PS2319-1*

Für PS2319-1 zeigt sich, daß fast alle Meßwerte im Feld III liegen. Dies könnte auf eine Überprägung des eingetragenen Sediments durch Bodenwasserströmung (WSDW) oder den Eintrag von IRD aus dem Weddellmeer hinweisen (Abb. 23). Die Werte, die in der Nähe des äolischen Transportfeldes liegen, 33 cm, 763 cm, 803 cm und 813 cm fallen zeitlich in Stadiale der Interglaziale 1 und 5. Dies könnte darauf hindeuten, daß während der Interglaziale die Bodenwasserströmung reduziert war, und das Signal des äolischen Eintrags nicht gestört wurde. Der äolische Eintrag fand auch in den Interglazialen in den kälteren Perioden statt.

- *PS2328-4*

In diesem Kern liegen die Meßwerte zum Teil im strömungstransportierten Bereich, zum Teil im äolischen Bereich. Die Proben, die im äolischen Feld liegen entsprechen den Proben, die aus diskreten Lagen entnommen wurden (Kap. 5.4.3) bzw. Proben die genau über oder unter diesen Lagen liegen. Die Proben, die im äolischen KOOPMANN-Feld zu finden sind, fallen mit hohen MS-Werten zusammen, die Zeiten entsprechen, in denen das aride, kalte Patagonien als Liefergebiet für äolischen Eintrag in Frage kommt. Die MS-Werte dieser Proben sind jeweils Maximalwerte in den Stadialen.

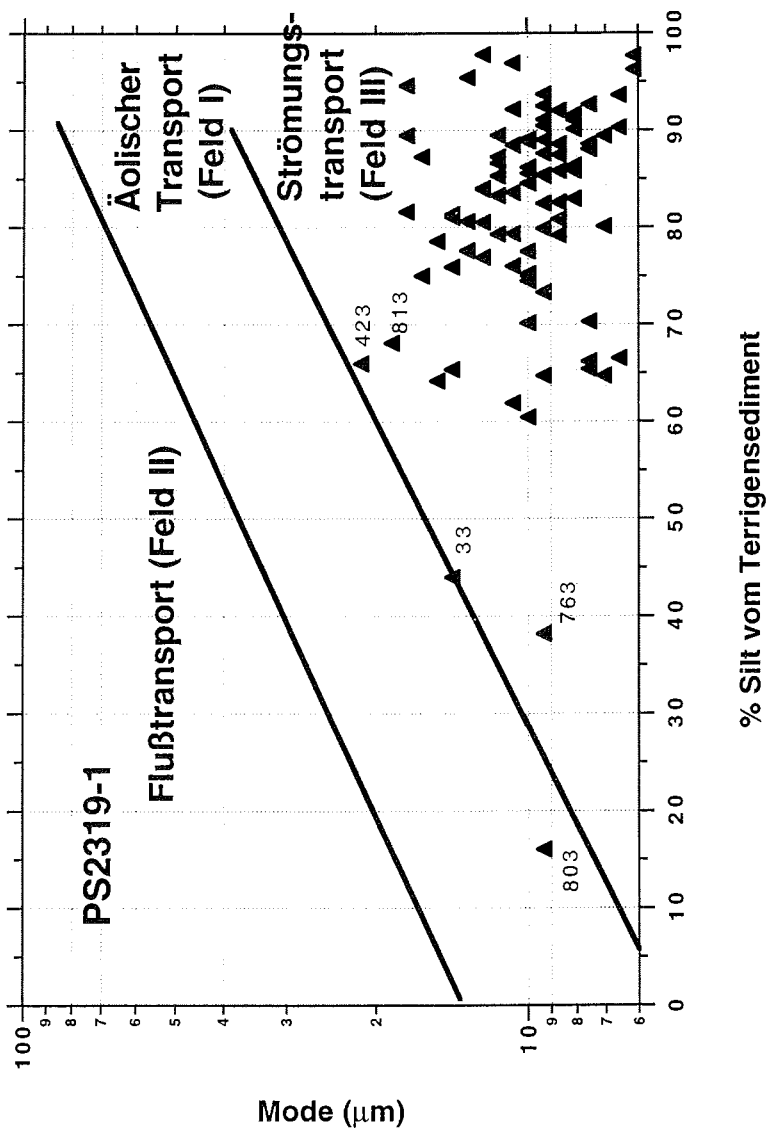


Abb. 23a: KOOPMANN-Index an a) Kern PS2319-1 und b) PS2328-4. Die Zahlen geben die Probtiefen in Zentimeter an. Lage der Grenzlinien nach STEIN (1984).

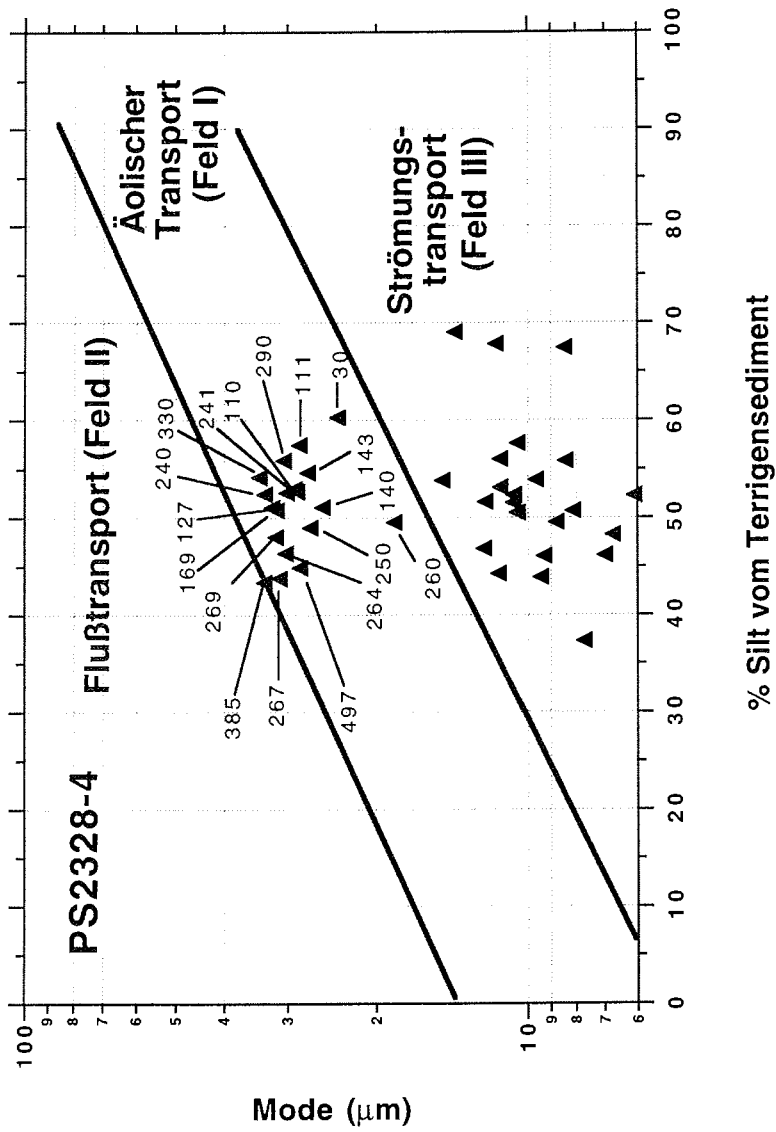


Abb. 23b: KOOPMANN-Index an a) Kern PS2319-1 und b) PS2328-4. Die Zahlen geben die Probestiefen in Zentimeter an. Lage der Grenzlinien nach STEIN (1984).

5.4.3. Siltverteilung und magnetische Suszeptibilität

Um Aussagen treffen zu können, wie die terrigenen Fraktion in ihr Ablagerungsgebiet transportiert wurde, ist die Analyse des terrigenen Silts (2-63 μm) sehr aussagekräftig.

- *PS2319-1*

Die Siltverteilung in den 50 Korngrößenklassen (Abb. 24a, b) ergibt für jede bearbeitete Probe aus einer bestimmten Kerntiefe ein Verteilungsspektrum.

In den Tiefen 53 cm, 93 cm, 463 cm, 473 cm, 533 cm, 573 cm, 823 cm, 953 cm und 1143 cm sind polymodale Spektren mit geringen Modalwerten zu sehen. Alle diese Tiefen sind mit geringen MS-Werten korreliert (Kap. 9.2). Der GRIP-Datierung (Kap. 9.2) entsprechend sind die polymodalen Spektren mit Interstadialen korreliert (Abb. 24b).

In den Kerntiefen 423 cm, 663 cm, 703 cm, 893 cm und 1093 cm zeigen die Verteilungskurven unimodale Spektren mit ausgeprägten Hauptmodalwerten. Die Modalwerte liegen in größeren Korngrößenklassen und gleichzeitig im Bereich der höchsten MS-Werte (Kap. 9.2), und sind damit mit den Stadialen (Kap. 9.2) korrelierbar (Abb. 24a).

- *PS2328-4*

Die Gesamtkorngrößenverteilung des Silts in PS2328-4 zeigt meist ein polymodales Spektrum mit drei Maxima, jeweils im Fein-, Mittel- und Grobsiltbereich. Interessante Ergebnisse liefert die Siltverteilung in fünf Proben im Kern PS2328-4 (Abb. 25, 26). Der Hauptmodalwert liegt in allen Proben bei 32 μm . Die Verteilungskurven der Proben sind polymodal, haben aber im Gegensatz zu den Verteilungskurven der Proben, die darunter und darüber im 1 cm Abstand genommen wurden, einen sehr stark erhöhten Anteil bei 32 μm . Ein Vergleich der fünf einzelnen Proben untereinander zeigt, daß in allen Proben der Modalwertes bei 32 μm stark erhöht ist.

Die auffällige Korrelation von hohen, unimodalen Siltwerten und hohen MS-Werten in kalten Perioden und niedrigen, polymodalen Modalwerten mit niedrigen MS-Werten in warmen Perioden liefert einen Hinweis auf die Art des Transports des terrigenen Sedimentanteils. Im Übergang von Stadialen zu Interstadialen und in Interstadialen gab es Eintrag von IRD. Dieser umfaßt ein breites Korngrößenspektrum und liefert deshalb eine polymodale Siltverteilung. Die unimodale Verteilung in Kombination mit hohen MS-Werten wird dem äolischen Eintrag zugeschrieben.

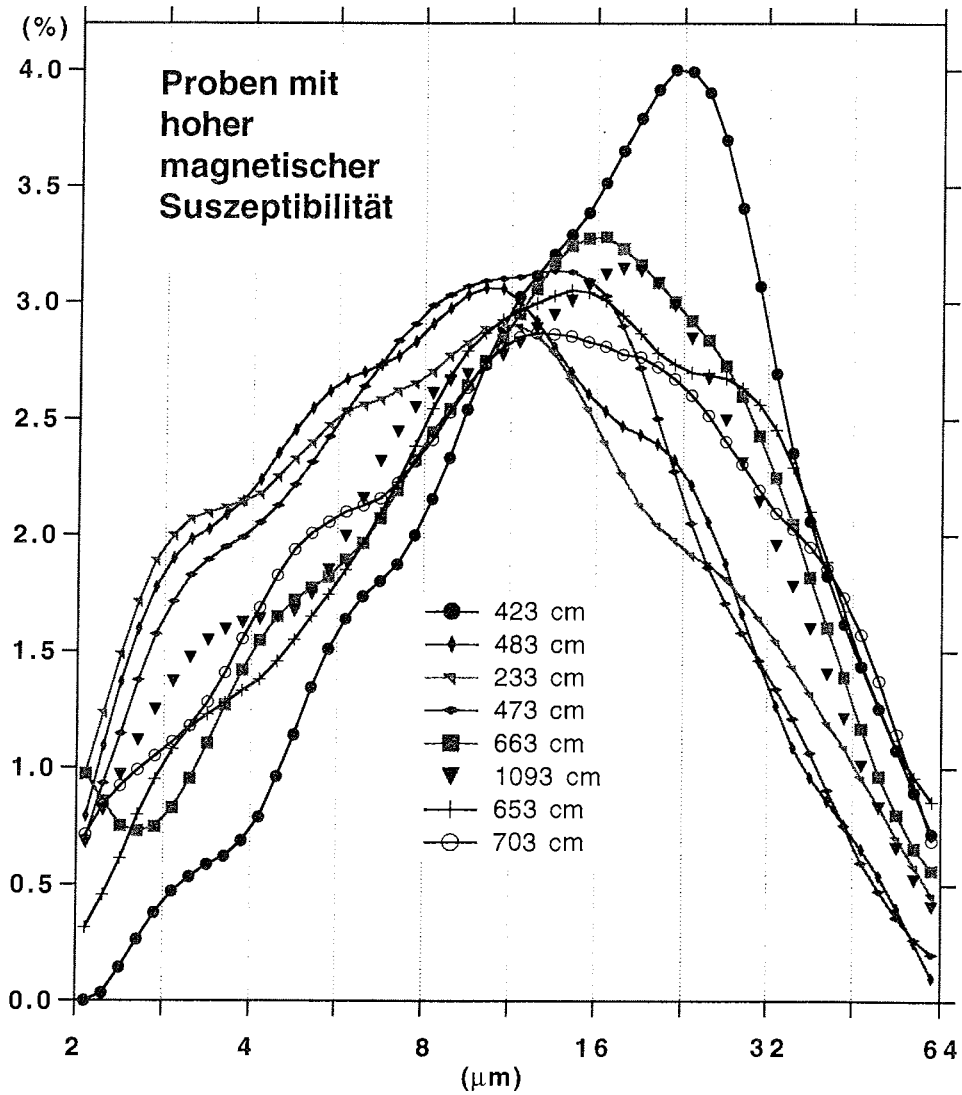


Abb. 24a: Kern PS2319-1; Hohe MS-Werte fallen mit hohen Hauptmodalwerten zusammen. Der Hauptmodalwert liegt hier durchschnittlich bei 12 - 16 μm .

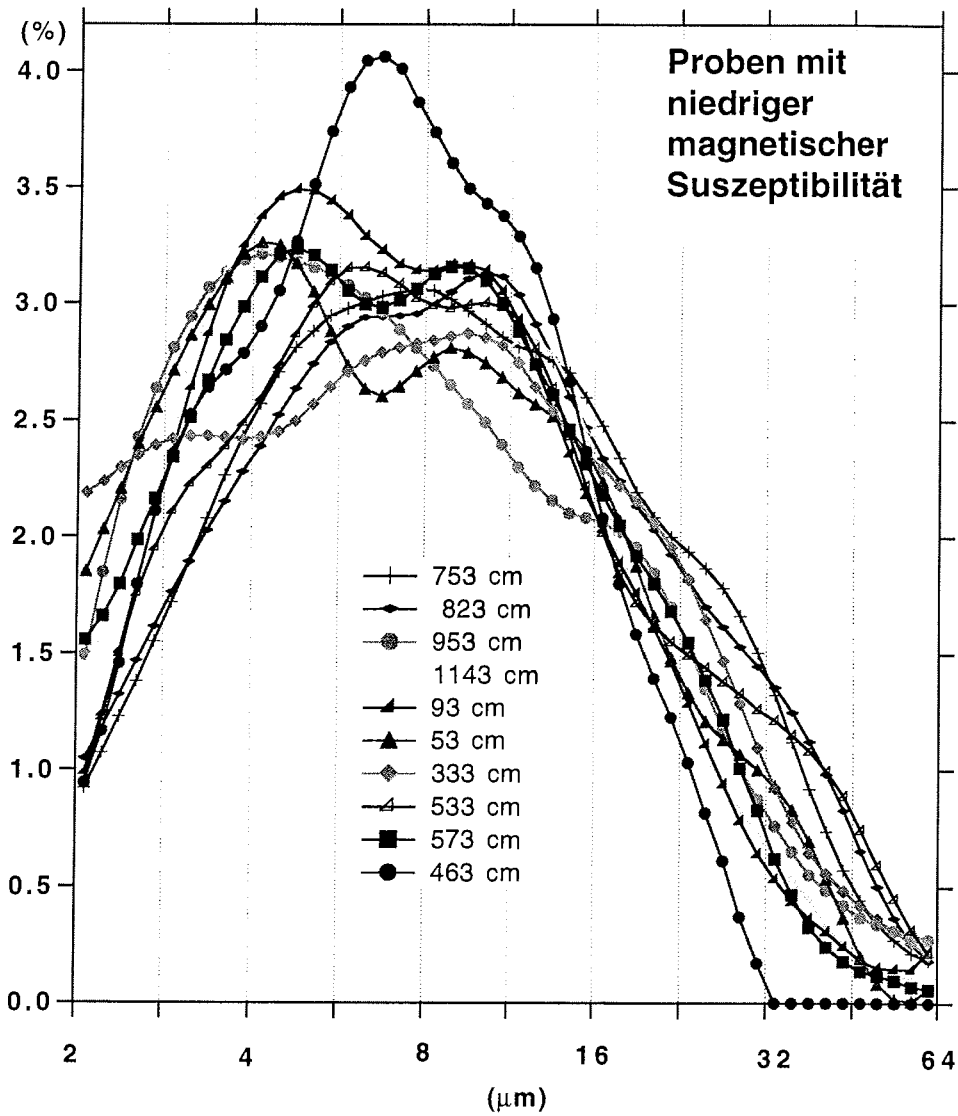


Abb. 24b: Kern PS2319-1: Niedrige MS-Werte fallen mit geringen Hauptmodalwerten zusammen. Der Hauptmodalwert liegt hier durchschnittlich bei 6 μm .

BESCHREIBUNG DER FÜNF LAGEN IN PS2328-4

In Kern PS2328-4 sind fünf deutliche Lagen zu erkennen. Sie zeigen sehr ähnliche lithologische und sedimentologische Eigenschaften (Abb. 25, 26).

Beschreibung der Lagen: knollig, sehr hart, "dark greenish gray", Grobsilt, ein bis zwei Zentimeter mächtig. GRÜNIG (1991) gibt für Lagen in dem Kern PS1175-3 aus dem "Powell Basin" eine ähnliche Beschreibung. Die MS/HRMS-Messungen in PS2328-4 zeigen in diesen Lagen jeweils Maximalwerte, die als Stadiale interpretiert werden. Mikroskopische Untersuchungen bestätigen, daß die Lagen nicht aus vulkanischem Glas bestehen, es sich also nicht um diskrete Aschenlagen handelt. Es ist eine Abfolge im Sediment zu beobachten, die sich nach jeder Lage wiederholt: Das Sediment besteht aus Mittelsilt, es ist kein oder nur sehr wenig Sand vorhanden. Darauf wurde die etwa 1 - 2 cm mächtige Siltlage abgelagert. Sie ist durch klare Grenzflächen von dem darüber und darunter abgelagerten Sediment abgegrenzt. Das Sediment, das auf die Lage absedimentiert wurde, ist sehr stark tonhaltig und enthält gleichzeitig verstärkt Sand bzw. IRD.

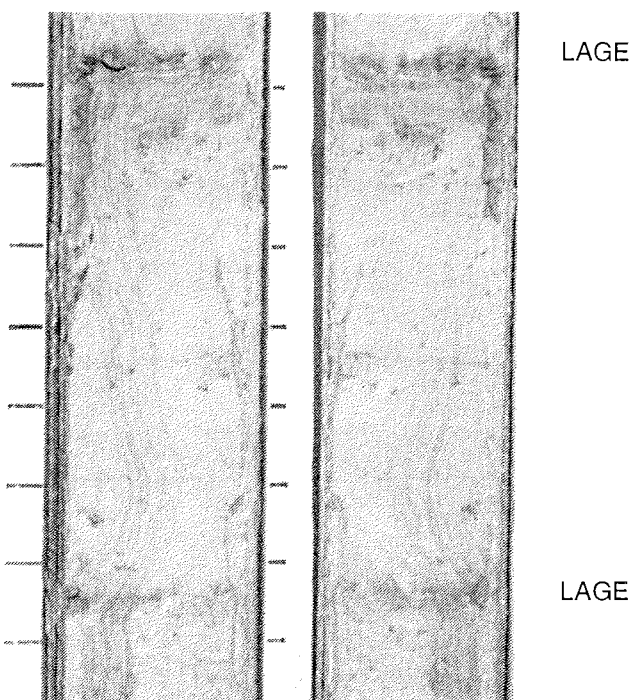


Abb. 25: Lagenaufbau in PS2328-4: Photographie (links) mit 2 äolischen Lagen.

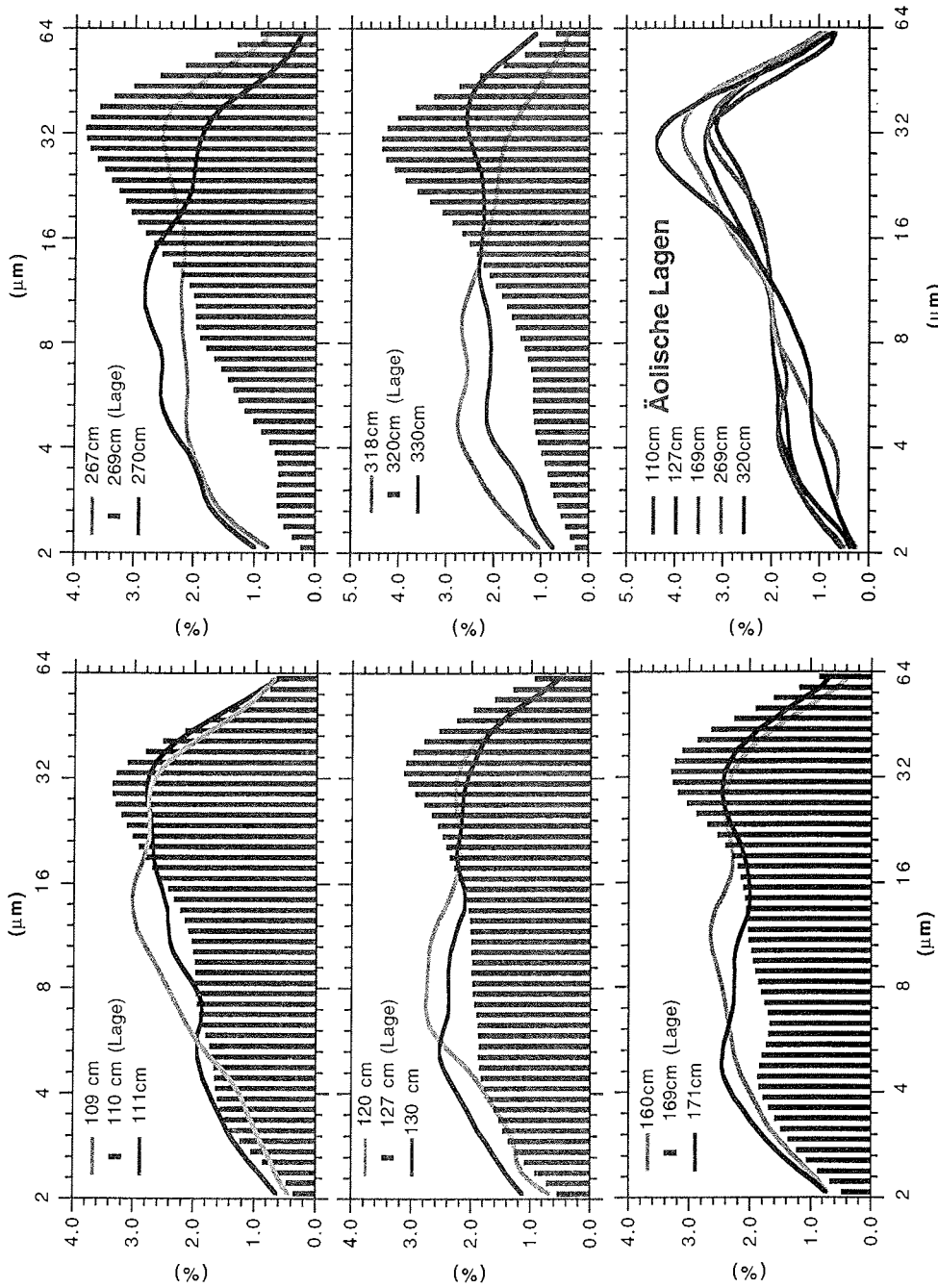


Abb. 26: Siltverteilungen in den diskreten "Lagen" des PS2328-4.

6 KORRELATION VON SEDIMENTKERNEN MIT HILFE DER MAGNETISCHEN SUSZEPTIBILITÄT

Die gute Korrelation der MS-Kurven der bearbeiteten Kerne im südlichen Scotiameer ist bereits in Abb. 13 zu erkennen. Auch MS-Kurven (Abb. 27) von weiter entfernt liegenden Kernen wie z.B. PS2515-3 (GERSONDE 1995, 53°32,7'S, 45°17,5'W), PS1575-3 (unpubl. Daten VILLINGER, 62°50,9' S, 43°20,1' W), PS2250-5 (Kuhn in: GERSONDE 1993, 45°06,0'S, 57°56,8'W) und PS2271-5 (Kuhn in: GERSONDE 1993, 51°31,8'S, 31°20,9'W) können sehr gut mit den Messungen aus dem Scotiameer korreliert werden (Abb. 13, Abb. 41). Diese gute Übereinstimmung der MS-Signale an den etwa 1000 km auseinanderliegenden Kernpositionen wirft grundlegende Fragen auf wie:

- Welche Sedimentationsprozesse sind für das MS-Signal und seine kurzfristigen Variationen im Scotiameer verantwortlich?
- Wie können die Veränderungen in der magnetischen Suszeptibilität interpretiert werden und besteht ein Zusammenhang zu Klimavariationen?

Die magnetische Suszeptibilität ist ein Maß für die Magnetisierbarkeit eines Materials, das heißt, je mehr magnetisierbare Partikel im Sediment vorhanden sind oder je stärker magnetisiert diese Partikel sind, desto stärker ist das Signal (OPDYKE & CHANNELL 1996). Die magnetische Suszeptibilität wird in der Hauptsache von magnetischen Mineralen verursacht, z.B. Magnetit (Fe_3O_4) bzw. Titanomagnetit ($\text{Ti}_x\text{Fe}_{3-x}\text{O}_4$) (OPDYKE & CHANNELL 1996). Magnetit hat im Vergleich zu den anderen magnetischen Mineralen die höchsten magnetischen Suszeptibilitäten und kann schon in sehr geringen Konzentrationen von einigen Promill starke Variationen im MS-Signal erzeugen (THOMPSON & OLDFIELD 1986).

Die Variationen des MS-Signals können zum einen über den sogenannten "Verdünnungseffekt" erklärt werden. Man geht dabei davon aus, daß die angelieferte Menge an magnetischen Mineralen konstant ist, und sich lediglich die Menge des zugemischten Materials, z.B. biosilikatisches oder karbonatisches Sediment mit geringer oder leicht negativer spezifischer Suszeptibilität, ändert.

KENT hat bereits 1982 erkannt, daß die magnetische Suszeptibilität als Klimasignal bzw. als "Proxy" für Klimaänderungen benutzt werden kann (KENT 1982). Die Variation in der MS zeichnet hauptsächlich Änderungen in der

Zusammensetzung der Sedimente nach (ROBINSON 1986, ROBINSON ET AL. 1995).

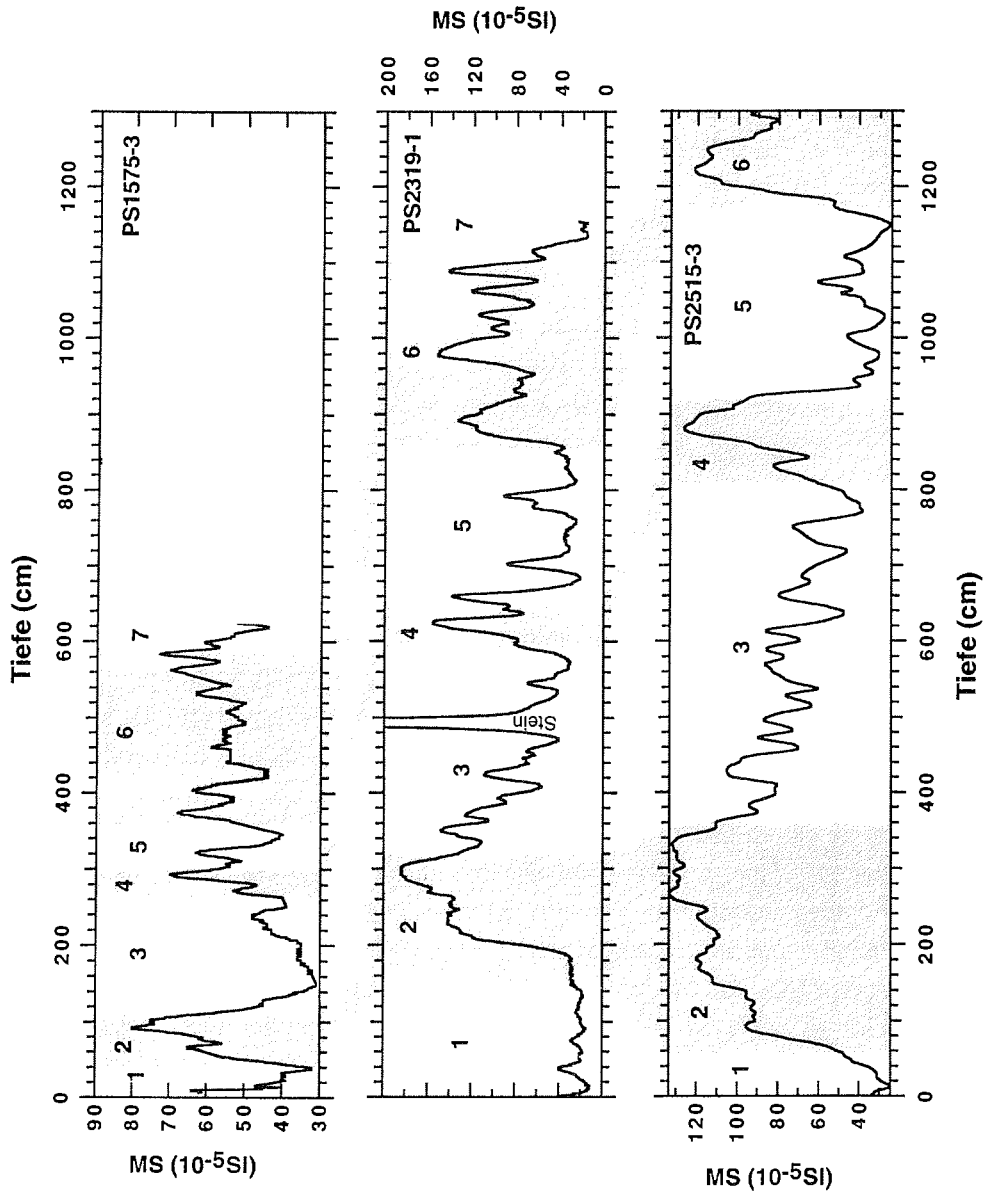


Abb. 27: MS-Signale aus unterschiedlichen Strömungsregimen und Wassertiefen: PS2319-1 im Ausstrombereich eines Seitenarms des WSDW (Abb. 1,2), südlich des ACC gelegen, PS2515-3 (Kuhn in: GERSONDE 1993) nördlich des ACC (Abb. 41) und PS1575-3 (Grünig 1991) im Bereich des Weddellwirbels (Abb. 41). Die Altersmodelle für PS1575-3 und PS2515-3 wurden nach der in Kap. 9 beschriebenen Methode erstellt, die marinen Isotopenstadien wurden entsprechend übertragen.

Wird das terrigene Material, das die Variationen in der MS verursacht, konstant von einem Quellgebiet eingetragen, ist auch die Verdünnung des MS-Signals durch einen terrigenen Eintrag mit niedrigen magnetischen Suszeptibilitätswerten, der aus einem anderen Quellgebiet stammt, zu bedenken (z.B. terrigener äolischer Eintrag aus Patagonien mit hohen MS-Werten wird durch IRD aus der Antarktis mit niedrigen MS-Werten verdünnt). Je nach Höhe des magnetischen Suszeptibilitätssignals von terrigenem Eintrag aus einem zweiten Quellgebiete kann das Signal der MS erhöht, erniedrigt oder nicht verändert werden.

BAREILLE ET AL. (1994) kommen zu dem Ergebnis, daß die magnetische Suszeptibilität in Kernen aus dem Subantarktischen Sektor des Indischen Ozeans vom IRD-Eintrag aus der Antarktis bestimmt wird.

Dem steht der auf dem argentinischen Schelf gelegene Kern PS2250-5 entgegen, der nur einen geringen Anteil an IRD enthält, aber trotzdem dasselbe MS-Muster wie Kerne mit hohem IRD-Anteil zeigt (Kuhn in: GERSONDE 1993, IRD: unpublizierte Daten, Grobe). Auch die sichtbar gute Korrelation der MS-Signale von PS2319-1, PS2328-4, PS2515-3 und PS1575-3 mit den MS-Kurven der Sedimentkerne von BAREILLE ET AL. (1994) stellt die Gültigkeit seiner Interpretation in Frage, da das MS-Signal in den Scotiameerkernen bei erhöhtem IRD-Eintrag meist sehr niedrige Werte zeigt (Abb. 22). Dies schließt die Erhöhung des Signals durch IRD-Eintrag aus der Antarktis aus. Der IRD wird hauptsächlich an den Übergängen von einem Stadal zu einem Interstadial abgelagert (Abb. 39, 40). Das terrigene Material aus der Antarktis, überwiegend aus granitischen Komponenten wie Quarz und Feldspat bestehend, hat eine geringe magnetische Suszeptibilität und kann folglich nur sehr wenig zu den beobachteten MS-Werten im Scotiameer beitragen (Tab. 4). Die Verdünnung des MS-Signals durch den terrigenen IRD-Eintrag kann an den Kernpositionen im Scotiameer nicht vollständig ausgeschlossen werden, wird aber aufgrund von Vergleichskernen (z.B. 2515-1), die nur einen geringen IRD-Eintrag aus der Antarktis enthalten, aber dasselbe MS-Muster zeigen, für gering gehalten.

Material	k (10 ⁻⁶ cgs-Units)	Material	k (10 ⁻⁶ cgs-Units)
Andesit	13.500	Magnetit	500.000
Granit	2.700	Ti-Magnetit	260.000
Sediment	647	Quarz	- 1.0

Tab. 4: Durchschnittliche magnetische Suszeptibilitäten (k) verschiedener Gesteine und Minerale (aus: CARMICHAEL 1982).

Die magnetische Suszeptibilität wird generell als ein Signal interpretiert, das wie auch die Strömungen, die es transportieren, im Wechsel von einem Stadial zu einem Interstadial variiert (CHI & MIENERT 1996, DOKKEN & HALD 1996, MCCAVE ET AL. 1995, RASMUSSEN ET AL. 1997). Auf der Nordhalbkugel gelingt es sehr gut schnelle Klimaschwankungen wie die "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" mit den Variationen im MS-Signal nachzuzeichnen (DOKKEN & HALD 1996). Die Interpretation der MS als Strömungssignal kann aufgrund der großen lokalen Strömungsunterschiede, die jeweils ein regionales Muster zeigen, nur für Gebiete in demselben Strömungsregime mit denselben Terrigenquellen gültig sein. Da sich die vorgestellten Kerne mit ähnlichen MS-Mustern an etwa 3000 km entfernt liegenden Positionen im Einflußbereich unterschiedlicher Strömungsregime befinden, ist es sehr unwahrscheinlich, daß ihre MS-Muster durch Strömungstransport verursacht werden. Ein zusätzliches Argument gegen den Strömungstransport als Eintragsprozess ist, wie beim IRD-Eintrag, die geringe magnetische Suszeptibilität des terrigenen Eintrags aus der Antarktis.

Der letzte in Frage kommende Mechanismus, der feines Material und somit die MS-tragenden Partikel transportieren kann und geradezu prädestiniert ist, kurzfristige Schwankungen zu zeichnen, ist der Windtransport. Die atmosphärische Zirkulation reagiert sehr schnell auf Veränderungen im Klima. Die magnetische Suszeptibilität wird heute bereits zur Rekonstruktion des äolischen Eintrags in Ozeane und damit in marine Sedimente benutzt, die in der Windrichtung der wichtigsten kontinentalen Wüsten liegen (VEROSUB & ROBERTS 1995). Der atmosphärische Eintrag durch den Wind ist ein großräumiger Prozeß, das Signal wird weiträumig verteilt, denn der Windtransport findet in hohen Atmosphärenschichten statt, die weite Transportwege und breite Verteilung gewährleisten (BLOEMENDAL & DEMENOCAL 1989, PYE 1995, BASILE ET AL. 1997).

Im Scotiameer ist die MS in den Interstadialen gering, in den Stadialen hingegen sehr viel höher (GERSONDE 1993, 1995, BONN 1995, HOWE ET AL. 1997). Beim Mustervergleich der MS-Intensitäten ist eine gute Entsprechung zwischen den Mustern der einzelnen Kerne aus dem Scotiameer und weiterer Kernen aus dem Südpolarmeer (PS2515-3, PS2250-5, PS2271-5) und dem Weddellmeer (PS1575-1) zu erkennen (Abb. 28, Kuhn in: GERSONDE 1993, 1995, BONN 1995). Vergleicht man nun die absoluten Höhen der MS-Signale

dieser Kerne aus diesen unterschiedlichen Regionen ist eine deutliche Abnahme mit der Entfernung vom südamerikanischen Kontinent, d.h. von Patagonien zu erkennen. PS2517-1 hat Maximalwerte der MS im Stadium 2 von $250 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten ($53^{\circ}58,1'S$, $48^{\circ}06,3'W$), auch die Kerne PS2515-3 und PS2250-5 zeigen zu diesem Zeitpunkt die höchsten Werte (GRIP- und Vostok-Altersmodelle für diese Kerne: Hofmann unpublizierte Daten). Im Vergleich dazu liegen die Werte von Kernen aus dem Scotiameer im Stadium 2 nur bei $180 \cdot 10^{-5}$ SI-Einheiten, dies sind ebenfalls Maximalwerte. Die Kernpositionen im Scotiameer sind etwa 1500 km von Patagonien entfernt, die Kernpositionen von PS2515-3 und PS2517-1 nur etwa 900 km. Es ist ein deutlicher Trend von West nach Ost zu erkennen. Die Maxima wie auch die Minima an zeitgleichen Punkten in der MS nehmen in Richtung Osten hin ab.

Die Ähnlichkeit der MS-Muster über diese weiten Distanzen (Abb. 27) läßt auf einen gemeinsamen übergeordneten Auslösemechanismus schließen. Da die oben genannten Kerne von unterschiedlichen Strömungsregimen (ACC bzw. WSDW) beeinflusst werden und kein Sediment vom argentinischen Schelf in Richtung Scotiameer transportiert werden kann (R. SCHLITZER persönliche Mitteilung 1996, H. HELLMER persönliche Mitteilung 1996), kann die Bodenwasserströmung als Transportmechanismus in dieser Region ausgeschlossen werden. Eine Bodenwasserströmung kann Muster, wie das MS-Muster der beschriebenen Kerne nicht so gleichmäßig über große Gebiete verteilen, in denen sich die Ablagerungen zudem in unterschiedlichen Wassertiefen befinden.

Als Eintragsmechanismus für das MS-Signal in das Gebiet des Scotiameeres ist aus obengenannten Gründen der Strömungstransport und der IRD-Eintrag auszuschließen. Als in Frage kommender Eintragsmechanismus für das terrigene Material, das die magnetische Suszeptibilität bestimmt, bleibt der äolische Eintrag von Patagonien.

Die betrachteten Kerne im Südpolarmeer östlich von Patagonien liegen in der Westwinddrift. Auf dem Festland kann der Wind terrigenes Material aufnehmen, die Deposition findet auf seinem Weg nach Osten statt. So kann mit dem äolischen Eintrag auch sehr gut die Abnahme des MS-Signals von Westen nach Osten erklärt werden. In der Nähe des Quellgebietes wird mehr Material abgelagert als an den weiter entfernt liegenden Kernpositionen.

Ein weiteres Argument, das für den äolischen Eintrag als Verteilungsmechanismus für das MS-Signal im Scotiameer spricht, ist der hohe Titanomagnetit-Gehalt des patagonischen Löß (TERUGGI 1957), dem potentiellen Quellgebiet des terrigenen Eintrags. Der überdurchschnittlich hohe Gehalt an Titanomagnetit des argentinischen Löß ist schon seit 1866 bekannt (HEUSSER & CLARAZ 1866). Das patagonische Löß-Sediment kann nur über den Windtransport ins Scotiameer gelangen, Strömungstransport ist ausgeschlossen, da die Küstenströmung Sediment nur nach Norden transportieren kann. Das granitische Sediment aus der Antarktis (Grobe, mündliche Mitteilung), das über Wasserströmungen oder IRD-Eintrag ins Scotiameer eingebracht wurde, enthält im Vergleich dazu einen geringen Anteil an magnetisierbaren Mineralen (Tab. 4). Somit ist allein der hohe Gehalt an Titanomagnetit des patagonischen Löß bereits ein schlagendes Argument für den Windeintrag.

Interessant ist in diesem Zusammenhang die Feststellung von CORDES (1990): In der Region des Weddellmeeres ist der Titanomagnetit (und nicht wie sonst verbreitet üblich der Magnetit) der Hauptträger der Magnetisierung. Der Titanomagnetit liegt großenteils in der Feinfraktion ($< 5 \mu\text{m}$) vor. Es sind keine antarktischen Quellgebiete für stark magnetisches Material im Einzugsbereich der Gletscher, die IRD führen bekannt (CORDES 1990). Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit der Feststellung, daß das terrigene Material, das im Scotiameer das MS-Muster erzeugt äolisch eingetragen wurde.

Der Eintrag durch den Wind führt eine Korngrößensortierung durch. Die Korngröße nimmt mit zunehmender Distanz zum Liefergebiet ab. Der Gehalt an Titanomagnetit, der mit antarktischen Quellen nicht zu erklären ist, kann durch die patagonische Quelle sehr gut erklärt werden. Der Eintrag von IRD, der Verdünnungseffekt und der Antransport von terrigenem Material durch Bodenwasserströmungen können als Prozesse, die das MS-Signal im Scotiameer erzeugt haben, ausgeschlossen werden. Diesen Prozessen wird höchstens eine modulierende Wirkung zugeschrieben. Die ausgeprägten Variationen in der hochaufgelösten magnetischen Suszeptibilität im Scotiameer werden maßgeblich durch den äolischen Eintrag von Magnetit bzw. Titanomagnetit aus den patagonischen Lößgebieten erklärt.

Fazit:

- Die Maxima im MS-Signal zeigen eine deutliche Abnahme von Westen nach Osten. Das entspricht der Richtung der Westwinddrift.
- Die MS im Scotiameer ist ein Signal, das durch den äolischen Eintrag von Terrigen erzeugt wird. Sie spiegelt die Klimavariationen im südlichen Südamerika wider.
- Als Quelle für den terrigenen äolischen Eintrag kommen die patagonischen Lößgebiete in Frage.
- Der potentielle Träger der MS im Scotiameer ist, wie auch im Weddellmeer, höchstwahrscheinlich der Titanomagnetit bzw. der Magnetit.

7 INTERPRETATION DER TERRIGENEN KORNGRÖßEN- VERTEILUNG

Die Korngrößenverteilung des terrigenen Sedimentanteils erlaubt Rückschlüsse auf potentielle Transportprozesse des Sediments und auf die Distanz zwischen Quelle und Ablagerungsraum des Eintrags. In einem Sedimentationsgebiet, in dem Bodenwasserströmungen und äolischer sowie eistransportierter Eintrag gleichermaßen zur Sedimentation beitragen, ist die Korngrößenverteilung nur mit Vorbehalt interpretierbar.

Die Sortierung des Sediments kann durch eine Bodenwasserströmung erfolgen. Die Korngrößenverteilung in der terrigenen Siltfraktion und im Anteil des "sortierbaren Silts" an der Fraktion $<63 \mu\text{m}$ reagiert besonders sensibel auf Änderungen in den Fließgeschwindigkeiten. In Gebieten, die nicht von IRD-Eintrag beeinflusst sind, und zu Zeiten, in denen kein IRD-Eintrag stattfand, erlaubt das Korngrößenspektrum des Silt und der Anteil des "sortierbaren Silt" Aussagen über Änderungen in der Strömungsgeschwindigkeit zu treffen (MCCAVE ET AL. 1995, MANIGHETTI 1993). Die Interpretation der Hauptmodalwerte liefert im Hinblick auf korngroßensortierende Prozesse wie Strömungstransport oder äolischer Eintrag ebenfalls eindeutige Ergebnisse. Windtransportiertes Material zeichnet sich durch ein mehr oder weniger unimodales Korngrößenspektrum mit einem sehr ausgeprägten Hauptmodalwert aus (PYE 1987, REA 1994, BALSAM ET AL. 1995). Im proximalen Ablagerungsbereich (bis etwa 2000 km) besteht es vorwiegend aus der Siltfraktion im Korngrößenbereich zwischen 10 und 50 μm (PYE 1987), im distalen Bereich liegen die Korngrößen deutlich niedriger (CHAMLEY 1989). Außerdem korreliert die Menge der äolisch transportierten Siltfraktion mit der Intensität und den Änderungen der atmosphärischen Zirkulation (SARNTHEIN ET AL. 1981, 1982). Strömungs-, Fluß- und äolischer Eintrag lassen sich mit dem "KOOPMANN-Index" (KOOPMANN 1981) unterscheiden.

Der Eintrag von IRD, der alle Korngrößenklassen umfaßt, dürfte ein polymodales Silt-Verteilungsspektrum ohne Modi erzeugen. So ist es in IRD-beeinflußten Gebieten eigentlich nur möglich Aussagen zu unimodalen Korngrößenspektren zu treffen, also Spektren, die definitiv nicht von IRD bestimmt wurden. Die Proben, die keinen IRD-Gehalt aufweisen, können interpretiert werden.

Eine eindeutige Zuordnung zu einem bestimmten Transportprozeß ist für Sedimente mit polymodalem Verteilungsmuster sehr schwierig, da diese Verteilungsmuster entweder durch IRD-Eintrag allein oder durch eine Kombination von verschiedenen Transportmechanismen entstanden sein können.

TERRIGENE SAND / SILT / TON - VERHÄLTNISSE

Kern PS2319-1 zeigt im Holozän wie auch in den vorangegangenen Interglazialen einen erhöhten terrigenen Sand- und Tonanteil, in Glazialen einen erhöhten Siltanteil (Abb. 17). Der erhöhte Sandanteil wird dem Antransport durch Eisberge zugeschrieben, da die Sand-Maxima weitestgehendst mit den IRD-Maxima übereinstimmen. Der in den Glazialen erhöhte Anteil an terrigenem Silt weist auf eine verstärkte Bodenwasserströmung und / oder verstärkten äolischen Eintrag hin. Diese beiden Prozesse können zum verstärkten Antransport von Silt bzw. Abtransport der Feinfraktion und somit zu einer ausgeprägten Sortierung des Sediments führen.

Erhöhte Temperaturgradienten zwischen dem Äquator und den Polen bewirken in Glazialen erhöhte Windgeschwindigkeiten (PITTOCK 1978, COHMAP MEMBERS 1988), die erhöhte Transportenergie dieser Winde erlaubt, verstärkt größere Partikel aufzunehmen und über weitere Distanzen zu transportieren. Wegen den erhöhten Windstärken kann man davon ausgehen, daß in den Stadialen ebenfalls die Oberflächenströmung und die Bodenwasserzirkulation verstärkt sind (mündliche Mitteilung H. Hellmer 1997). Es wäre auch denkbar, daß der ACC, in Glazialen durch kräftigere Winde angetrieben, in einer Art Sogwirkung die Wassermassen aus dem Weddellmeer herauszieht (mündliche Mitteilung H. Hellmer 1997). Diese beiden Prozesse, die während kalter, arider Phasen verstärkt sind, können eine Erhöhung des Silt-Anteils bewirken.

PUDSEY ET AL. (1989) schließen aufgrund von Sand-Silt-Ton-Auswertungen an der Gesamtfraktion auf eine verstärkte Strömungsaktivität in Warmzeiten, während sich Kaltzeiten durch reduzierte Strömungsgeschwindigkeiten auszeichnen. Diese Interpretation kann mit den Ergebnissen dieser Arbeit nicht nachvollzogen werden.

GRÜNIG (1991) und BREHME (1992) folgen PUDSEY ET AL.'s (1989) Interpretation. Sie interpretieren Sand-Silt-Ton-Verhältnisse des terrigenen, opalfreien Sedimentanteils, berücksichtigen jedoch nicht den verstärkten Eintrag von eistransportiertem Material, insbesondere in Interglazialen und im Übergang von einem Glazial zu einem Interglazial. Der erhöhte IRD-Eintrag, der auch viel grobes Material mitführt, erhöht den Silt-Anteil im Interglazial und legt die Interpretation von verstärkten Strömungen während der Interglaziale nahe.

Zu dieser gegensätzlichen Interpretation mag auch das damals vorliegende Altersmodell von z.B. PS1575-3 beigetragen haben, das auf einer Lithostratigraphie beruht (BREHME 1992). Die Ähnlichkeit der MS-Profile von PS2319-1 und PS1575-3 legen die Modifikation des Altersmodells nahe. Die hochauflösende Datierung der MS von PS1575-3 mit dem Staubeintrag in den GRIP-Eiskern ermöglicht Aussagen über die Korngrößenvariationen zwischen Stadialen und Interstadialen zu (Altersmodell für PS1575-3: Hofmann unpublizierte Daten). Übereinstimmend mit PS2319-1 fallen nun erhöhte Siltprozentanteile auch in PS1575-3 in Stadiale und niedrige Siltprozentanteile in Interstadiale.

TERRIGENE SILTVERTEILUNG

Die terrigene Siltfraktion von PS2319-1 und PS2328-4 zeigten übereinstimmend in den Stadialen eine Siltverteilung mit einem ausgeprägten Hauptmodalwert, der bei hohen Werten um 16 bis 22 μm liegt, und relativ groben Mittelwerten. In den Interstadialen liegt meistens eine polymodale Verteilung und ein niedrigerer Hauptmodalwert vor (Kap. 5.4.2).

Die Variationen im äolischen Transport und der Bodenwasserströmung werden durch Änderungen im Hauptmodalwert sehr deutlich angezeigt (Abb. 22, 24). Die stark erhöhten Werte in den Stadialen können durch einen erhöhten atmosphärischen Transport und eine Zunahme in der Strömungsgeschwindigkeit erklärt werden. Diese beiden Korngrößensortierenden Transportmechanismen können in kalten Perioden aufgrund ihrer erhöhten Transportenergie verstärkt Sediment mit gröberen Korngrößen antransportieren bzw. die Feinfraktion auswaschen und sortieren. In den Interstadialen sorgte der Eintrag von IRD für ein relativ breites Korngrößenspektrum.

Die beiden Haupteintragsprozesse während der Stadiale sind in den Interstadialen abgeschwächt und dürften nur noch Feinsilt antransportieren. Dies stimmt mit den Beobachtungen an PS2319-1 und PS2328-4 überein.

• KORRELATION VON MS UND HAUPTMODALWERTEN

Die Sedimentkerne PS2319-1 und PS2328-4 zeigen erhöhte Hauptmodalwerte wenn auch die magnetische Suszeptibilität erhöhte Werte zeigt (Abb. 24). Erhöhte MS-Werte werden als Stadiale interpretiert, als Perioden, in denen sowohl die Wind- und damit die Strömungsgeschwindigkeiten erhöht waren.

Der geringste Hauptmodalwert während der letzten 160 000 Jahre in den Verteilungsspektren der terrigenen Siltfraktion liegt bei den Kernen PS2319-1, PS2328-4 und PS1575-3 (BREHME 1992) gemeinsam im marinen Isotopenstadium 5.5.

Im marinen Isotopenstadium 5.5 war es sehr warm und der Meeresspiegel hoch (CLIMAP 1984). Die niedrigen Hauptmodalwerte sprechen in diesen Zeiten für eine reduzierte Strömungsstärke und / oder reduzierte Windgeschwindigkeiten.

Den höchsten Hauptmodalwert während der letzten 160 000 Jahre hingegen haben alle drei Kerne ebenfalls gemeinsam bei 16 500 Jahren vor heute (GRIP-Altersmodelle) (Altersmodell für PS1575-3: Hofmann, unpublizierte Daten), in einem Stadial. Da es schwer fällt, diese Übereinstimmungen an weit auseinander liegenden Kernen allein durch Variationen regionaler Strömungen zu erklären, wird es für wahrscheinlicher gehalten, daß dieses gut sortierte Sediment hauptsächlich durch das überregionale Westwindssystem aus Patagonien antransportiert wurde. Seine maximale Stärke während der letzten 200 000 Jahre erreichte es in kalten Perioden und dürfte zu diesen Zeiten vermehrt groben Silt eingetragen haben.

Eine Möglichkeit, diese These zu überprüfen, ist der Vergleich von Hauptmodalwerten gleichen Alters an weiteren Kerne aus anderen Strömungsregimen in ähnlicher Distanz zum Liefergebiet Patagonien. Wenn auch dort diese Verteilung zu finden ist, dürfte die Korngrößenverteilung zu diesen Zeiten nicht im Zusammenhang mit der Bodenwasserströmung bzw. dem Eisbergtransport stehen, sondern vom Wind verursacht sein.

• "SORTIERBARER SILT" DER TERRIGENEN FRAKTION

Die Interpretation der "sortierbaren Silt"- Fraktion (10 bis 63 μm) zeigt nur dann eindeutige Ergebnisse, wenn ein Transportprozeß allein für den Eintrag

des terrigenen Materials verantwortlich ist (MCCAVE ET AL. 1995, MANIGHETTI 1993). Da im Scotiameer mehrere Eintragsprozesse zu berücksichtigen sind, muß das bei der Diskussion der "sortierbarer Silt"- Fraktion beachtet werden. Die Schwankungen im "sortierbaren Silt" in PS2319-1 und PS2328-4 variieren ebenso wie die der MS im Rhythmus von Stadial zu Interstadial. Nur an Stellen verstärkten IRD-Eintrags sind Abweichungen zu erkennen (Abb. 21, 22).

Es wird angenommen, daß die Änderungen im "sortierbarer Silt" die Variationen in der Bodenwasserströmung und der Windstärke gemeinsam nachzeichnen, da diese Eintragsprozesse beide stark sortierend wirken und mit der Änderung in der Windstärke eine Änderung in der Strömungsgeschwindigkeit einhergehen kann.

• MITTELWERTE DER TERRIGENEN SILTFRAKTION

Zahlreiche Autoren (LEDBETTER & ELLWOOD 1980, BLAESER & LEDBETTER 1982) kamen zu dem Ergebnis, daß eine gröbere mittlere Siltkorngröße generell eine stärkere Strömungsgeschwindigkeit repräsentiert.

Die Schwankungen in den Siltwerten könnten deshalb Ausdruck veränderter Bodenströmungsgeschwindigkeiten sein. Danach müßten grobe Siltwerte mit schneller fließendem Bodenwasser korrespondieren, während die feineren Siltkorngrößen reduzierte Bodenwasseraktivitäten charakterisieren. Die untersuchten Kerne zeigen in Stadialen ein Spektrum, das zugunsten größerer Werte verschoben ist. Die Variationen der Mittelwerte in PS2319-1 und PS2328-4 verlaufen, wie auch die Schwankungen im "sortierbarer Silt" in etwa parallel der MS-Kurven der Kerne.

PS2319-1 besitzt bei Kerntiefe 150 cm einen sehr hohen Mittelwert im Silt, der in der MS-Kurve keine Entsprechung findet. In dieser Probe liegen stark erhöhte Fe-Gehalte vor (Kap. 5.4). Es hat sich gezeigt, daß die Variationen im Fe-Gehalt den Variationen in der magnetischen Suszeptibilität entsprechen (Kap. 5.4). Ausnahme ist auch hier der Wert bei 150 cm. Möglicherweise handelt es sich um eine Fehlmessung bei der MS, da auch die C_{org}-Messungen und die Siltkorngrößenanalysen an dieser Stelle erhöhte Werte zeigen.

Die Variationen der Mittelwerte der terrigenen Siltfraktion der beiden Kerne werden in Anlehnung an BLAESER & LEDBETTER (1982) auf die Variation in Bodenwasserströmung, aber auch auf Änderungen in der Windstärke zurückgeführt. Eine erhöhte Transportkraft des Windes zu Zeiten, in denen ausgedehnte Liefergebiete zur Verfügung stehen, bewirkt neben der

Zunahme des terrigenen Eintrags eine Verschiebung zu größeren Mittelwerten im Silt. Da die Schwankungen der Mittelwerte der terrigenen Siltfraktion recht deutlich Glaziale und Interglaziale nachzeichnen, dürfte der Windeintrag eine Rolle gespielt haben.

KOOPMANN-INDEX VON PS2319-1 UND PS2328-4

Bei der Auswertung des KOOPMANN-Index fallen etliche Proben des Kerns PS2328-4 in das Feld, das auf äolischen Transport des terrigenen Sediments hinweist (Abb. 23). Diese Proben liegen in Übereinstimmung mit der vorausgegangenen Diskussion in Bereichen mit stark erhöhten MS-Werten, also Stadialen. Teilweise sind sehr deutliche Lagen zu erkennen (Abb. 25,26). Für die Entstehung dieser Lagen gibt es zwei Erklärungsansätze: Zu den Zeiten, in denen äolischer Eintrag stattfand, war die Kernposition ganzjährig von Meereis bedeckt, das äolische Sediment sammelte sich im Meereis an, und schmolz bei einer Erwärmung insgesamt aus. Wie bei der "marine snow"-Bildung klumpt das feinsiltige Sediment zusammen, und sinkt rasch auf den Meeresgrund ab. Dies würde auch das knollige Aussehen und die hohe Dichte in den Lagen erklären. Eine zweite Möglichkeit besteht darin, daß ein einziger Staubsturm innerhalb kurzer Zeit eine große Menge an Staub über den Ozean verteilt hat. Wiederum kommt innerhalb kürzester Zeit sehr viel Feinsilt in den Ozean, der sich im Meerwasser stark kohäsiv verhält und so sehr schnell zu Boden sinkt. Für die Theorie eines einzelnen Staubereignisses sprechen die Ergebnisse von MARSHALL (1996), die zeigen, daß in einem Sturm von 24 Stunden Dauer mehr Partikeln von Patagonien zu den Süd-Orkney Inseln eingetragen wurden, als das heute im Verlauf eines ganzen Jahres üblich ist.

Dieses Ergebnis zeigt, daß der äolische Eintrag zu bestimmten Zeiten sehr dominant werden kann und allein den terrigenen Eintrag bestimmt (Abb. 23b). Zu diesen Zeiten wird kein IRD eingetragen.

Daß der Windeintrag aber nicht generell allein den Eintrag bestimmt, zeigt sich daran, daß bei PS2328-4 alle anderen Proben in das Feld des Strömungstransportes fallen. Bei Kern PS2319-1 liegen alle Proben in diesem Feld. Eine leichte Überprägung des äolisch abgelagerten Sediments durch Bodenwasserströmung hat die Verschiebung der Proben aus dem äolischen Feld in das Strömungsfeld zur Folge.

Die Lage von Kern PS2319-1 ist deutlich näher in der Region, die von Bodenwasserströmungen aus dem Weddellmeer beeinflusst war (Abb. 1, 2), während das Gebiet, in dem PS2328-4 gekernt wurde zu bestimmten Perioden nicht von Bodenwasserströmung beeinflusst wurde.

Fazit:

- Die Bodenwasserströmung im Untersuchungsgebiet ist in kalten Perioden, den Stadialen, und nicht wie bisher angenommen in warmen Perioden, den Interstadialen, verstärkt. Sie wirkt sortierend auf die Korngrößenverteilung.
- Transport durch Bodenwasserströmungen und Wind sind in Stadialen von Bedeutung, der IRD-Eintrag prägt besonders an den Übergängen von Stadialen zu Interstadialen und in Interstadialen die Sedimentzusammensetzung.
- Für einen erhöhten äolischen Eintrag im südlichen Scotiameer während der Stadiale sprechen die Ergebnisse aus dem KOOPMANN-Index, die terrigene Sand-Silt-Ton-Verhältnis und die Modalwerte.

8 DANSGAARD-OESCHGER-ZYKLEN UND HEINRICH-EREIGNISSE - EINE EINLEITUNG

Das heutige Wissen über die kurzfristigen Variationen im Klima während der letzten 100 000 Jahre basiert weitgehend auf den Ergebnissen aus den Eiskernbohrungen in Grönland und der Antarktis. Da diese kurzfristigen Klimaschwankungen, auch als Dansgaard-Oeschger-Zyklen bezeichnet, in den folgenden Kapiteln (9, 10, 11) ausführlich diskutiert werden, wird hier eine kurze Einführung dazu vorangestellt. Kurz eingegangen wird auch auf die sogenannten "Heinrich-Ereignisse", Kalbungsereignisse des Laurentidischen Eisschildes, um diese in Kapitel 11 mit Kalbungsereignissen in der Antarktis zu vergleichen.

8.1 Grönland

Der erste Eiskern durch den grönländischen Eisschild wurde 1964/65 an Camp Century gebohrt (ROBIN 1983). Dieser Eiskern zeigte wie der 1980/81 an Dye 3 gebohrte Eiskern schnelle Variationen in den stabilen Isotopen während der letzten Eiszeit (ROBIN 1983). In einem europäischen Gemeinschaftsprojekt wurde in Zentralgrönland auf etwa 3000 m Höhe der GRIP-Eiskern (72° 58' N, 37° 64' W) gebohrt (GRIP Members 1993, DANSGAARD ET AL. 1993). Der 3028 m lange Eiskern weist in 2780 m Tiefe ein Alter von etwa 105 000 Jahren auf. Die untersten 250 m des Eiskerns sind möglicherweise durch die Fließbewegungen des Eises gestört (ALLEY ET AL. 1995) und können deshalb nicht sicher datiert werden.

Eines der interessantesten Ergebnisse aus dem GRIP-Eiskern ist eine Serie von schnellen Schwankungen in den Sauerstoffisotopen-Werten ($\delta^{18}\text{O}$) während des letzten Glazials. Diese Variationen in den GRIP- $\delta^{18}\text{O}$ -Werten entsprechen Temperaturänderungen von etwa 5 bis 10°C (DANSGAARD ET AL. 1984), wie man aus dem Vergleich von heutigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Grönland und der Antarktis mit den rezenten Jahresdurchschnittstemperaturen in diesen Gebieten (PICCIOTTO ET AL. 1960, LORIUS ET AL. 1968, DANSGAARD ET AL. 1973) gefunden hat. Allen in Grönland gebohrten tiefen Eiskernen (Camp Century, Dye 3, GRIP und GISP2) gemeinsam sind diese schnelle Schwankungen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen, die nun als **Dansgaard-Oeschger-Zyklen** bezeichnet werden (DANSGAARD ET AL. 1993).

Obwohl sie bereits im Camp Century (ROBIN 1983) und Dye 3-Eiskern (ROBIN 1983) klar enthalten sind, wurden diese schnellen Änderungen erst mit den jüngsten Bohrungen von GRIP und GISP2 (JOHNSON ET AL. 1992, DANSGAARD ET AL. 1993, GROOTES ET AL. 1993, TAYLOR ET AL. 1993a, b) allgemein als reale Klimasignale akzeptiert. Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen wurden lange Zeit nicht als Klimasignale anerkannt, weil in den antarktischen Eiskernen (BYRD und Vostok) nur einige und diese in stark abgeschwächter Form zu erkennen sind (Abb. 28, 29). Daneben wurden die schnellen Schwankungen in den grönländischen Camp Century und Dye 3 - Eiskernen nahe dem Untergrund gefunden, wo sie möglicherweise eine Störung hervorgerufen durch die Fließbewegungen des Eises darstellen konnten.

DANSGAARD ET AL. (1993) beschreibt für den Zeitraum von 105 000 - 10 000 Jahre vor heute 24 warme Interstadiale, die Dansgaard-Oeschger-Zyklen, mit Perioden von 500 - 2000 Jahre (Abb. 28) (JOHNSON ET AL. 1992, DANSGAARD ET AL. 1993). Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen sind durch abrupte Sprünge in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und den daraus ermittelten Lufttemperaturen über Grönland gekennzeichnet. Die schnellen Wechsel sind auch im Staubgehalt (Ca), in der Akkumulationsrate und in der Konzentration von Methan (CH_4) zu erkennen (FUHRER ET AL. eingereicht, ALLEY ET AL. 1993, BLUNIER ET AL. 1995). Insgesamt spiegeln diese Untersuchungen allesamt drastische Schwankungen in den arktischen Umweltbedingungen wieder. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Datensatz zeigt deutlich, daß die gegenwärtige relativ stabile Klimasituation des Holozän im krassen Gegensatz zu den schnellen Klimaschwankungen während der letzten 105 000 Jahre steht und die heutige Klimastabilität eine große Ausnahme darstellt.

Der GISP2-Eiskern, der 28 km westlich des GRIP-Eiskerns gebohrt wurde, zeigt ebenfalls diese ausgeprägten, schnellen Klimaschwankungen während der letzten glazialen Periode, die mit denen des GRIP-Eiskerns sehr gut übereinstimmen (GROOTES ET AL. 1993). Nur während des Eem-Interglazials (marines Isotopenstadium 5.5) und der vorausgehenden Vereisung gibt es Unterschiede zwischen den beiden Eiskernen. Aus diesem Grund gilt das Altersmodell des GRIP-Eiskerns nur für den Bereich in dem die beiden Kerne übereinstimmen, d.h. bis etwa 105 000 Jahre vor heute als gesichert. Das Altersmodell basiert von 0 - 14 500 Jahre vor heute auf dem Auszählen von Jahresschichten (JOHNSON ET AL. 1992), vor 14 500 Jahre vor heute auf den Berechnungen eines Eisflußmodells (DANSGAARD ET AL. 1993).

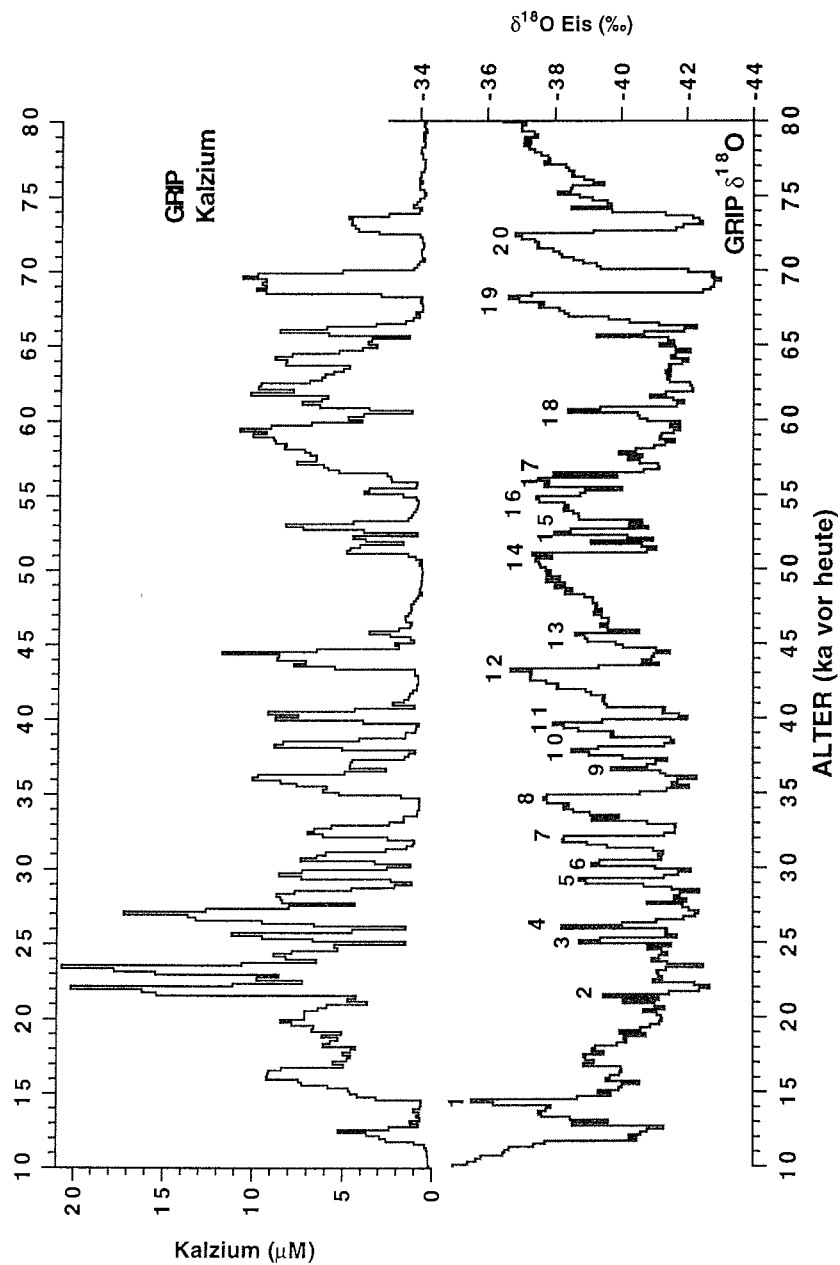


Abb. 28: Die Meßwerte des GRIP $\delta^{18}\text{O}$ (DANSGAARD ET AL. 1993) und des GRIP Kalzium (FUHRER ET AL. eingereicht), ein Maß für den Staubeintrag ins grönländische Eis zeigen eine inverse Korrelation. Die Zahlen 1 - 20 bezeichnen Interstadiale, die sogenannten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse.

Das Kalzium-Signal wird als ein Maß für den Staubeintrag ins grönländische Eis (HANSSON 1994) benutzt. Die hochaufgelösten Kalzium-Messungen des GRIP-Eiskerns zeigen eine offensichtliche Antikorrelation mit seiner $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (FUHRER ET AL. eingereicht), so wie das auch bei dem Vostok-Eiskern zwischen Staub und $\delta\text{Deuterium}$ (δD) der Fall ist. Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen können folglich auch mit den Kalzium-Messungen belegt werden (Abb. 28) (FUHRER ET AL. eingereicht). Als mögliches Quellgebiet für den Staubeintrag nach Grönland wurde aufgrund von tonmineralogischen Analysen sowie von Sr / Nd- und Pb-Isotopien die Lößgebiete Chinas und die Wüste Gobi bestimmt (BISCAYE ET AL. im Druck). Vom Staubgehalt im GRIP-Eiskern wird angenommen, daß er ein Maß für das kontinentale Klima in Ostasien, die Sturmhäufigkeit, die Transportkapazität des Windes und die Windstärke ist (HAMMER ET AL. 1985, BISCAYE ET AL. im Druck).

Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen sind nicht nur in den Eiskernen, sondern auch in Sedimentkernen aus der Nordhemisphäre dokumentiert. So zeigen Sedimentkerne aus dem Nordatlantik (BOND & LOTTI 1995), dem äquatorialen Atlantik (MCINTYRE & MOLFINO 1996), der Karibik (HUGHEN ET AL. 1996), dem Nordpazifik (KOTILAINEN & SHACKELTON 1995) und vor der kalifornischen Küste (BEHL & KENNETT 1996, KENNETT & INGRAM 1995, THUNELL & MORTYN 1995) in den verschiedensten Sedimentparametern die Dansgaard-Oeschger-Zyklen. Auch in terrestrischen Aufzeichnungen z.B. im Chinesischen Löß (CHEN ET AL. 1997, AN & PORTER 1997, PORTER & AN 1995), sowie in Seeablagerungen in Frankreich (THOUVENY ET AL. 1994) sind sie in sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parametern belegt.

8.2 Antarktis

Der antarktische Eisschild wurde zuerst an der antarktischen Station BYRD durchbohrt (ROBIN 1983). Wesentlich bekannter jedoch ist die 1970 gestartete Eiskernbohrung an der sowjetischen Station Vostok ($78^{\circ}28'S$, $106^{\circ}48'E$), die nun bis in eine Tiefe von 3350 m reicht und deren Kern ein Alter von etwa 400 ka oder vier Eiszeitzyklen umfaßt (PETIT ET AL. 1997). Anders als in den GRIP und GISP2-Eiskernen können im Deuterium-Profil des Vostok-Eiskerns für den Zeitraum von 105 - 20 ka vor heute nur 9 der 22 Interstadiale belegt werden (BENDER ET AL. 1994, JOUZEL & ET AL. 1995, 1996). Es handelt sich um die Interstadiale, die in Grönland länger als 2000 Jahre andauerten (BENDER

ET AL. 1994). Doch bietet der Vostok-Eiskern aufgrund seiner isolierten Lage und der extrem niedrigen Temperaturen (Durchschnittstemperatur $-55,5^{\circ}\text{C}$) eine sehr gute Möglichkeit den Staubeintrag in die Antarktis detailliert zu untersuchen (PETIT ET AL. 1981, 1990, DEANGELIS ET AL. 1987, 1992, GAUDICHET ET AL. 1986, 1988, 1992, GROUSSET ET AL. 1992, BASILE ET AL. 1997, JOUZEL ET AL. 1996).

Für den Vostok-Eiskern wurden mehrere Altersmodelle erstellt, die auf Eisfluß-Modellen beruhen (LORIUS ET AL. 1985, BARNOLA ET AL. 1987, SOWERS ET AL. 1993, JOUZEL ET AL. 1996, WAELBROECK ET AL. 1995). In den letzten Jahren wurde versucht, das Altersmodell des Eiskerns der marinen SPECMAP-Stratigraphie anzunähern, um Eis- und Sedimentkerne besser vergleichen zu können (SOWERS ET AL. 1993, WAELBROECK ET AL. 1995, JOUZEL ET AL. 1996). In dieser Arbeit wird das neuste Altersmodell für den Vostok-Eiskern, das modifizierte EGT (Extended Glaciological Timescale, im folgenden als EGT96 bezeichnet) benutzt (JOUZEL ET AL. 1996). Das Altersmodell EGT96 basiert auf der Kombination eines Eisflußmodells mit einem Akkumulationsmodell für den antarktischen Eisschild. Die modifizierte EGT96 Zeitskala ist eine glaziologische Zeitskala und somit unabhängig von den Altersmodellen, die auf der marinen SPECMAP-Datierungen basieren.

Die Ergebnisse aus dem grönländischen Eisschild werfen die Frage auf, ob es sich bei den Dansgaard-Oeschger-Zyklen um globale oder nur um regionale Klimaereignisse gehandelt hat (JOUZEL ET AL. 1994b). In einigen neueren Forschungsarbeiten ist der Vergleich von Messungen aus den Eiskernen in Nord- und Südhemisphäre die zentrale Fragestellung (YIYOU ET AL. 1995, BENDER ET AL. 1994, JOUZEL ET AL. 1994b). Doch bei der Auflösung von kürzeren Interstadialen bereitet die Datierung im Vostok-Eiskern Probleme. Möglicherweise werden wegen der isolierten Lage Vostoks nur die dominantesten Klimasignale aufgezeichnet (Abb. 29) (BENDER ET AL. 1994).

So fehlen bis heute eindeutige Belege für die Existenz der Dansgaard-Oeschger-Zyklen in der Südhemisphäre. Nur CHARLES ET AL. (1996) zeigen an Nährstoff-Proxis ($\delta^{13}\text{C}$) von Kernen nördlich des Agulhas-Rücken schnelle Klimaschwankungen, die den ausgeprägtesten Dansgaard-Oeschger-Ereignissen (Abb. 29) entsprechen. Der Zusammenhang mit den Eiskernen von GRIP und Vostok kann mangels hochaufgelöster Datierung nicht klar belegt werden. Ebenso finden LITTLE ET AL. (1997) in den Aufzeichnungen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* schnelle Schwankungen, die mit den Dansgaard-Oeschger-Zyklen korrelieren.

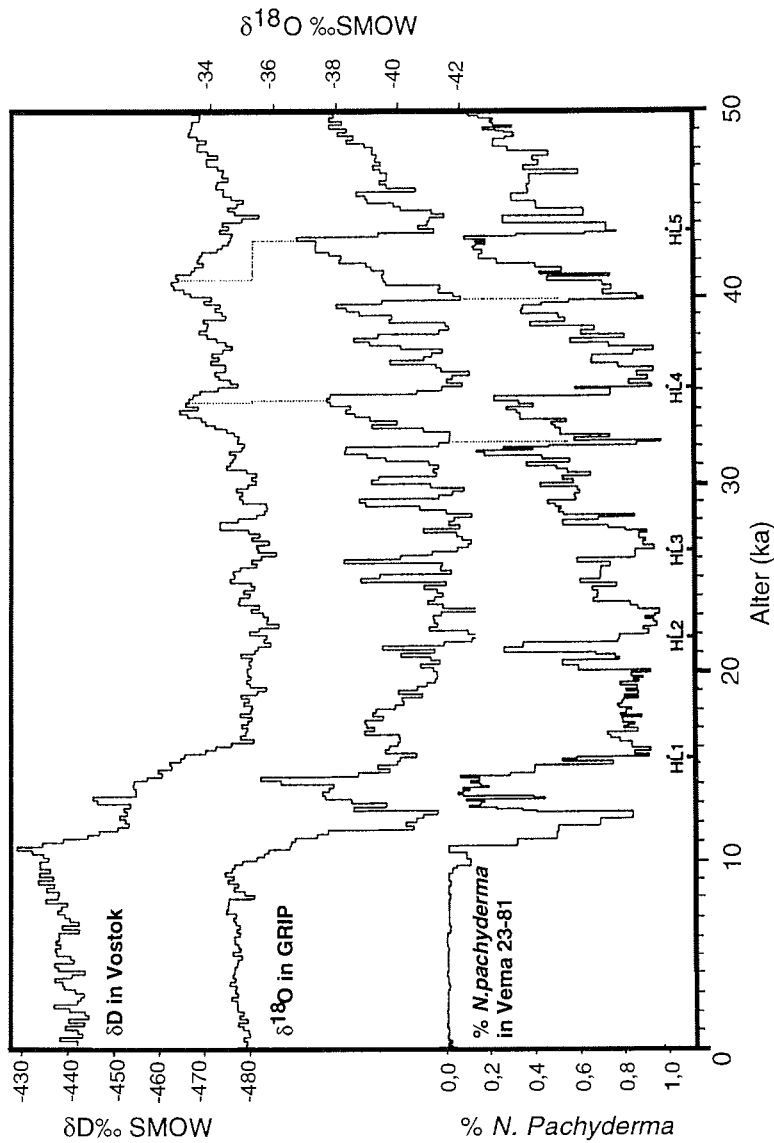


Abb. 29: Vergleich von Klimasignalen aus Vostok (Deuterium), GRIP ($\delta^{18}\text{O}$) und dem Nordatlantik, V23-81. % *N. pachyderma* wird als ein Anzeiger für Oberflächenwassertemperaturen genutzt. Außerdem wurden die Heinrich-Ereignisse nach BOND ET AL. (1993) eingezeichnet (aus: JOUZEL ET AL. 1994a).

Auch bei LITTLE ET AL. (1997) fehlt eine hochauflösende Datierung, die Interpolation zwischen fünf ^{14}C -Altern erscheint nicht ausreichend für die Korrelation mit den Dansgaard-Oeschger-Zyklen im GRIP $\delta^{18}\text{O}$ -Signal. Außerdem weichen die für GRIP, GISP2 und Vostok berechneten Altersmodelle zum Teil sehr stark voneinander ab. Sie können deshalb nicht direkt miteinander verglichen werden. Der Vergleich von Eiskern-Chronologien mit den marinen SPECMAP-Altersmodellen der Sedimentkerne beinhaltet eine zusätzliche Schwierigkeit, wenn man kurzfristige Klimaereignisse mit charakteristischen Zeitskalen von wenigen Tausend Jahren vergleichen will. Bis jetzt ist es nicht gelungen, Eiskerne aus Grönland mit solchen aus der Antarktis, geschweige denn Eiskerne und Sedimentkerne eindeutig zu synchronisieren. Die Synchronisierung von Eis- und Sedimentkernen setzt Klimaparameter voraus, die in beiden Archiven (Eis und Sediment) bestimmt werden können, Staub oder Radionuklide wie ^{10}Be stellen im Prinzip solche Parameter dar.

8.3 Heinrich-Ereignisse in der Nordhemisphäre

Heinrich-Ereignisse sind in nordatlantischen Sedimentabfolgen Markerhorizonte von Vorstößen des Laurentidischen Eisschildes. BROECKER ET AL. (1992) haben den Ausdruck Heinrich-Ereignisse eingeführt, um Lagen zu beschreiben, die ein ungewöhnlich hohes Verhältnis von IRD-transportiertem Sediment zu Foraminiferen-Gehäusen haben (Abb. 30). Sie dokumentieren die obersten 5 Lagen im ODP Kern 609 aus dem Nordatlantik. Die Lagen gewinnen in Richtung der Quellgebiete des IRD an Mächtigkeit. Sie wurden nach H. Heinrich "Heinrich-Lagen" benannt, da er diese IRD-reichen Lagen bereits 1988 in Sedimentkernen aus dem Gebiet des "Dreizack Seamount" im östlichen Nordatlantik beschrieben hat (HEINRICH 1988). BROECKER ET AL. (1992) beschrieben die Heinrich-Lagen als IRD-Eintrag, der während des massiven Kalbens von Eisbergen in den Nordatlantik abgegeben wurde, als plötzlich Eisvorstöße entlang des östlichen Rands des Laurentidischen Eisschildes stattfanden.

BOND ET AL. (1992) datierten die Heinrich-Ereignisse 1 - 6 in ODP-Kern 609 und zeigten, daß die unterschiedliche lithogene Zusammensetzung von H3 und den anderen Heinrich-Lagen durch verschiedene Ursprungsgebiete der Eisberge verursacht wurde (BOND & LOTTI 1995, FRONVAL ET AL. 1995).

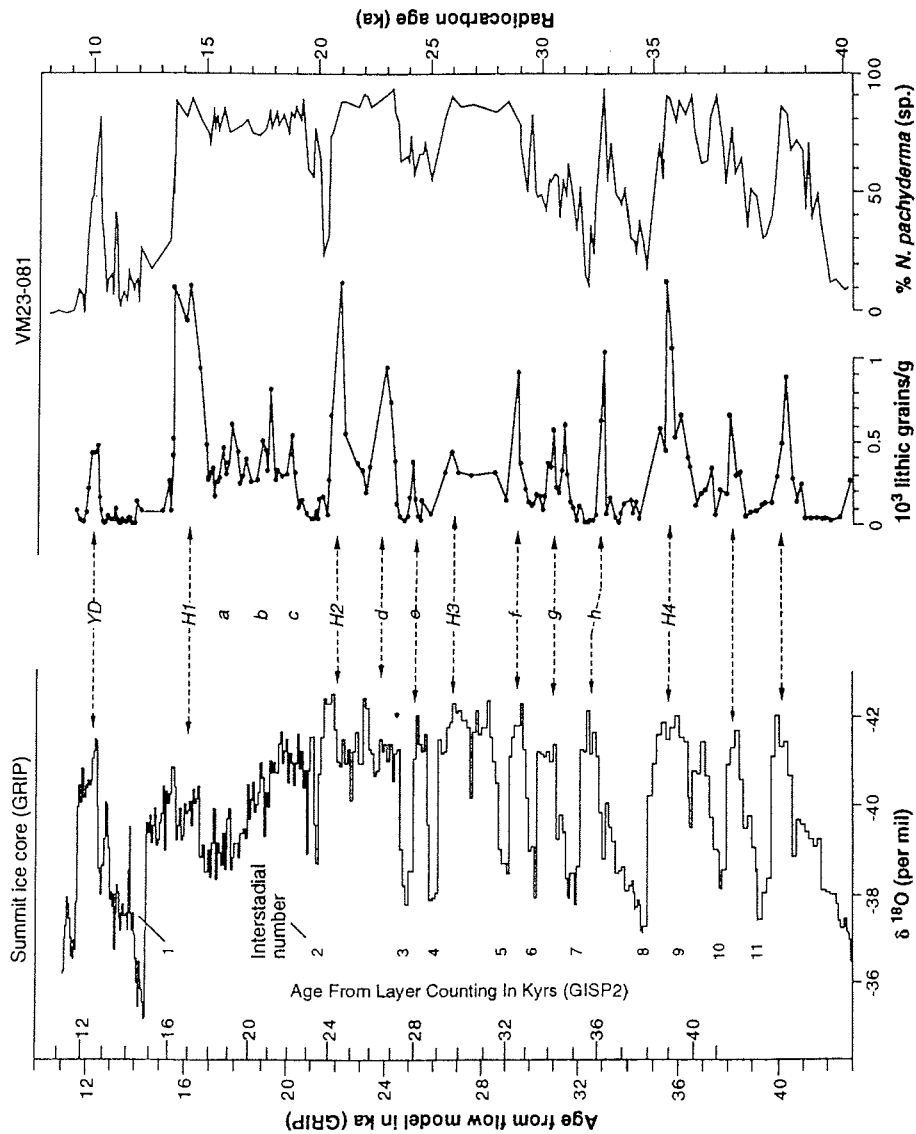


Abb. 30: Korrelation von % *N. Pachyderma* und "lithic grains" im Sedimentkern V23-81 aus dem Nordatlantik mit dem $\delta^{18}O$ -Profil des GRIP-Eiskerns (JOUZEL ET AL. 1994a). Eingezeichnet sind die Heinrich-Lagen und zusätzlich die mit Buchstaben (a - h) gekennzeichneten kleineren Kalbungsereignisse, die zwischen den Heinrich-Ereignissen stattgefunden haben (aus: BOND & LOTTI 1995).

Petrographische und geochemischen Analysen des IRD zeigen, daß das Eisbergkalben praktisch gleichzeitig am Laurentidischen, Fennoskandischen und Isländischen Eisschild passierte (BOND & LOTTI 1995, FRONVAL ET AL. 1995, GROUSSET ET AL. 1993). Die Heinrich-Lagen H1, H2, H4, H5 und H6 enthalten IRD, der in seiner petrologischen und geochemischen Signatur einem Laurentidischen Ursprung (via Hudson Straße) zugeordnet wird (BOND ET AL. 1993, BOND 1995, GROUSSET ET AL. 1993), während H3 möglicherweise vom Isländischen oder Fennoskandischen Eisschild ausging (GROUSSET ET AL. 1993) (Abb. 30).

Forschungsergebnisse aus den verschiedensten terrestrischen Umgebungen zeigen, daß es klimatische Änderungen an Land zeitgleich mit den Heinrich-Ereignissen gab. In Florida ereigneten sich fast zeitgleich mit den Heinrich-Ereignissen drastische Klimaschwankungen (GRIMM ET AL. 1993), in den patagonischen Anden und neuseeländischen Alpen kam es zu massiven Gletschervorstößen (DENTON & HENDY 1994, LOWELL ET AL. 1996). LOWELL ET AL. (1996) sehen in Moränenablagerungen von Gletschern aus den chilenischen Anden deutliche Vorstöße, die sie als in etwa zeitgleich mit den Heinrich-Ereignissen (BOND ET AL. 1992) in der Nordhemisphäre deuten. Sowohl GUO ET AL. (1996) als auch PORTER & AN (1995), AN & PORTER (1997) und XIAO ET AL. (1995) finden im chinesischen Löß in den Variationen der Korngrößenparametern Zeitserien von hochfrequenten Schwankungen und ausgeprägte Klimaereignissen, die in etwa zeitgleich mit den Heinrich-Ereignissen stattfanden.

Für den Zeitraum zwischen 65 000 und 10 000 Jahren vor heute sind 6 Heinrich-Ereignisse definiert (Abb. 30). Zwischen den Heinrich-Lagen finden BOND & LOTTI (1995) zusätzliche Kalbungsereignisse (Abb. 30), die nicht so stark ausgeprägt sind. Außerdem zeigen die IRD-Aufzeichnungen an DSDP-Kern 609 und V29-191 für die Zeitspanne vom Beginn des marinen Isotopenstadiums 5 bis Ende 4 (128 ka - 59 ka) ebenfalls zahlreiche diskrete IRD-Ereignisse (MCMANUS ET AL. 1994). MCMANUS ET AL. (1994) sieht in der Übereinstimmung der Kalbungsereignisse an weit auseinanderliegenden Positionen, die über einen Zeitraum von 135 ka stattgefunden haben, die regionale Antwort auf großräumig verbreitete Klimaschwankungen. Die zeitliche Einordnung der Sedimentkerne erfolgte zum einen über die bereits beschriebene Korrelation der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* mit

den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des GRIP-Eiskerns, außerdem über die Datierung der Heinrich-Ereignisse mit ^{14}C -Messungen und Interpolation.

Hochauflösende Chronologien belegen eine enge Beziehung zwischen den Kalbungsereignissen des Laurentidischen Eisschildes (Heinrich-Ereignisse) und den Dansgaard-Oeschger-Zyklen (BOND & LOTTI 1995, DANSGAARD ET AL. 1993). Die Heinrich-Ereignisse fanden im Abstand von 5 000 - 10 000 Jahren während der vergangenen 65 000 Jahre statt (Abb. 30).

Verblüffenderweise scheinen die Heinrich-Ereignisse in den Maxima von Stadialen d.h. wenn es sehr kalt war, kurz vor dem Übergang zu einem Interstadial, stattgefunden zu haben. Die Heinrich-Ereignisse H4 und H5 sind von besonders prägnanten Interstadialen gefolgt (BOND ET AL. 1992, BOND & LOTTI 1995):

H1 von IS 1	H4 von IS 8
H2 von IS 2	H5 von IS 12
H3 von IS 4	H6 von IS 18.

8.4 Ursachen für schnelle Klimaschwankungen und Heinrich-Ereignisse

Variationen in der Sonneneinstrahlung, bedingt durch saisonale und geographische Variationen in der Insolation, werden als eine der Hauptursachen für die Änderungen im globalen Eisvolumen auf der langen Glazial/Interglazial-Zeitskala (HAYS ET AL. 1976, MILANKOVITCH 1941) angesehen. Die kausalen Beziehungen zwischen dem zyklischen Kalben von Eisbergen des Laurentidischen Eisschildes und anderer nordhemisphärischer Eisschilde und den Dansgaard-Oeschger-Zyklen sind mit Zeitskalen von weniger als 10 000 Jahren noch nicht zufriedenstellend geklärt.

Zahlreiche Mechanismen wurden bereits als Erklärung für die kurzfristigen Klimaschwankungen vorgeschlagen. Da jedoch noch weite Bereiche der Erde nicht beprobt wurden ist es schwierig einen Mechanismus dafür verantwortlich zu machen. Außerdem ist möglicherweise nicht nur ein spezieller Antriebsmechanismus bei diesen kurzen Zeitreihen involviert. Es

wäre auch denkbar, daß sich die Art des Stadial/Interstadial-Antriebs von Ereignis zu Ereignis verändert (BENDER ET AL. 1994).

Es existieren zwei grundlegend unterschiedliche Erklärungsmöglichkeiten für die kurzfristigen Klimaschwankungen und Heinrich-Ereignisse:

- Interne Faktoren
- Externe Faktoren
- Eine Kombination aus beiden, d.h. aus internen und externen Faktoren ist denkbar.

Zu den internen Faktoren zählt z.B. der Zerfall eines Eisschildes wegen hoher Auflast und internen dynamischen Fließprozessen des Eisschildes (MACAYLE 1992, 1993). LABEYRIE ET AL. (1996) nehmen an, daß mehrere nördlichen Eisschilde gleichzeitig diese internen Instabilitäten zeigten, und daß darin der Ursprung der massiven Eisberg-Kalbungseignissen liegt.

In einigen neueren Arbeiten (LOWELL ET AL. 1996, MCMANUS ET AL. 1994, BROECKER & DENTON 1989, BROECKER ET AL. 1990) wird vorgeschlagen, daß die abrupten Klimaänderungen und das massive Kalben von Gletschern in der Nordhemisphäre eher globale atmosphärische Signale zeigen als die weithin akzeptierte Erklärungen von internen Eisschildinstabilitäten (MACAYLE 1992, 1993) oder der Variabilität des NADW. Maximale Gletschervorstöße in den patagonischen Anden während der letzten 30 000 Jahre können mit den Heinrich-Ereignissen im Nordatlantik korreliert werden (LOWELL ET AL. 1996). Wenn Prozesse an Land und im Ozean in den gleichen Zeiträumen Erwärmungen anzeigen, wird es für unwahrscheinlich gehalten, daß interne Eisschildinstabilitäten der Auslösemechanismus für die Kalbungseignisse der nordhemisphärischen Eisschilde sind. Nur ein extern gesteuerter Prozess könnte dieses Phänomen erklären.

Möglicherweise liegt die Ursache für die schnellen Klimaschwankungen in der Kombination aus Veränderungen in der Insolation (Milakovitch-Zyklen) und kurzfristigen Variationen in der Sonneneinstrahlung, die durch die Menge der Staublast in der Atmosphäre gesteuert werden (OVERPECK ET AL. 1996). Von Modellierern wird die hohe Staublast in den Glazialen und die durch die Staublast verringerte Albedo bereits als eine Hauptursache für eine "staubinduzierte" Erwärmung angesehen (OVERPECK ET AL. 1996).

9 ZEITLICHE EINSTUFUNG VON SEDIMENTEN ÜBER DIE KORRELATION VON MAGNETISCHER SUSZEPTIBILITÄT MIT STAUB AUS EISKERNEN

Eine erste zeitliche Einstufung in marine Isotopenstadien liefert die Biofluktuationsstratigraphie (Kap. 4). Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität aller bearbeiteter Sedimentkerne wurden mit den Staubdaten der Eiskerne von Vostok (Antarktis) und GRIP (Grönland) korreliert. Im nächsten Schritt wurde daraus eine hochaufgelöste Zeitskala abgeleitet (Abb. 31, 32).

Die bisher noch selten verwendete Methode der Korrelation von magnetischer Suszeptibilität von Sedimentkernen mit der Staubkonzentration von Eiskernen (PETIT ET AL. 1990) wird hier eingesetzt, um hochaufgelöste Datierungen von opalreichen, karbonatarmen Sedimentkernen zu erhalten. Dieser Methode liegt im wesentlichen die Annahme zugrunde, daß es sich bei beiden Signalen um äolisch induzierte Signale handelt (PETIT ET AL. 1990). Geht man sogar davon aus, daß Staub ein Parameter ist, der globale Änderungen der atmosphärischen Zirkulation anzeigt, so kann man mit dieser Methode nordhemisphärische mit südhemisphärischen Sedimentkernen und Eiskern- mit Sedimentkernrekords synchronisieren. Die Korrelation der MS der Sedimentkerne aus dem Scotiameer mit des Staubdaten aus Eiskernen erfolgte unter der Annahme, daß die MS äolisch ins Arbeitsgebiet eingetragen wird. Diese Annahme beruht zunächst auf der guten Korrelation des Staubsignals des Vostok-Eiskerns mit der MS des Kerns PS2319-1 (Abb. 13). Die günstige Lage des Scotiameeres zu den patagonischen Lößgebieten, von dem bekannt ist, daß er einen hohen Anteil an Titanomagnetit / Magnetit enthält, spricht ebenfalls dafür.

Für jeden der Sedimentkerne ergeben sich durch die Korrelation zwei Altersmodelle, eines durch die Korrelation mit dem GRIP-Eiskern (DANSGAARD ET AL. 1993), das andere durch die Korrelation mit dem Vostok-Eiskern (LORIUS ET AL. 1985, PETIT ET AL. 1990, JOUZEL ET AL. 1996). Die beiden Altersmodelle unterscheiden sich zeitlich in einigen Bereichen. Der Altersunterschied liegt in den unterschiedlichen Datierungen des Vostok- (LORIUS ET AL. 1985, PETIT ET AL. 1990, JOUZEL ET AL. 1996) und des GRIP-Eiskerns (DANSGAARD ET AL. 1993) begründet und beträgt in einigen Bereichen während der letzten 200 000 Jahre bis zu 10 000 Jahre.

Die Datierungen werden an den Kernen PS2319-1 und PS2328-4 vorgestellt.

9.1 Korrelation der magnetischen Suszeptibilität von Sedimentkernen mit dem Vostok-Staubdaten

Das erste detaillierte Altersmodell (Abb. 31a) für den Kern PS2319-1 entstand durch die Korrelation der magnetischen Suszeptibilität mit dem Staubfluß des Vostok-Eiskerns (PETIT ET AL. 1990). Das Altersmodell für den Eiskern wurde von LORIUS ET AL. (1985) erstellt. Die Korrelation der magnetischen Suszeptibilität mit den in geglätteter Form angegebenen Staubflüssen erfolgte im wesentlichen innerhalb der marinen Stadiengrenzen, die durch die Biofluktuationsstratigraphie vorgegeben sind. Es wurden 18 markante Punkte (Maxima und Minima in der MS-Kurve bzw. im Staubfluß) korreliert (Abb. 31a).

Ein höher aufgelöstes Altersmodell (Abb. 31b) folgt aus der Korrelation der MS mit der Staubkonzentration des Vostok-Eiskerns nach dem modifizierten Altersmodell EGT96 (Extended Glaciological Timescale) von JOUZEL ET AL. (1996), da es eine höhere Datendichte und auch eine höhere Variabilität besitzt (JOUZEL ET AL. 1996). JOUZEL ET AL. (1996) versuchen mit der neuen Datierung des Vostok-Eiskerns eine Annäherung an die marine Standarddatierung der SPECMAP-Isotopenkurve (IMBRIE ET AL. 1984). Die Vostok-Altersmodelle der Sedimentkerne aus dem Scotiameer ermöglichen eine zeitliche Auflösung wie sie in Datierungen nach der SPECMAP-Isotopenstratigraphie nicht erreicht wird.

Die markanten Erhöhungen in der Staubkonzentration von Vostok charakterisieren die glazialen Perioden der Isotopenstadien 2, 4 und 6. Die Maxima in der Staubkonzentration wurden entsprechend mit Maxima in der MS-Kurve des Sedimentkerns PS2319-1 korreliert und Werte dazwischen linear interpoliert (Abb. 31b).

Korrelationstechniken weisen einen entscheidenden Nachteil auf. Sie funktionieren dort gut, wo massive Änderungen für ein gutes Signal/Rausch-Verhältnis sorgen. Sie versagen jedoch dort, wo Änderungen in den Signalen ausbleiben. Dies ist im Holozän und im marinen Isotopenstadium 5 der Fall.

Die Staubkonzentrationen im Vostok-Eiskern sind in dem Zeitabschnitt, der dem marinen Isotopenstadium 5 entspricht, niedrig. Deshalb wurde für die Korrelation mit dem Vostok-Eiskern im marinen Isotopenstadium 5 das Vostok δD -Signal benutzt. Die Korrelation beruht auf der Tatsache, daß δD und Staub in Vostok generell invers korreliert sind und das δD -Signal während des

marinen Isotopenstadium 5 ausgeprägtere Variationen als der Staub zeigt. Die beiden Spitzen, die im MS-Rekord im marinen Isotopenstadium 5 zu erkennen sind, werden durch die *C. davisiana*-Stratigraphie als Stadium 5.4 und 5.2 identifiziert (Kap. 4).

Alter (ka)	PS2314-3		PS2316-4		PS2319-1		PS2320-3		PS2328-4	
	Altersmodell VOSTOK (cm)	GRIP (cm)	Altersmodell VOSTOK (cm)	GRIP (cm)	Altersmodell VOSTOK (cm)	GRIP (cm)	Altersmodell VOSTOK (cm)	GRIP (cm)	Altersmodell VOSTOK (cm)	GRIP (cm)
12	157	153	586	584	157	157	862	851	74	59
20	217	176	695	659	291	255	921	916	159	138
30	268	260	892	789	383	373	1022	1002	251	251
40	320	310	997	914	454	457	1096	1088	295	277
50	360	360	1066	1009	537	533	1160	1138	330	314
60	395	406	1113	1152	604	634	1193	1194	375	379
70	425	432			684	711	1217	1262	417	415
80	485				689	765	1254		433	450
90	559				703				443	
100	627				761				453	
110	698				794				470	
120	781				820				476	
130	863				856				481	
140					887				499	
150					936				550	
160					995					
170					1034					
180					1079					
190					1109					
200					1136					

Tab. 5: Altersmodelle der bearbeiteten Kerne nach dem GRIP- bzw. Vostok-Altersmodell. Für PS2319-1 existiert zusätzlich ein Altersmodell nach der SPECMAP-Stratigraphie (Kap. 4).

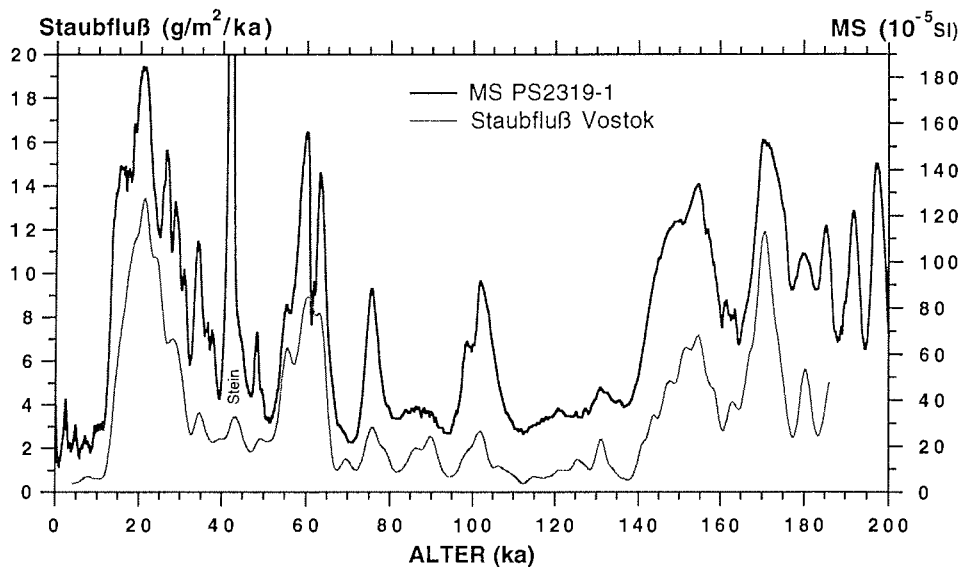


Abb. 31a: Korrelation der magnetischen Suszeptibilität des Sedimentkerns PS2319-1 mit dem Staubfluß bzw. Staubkonzentration des Vostok-Eiskerns. a) Vostok-Altersmodell nach LORIUS AL. (1985). b) Vostok-Altersmodell (EGT96) nach JOUZEL ET AL. (1996).

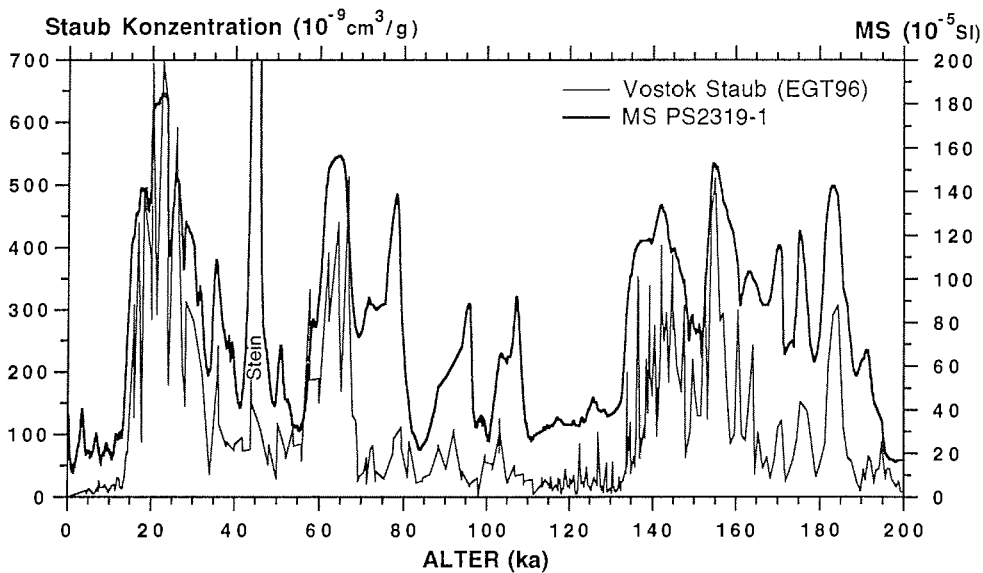


Abb. 31b: Fortsetzung.

9 ZEITLICHE EINSTUFUNG VON SEDIMENTEN ÜBER KORRELATION VON MS MIT STAUB

Die Korrelation der HRMS mit dem Staubfluß des Vostok-Eiskerns (Abb. 31b) liefert ein Altersmodell bis zu einem Alter von etwa 200 000 Jahren vor heute (JOUZEL ET AL. 1996). Die große Ähnlichkeit der Muster von Staub und MS erlaubt eine zeitliche Auflösung wie sie im Vostok-Eiskern zu finden ist. Die Auflösung hängt von der Probedichte des Staubs ab. Sie ist in den marinen Isotopenstadien 2 und 3 relativ niedrig, und am höchsten im marinen Isotopenstadium 6. Insgesamt ist die dadurch erreichte Auflösung höher als in den nach SPECMAP-datierten Sedimentkernen vergleichbarer Sedimentationsrate. Die zeitliche Auflösung des Vostok-Staubdatensatzes nach dem Altersmodell EGT96 ist ungefähr 500 Jahre während der letzten 80 000 Jahre vor heute und ungefähr 2000 Jahre für den Zeitraum davor. Dadurch wird es unter anderem möglich, Sedimentationsraten in hoher Auflösung zu bestimmen.

Die Annahme, daß das Signal der magnetischen Suszeptibilität seinen Ursprung in den patagonischen Lößgebieten hat genauso wie der Staub im Vostok-Eiskern und ebenfalls äolisch ins Arbeitsgebiet eingetragen wurde, findet in dieser Korrelation eine offensichtliche Bestätigung (PETIT ET AL. 1990, GROUSSET ET AL. 1992, BASILE ET AL. 1997). Die durch die Korrelation mit dem Staubeintrag in den Vostok-Eiskern entstehenden Altersmodelle (JOUZEL ET AL. 1996, EGT96) werden im folgenden "Vostok-Altersmodelle" genannt.

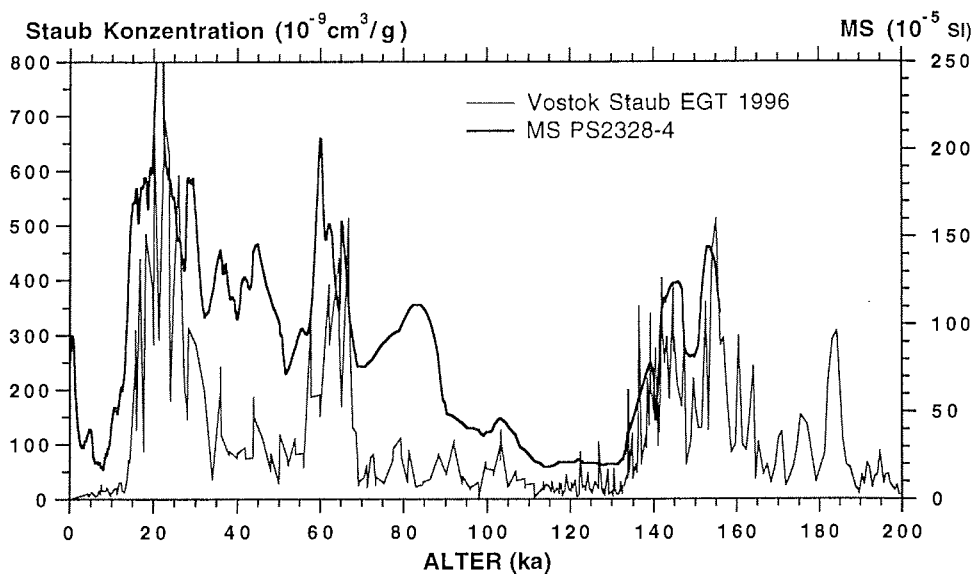


Abb. 31c: Korrelation und Datierung von Sedimentkern PS2328-4 mit den Staubpartikeln von Vostok und dem Altersmodell EGT96 nach JOUZEL ET AL. (1996).

9.2 Korrelation der magnetischen Suszeptibilität von Sedimentkernen mit den Kalziumdaten des GRIP-Eiskerns

Die hohe Variabilität des MS-Signals legt nahe, einen Versuch zu wagen, diese Signale mit den ebenfalls hoch variablen GRIP-Staubsignalen zu korrelieren. Die magnetische Suszeptibilität wurde, unter der Annahme, daß sie ein Staubsignal ist und Änderungen in der globalen Zirkulation widerspiegelt mit den Kalzium-Daten des GRIP-Eiskerns korreliert. Für die Korrelation wurde die MS und die HRMS gemeinsam benutzt, da die HRMS ein detaillierteres Muster zeigt. Die HRMS entspricht aufgrund ihrer viel höheren Auflösung in weiten Bereichen den ebenfalls hochaufgelösten Messungen am GRIP-Eiskern. Details konnten mit Hilfe der HRMS eindeutiger bestimmt und festgelegt werden (Abb. 32, 43). Die hohe zeitliche Auflösung, die durch diese neue Art der Datierung erreicht wird, zeigt innerhalb eines Glazials oder Interglazials zahlreiche Variationen in der MS. In Analogie zur Eiskernterminologie werden diese Schwankungen im MS-Signal mit **Stadial** und **Interstadial** bezeichnet (JOHNSON ET AL. 1992, DANSGAARD ET AL. 1993). Als Stadial wird ein Zeitraum von wenigen 1000 Jahren bezeichnet, in dem kalte klimatische Bedingungen herrschen.

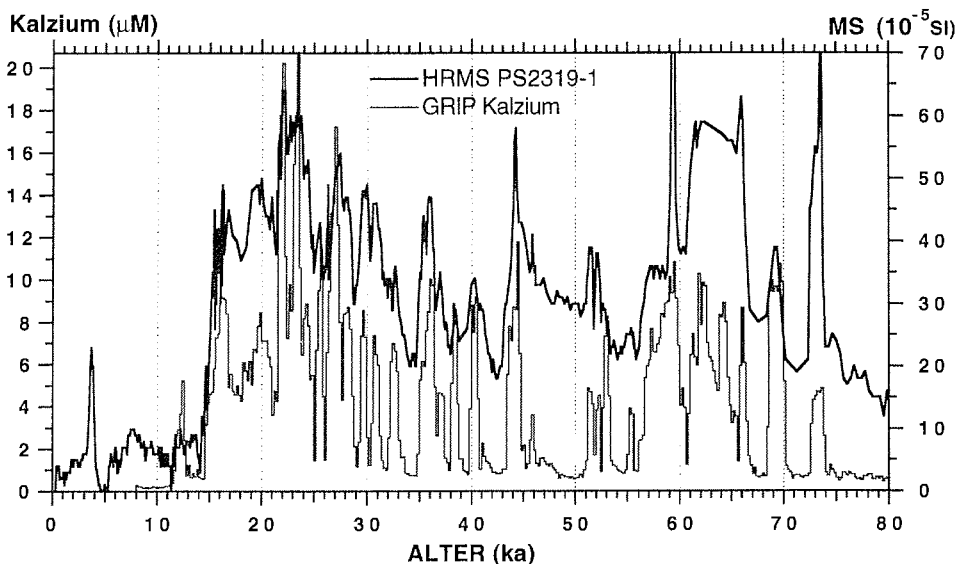


Abb. 32a: Korrelation und Datierung ausgewählter Sedimentkerne mit den Kalzium-Werten des GRIP-Eiskern (FUHRER ET AL. eingereicht) nach dem Altersmodell von DANSGAARD ET AL. (1993). a) PS2319-1, b) PS2328-4;

Im Interstadial, das ebenfalls zwischen 500 - 2000 Jahre andauert, entsprechen die Umweltbedingungen einer Warmzeit. Die Altersmodelle, die durch Korrelation der MS der Sedimentkerne mit dem GRIP-Kalzium entstanden, werden im folgenden "GRIP-Altersmodelle" genannt.

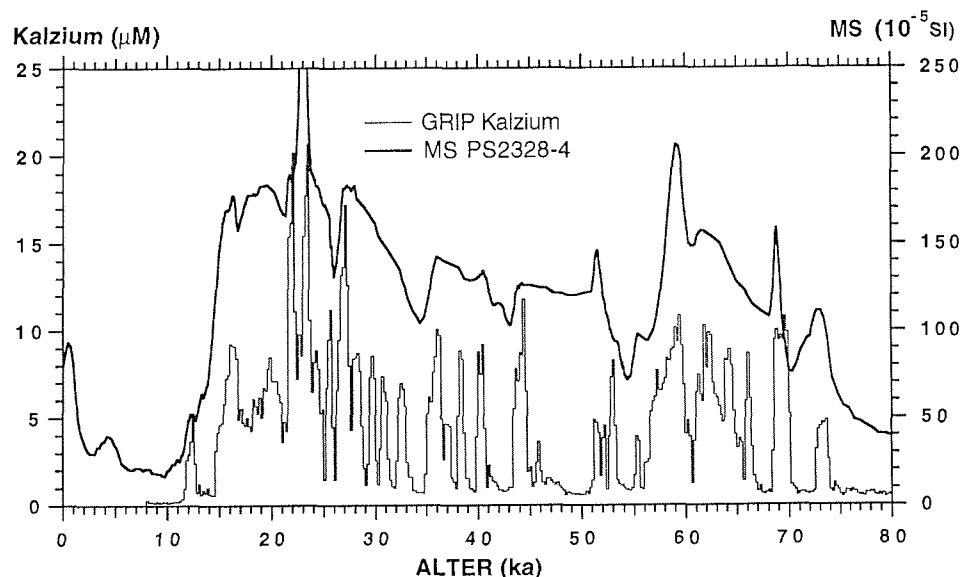


Abb. 32b: Fortsetzung.

9.3 Sedimentationsraten

Für die beiden Kerne PS2319-1 und PS2328-4 wurden die Sedimentationsraten für das Vostok- sowie für das GRIP-Altersmodell berechnet. Für Kern PS2319-1, für den es zusätzlich eine marine Datierung mit der *C. davisiana*-Biofluktuationsstratigraphie gibt (Tab. 2), konnten für das marine SPECMAP-Altersmodell (HOWARD & PRELL 1992, IMBRIE ET AL. 1984) die Sedimentationsraten zum Vergleich berechnet werden (Abb. 33).

Die Sedimentationsraten zeigen entsprechend der Auflösung der Altersmodelle sehr variable Sedimentationsraten. Besonders beim hochauflösenden GRIP-Altersmodell für die Sedimentkerne PS2319-1 und PS2328-4 ergeben sich für sehr kurze Zeiträume extrem hohe Raten.

SPECMAP-ALTERSMODELL

Das Muster der Sedimentationsraten, das sich aus dem SPECMAP-Altersmodell ergibt, zeigt entsprechend seiner geringen Alterskontrollpunkte (21 Punkte) relativ geringe Schwankungen in den Sedimentationsraten (Abb. 33).

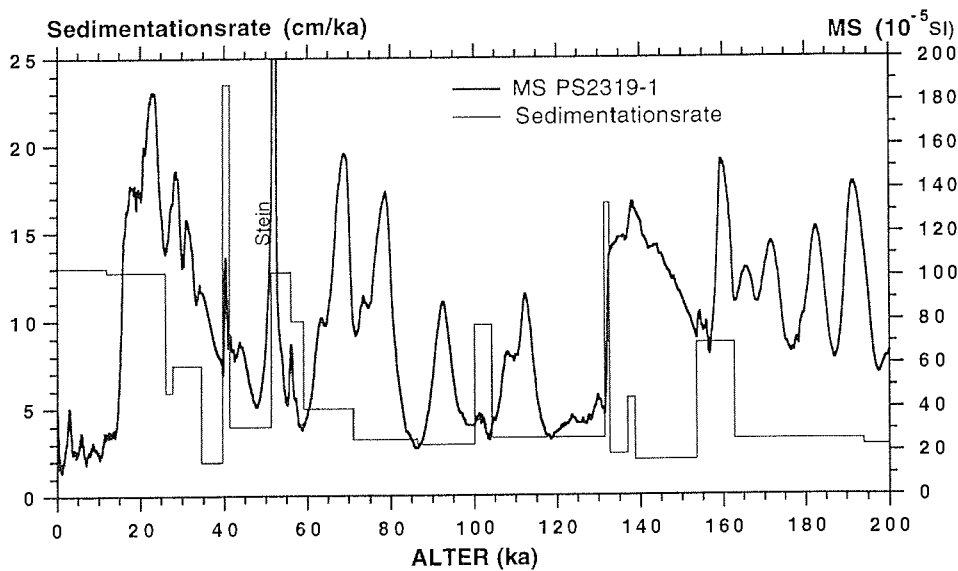


Abb. 33: Sedimentationsraten von PS2319-1 mit den Altersfixpunkten der Biofluktuationsstratigraphie (HOFMANN ET AL. eingereicht). Die Alter entsprechen der SPECMAP-Alterskala

VOSTOK-ALTERSMODELL

Die Sedimentationsraten in den beiden vorgestellten "Vostok-datierten" Kernen schwanken sehr stark. Die maximalen Sedimentationsraten liegen meistens in den Übergangszeiten von einem Stadal zu einem Interstadial (Abb. 34, 35). Benutzt man für die Korrelation der MS von PS2319-1 und PS2328-4 mit dem Vostok-Eiskern dieselben Alterskontrollpunkte im Eiskern, so ist zu beobachten, daß die dabei entstehenden Sedimentationsratenmuster der Kerne sehr ähnlich sind (Abb. 36).

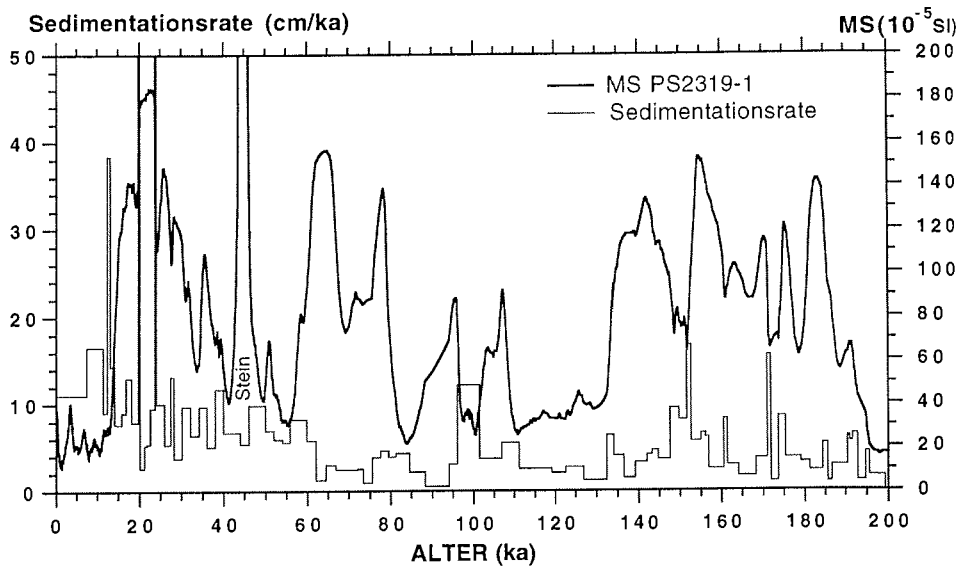


Abb. 34a: Sedimentationsraten ausgewählter Sedimentkerne mit dem Altersmodell EGT96 nach JOUZEL ET AL. (1996). a) 2319-1, b) 2328-4;

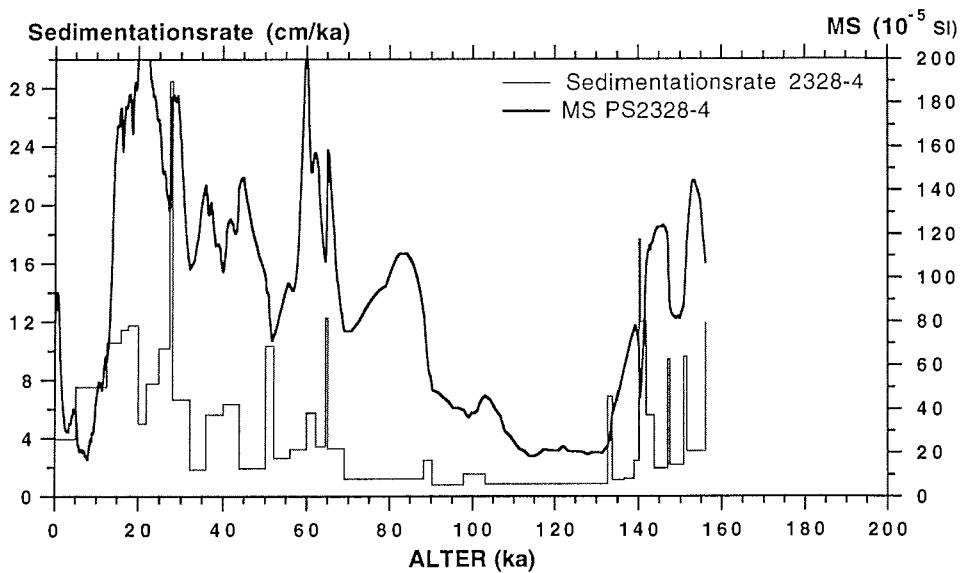


Abb. 34b: Fortsetzung.

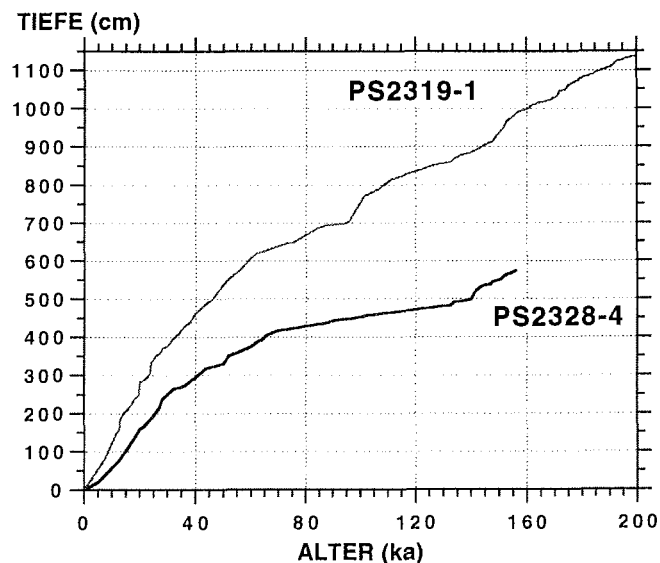


Abb. 35: Alters-Tiefenfunktionen der beiden ausgewählten Sedimentkerne nach dem Vostok-Altersmodell (JOUZEL ET AL. 1996).

Abb. 36 zeigt die Sedimentationsraten der Kerne PS2319-1 und PS2328-4, denen eine Datierung mit gleichen Alterskontrollpunkten nach dem Vostok-Altersmodell (JOUZEL ET AL. 1996) zugrunde liegt. Bei PS2319-1 und PS2328-4 zeigt sich, daß sie jeweils zu gleichen Zeitabschnitten hohe bzw. geringe Sedimentationsraten haben. Dies gilt auch für zeitlich kurze Abschnitte, die eine hohe Variabilität in der Sedimentationsrate zeigen. Da dies in den GRIP-Sedimentationsraten an den Kernen PS2515-3 und PS1575-3 (Abb. 27), die aus anderen Strömungsregimen stammen, ebenfalls beobachtet wird, wird vermutet, daß ein terrigener Eintragsmechanismus allein für diese starken Variationen verantwortlich ist (Altersmodelle: unpublizierte Daten, Hofmann). Da die bearbeiteten Kerne aber meistens sehr unterschiedliche Auflösung besitzen, ist es nicht möglich, für alle Kerne dieselben Alterskontrollpunkte zu wählen, denn sie finden bei zu geringer Auflösung des Sedimentkerns keine Entsprechung bei den Tiefenkontrollpunkten.

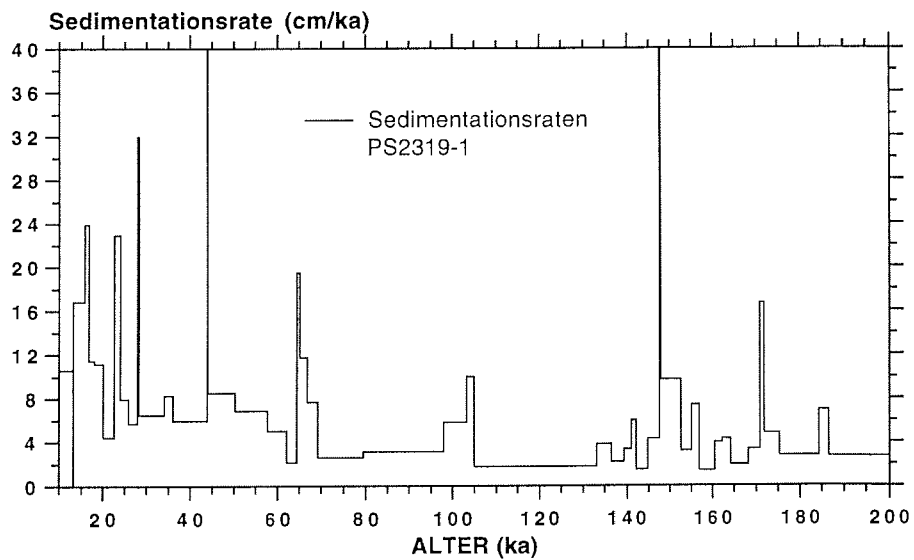


Abb. 36a: Sedimentationsraten nach dem Vostok-Altersmodell (JOUZEL ET AL. 1996) von a) PS2319-1 und b) PS2328-4 mit gleichen Alterskontrollpunkten.

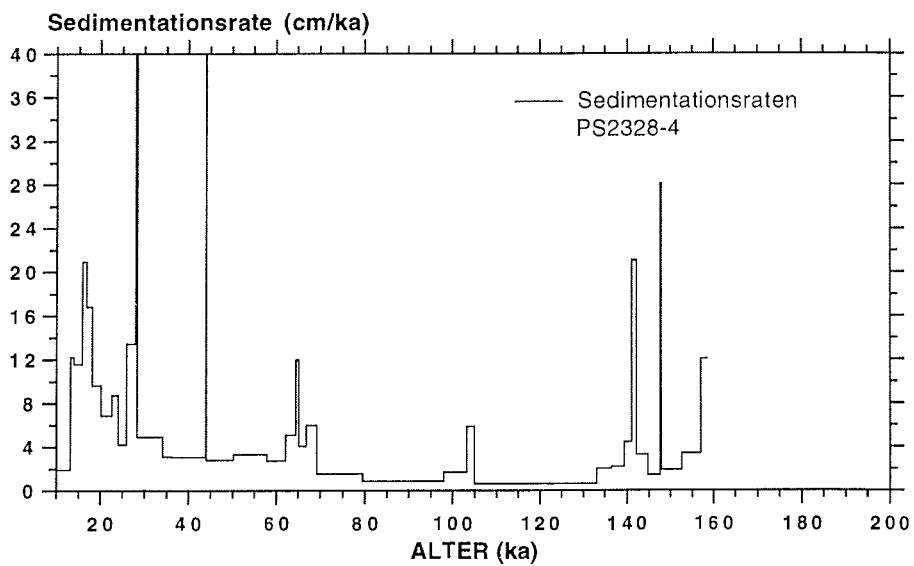


Abb. 36b: Fortsetzung.

GRIP-ALTERSMODELL

Die Unterschiede zwischen dem GRIP- und dem Vostok-Sedimentationsratenmodell liegen bereits in den Unterschieden zwischen den Eiskern-Altersmodellen (DANSGAARD ET AL. 1993, JOUZEL ET AL. 1996) begründet (Kap. 8). Die Lage der Alterskontrollpunkte in den beiden Eiskernen mußte wegen der unterschiedlichen Auflösung von Eis- und Sedimentkernen entsprechend der Meßpunktdichte gewählt werden. Das führt dazu, daß ein Kern zwei verschiedene Sedimentationsratenmodelle besitzt, die sich nur in ihrem groben Muster ähnlich sind. Der GRIP-Eiskern besitzt wegen höherer Schneeakkumulationsraten eine sehr viel höhere Auflösung als der Vostok-Eiskern. So konnten für die GRIP-Altersmodelle der Sedimentkerne mehr Alterskontrollpunkte festgelegt werden als das für die Vostok-Altersmodelle der bearbeiteten Sedimentkerne möglich war. Es ergeben sich hochvariable Sedimentationsraten mit Maxima z.B. in PS2319-1 von 60 cm / 1000 a (Abb. 37). Im Gegensatz hierzu zeigt PS2319-1, mit dem geringer aufgelösten Vostok-Altersmodell datiert, maximale Sedimentationsraten von 15 cm / 1000 a (Abb. 36).

Im Kern PS2319-1 wurden mit der GRIP-Datierung höchste Sedimentationswerte für eine etwa 300 Jahre lang andauernde Zeitspanne um 22 000, 26 000 und 46 000 Jahre vor heute ermittelt (Abb. 37, 38).

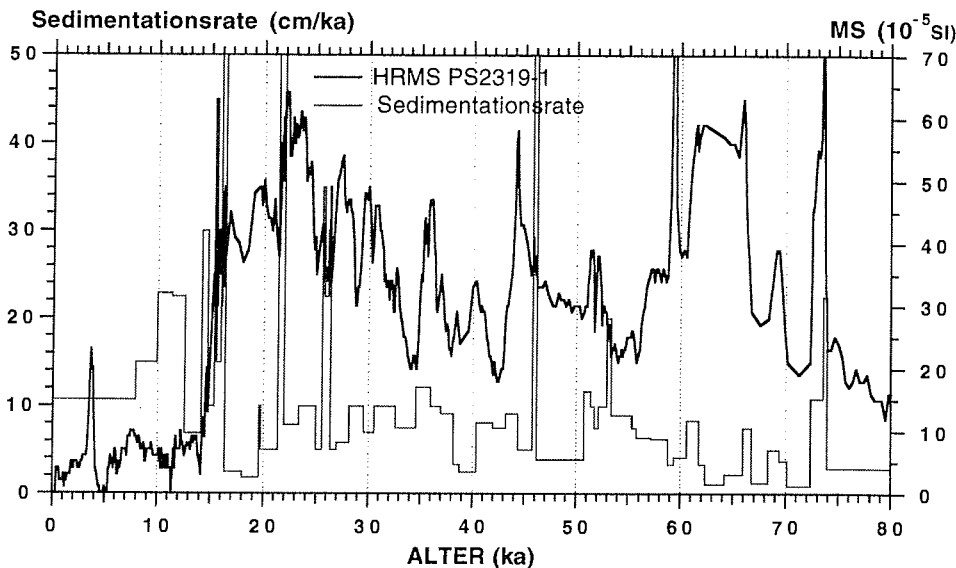


Abb. 37a: Sedimentationsraten der beiden Sedimentkerne PS2319-1 und PS2328-4 nach dem GRIP-Altersmodell von DANSGAARD ET AL. (1993). a) 2319-1, b) 2328-4;

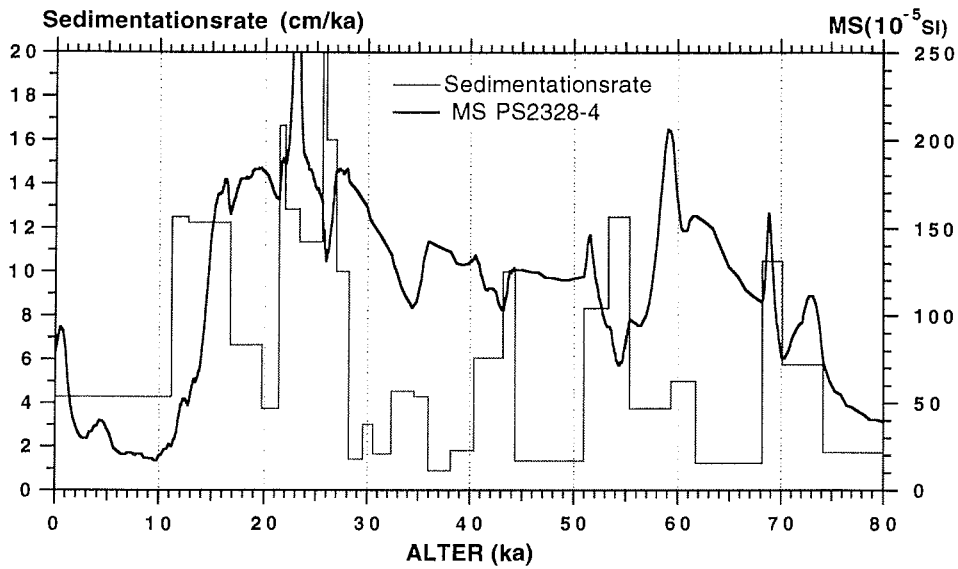


Abb. 37b: Fortsetzung.

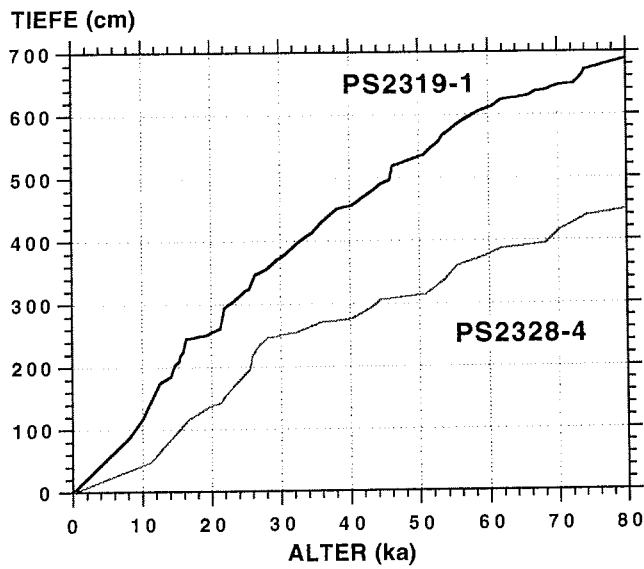


Abb. 38: Alters-Tiefenfunktionen der beiden ausgewählten Sedimentkerne PS2319-1 und PS2328-4 nach dem GRIP-Altersmodell (DANSGAARD ET AL. 1993).

9.4 IRD-FLÜSSE

Da niedrige Sedimentationsraten, wie beispielsweise im marinen Isotopenstadium 5, die IRD-Konzentration künstlich erhöhen, ist die Betrachtung des IRD-Flusses (= Sedimentationsrate • IRD-Konzentration) aussagekräftiger als die der IRD-Konzentration. Zu Zeiten von erhöhtem IRD-Eintrag sind die Sedimentationsraten ebenfalls erhöht, und zu Zeiten geringen IRD-Eintrags auffällig niedrig (Abb. 39). Die Multiplikation mit der Sedimentationsrate verstärkt die bereits ausgeprägten Variationen in der IRD-Konzentration und verringert die sowieso schon niedrigen IRD-Konzentrationen.

Der IRD-Fluß ist in den Übergangsphasen von einem Stadial zu einem Interstadial bzw. während der Interstadiale erhöht. Es wird angenommen, daß der IRD-Fluß der Kalbungsrate des antarktischen Eisschildes direkt proportional ist.

Die IRD-Flüsse wurden jeweils für das GRIP- bzw. Vostok-Altersmodell berechnet (Abb. 39, 40).

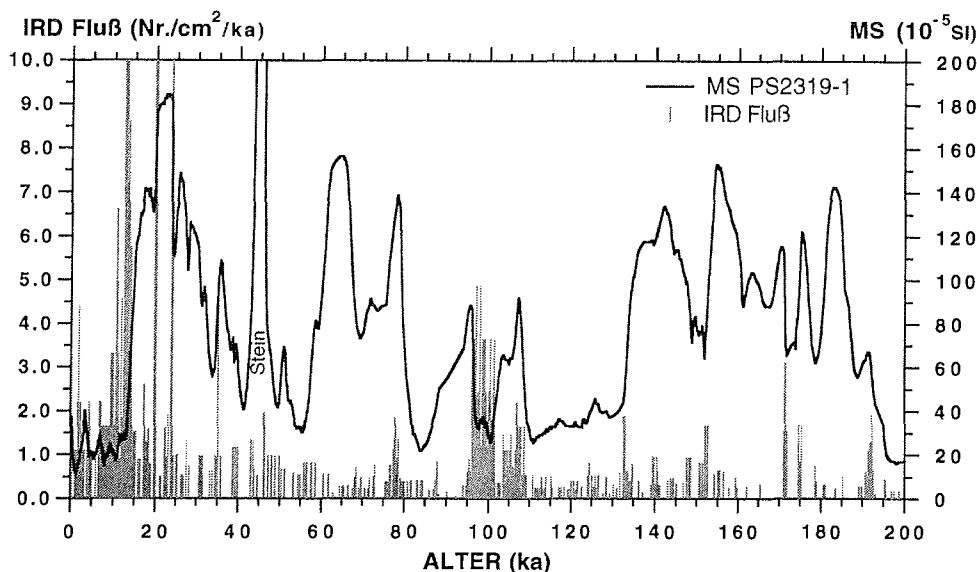


Abb. 39a: IRD-Fluß und magnetische Suszeptibilität nach dem Vostok-Altersmodell (JOUZEL ET AL. 1996) für die Sedimentkerne a) 2319-1, b) 2328-4.

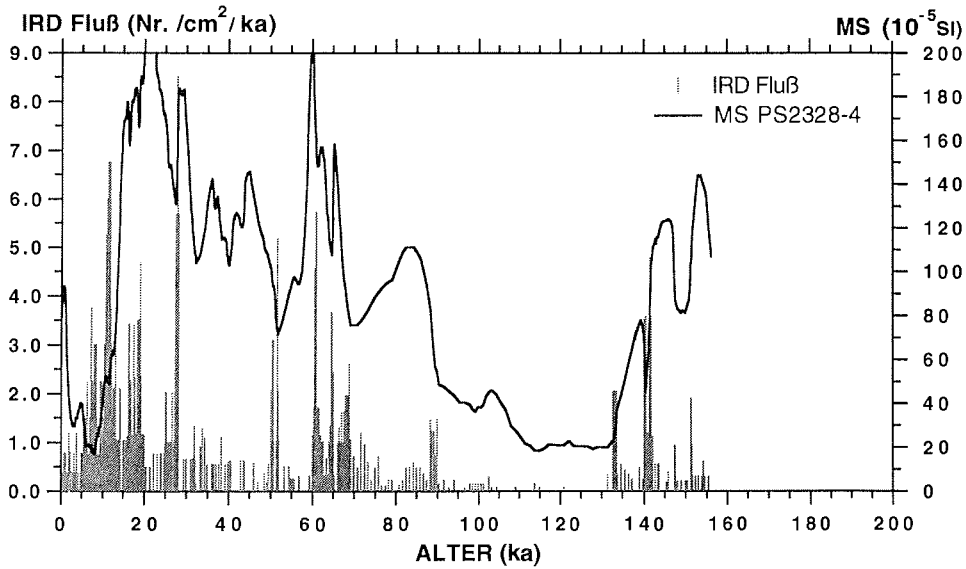


Abb. 39b: Fortsetzung.

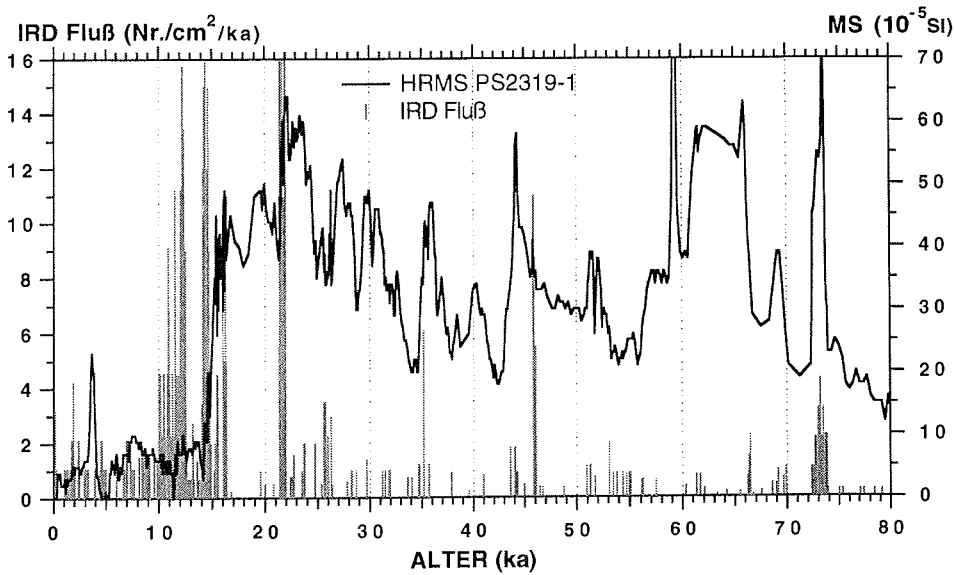


Abb. 40a: IRD-Fluß und magnetische Suszeptibilität nach dem GRIP-Altersmodell (DANSGAARD ET AL. 1993) für die Sedimentkerne a) 2319-1, b) 2328-4.

9 ZEITLICHE EINSTUFUNG VON SEDIMENTEN ÜBER KORRELATION VON MS MIT STAUB

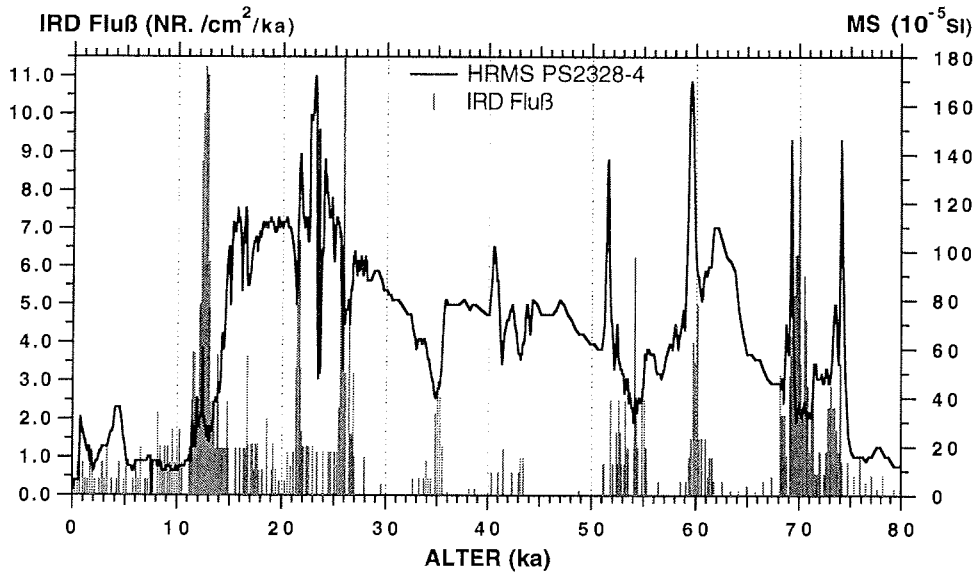


Abb. 40b: Fortsetzung.

10 KURZFRISTIGE KLIMASCHWANKUNGEN IM SÜDLICHEN SCOTIAMEER

10.1 Korrelation von südhemisphärischen Staubsignalen

Von PETIT ET AL. (1990) wurde ein Zusammenhang zwischen den Variationen im Staubeintrag in den Vostok-Eiskernen und den Variationen in den Orbitalparametern der Erde bereits gefunden. Sie schlagen vor, den atmosphärischen Eintrag als stratigraphischen Marker zu benutzen, um damit paläoklimatische Aufzeichnungen aus Eis- und Sedimentkernen zu verknüpfen. Sie nehmen an, daß die ausgeprägten Schwankungen im äolischen Eintrag, die im Vostok-Eiskern zu erkennen sind (Abb. 34), sind von globaler Bedeutung sind (PETIT ET AL. 1981, 1990).

Untersuchungen der mineralogischen Zusammensetzung (GAUDICHET ET AL. 1986, 1988, 1992) und der Sr / Nd-Isotopien (GROUSSET ET AL. 1992, BASILE ET AL. 1997) des glazialen Staubeintrags (18 ka) nach Vostok weisen auf Patagonien bzw. die patagonischen Lößgebiete als primäres Liefergebiet hin. Die Ergebnisse der Sr / Nd-Analysen an Proben die zeitlich ins Letzte Glaziale Maximum fallen und aus allen infragekommenden Liefergebieten (Westaustralien, Südafrika, Südamerika) stammen, ergeben, daß die Sr / Nd-Werte der patagonischen Lößproben den Sr / Nd-Werten von Vergleichsproben aus dem Vostok-Eiskern am besten entsprechen (BASILE ET AL. 1997).

Auch die mineralogische Zusammensetzung des Vostok-Staubs (GAUDICHET ET AL. 1987) entspricht der des patagonischen Löß ("Pampean Loess") (Tab. 6).

	Vostok-Staub (nach GAUDICHET ET AL. 1986)	"Pampean Loess" (nach TERUGGI 1957, BONORINO 1966, ZARATE & BLASI 1993)
Illit	62-71 %	60-72 %
Feldspäte	18 %	vorhanden
Quarz	-----	selten
vulkanische Partikel	2,6 %	hoch
Pyroxene & Amphibole	3 %	hoch
Metalloxide/Schwerminerale	2,5 %	bis zu 6 % an der Sandfraktion (vor allem Magnetit bzw. Ti-Magnetit)

Tab. 6: Hauptbestandteile des Vostok-Staubs und des patagonischen Lösses.

Der pleistozäne patagonische Löß besteht aus Verwitterungsmaterial der Anden, das äolisch in die patagonische Tiefebene eingetragen wurde (ZARATE & BLASI 1993). Der Andesit, das vermutliche Ausgangsgestein des patagonischen Löß, besteht aus mindestens 50 % Feldspäten, Amphibolen und Pyroxenen und enthält als akzessorischen Gemengteil immer Magnetit und Titanomagnetit. Die spezifische magnetische Suszeptibilität von Andesit beträgt durchschnittlich $13.500 \cdot 10^6$ cgs. Sowohl BASILE ET AL. (1997) als auch GAUDICHET ET AL. (1986) können mit ihren Untersuchungen die andesitische Zusammensetzung des Vostok-Staubeintrags während des Letzten Glazialen Maximums (18 ka) nachweisen. Mineralogische Vergleiche zwischen dem Vostok-Staub und dem patagonischen Löß zeigen übereinstimmend erhöhte Gehalte an Illiten, Feldspäten, Amphibolen und Pyroxenen, während der Quarzgehalt an beiden Lokationen gering ist. Verwitterte vulkanische Partikel und Titanomagnetit sind als auffällige, akzessorische Gemengteile eindeutig sowohl im Löß als auch im Vostok-Staub beschrieben (GAUDICHET ET AL. 1986, 1987, TERUGGI 1957, BONORINO 1966, ZARATE & BLASI 1993).

Der Ursprung des Mineralstaubs in der Ostantarktis wird zum größten Teil den patagonischen Lößgebieten zugeschrieben (BASILE ET AL. 1997, GROUSSET ET AL. 1992). Das Vorkommen von Staub während des Letzten Glazialen Maximums manifestiert in der Ursprungsregion Patagonien Aridität und häufige Staubstürme. In kalten, ariden Perioden wirkt die Frostverwitterung als ein Mechanismus, der Gesteinsmaterial so stark zerkleinert, daß es vom Wind ausgeblasen werden kann (CLAPPERTON 1993a). Die Menge an Feinmaterial, die für den äolischen Eintrag zur Verfügung steht, hängt primär von den Verwitterungsbedingungen in Patagonien ab. Die Vegetationsdecke ist ein weiterer limitierender Faktor. Aufgrund geringen Niederschlags und der kalten, ariden Bedingungen entwickelte sich während des Letzten Glazialen Maximums eine Tundra-Landschaft in Patagonien (HEUSSER 1989). Diese Kaltzeit ist durch eine substantielle Reduzierung des Waldbestandes und eine Ausdehnung der Steppenlandschaft charakterisiert (CLAPPERTON 1993b, MARKGRAF 1993, SAYAGO 1995). Die ariden, niederschlagsarmen Umweltbedingungen waren geradezu ideal für eine leichte Aufnahme des terrigenen Materials durch den Wind.

Die stark erhöhten Staubwerte in den Eiskernen während des letzten Glazials können die Folge einer Verstärkung der Windaktivität sowie der Zunahme der Starkwindhäufigkeiten sein (SAYAGO 1995). Es besteht eine sehr enge Beziehung zwischen der Stärke der Westwinde, der allgemeinen Zirkulation und dem Temperaturgradienten zwischen Südpol und Äquator (PITTOCK 1978, REA 1994). Da der Temperaturgradient in Glazialen stärker ausgeprägt ist, wird eine Verstärkung der Westwinde und der allgemeinen Zirkulation angenommen (PITTOCK 1978). Eine Verstärkung des Windsystems in der Südhemisphäre wird auch durch Modellierungen (COHMAP Members 1988, LAUTENSCHLAGER & HERTERICH 1990) und mit Untersuchungen an marinen Sedimentkernen östlich von Australien (THIEDE 1979) belegt. Für die Westwinde in der Südhemisphäre wurde für das letzte Glazial eine Zunahme der Windstärke um 70 % modelliert (LAUTENSCHLAGER & HERTERICH 1990). KUTZBACH & GUETTER`s (1986) Modellergebnisse zeigen ebenfalls eine Intensivierung der südlichen Westwinde während des Letzten Glazialen Maximums (18 ka) an. PETIT ET AL. (1981) rekonstruieren aus den Staubdaten des Vostok-Eiskerns eine Zunahme der Windstärke um 50 - 80 % für das letzte Glazial. Die hohen Staubkonzentrationen in kalten Klimaten sind mit den Modellierungsergebnissen konsistent, die aufgrund erhöhter Temperaturgradienten zwischen den hohen und niedrigen Breiten stark erhöhte Windgeschwindigkeiten ergeben (JOUSSEAUME 1993, PITTOCK 1978).

Der Staubfluß ist zunächst regionalen Klimaänderungen unterworfen, wird jedoch über die großräumige atmosphärische Zirkulation und deren enger Kopplung über beide Hemisphären zu einem globalen Klimaindikator.

Variationen in der Intensität der atmosphärischen Zirkulation können aus der Menge des vorhandenen Staubs im Sediment abgelesen werden. Paläoökologische, klimatische und geomorphologische Parameter sprechen für eine Intensivierung und einer Nordwärtsverschiebung der Westwinde während des Letzten Glazialen Maximums (18 ka) sowohl in Chile als auch in Argentinien (HEUSSER 1989). Vegetationsstudien zeigen ebenfalls höhere Windgeschwindigkeiten, geringere Niederschläge und kältere mittlere Jahrestemperaturen (MARKGRAF 1993).

Satellitenbeobachtungen (BASILE ET AL. 1996: AGU-Tagungspräsentation: Filmaufzeichnungen der Universität Wisconsin) belegen, daß der Haupteintrag des Staubs in Vostok aus Westen kommt. Die Westwinde

prägen die atmosphärische Zirkulation über Vostok (BASILE ET AL. 1996, Filmaufzeichnungen der Universität Wisconsin). Dieses Windsystem machen GROUSSET ET AL. 1992 und BASILE ET AL. 1997 auch für den Staubeintrag während des letzten Glazials in den Vostok-Eiskern verantwortlich. Berechnungen für Partikel-Trajektorien von WYPUTTA (1997) zeigen, daß der Ursprung von Partikeln, die heute an der deutschen Georg-von-Neumayer ankommen in Patagonien liegt, und im Winter verstärkt eingetragen werden. Neueste Untersuchungen von MARSHALL (1996) beschreiben einen Starkwindkorridor (Abb. 7), der auch heute zu bestimmten Zeiten verstärkt Feinmaterial von Patagonien zu den Süd-Orkney-Inseln und weiter auf das antarktische Eisschild einträgt.

Sr/Nd-Messungen an Proben aus dem Letzten Glazialen Maximum an PS2319-1 und an den Staublagen in PS2328-4 (unpublizierte Daten, A. Eisenhauer) zeigen dieselben Sr/Nd-Isotopenwerte wie Vergleichsproben aus den patagonischen Lößgebieten (BASILE ET AL. 1997). Dies ist ein weiterer Beweis, daß während kalter Perioden verstärkt äolischer Eintrag von Patagonien in das Arbeitsgebiet stattfand, da die Sr/Nd-Isotopien antarktischer Vergleichsproben stark abweichende Werte aufweisen (BASILE ET AL. 1997). Weiterhin verdeutlicht es, daß der äolische Eintrag in Stadien so hoch ist, daß 1 bis 2 cm mächtige Lagen entstehen können.

Um eine hochauflösende Stratigraphie für die Sedimentkerne aus dem Scotiameer zu erhalten, wurden die MS- und HRMS-Variationen von PS2319-1 und die Vostok-Staubvariationen innerhalb der Grenzen, die durch die marine Stratigraphie vorgegeben waren, korreliert (Kap. 9). Für die Korrelation mit dem Vostok-Eiskern wurde für das marine Isotopenstadium 5 das Vostok δD -Signal benutzt, da die Staubsignale nicht deutlich sind. Es wird angenommen, daß die Staubsignale im Vostok-Eiskern im marinen Isotopenstadium 5 nicht deutlich sichtbar sind, weil das Windregime in diesem Interglazial nicht stark genug war um Staub von Patagonien in die Ostantarktis zu transportieren. Auch im Holozän, dem ähnliche klimatische Bedingungen wie dem marinen Isotopenstadium 5 zugeschrieben werden (CLIMAP 1984), ist das MS-Signal schwach ausgeprägt. Ein weiterer Hinweis dafür, daß weniger Staub eingetragen wurde ist die viel geringere meridionale Transportkapazität während der Interglaziale (PETIT ET AL. 1990). Für die niedrigen Staubsignale während des marinen Isotopenstadium 5

sprechen sicherlich auch das wärmere, feuchtere Klima in Patagonien (CLAPPERTON 1993a) und die damit verbundene dichtere Vegetationsdecke. Das Zusammenspiel dieser Prozesse könnten dafür verantwortlich sein, daß der Transport von Staub aus Patagonien während der Interstadiale in die Ostantarktis reduziert war. Es zeigt sich, daß die Kerne aus dem Scotiameer gut geeignet sind, um den Staubfluß von Patagonien in Richtung Scotiameer nachzuzeichnen (Kap. 9). Das Scotiameer liegt nahe beim Staubliefgebiet Patagonien und zeichnet auch noch während des warmen marinen Isotopenstadium 5 die beiden Kälteeinbrüche 5.4 und 5.2 auf (Abb. 31a).

Für die obige Interpretation sprechen darüber hinaus mineralogische Ergebnisse:

Röntgenfluoreszenz-Analysen an Einzelproben von PS2319-1 zeigen, daß die Fe- und Ti-Konzentrationen mit den Variationen in der MS kovariieren (Abb. 19). Sie sind ebenfalls maximal, wenn die magnetische Suszeptibilität Maximalwerte zeigt. Dies könnte für Ti-Magnetit als Träger der MS sprechen, denn auch im patagonischen Löß wird dieses Metalloxid stark angereichert vorgefunden (TERUGGI 1957). Röntgendiffraktometer-Analysen an der Siltfraktion (2-63 µm) von PS2319-1 weisen ebenfalls auf den patagonischen Löß als Liefergebiet hin. Erhöhte Amphibol- und Illitgehalte korrelieren positiv mit der MS (Abb. 18). Diese Minerale sind Hauptbestandteile des Staubs der im Vostok-Eiskern gefunden wurde (18 ka) und zugleich des patagonischen Lösses.

Das MS-Signal weist eine asymmetrische Sägezahn-Charakteristik auf (Abb. 32), was eine schnelle Erwärmung und relativ dazu gesehen, eine langsame Abkühlung andeutet. Dies kann in dem Sinne interpretiert werden, daß mit allmählich sinkender Temperatur eine größere Menge an magnetischem Material verfügbar wird. Mit der schnell einsetzenden Erwärmung dürfte als Folge der sich ebenfalls rapide ausbreitenden Vegetation die Verwitterung und damit die Verfügbarkeit an magnetischem Material zurückgehen und auch die Transportkapazität (niedrigere Windgeschwindigkeiten, geringere Sturmhäufigkeiten) abnehmen. Die Verfügbarkeit von Staub scheint sensibler an das Klima gekoppelt zu sein, als das Vostok- δ Deuterium und die Temperatursignale in der Antarktis, da das Staubsignal abruptere Änderungen zeigt als die beiden anderen Parameter.

Die Distanz zwischen dem Liefergebiet Patagonien und Vostok beträgt in etwa 5000 km, ins Scotiameer hingegen nur etwa 1200 km. In den Sedimenten des Scotiameeres werden wegen der relativen Nähe zum Liefergebiet die Variationen in der Staubproduktion und in den Faktoren, die den Transport des Staubes bestimmen, wie Frostverwitterung, Transportkapazität und Windgeschwindigkeit sehr viel sensitiver aufgezeichnet als in den weit entfernten Teilen der Ostantarktis (Dome C oder Vostok). In den wärmeren Interstadialen wird weniger terrigenes Material (Löß) infolge einer ausgedehnten Vegetationdecke und geringerer Windgeschwindigkeiten bzw. Starkwindhäufigkeiten aufgenommen und transportiert. Der Eintrag magnetithaltigen Staubs in den Südozean ist dadurch reduziert und die MS im Sediment entsprechend niedriger. Für den Bereich des Scotiameeres kennzeichnet ein hohes MS-Signal aride Perioden, niedrige Temperatur, erhöhte Frostverwitterung und erhöhte Windgeschwindigkeiten. Niedrige MS charakterisiert wärmere Perioden mit einer stärkeren Vegetationsdecke, einer geringeren Windgeschwindigkeit und Sturmhäufigkeit.

Fazit:

- Die Träger der magnetischen Suszeptibilität im Scotiameer und der Staub im Vostok-Eiskern haben ein gemeinsames Ursprungsgebiet, die patagonischen Lößgebiete.
- Sr / Nd Messungen an Proben aus dem Letzten Glazialen Maximum am Kern PS2319-1 und an den "Lagen" in PS2328-4 zeigen dieselben Isotopien wie die der patagonischen Lößgebiete. Dies ist ein guter Beweis, daß während kalter Perioden Sediment äolisch ins Arbeitsgebiet eingetragen wurde.

10.2 Interhemisphärische Korrelation von Staubsignalen

Die MS des Kerns PS2319-1 korreliert während der letzten 200 000 Jahre gut mit den Änderungen im Mineralstaubeintrag in den Vostok-Eiskernen und während der letzten 105 000 Jahre in den GRIP-Eiskern (Abb. 42). Aber auch zu den Änderungen der MS aus dem Indischen Sektor des Südozeans (RC11-120, BAREILLE ET AL. 1994), und dem Nordatlantik (23414-8, CHI & MIENERT 1996, MIENERT & CHI 1995) sowie mit Variationen im Staubfluß des Sedimentkerns RC27-61 aus dem Arabischen Meer (CLEMENS & PRELL 1992) besteht eine überzeugende Ähnlichkeit (Abb. 41, 42). Die Altersmodelle der hier genannten Eis- und Sedimentkerne beruhen alle auf unterschiedlichen Altersmodellen.

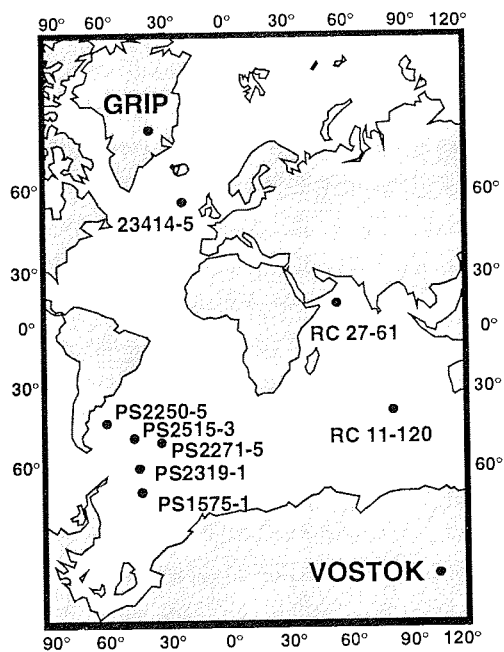


Abb. 41: Die Kernpositionen der Vergleichskerne aus Eis und Sediment in der nördlichen und südlichen Hemisphäre: PS2319-1 (59°47.3'S, 42°40.9'W, 4323 mbsl), PS2271-5 (51°31.8'S, 31°20.9'W, 3646 mbsl) (GERSONDE 1993), PS2250-5 (45°06,0'S, 57°56,8'W, 3183 mbsl) (GERSONDE 1993), PS2515-3 (53°32,7'S, 45°17,5'W, 3467 mbsl) (GERSONDE 1995) und PS1575-1 (62°51.0'S, 43°20.1'W, 3461 mbsl) (GRÜNIG 1991), RC11-120 (43°31'S, 79°52'E, 3193 mbsl), RC27-61 (16°37.5'N, 59°51.7'E, 1890 mbsl) (CLEMENS & PRELL 1992), 23414-8 (53°32'N, 20°17'W, 2199 mbsl) (CHI 1995), GRIP (72.5 °N) und Vostok (78.2 °S).

Die ausgeprägtesten Gemeinsamkeiten sind hohe MS und Staubwerte während der Glaziale 6, 4, und 2 und schnelle Abfälle während der Übergänge vom marinen Isotopenstadium 6 zu 5 und 2 zu 1. Auffallend sind an der MS von PS2319-1 und des Staubs von Vostok die vier charakteristischen Schwingungen im frühen marinen Isotopenstadium 6 zwischen 190 000 und 160 000 Jahren vor heute. Diese Schwingungen sind ebenfalls in der MS des Kerns 23414-8 vom Rockall Plateau, Nordatlantik (Abb. 41) präsent zu sein (CHI 1995). Obwohl diese drei Kerne aus der Nord- und Südhemisphäre stammen und die Werte an Eis- und Sedimentkernen gemessen wurden, zeigen sie für diesen Zeitraum ein charakteristisches, einheitliches Bild. Jedem der Kerne liegt ein anderes Altersmodell zugrunde, so daß eventuelle Unterschiede im "timing" darauf zurückgeführt werden können. Diese Differenzen in Form und zeitlicher Abfolge zwischen den einzelnen Kernen könnten durch die zeitliche Auflösung und die Größe der Probenahmeintervalle, sowie durch die Abweichungen zwischen marinen Datierungen (SPECMAP) und den Eiskerndatierungen (GRIP, Vostok) entstehen. Die Isotopenprofile der in Abb. 41 vorgestellten Sedimentkerne wurden mit der marinen SPECMAP-Standardkurve korreliert. Dann wurden die Altersmodelle von MARTINSON ET AL. (1987), HOWARD & PRELL (1992) und IMBRIE ET AL. (1989) auf die Sedimentkerne übertragen. Durch diese zahlreichen Referenzkurven liegt der Altersunterschied in den vorgestellten Kernen bereits in den Unterschieden zwischen den Altersmodellen begründet. Deutlich sichtbar wird es, wenn man die Datierungen eines einzigen Kerns, z.B. PS2319-1, der mit den drei Referenzkurven (Vostok, GRIP, SPECMAP) korreliert und datiert wurde, vergleicht (Kap. 4, 5).

Während des marinen Isotopenstadium 5 zwischen 80 000 und 120 000 Jahren vor heute zeigt der Kern RC27-61, der vor der Arabischen Halbinsel genommen wurde (CLEMENS & PRELL 1992) nur ein Staubereignis. Der GRIP-Eiskern, Kern 23414-8 aus dem Nordatlantik und RC11-120 aus dem Indischen Sektor des Südpolarmeeres zeigen zwei Ereignisse, der Vostok-Staubrekord sowie die HRMS von PS2319-1 sogar mehrere Ereignisse. Diese Unterschiede während des Interglazials 5 liegen höchstwahrscheinlich in der Lage der Sedimentkerne zu den potentiellen Staubgebieten, der Staubverfügbarkeit und der Sturmhäufigkeit begründet. Liegen die Kerne in der Nähe ihrer Liefergebiete, sind meistens mehrere Staubsignale zu

erkennen. Auch die teilweise spärliche Auflösung innerhalb der Kerne, z.B. bei RC27-61, mag eine Rolle spielen.

Die Konkordanz der Staubflüsse von Eis- und Sedimentkernen aus beiden Hemisphären untermauern die Beobachtung von PETIT ET AL. (1990). Der äolische terrigene Eintrag, der den Träger der MS in den vorgestellten Sedimentkernen bildet, stelle ein globales Klimasignal dar.

Weitere hier nicht aufgenommene Datensätze von Messungen der magnetischen Suszeptibilität und des Staubes z.B. aus dem Nordatlantik (ROBINSON & MCCAVE 1994), dem äquatorialen Atlantik (THIEßEN 1993), dem äquatorialen Pazifik (IRINO ET AL. 1996) und dem chinesischen Löß (XIAO ET AL. 1995) zeigen ebenfalls sehr ähnliche Muster.

Fazit:

- Die Korrelation der vorgestellten Staub- und MS-Kurven (Abb. 42) unterstützt den Ansatz von PETIT ET AL. (1990): Die magnetische Suszeptibilität der untersuchten Sedimentkerne beschreibt sehr wahrscheinlich Änderungen der globalen atmosphärischen Zirkulation und kann wie ein Staubsignal in bestimmten Gebieten (z.B. Scotiameer, Weddellmeer) als stratigraphischer Marker benutzt werden.

Abb. 42: Weltweite Korrelation von Staubparametern: Die Staubfluß-Aufzeichnung von RC 27-61 (Kurve a, SPECMAP Altersmodell, CLEMENS & PRELL 1992), die Kalziumfluß-Aufzeichnung des GRIP Eiskerns (Kurve b, GRIP-Altersmodell), die magnetische Suszeptibilität (MS) der Sedimentkerne 23414-8 (Kurve c, SPECMAP Altersmodell, CHI & MINERT 1996) und RC11-120 (Kurve d, SPECMAP Altersmodell, KENT 1982), und die Staubkonzentration des Vostok-Eiskerns (Kurve e, EGT96 Altersmodell, JOUZEL ET AL. 1996) ebenso wie die MS Aufzeichnung von PS2319-1 (Kurve f, EGT96 Altersmodell) über die letzten 200 ka. Vier charakteristische Schwingungen während des frühen MIS 6 erscheinen sowohl in der Nord- wie in der Südhemisphäre: in den MS Aufzeichnungen der Kerne 23414-8 und PS2319-1 und der Staubaufzeichnung des Vostok-Eiskerns. Zum Vergleich mit dem Kern RC27-61 wird der gemittelte GRIP Kalziumfluß (1000 Jahre Mittel) dargestellt.

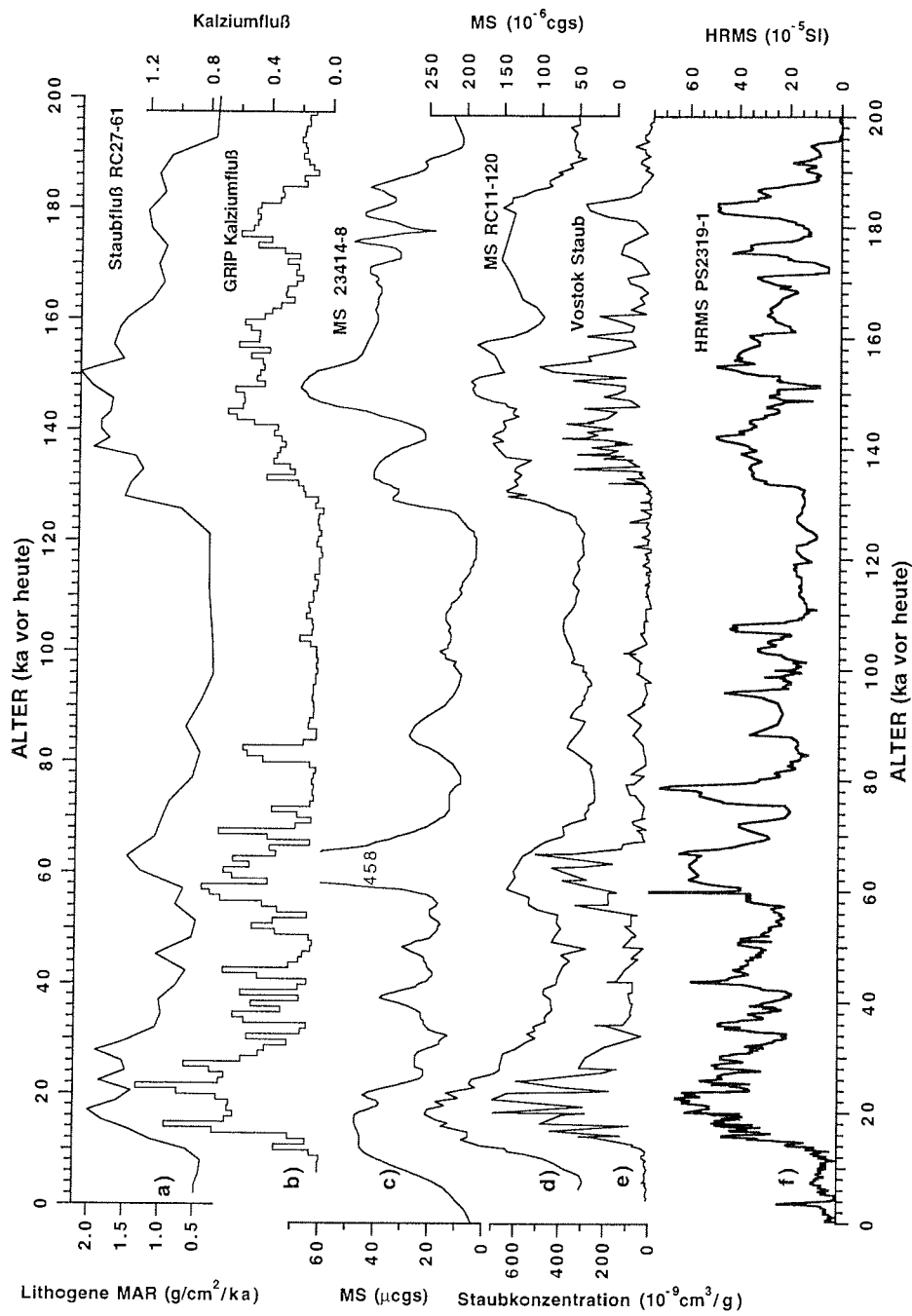


Abb. 42: Bildtext siehe Seite vorher.

10.3 Dansgaard-Oeschger-Zyklen in der Südhemisphäre

Eines der erstaunlichsten Ergebnisse dieser Arbeit ist, daß die HRMS und die MS der Scotiameer-Kerne alle kurzfristigen Schwankungen innerhalb der marinen Isotopenstadien 4 - 2 nachzeichnen (Abb. 43). Die gute Übereinstimmung von MS und HRMS aus dem Scotiameer mit dem Kalziumeintrag ins grönländische Eis ist ein wichtiger Hinweis auf eine enge klimatische Kopplung zwischen den beiden Hemisphären (Abb. 43). Dies läßt vermuten, daß die kurzfristigen Klimaschwankungen in den südlichen mittleren Breiten ähnlich und weitgehend zeitgleich mit den Dansgaard-Oeschger-Zyklen in der Nordhemisphäre stattfanden (Abb. 43).

Durch die Korrelation der HRMS des Kerns PS2319-1 mit dem GRIP Kalzium-Rekord wurde neben dem SPECMAP- und dem Vostok-Altersmodell ein drittes unabhängiges Altersmodell für diesen Kern erstellt (Kap. 9). In diesem Altersmodell zeigt die HRMS von PS2319-1 insbesondere zwischen 60 000 und 25 000 Jahren vor heute mehr Feinstruktur und deutlichere Ähnlichkeiten mit dem GRIP-Kalzium (Abb. 43) als mit dem Vostok-Staub und δ Deuterium (vgl. Kap. 9). Dies ist umso erstaunlicher da in den Isotopen- und Staubprofilen des Vostok-Eiskerns die Dansgaard-Oeschger-Zyklen nicht besonders ausgeprägt sind (BENDER ET AL. 1994). Solange das Vostok-Staubprofil nur mit einer zeitlichen Auflösung von 500 - 2000 Jahren vorliegt (JOUZEL ET AL. 1996), können mögliche Prozesse, die für die abrupten Änderungen im Mineralstaub- bzw. Kalziumeintrag verantwortlich sind, nur am Grönlandkern diskutiert werden. Die schnellen "Anstiege" im Kalzium innerhalb weniger Jahrzehnte lassen zunächst die vielfach angeführten Schelfgebiete als Staubquellen und damit Änderungen des Meeresspiegels ausschließen (BISCAYE ET AL. im Druck). Weiterhin erscheint es wenig wahrscheinlich, daß sich die Quellgebiete, die ostasiatischen Wüsten (BISCAYE ET AL. im Druck), in diesen Zeiträumen wesentlich vergrößern konnten. Vielmehr muß man davon ausgehen, daß im wesentlichen die atmosphärische Zirkulation (Windgeschwindigkeit und Sturmhäufigkeit) über den Quellgebieten während des Transportes stark erhöht waren. Als mögliche Ursachen für die abrupten Schwankungen in der grönländischen Kalziumkonzentration werden Änderungen in der Verweildauer des Staubs in der Atmosphäre und sich verändernde Windgeschwindigkeiten angenommen sowie Variationen in der Verfügbarkeit (FUHRER ET AL. eingereicht). Es wird

vermutet, daß nur die Atmosphäre die geographische Reichweite und die Möglichkeit zu schnellen Reaktionen hat, um diese Veränderungen, die in so weit entfernt liegenden Gegenden stattfinden, zu verbinden (FUHRER ET AL. eingereicht). Die Ähnlichkeit in den Aufzeichnungen aus dem Scotiameer und dem GRIP-Eiskern legt nahe (Abb. 43), daß die Staubflüsse, d.h. die regionalen klimatischen Bedingungen in den Quellgebieten (Verwitterung, Aridität, Vegetationsdecke, Sturmhäufigkeit und Windgeschwindigkeit), der Transport (atmosphärische Zirkulation) und auch die Deposition in den Zielgebieten, weltweit denselben Änderungen unterworfen waren. Das glaziale Klima, das sich durch 1) höhere Aridität in beiden Hemisphären zusammen mit 2) stärkeren Winden über den ariden Kontinenten auszeichnet, scheint 3) in beiden Hemisphären gleichermaßen langfristig und auch kurzfristig große Mengen an Staub produziert zu haben.

Die hohe Variabilität des Staubes in den Eiskernen kann durch eine Kombination aus schnellen Änderungen in der Temperatur und der Windintensität und damit verbunden, einer fehlenden Vegetationsdecke mit verstärkter Temperaturverwitterung während der Glaziale erklärt werden. Hierbei entsteht mehr Staub der aufgrund einer geringere Vegetationsdecke leichter von den häufigen Starkwinden aufgenommen und über größere Distanzen verteilt werden kann. Obwohl auf beiden Hemisphären die Land-, Meer- und Wüstenverteilung sehr unterschiedlich ist, scheint doch das aride Klima, das für die Staubproduktion und Verteilung verantwortlich ist, weltweit sehr ähnlich gewesen zu sein (PYE 1987, REA ET AL. 1985, REA 1994). Ergebnis der verstärkten Temperaturverwitterung und verminderter Vegetationsbedeckung in kalten, ariden Stadialen in der Südhemisphäre ist eine Erhöhung des Staubflusses aus den patagonischen Lößablagerungen sowie den afrikanischen und australischen Wüstengebieten. In der Nordhemisphäre liegen die Hauptquellen für die erhöhte Staubfracht in der Atmosphäre während der Stadiale in den asiatischen Wüstengebieten (BISCAYE ET AL. im Druck).

Die höheren MS- und Staubkonzentrationen in Sediment- und Eiskernen während der Stadiale spiegeln die größere Verfügbarkeit von Staub und den verstärkten Transport durch eine zunehmende Anzahl von Sturmereignissen oder insgesamt höherer Windgeschwindigkeit wieder.

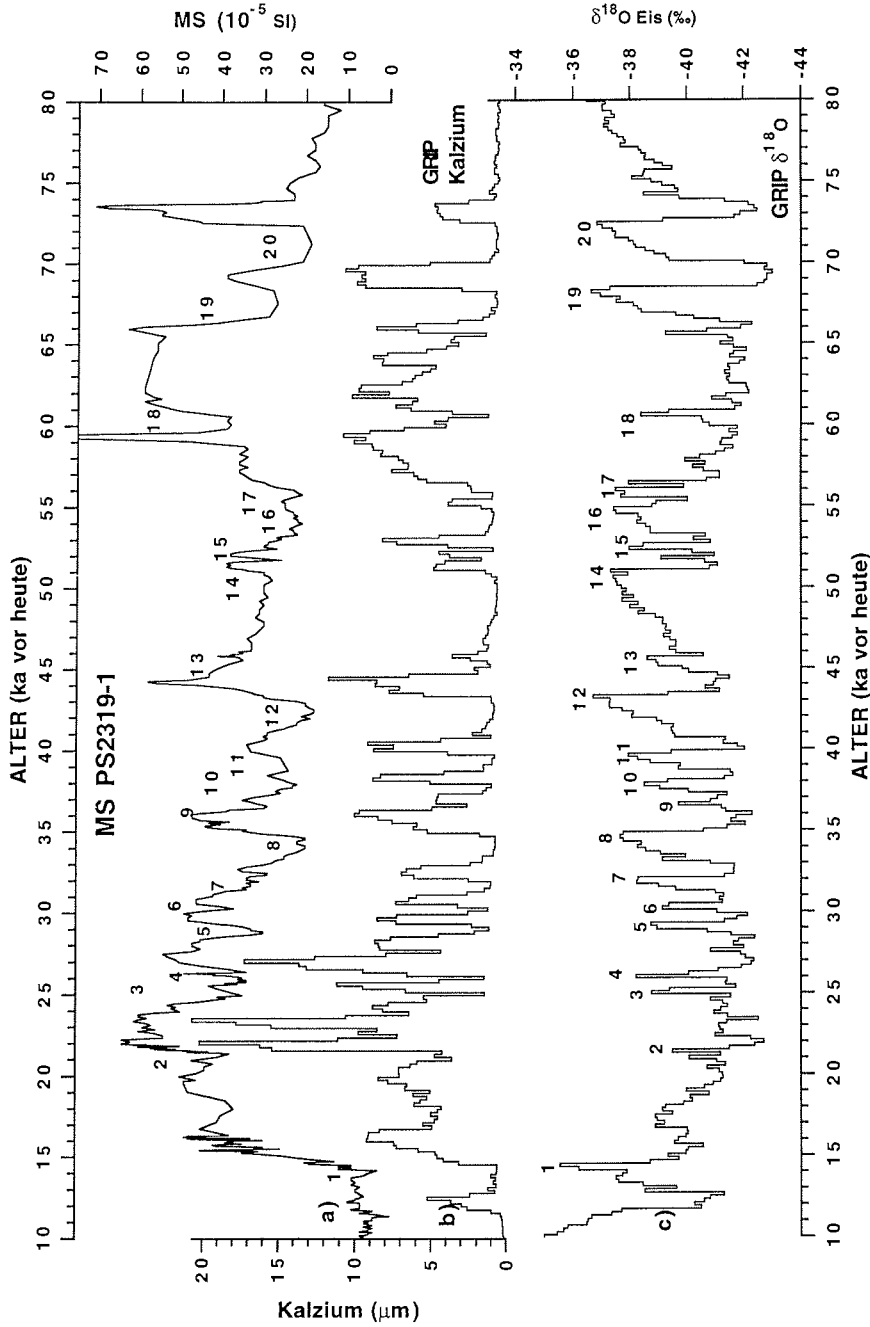


Abb. 43: Auf die HRMS-Klimakurve (Kurve a) des Kerns PS2319-1 wurde das GRIP-Altersmodell übertragen, und mit der GRIP-Kalziumkurve (Kurve b) und den $\delta^{18}\text{O}$ -Aufzeichnungen (Kurve c) während der letzten 80.000 Jahre vor heute verglichen. Die Dansgaard-Oeschger-Zyklen (Nummer 1 - 20) sind in der MS-Kurve klar sichtbar. Das Kalzium-Signal ist zum GRIP $\delta^{18}\text{O}$ invers korreliert. Die Interstadiale haben gemäß dem GRIP-Altersmodell eine Dauer von 500 - 2000 Jahren.

Staub, der in der Ostantarktis (PETIT ET AL. 1990), im Südpolarmeer (KUMAR ET AL. 1995) und im Scotiameer (HOFMANN ET AL. eingereicht) abgelagert wurde, ist an die gleichen Klimabedingungen und Klimaprozesse gekoppelt, und hat auch dieselben Quellgebiete. Die Ähnlichkeit in den Staubsignalen (MS PS2319-1, GRIP, Vostok) beider Hemisphären deutet auf weitgehend synchrone Klimaschwankungen hin. Sie sind vor allem durch die globale atmosphärische Zirkulation miteinander verknüpft.

Eine direkte Kopplung der atmosphärischen Zirkulation zwischen den beiden Hemisphären ist bekannt. Synchrone Änderungen in der Verteilung von Staub auf einer globalen Skala sind leichter zu verstehen als solche, die um 1000 bis 2000 Jahre zwischen Grönland und der Antarktis verzögert sind, wie sie beispielsweise von CHARLES ET AL. (1996) in marinen Nährstoffindikatoren diskutiert werden. Solche Zeitverzögerungen erscheinen für Prozesse, die allein durch die Atmosphäre übertragen werden als zu lange.

Übereinstimmend mit der Interpretation, die in dieser Arbeit gemacht wird, zeigen BENDER ET AL. (1994) im $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ von GRIP und Vostok synchrone Klimaschwankungen. Klimaschwankungen, die synchron mit den Dansgaard-Oeschger-Zyklen verlaufen, werden auch in Sedimentkernen aus tropischen Gebieten gefunden (HUGHEN ET AL. 1996, BARD ET AL. 1997).

Die Ergebnisse der Korrelationen von Staub und MS sind Belege für eine weitgehend synchrone Klimageschichte in den hohen Breiten der nördlichen und südlichen Hemisphäre während der letzten glazialen Periode, mit der Atmosphäre als Kopplungsmechanismus. Die interhemisphärische Kopplung bedeutet, daß ein globaler atmosphärischer Antriebsmechanismus für die schnellen Klimaschwankungen verantwortlich sein sollte. Die Muster von MS des Kerns PS2319-1 und des Kalziumeintrags in den GRIP-Eiskern (Fuhrer et al. eingereicht) sind ein Argument für eine weitgehend synchrone Klimageschichte, gesteuert durch einen externen Antriebsmechanismus. Ein weiteres Argument dafür wäre, wenn die Kalbungseignisse des antarktischen Eisschildes mit denselben Interstadialen in Verbindung stehen würden wie im Norden die Heinrich-Ereignisse (Kap. 11). Im folgenden Kapitel wird deshalb die Kalbungsgeschichte des antarktischen Eisschildes mit den Kalbungseignissen des Laurentidischen Eisschildes, den Heinrich-Ereignissen, verglichen (Kap. 11). Die hier vorgeschlagene Korrelation von

magnetischer Suszeptibilität aus Sedimentkernen mit Staubeintrag in Eiskerne (GRIP, Vostok) macht es erstmalig möglich, mit einem unabhängigen Klimaparameter Zusammenhänge zwischen Eis- und Sedimentaufzeichnungen herzustellen.

Fazit:

- Die Korrelation des MS-Signals der Scotiameerkernen mit dem hochvariablen Staubsignal des GRIP-Eiskerns zeigt, daß es auch in der Südhemisphäre schnelle Klimaschwankungen gab, die möglicherweise den Dansgaard-Oeschger-Zyklen in der Nordhemisphäre entsprechen (Abb. 43).
- Die schnellen Klimaschwankungen in Nord- und Südhemisphäre erscheinen weitgehend synchron. Als Antriebsmechanismus wird aufgrund der Synchronität ein globaler atmosphärischer Mechanismus vorgeschlagen.

11 KALBUNGSEREIGNISSE DER ANTARKTIS IM VERGLEICH MIT NORDHEMISPHERISCHEN KALBUNGSEREIGNISSEN

11.1 Heinrich-Lagen im Nordatlantik und Kalbungseignisse im Scotiameer

Im weitesten Sinne zeichnet das Vorkommen von eistransportiertem Material in den quartären Sedimenten der Weltozeane die glazialen Zeiten in der Nord- und Südhemisphäre nach (CONOLLY & EWING 1965, RUDDIMAN 1977, COOK & HAYS 1982, GROBE 1986, 1987). Es ist bekannt, daß mindestens seit dem Neogen ein Eisschild auf der Antarktis lag, und daß seine Größe beträchtlich variiert hat (HUYBRECHTS 1992). Der antarktische Eisschild ist derzeit der Größte auf der Erde. Abbrüche von Teilen des antarktischen Eisschildes wurden in Verbindung mit den internen Instabilitäten sowohl des Ostantarktischen Eisschildes (HOLLIN 1980) sowie der Westantarktis (MERCER 1978, LABYERIE ET AL. 1986, MACAYEAL 1992) diskutiert, doch bis heute wurden keine echten Belege dafür gefunden. Die Veränderungen im Eisvolumen zwischen glazialen und interglazialen Zeiten bewegen sich in einer Größenordnung von etwa 10 bis 30 %, im wesentlichen dadurch bedingt, daß der Eisschild durch den Kontinentalabhang in seiner Größe begrenzt ist (HUYBRECHTS 1992, NAKADA & LAMBECK 1988). Der antarktische Eisschild verliert praktisch ausschließlich durch das Kalben von Eisbergen und das Schmelzen an der Unterseite von Schelfeisen an Masse. Oberflächenablation ist in der Massenbilanz wegen niedriger Temperaturen vernachlässigbar, und sie wird es auch bei steigenden Temperaturen (um bis zu 5°) bleiben (HUYBRECHTS & OERLEMANS 1990). Im Gegensatz dazu ist in den nordhemisphärischen Eisschilden die Oberflächenablation der Hauptprozeß für den Massenverlust eines Eisschildes (OERLEMANS 1993). Man kann davon ausgehen, daß deshalb die Kalbungsgeschichte der Antarktis ein allgemeiner gültiges Bild der Kalbungsdynamik für einen großen Eisschild liefert als das die Eisschilde in der Nordhemisphäre können. Diese existieren teilweise nur während Eiszeiten oder erreichen höchstwahrscheinlich nur in den kältesten Stadien die Küste.

Dennoch ist über die Kalbungsgeschichte der Antarktis und über die Reaktionen des antarktischen Eisschildes auf die Glazial / Interglazial-Klimaschwankungen während des Quartärs wenig bekannt. In einigen

Arbeiten werden IRD-Aufzeichnungen vorgestellt (CONOLLY & EWING 1965, RUDDIMAN 1977, COOK & HAYS 1982, GROBE 1986, GRÜNIG 1991). LABYRIE ET AL. (1986) und SHEMESH ET AL. (1994, 1995) haben versucht, aus Anomalien in den stabilen Isotopen ($\delta^{18}\text{O}$) von Foraminiferen und des Biosilikatgehalts die Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 60 000 Jahren zu rekonstruieren.

Im Gegensatz zu diesen Untersuchungen sind die Kalbungsgeschichten der Laurentidischen und Fennoskandischen Eisschilde und der Zusammenhang dieser Kalbungseignisse mit den Dansgaard-Oeschger-Zyklen sehr viel intensiver untersucht (Kap. 8). Im folgenden werden die Kalbungsgeschichten des Laurentidischen Eisschildes und der Antarktis miteinander verglichen. Grundlage für diesen Vergleich war die Schaffung einer gemeinsamen Zeitskala, mit der es möglich wurde, Nord- und Südhemisphäre sowie Eis- und Sedimentkerne zu vergleichen (Kap. 9).

Die hochaufgelöste Chronologie von Sedimentkernen aus dem Scotiameer ermöglicht erstmalig eine Korrelation der Kalbungseignisse von antarktischen und nordhemisphärischen Eisschilden. Durch diese hochaufgelöste Datierung kann der IRD-Rekord aus dem Scotiameer direkt mit dem IRD-Rekord des Kerns V23-81 (Abb. 41) verglichen werden, da für diesen Kern über die Korrelation von *N. pachyderma* mit dem GRIP $\delta^{18}\text{O}$ -Profil ebenfalls ein GRIP-Altersmodell vorliegt (BOND ET AL. 1993, BOND 1995, BOND & LOTTI 1995). Den darin enthaltenen Heinrich-Lagen können GRIP-Alter zugeordnet werden (BOND & LOTTI 1995).

Die Kerne aus dem Scotiameer sind aufgrund ihrer Lage für eine Untersuchung der Kalbungsgeschichte der Antarktis besonders gut geeignet. Studien von Eisbergtrajektorien (Abb. 3) (TSCHERNIA & JEANNIN 1984, KIPFSTUHL 1991) zeigen, daß eine große Zahl von Eisbergen entlang der ostantarktischen Küsten von Osten nach Westen transportiert werden und zusammen mit den Eisbergen vom Filchner-Ronne-Schelfeis und der Antarktischen Halbinsel in das südliche Scotiameer driften (Abb. 3).

Da sich die Gehalte an biogenem Silikat in den Sedimentkernen PS2328-4 (0-16 %) (Kuhn, unpublizierte Daten) und PS2319-1 (maxi. 40 %, Kuhn, unpublizierte Daten) stark unterscheiden, die Variationen in der Sedimentationsrate jedoch gleiche Muster aufweisen (Kap. 9) wird angenommen, daß nicht der Biogen-Gehalt sondern der terrigenen Eintrag (IRD) maßgeblich die Sedimentationsrate bestimmt.

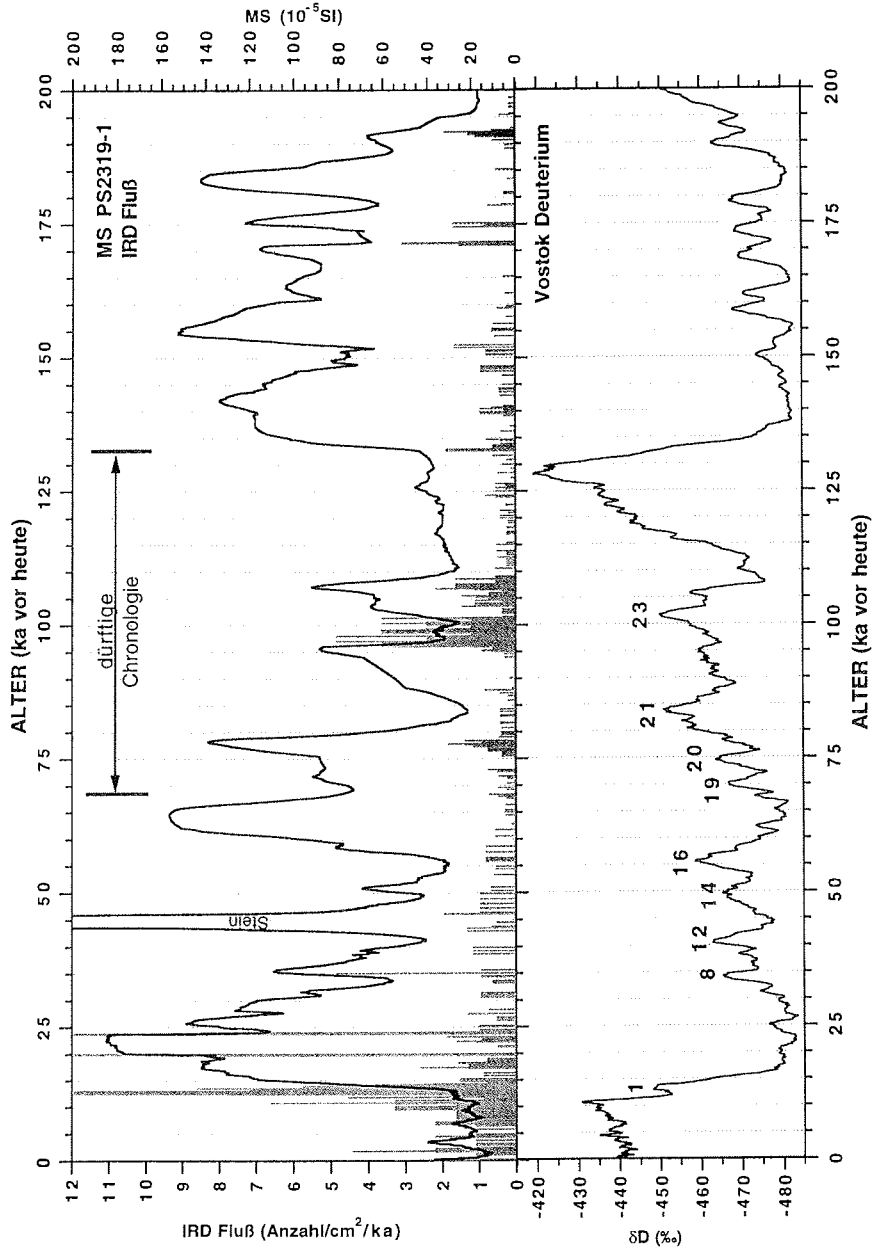


Abb. 44: MS und IRD-Fluß von PS2319-1 und δD des Vostok-Eiskerns dargestellt gegen das Vostok-Alter (0 - 200 000 Jahre vor heute). Um eine Fehlinterpretation zu vermeiden und die IRD-Ereignisse vergleichbar zu machen, wurde die IRD-Konzentration mit der Sedimentationsrate, die aus dem Vostok-Altersmodell entstand, in IRD-Flußraten umgewandelt. Es wird angenommen, daß die IRD-Flüsse der Kalbungsrate des antarktischen Eisschildes proportional sind. Die Zahlen im δD entsprechen den Interstadialen (1-23), die BENDER ET AL. (1994) mit den GRIP-Interstadialen korrelieren konnten.

Unter der Annahme, daß die Überlebensdauer und die Sedimentfracht eines Eisberges pro Kubikmeter Eis während der letzten 200 000 Jahre konstant war, ist der IRD-Fluß ein direktes Maß für die Kalbungsrate des antarktischen Eisschildes.

Das Scotiameer liegt im "Fernfeld" des antarktischen Kontinents, dort können die Kalbungsereignisse besser untersucht werden als im "Nahfeld" (z.B. Schelfgebiete der Antarktis), da in größerer Entfernung zur Eintragsquelle nur noch dominante Kalbungsereignisse aufgezeichnet werden. Ein gewisser Abstand zur Eintragsquelle ist nötig, da in der Nähe der Eintragsquelle alle Kalbungsereignisse erfaßt werden, und solche von großem Ausmaß nicht von kleineren unterschieden werden können.

Die Kalbungsrate der nord- und südhemisphärischen Eisschilde wird über den IRD-Eintrag der Kerne PS2319-1 und V23-81 aus dem Nordatlantik (BOND & LOTTI 1995) auf der Grundlage der GRIP- Altersmodelle der Sedimentkerne verglichen (Abb. 45).

PS2319-1 zeigt deutlich Perioden mit erhöhten IRD-Flüssen (Vostok-Altersmodell, Abb. 44). Die MS-Werte und IRD-Konzentrationen sind während der vergangenen 200 000 Jahre auf eine systematische Art und Weise miteinander verknüpft. Die meisten IRD-Spitzen fallen mit niedrigen MS-Signalen zusammen, bzw. mit Flanken von hoher zu niedriger MS. Die Muster der MS und des IRD-Flusses, aufgetragen gegen das Vostok Deuterium-Signal (Abb. 44), unterscheiden sich in ihrem Aussehen während der letzten beiden Glazial-Zyklen. Von 110 000-10 000 Jahren vor heute sind die IRD-Flüsse generell höher, was gleichzeitig einer höheren Kalbungsrate entsprechen dürfte, als während der vorausgegangenen Vereisung (200 000-140 000 Jahre vor heute). Die Häufigkeit der Kalbungsereignisse ist während der beiden glazialen Zyklen ähnlich geblieben. Die Kalbungszyklen haben eine Periode von 5 000-10 000 Jahre, die derjenigen der Kalbungereignisse im Norden (Abb. 44) (BOND & LOTTI 1995, MCMANUS ET AL. 1994) entspricht. Auch die mit Buchstaben a-h (Abb. 30, BOND & LOTTI 1995) bezeichneten kleineren Kalbungereignisse sind in den Kernen aus dem Scotiameer enthalten (Abb. 44). Die gute Korrelation zwischen dem IRD-Fluß, der MS und dem Vostok Deuterium-Signal belegen eine enge Verbindung zwischen den Kalbungsereignissen und dem Klima. In Übereinstimmung mit PS2319-1 zeigt auch Kern DSDP 609 aus dem Nordatlantik (MCMANUS ET AL. 1994) einen deutlich erhöhten IRD-Gehalt während der letzten Glazialzeit (110 000-10 000

Jahre vor heute) (MCMANUS ET AL. 1994) gegenüber der vorausgegangenen Vereisungszeit (200 000-110 000 Jahre vor heute).

Während der letzten 80 000 Jahre finden die Kalbungsereignisse des antarktischen Eisschildes bevorzugt an Übergängen von Stadialen zu Interstadialen oder während der Interstadiale statt (Abb. 44). Dies scheint im Widerspruch zu Ergebnissen aus der Nordhemisphäre zu stehen, die zeigen, daß die Heinrich-Ereignisse am Ende eines Stadials liegen (Abb. 45, Kap. 8). Die Interpretation, daß die Heinrich-Ereignisse in den Stadialen stattfanden, ergibt sich zunächst aus der Korrelation des Sedimentkerns V23-81 mit dem GRIP-Eiskern (DANSGAARD ET AL. 1993, BOND ET AL. 1993 und BOND & LOTTI 1995). Die Heinrich-Lagen bestehen aus besonders viel grobem terrigenem Material zusammen mit erhöhten Häufigkeiten der im Oberflächenwasser lebenden, kälteliebenden Foraminifere *N. pachyderma sinistral* an der Foraminiferenvergesellschaftung. Das verstärkte Auftreten dieser Foraminifere deutet darauf hin, daß während der Heinrich-Ereignisse die Oberflächenwassertemperaturen kalt waren. Diese kühlen Oberflächenwassertemperaturen werden als Abkühlung der Lufttemperatur interpretiert. BOND & LOTTI (1995) haben die Häufigkeiten von *N. pachyderma* im Kern V23-81 mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (einem Atmosphärentemperatursignal) des GRIP-Eiskerns (DANSGAARD ET AL. 1993) korreliert. Auf diese Weise konnten sie das GRIP-Altersmodell auf den Kern V23-81 übertragen, und den Heinrich-Lagen (Abb. 45), die sie darin identifiziert hatten, GRIP-Alter zuordnen (BOND 93, BOND & LOTTI 1995).

Die Problematik, die sich aus der Korrelation der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* mit dem $\delta^{18}\text{O}$ des GRIP-Eiskerns ergibt, wurde bereits angesprochen (Kap. 8). Eine drastische Erwärmung über Grönland könnte, wie auch in der Südhemisphäre, massives Eisbergkalben zur Folge haben. Die Oberflächenwasserindikatoren würden zu diesem Zeitpunkt, trotz warmer Atmosphärentemperaturen, wegen der großen Mengen kalten Schmelzwassers noch kühle Temperaturen anzeigen. Nicht ausgeschlossen werden kann deshalb eine zeitliche Verzögerung zwischen den Atmosphärentemperaturen über Grönland und den Oberflächenwassertemperaturen im Nordatlantik, die jedoch bei BOND & LOTTI (1995) durch die direkte Korrelation der Maxima und Minima von *N. pachyderma* und GRIP- $\delta^{18}\text{O}$ nicht berücksichtigt wurde.

Der Zusammenhang zwischen den Heinrich-Ereignissen und den Dansgaard-Oeschger-Zyklen wird von BOND ET AL. (1993) außerdem aufgrund der Korrelation von ^{14}C -Altern während der Heinrich-Lagen H1, H2 und H3 mit dem GRIP-Eiskern hergestellt. Demnach können den Heinrich-Lagen ^{14}C -Alter zugeordnet werden, die den Altern der Stadiale entsprechen. Dies ist ein kritisches Argument, denn eine Änderung des GRIP-Eiskern-Altersmodells wird auch Auswirkungen auf das Alter der Heinrich-Lagen zur Folge haben (HAMMER ET AL. im Druck). Die ^{14}C -Alter sind dann möglicherweise mit Interstadialen oder Übergängen von Stadialen zu Interstadialen zu korrelieren. Auf die entstehende Problematik beim Vergleich von Eiskern-Altern mit anderen Altersdatierungen wurde bereits hingewiesen (Kap. 8). Da das Altersmodell des GRIP-Eiskerns vor 14.5 ka vor heute auf einem Eisflußmodell beruht, ist es fraglich, ob die marinen ^{14}C -Alter direkt mit Eiskernaltern gleichzusetzen sind.

Alle Heinrich-Ereignisse finden in großen Kalbungseignissen im Scotiameer eine Entsprechung (Abb. 45, H1 entspricht dem Kalbungseignis bei 16 ka, H2 dem bei 22 ka, H3 dem bei 26 ka, H4 dem bei 35.5 ka, H5 dem bei 44 ka, und H6 dem bei 61.5 ka). Ein ausgeprägtes Kalbungseignis in der Labradorsee bei etwa 55 bis 53 ka wird von STONER ET AL. (1996) für diesen Zeitraum beschrieben. Auch PS2319-1 zeigt für diesen Zeitraum erhöhte IRD-Gehalte (Abb. 45). Im Kern PS2319-1 scheinen die Kalbungseignisse weitgehend zeitgleich mit den Heinrich-Ereignissen des Sedimentkerns V23-81 aus dem Nordatlantik (BOND & LOTTI 1995) stattgefunden zu haben (Abb. 45).

Um die statistische Vertrauenswürdigkeit dieses Ergebnisses zu verbessern, wurde dieser Vergleich an allen bearbeiteten Sedimentkernen durchgeführt. Das Ergebnis bestätigt das, was bereits an PS2319-1 deutlich zu erkennen war: Ausgeprägte IRD-Ereignisse im Scotiameer sind im Rahmen der Datierungsgenauigkeit weitgehend zeitgleich mit den Heinrich-Ereignissen im Nordatlantik. Der zeitliche Versatz zwischen den Heinrich-Ereignissen und den Kalbungseignissen in der Südhemisphäre scheint gering zu sein.

Steigender Meeresspiegel, verursacht durch das Schmelzen von nordhemisphärischen Eisschilden, ist eine unwahrscheinliche Erklärung für Kalbungseignisse, die alle im Abstand von 5 000-10 000 Jahre stattfanden. Der Meeresspiegel reagiert zu langsam und die Höhenvariation ist nicht ausreichend (NAKADA & LAMBECK 1988).

11 KALBUNGSEREIGNISSE IN DER ANTARKTIS

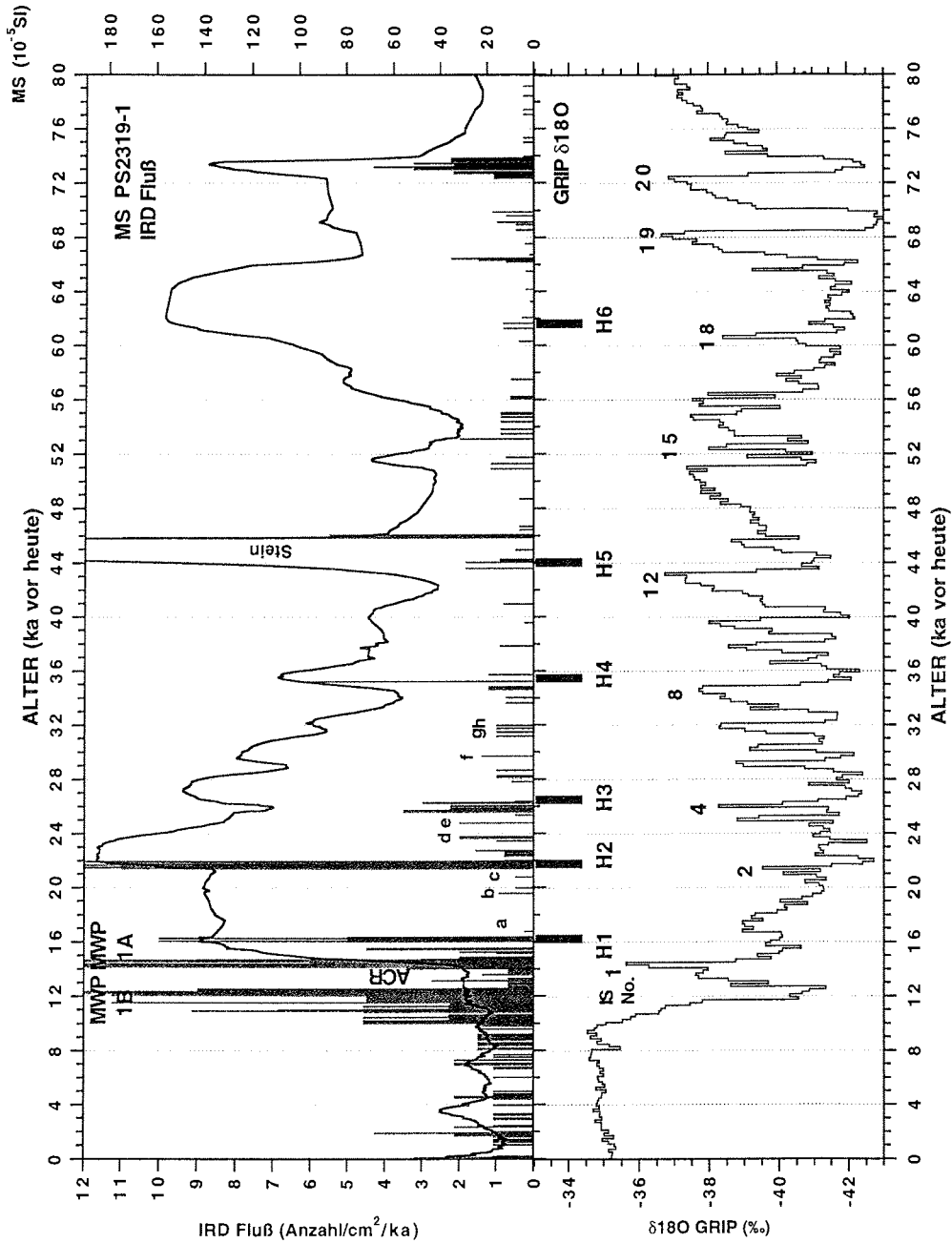


Abb. 45: MS, IRD-Fluß und $\delta^{18}\text{O}$ des GRIP Eiskerns gegen das GRIP-Alter (0-80 000 Jahre vor heute). Die korrespondierenden Heinrich-Ereignisse sind mit vertikalen Balken gekennzeichnet und mit H1 bis H6 durchnummeriert. Die kleineren Kalbungsereignisse (a - h) sind ebenfalls eingetragen (BOND & LOTTI 1995). Die Kalbungsereignisse, die sehr wahrscheinlich die Schmelzwasserpulse 1A (MWP1A) und 1B (MWP1B) nachzeichnen, und das "Antarctic Cold Reversal" (ACR) einrahmen, sind gekennzeichnet (CLARK ET AL. 1996).

Außerdem würde es bedeuten, daß die nordhemisphärischen Eisschilde vor den antarktischen Eisschilden kalben, also eine Phasenverschiebung zwischen Nord- und Südhemisphäre bestünde, bei der die Nordhemisphäre dem globalen Eisvolumen voreilen würde. Die Rekonstruktionen von Oberflächenwassertemperaturen zeigen jedoch, daß die Südhemisphäre dem globalen Eisvolumen / Meeresspiegel vorauseilt (IMBRIE ET AL. 1989, BRATHAUER 1996). Statt dessen könnte man vermuten, daß die Kalbungsereignisse mit dem Zusammenbruch der ausgedehnten antarktischen Eisschelfgebiete verbunden ist, die den Kontinent während kalter Perioden umgeben. Die Schelfeise, der sensitivste Teil des antarktischen Eisschildes, reagieren, wie Satellitenbeobachtungen zeigen, schon innerhalb von wenigen Jahrzehnten auf Klimaänderungen (VAUGHAN & DOAKE 1996, DOAKE & VAUGHAN 1991, ROTT ET AL. 1996). Die Stabilität der Schelfeise hängt hauptsächlich von der Mitteltemperatur über den Schelfeisen ab. Aber auch der Meeresspiegel und die Existenz von Gebieten, die das fließende Eis zurückhalten, so daß sich eine stabile Konfiguration ausbilden kann, spielen eine wichtige Rolle (VAUGHAN & DOAKE 1996, ROTT ET AL. 1996).

Temperaturänderungen im Bereich von 1 bis 2 °C, wie sie in Vostok beobachtet werden, können bereits drastische Änderungen in der Lage der Abbruchkante des Schelfeises, charakterisiert durch die - 5°C jährliche Durchschnittstemperatur, bewirken (VAUGHAN & DOAKE 1996). Das könnte auch den raschen Aufbau von Schelfeisen während kalten Perioden sowie deren schnellen Zerfall während warmer Perioden erklären.

Die enge Beziehung zwischen Klima und den antarktischen Kalbungsereignissen scheint mit der Vorstellung einer Kalbungsgeschichte, die durch das Klima gesteuert wird, konsistent zu sein. Es ist nicht nötig sich auf intern erzeugte "Surges" des Westantarktischen Eisschildes zu berufen, von denen angenommen wird, daß sie zufällig stattfinden (MACAYEAL 1992). In der Glazial/Interglazial Zeitskala werden die Variationen im antarktischen Eisvolumen hauptsächlich durch die globalen Schwankungen des Meeresspiegels kontrolliert. Dies hat zur Folge, daß der Eisschildrand aufliegt und aufschwimmt um sein hydrostatisches Gleichgewicht zu bewahren. Der steigende Meeresspiegel, eingeleitet durch das Schmelzen des nordhemisphärischen Eises während des Glazial / Interglazial-Übergangs zwischen 15 000 und 10 000 Jahre vor heute, dürfte von großer Bedeutung für

die IRD-Flüsse, die am Ende der letzten Eiszeit die höchsten Werte während der letzten 200 000 Jahre zeigen, gewesen sein.

Der Ursprung der Schmelzwasserpulse 1A und 1B, die dem Letzten Glazialen Maximum folgten, werden sehr stark und kontrovers diskutiert (z.B. BIRCHFELD ET AL. 1994, LINDSTROM & MACAYEAL 1993, CLARK ET AL. 1996). Meeresspiegelkurven zeigen, daß die zwei oder möglicherweise drei kurzen Intervalle des Meeresspiegelanstiegs durch Perioden mit sehr viel geringeren Anstiegen getrennt werden. Es wird angenommen, daß der Schmelzwasserpuls 1A (MWP 1A, um 14 000 Jahre vor heute) Süßwassermengen von zwei bis dreimal der Größe des grönländischen Eisvolumens in weniger als 500 Jahren in den Nordatlantik brachte (FAIRBANKS 1989, BARD ET AL. 1990). CLARK ET AL. (1996) stellen den Laurentidischen Eisschild und jeden anderen nordhemisphärischen Eisschild als mögliche Quelle für den MWP 1A in Frage. Weil in den nordatlantischen Sedimenten das klare Signal des Schmelzwasserpulses fehlt, aber auch auf Grundlage von Massenberechnungen, folgern CLARK ET AL. (1996), daß der antarktische Eisschild der einzig mögliche Eisschild ist, der fähig ist, eine ausreichend große Menge an Schmelzwasser zu liefern, um den Meeresspiegelanstieg während des MWP 1A zu erklären. Jedoch fehlen ihnen die Belege aus Sedimentkernen dafür. IRD-Auszählungen der Sedimentkerne aus dem Scotiameer für diesen Zeitraum (15 000-10 000 Jahre vor heute, GRIP-Altersmodell) zeigen ausgesprochen hohe Flußraten. Besonders interessant sind zwei IRD Pulse zwischen 10 000 und 12 800 und 14 000 und 14 800 Jahren vor heute (Abb. 45, GRIP-Altersmodell). Diese Daten könnten die fehlenden Belege für CLARK ET AL.'s (1996) Hypothese sein. Die IRD-Aufzeichnungen aus dem Scotiameer zeigen zwei deutliche Kalbungsereignisse des antarktischen Eisschildes während der MWP 1A und MWP1B (GRIP-Altersmodell). Das Kalben begann ein paar tausend Jahre nach der drastischen Erwärmung, die im Vostok Eiskern um 18 000 Jahre vor heute beobachtet wird und scheint kurz vor dem sogenannten "Antarctic Cold Reversal" (bei ungefähr 13 500 Jahre vor heute) besonders stark zu sein. Man könnte vermuten, daß mit steigender Temperatur und Meeresspiegelanstieg (aufgrund von schmelzendem Eis in der Nordhemisphäre) die aufliegenden Ross-und Filchner-Ronne-Eisschelfe und der Westantarktische Eisschild instabil wurden und signifikant zu dem beobachteten schnelle Meeresspiegelanstieg beigetragen haben. Die schmelzenden Eisberge haben

den Südozean beträchtlich gekühlt und so möglicherweise zu dem "Antarctic Cold Reversal" geführt, das in Temperaturkurven während der letzten Deglaziation beobachtet wird. Auch die biogenen Bariumgehalte von PS2319-1 zeichnen deutlich diese beiden Schmelzwasserpulse sowie das Kalbungsereignis bei 16 000 Jahre vor heute (GRIP-Altersmodell), das H1 entspricht, nach (Abb. 20, 45). Nur während des warmen marinen Isotopenstadium 5.5 werden biogene Bariumgehalte von entsprechender Höhe erreicht. Möglicherweise führte die hohe Süßwasserzufuhr und steigende Temperaturen während dieser Kalbungsereignisse zu einer stark erhöhten biogenen Produktion.

Die nordhemisphärischen Kalbungsereignisse, die mit den Interstadialen (IS) IS8 bei 35 000 Jahre vor heute und IS12 bei 43 000 Jahre vor heute nach dem GRIP-Altersmodell zusammenfallen (Abb. 45), sind von besonderer Bedeutung. Nach BENDER ET AL. (1994) entsprechen sie markanten Warmphasen im Vostok-Eiskern bei 34 000 und 41 000 Jahre vor heute. Diese Interstadiale folgen den Heinrich-Ereignissen 4 (IS8) und 5 (IS12). In Abb. 46 werden die antarktischen Kalbungsereignisse mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des GRIP Eiskerns und den Heinrich-Ereignissen auf einer relativen Zeitskala verglichen. Auffallend ist, daß diese antarktischen Interstadiale ebenfalls mit signifikanten IRD-Flüssen bzw. Kalbungsereignissen einhergehen (Abb. 44, 45, 29).

Das wichtigste Ergebnis des Vergleichs von Kalbungsereignissen auf beiden Hemisphären ist, daß die Heinrich-Ereignisse aus der Nordhemisphäre offensichtlich Gegenstücke in der Antarktis besitzen. Außerdem spiegeln sich auch die zusätzlichen Kalbungsereignisse, die von BOND & LOTTI (1995) und MCMANUS ET AL. (1994) beschrieben werden, in den antarktischen IRD-Aufzeichnungen wider. Auch die IRD-Ereignisse vor den Interstadialen 24, 21, 20 und 19 fallen mit den nordatlantischen Kalbungsereignissen zusammen. Dennoch scheint das dominierende Kalbungsereignis in den antarktischen IRD-Aufzeichnungen bei 15 000-10 000 Jahre vor heute, das möglicherweise Ausdruck der Schmelzwasserpulse 1A und 1B ist, kein Gegenstück in der Nordhemisphäre zu besitzen. Eine mögliche Erklärung hierfür wäre, daß die Eisschilde in der Nordhemisphäre ihr Volumen während der Abschmelzphasen hauptsächlich durch oberflächliches Schmelzen und erst sekundär durch Kalbungsereignisse verloren.

Innerhalb der Unsicherheiten der Korrelationen von MS und Staub scheint es, daß die markantesten Kalbungsereignisse des antarktischen Eisschildes mit den Heinrich-Ereignissen im Nordatlantik synchron sind. Dies paßt in das Bild sogenannter extern gesteuerter Kalbungsereignisse, das auf dem gleichzeitigen Kalben des Laurentidischen und den anderen nordhemisphärischen Eisschilden beruht. Rheologische Instabilitäten der einzelnen Eisschilde sind ihrer Natur nach eher zufällig. Die vom fennoskandischen Eisschild ausgehenden Kalbungsereignisse deuten in Verbindung mit den hier vorgestellten Ergebnissen auf eine globale klimatische Kontrolle für die großen Kalbungsereignisse während der letzten 200 000 Jahre vor heute hin.

Wenn die Kalbungsereignisse in der Südhemisphäre in etwa gleichzeitig mit denen der nordhemisphärischen Eisschilde stattfinden, ist es nicht möglich, die These, daß die Kalbungsereignisse Ergebnis von internen Eisschild-Instabilitäten (MACAYEAL 1993) sind, aufrecht zu erhalten. Nur ein externer Mechanismus könnte diese Synchronität erklären, denn aus welchem Grund sollten interne Eisschild-Instabilitäten in beiden Hemisphären mehrmals in den gleichen Zeiträumen stattfinden? Vielmehr müßte der Schluß gezogen werden, daß ein extern gesteuerter Mechanismus auch für die mit den Kalbungsereignissen in engem Zusammenhang stehenden kurzfristigen Klimaschwankungen verantwortlich ist.

Ein weiteres Argument für einen externen Mechanismus liefern Untersuchungen an Moränenablagerungen von Gletschern aus den patagonischen Anden (LOWELL ET AL. 1996). Sie zeigen, daß der Gletscherrückzug nach der ausgeprägten Vereisung des letzten Glazials ebenfalls in etwa zeitgleich dem Übergang von einem Stadial zum Interstadial 1 stattgefunden hat (G. Denton mündliche Mitteilung). Dies würde im Rahmen der Datierungsgenauigkeit mit dem hier beschriebenen Kalbungsereignis bei 16 000 Jahre vor heute (GRIP-Altersmodell) bzw. Heinrich-Ereignis 1 zusammenfallen. Dieses Ergebnis schließt eine Kopplung der nord- und südhemisphärischen Kalbungsereignisse über den Meeresspiegel sowie interne Eisschild-Instabilitäten aus. Es liefert vielmehr einen weiteren entscheidenden Hinweis auf eine externe Klimakontrolle.

Eine mögliche Erklärung für die Entstehung der nordatlantischen Kalbungsereignisse könnte mit dem Zusammenbruch von ausgedehnten Schelfeisen, die sich während der fortschreitenden Abkühlungszyklen um die

arktischen Ränder der nordhemisphärischen Eisschilde gebildet haben, im Zusammenhang stehen. Da aufgrund der Synchronität der Kalbungseignisse in Nord- und Südhemisphäre interne Antriebsmechanismen als auslösende Prozesse weniger wahrscheinlich sind, und möglicherweise nur eine verstärkende Rolle gespielt haben, muß die Ursache in einem externen Prozeß gesucht werden.

Als wichtigster externer Auslöseprozeß für die Klimaschwankungen werden die Variationen in der Sonneneinstrahlung, bedingt durch saisonale und geographische Variationen in der Insolation angesehen. Möglicherweise liegt die wesentliche Ursache für die kurzfristigen Klimaschwankungen in der Kombination aus Veränderungen in der Einstrahlung, die durch die Menge der Staublast in der Atmosphäre gesteuert werden.

Die vorgestellte Interaktion zwischen Klima, Eisschilden und Ozean dürfte helfen, mehr über den "weicheren" Verlauf der Klimakurven der antarktischen Eiskerne (Deuterium) im Vergleich zu den grönländischen ($\delta^{18}\text{O}$) zu verstehen. Möglicherweise führt ein negativer Rückkopplungsprozeß, eingeleitet durch das massive Kalben von Eisbergen um die Antarktis, zur Abkühlung des Südpolarmeeres und schwächt somit die Aufzeichnungen von globalen Klimaschwankungen in den hohen südlichen Breiten.

Fazit:

- IRD-Ereignisse in dem südlichen Scotiameer finden im Rahmen der Datierungsgenauigkeit weitgehend zeitgleich mit den nordatlantischen Heinrich-Ereignissen statt. Auch kleinere Kalbungereignisse können zwischen den beiden Hemisphären synchronisiert werden.
- Die Kalbungsgeschichte der Antarktis verlief während der letzten 135 000 weitgehend synchron mit der Kalbungsgeschichte des Laurentidischen Eisschildes. Ausnahme ist das Kalbungseignis zwischen 15 000 und 10 000 Jahre vor heute (GRIP-Altersmodell), das möglicherweise Ausdruck der Schmelzwasserpulse 1A und 1B ist.

11.2 Sedimentationsraten im Scotiameer

Die nach dem GRIP-Altersmodell ermittelte Sedimentationsraten für die bearbeiteten Kerne zeigen erhöhte Werte an den Übergängen von Stadialen zu Interstadialen: PS2319-1 z.B. bei 62 ka, 51 ka, 35 ka, 26 ka, 22 ka und 16 ka, an.

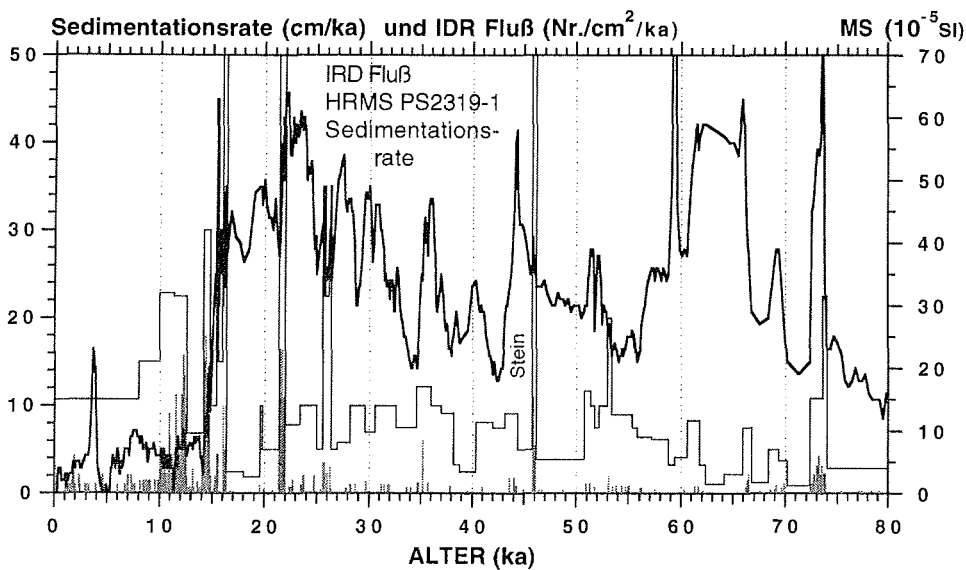


Abb. 46: Sedimentationsrate, IRD-Fluß und MS des Kerns PS2319-1 nach dem GRIP-Altersmodell für den Zeitraum von 10 000-80 000 Jahre vor heute.

Die Sedimentationsraten und Sedimentationsprozesse, die für die Akkumulation von terrigenem sowie biogenem Material verantwortlich sind, können durch die hohe zeitliche Auflösung des auf die Sedimentkerne übertragenen GRIP-Altersmodells detailliert interpretiert werden.

Die vergleichsweise hohen Sedimentationsraten bieten die Möglichkeit die Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung in enger zeitlicher Auflösung zu studieren und die verantwortlichen Transportprozesse einzugrenzen. Hier sollen die Prozesse diskutiert werden, die die starke Erhöhung der Sedimentationsraten ermöglichen.

Potentielle Prozesse, die zu einer erhöhten Sedimentationsrate führen sind:

- Biogene Produktion

Die erhöhten Sedimentationsraten im den Kernen PS2319-1, PS2328-4 und PS2316-4 stimmen mit erhöhten Werten im IRD-Fluß überein. Da die erhöhten Sedimentationsraten auch bei Kern PS2328-4 sehr gut übereinstimmen, dieser Kern aber nur Maximalwerte von 16 % silikatischen Biogen aufweist, PS2319-1 hingegen 40 % (unpublizierte Daten, Kuhn) kann zunächst ausgeschlossen werden, daß die biogene Produktion für die starken Erhöhungen verantwortlich ist.

- Veränderungen in der Bodenwasserströmung und in Folge davon erhöhter bzw. erniedrigter An- und Abtransport von Sediment

- Eisberg- und Windeintrag

Diese beiden zuletzt genannten Prozesse sind anhand von sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parametern darstellbar. Die Interpretation der Siltkorngrößenanalysen, deren Variationen Veränderungen in den Strömungsgeschwindigkeiten anzeigen (MCCAVE ET AL. 1995), erweist sich als kompliziert, da das Korngrößenspektrum im südlichen Scotiameer durch IRD- und Windeintrag teilweise überprägt ist (Vgl. Kap. 7). Für den Kern PS2319-1 zeigt der KOOPMANN-Index (Abb. 23), daß die Kernposition während der letzten 200 000 Jahre permanent von Bodenwasserströmung beeinflusst wurde, während es an der Kernposition von PS2328-4 Zeiten gab, in denen der Windeintrag dominierte (Abb. 24). Diese Proben besitzen hohe MS-Werte, sie wurden nach KOOPMANN (1981) äolisch transportiert und liegen in den Maxima von Stadialen (GRIP-Altersmodell). Bei Anwendung des KOOPMANN-Index fällt eine Probe, auch wenn sie äolisch eingetragen wurde, aber von einer Strömung überprägt wurde, in das Feld, das Strömungstransport anzeigt.

Betrachtet man die Korngrößenvariationen in der terrigenen Siltfraktion, zeigen die Daten hohe Hauptmodalwerte in Stadialen und eine insgesamt starke Tendenz zu groben Siltkorngrößen (Abb. 22, 23). Dies deutet auf eine stärkere Strömung während der Stadiale hin. Auch die Interpretation der mittleren Siltkorngrößen deutet auf verstärkte Bodenwasserströmung während der Stadiale hin (Kap. 7). Da die stark erhöhten Sedimentationsraten aber nicht in den Stadialen, sondern im Übergang von einem Stadiäl zu einem Interstadiäl zu finden sind (siehe oben), ist es nicht wahrscheinlich, daß die Bodenwasserströmungen für diese stark erhöhten

Sedimentationsraten verantwortlich sind. Den verstärkten Bodenwasserströmungen wird eine focussierende Rolle zugeschrieben, was lokal (in Sedimentfallen) zu erhöhten Sedimentationsraten führen kann. Dieser Focussierungsprozeß kann jedoch nicht verallgemeinert werden.

Ein weiterer Eintragsmechanismus ist der atmosphärische Transport von terrigenem Sediment. In zahlreichen Arbeiten wird an Eis- und Sedimentkernen gezeigt, daß während der Glaziale bzw. der Stadiale die Staubfracht stark erhöht war (THOMPSON ET AL. 1995, THOMPSON ET AL. 1997, PETIT ET AL. 1990, BISCAYE ET AL. im Druck). Wie bereits von BAREILLE & AL. (1994) festgestellt, kann der Windeintrag den gesamten terrigenen Eintrag ins Sediment in den Indischen Sektor des Südpolarmeeres und somit auch ins Scotiameer kaum erklären. Der atmosphärische Staubfluß ist zu niedrig um den gesamten terrigenen detritischen Fluß und somit die stark erhöhten Sedimentationsraten zu erklären. Die atmosphärischen Staubflüsse für dieses Gebiet liegen gegenwärtig in einer Größenordnung von 10-100g/m²/ka (DUCE ET AL. 1991).

In den Abwindgebieten westlich der Sahara oder östlich Chinas sind die derzeitigen Staubflüsse um den Faktor 100 höher (= 1g/cm²/ka). Nimmt man an, daß Patagonien ähnlich viel Staub produziert hat wie heutige Wüsten, dann ließen sich die Sedimentationsraten von 10 bis 50 cm/ka im Kern PS2319-1 zu einem Teil mit dem Staubeintrag aus Patagonien erklären.

PETIT ET AL. (1990) finden während des Letzten Glazialen Maximums einen 15 bis 20-fach erhöhten Staubfluß in Vostok. Legt man den Berechnungen diese Faktoren zugrunde, kann der Staubeintrag allein die starken Erhöhungen der Sedimentationsraten nicht erklären.

Die glazial erhöhten Staubeinträge, die aus größerem Terrigen bestehen, passen in das Bild eines verstärktes Windsystem, einer reduzierten Vegetationsdecke und erhöhter Erosion und Verwitterung. Dies hat mit der höheren Transportenergie des Windes und mit der stark erhöhten Sturmfrequenz und der zeitlichen Dauer der Stürme zu tun. Da die MS den äolischen Eintrag nachzeichnet, und ein Versatz zwischen dem Maxima von MS und Sedimentationsrate besteht, ist es unwahrscheinlich, daß der äolische Eintrag für die erhöhten Sedimentationsrate verantwortlich ist.

Es gibt jedoch in PS2328-4 Bereiche, z. B. mehrere 1 - 2 cm mächtige Lagen, die für rein äolischen Transport sprechen (Abb. 25, 26). Auch Kern PS1175-3 aus dem Weddellmeer zeigt diese Bereiche / Lagen (GRÜNIG 1991). Das verdeutlicht, daß die atmosphärische Fracht eine bedeutende Rolle bei dem Eintrag von Terrigen und der Erhöhung der Sedimentationsrate während Stadialen gespielt haben könnte. In den anderen bearbeiteten Kernen, in denen der äolische Eintrag möglicherweise durch Bodenströmung sortiert und überprägt wurde, ist dieser Prozeß nicht mehr nachzuvollziehen.

Im allgemeinen fallen IRD-Eintrag und erhöhte Sedimentationsraten zusammen (Abb. 46). Da dies auch für die kurz andauernden Zeiträume zutrifft, und die anderen terrigenen Eintragsmechanismen, die Variationen in der Sedimentationsrate erzeugen können, ihre Maximalwerte in kalten Perioden erreichen, scheint es sehr wahrscheinlich, daß der IRD-Eintrag für die starken Erhöhungen verantwortlich ist. Ein weiterer Grund, der für den IRD-Eintrag spricht, ist, daß Eisberge im Vergleich zu Bodenwasserströmungen oder der Atmosphäre sehr viel mehr Material mit sich führen können, und somit in sehr kurzer Zeit diese hohen Sedimentationsraten erzeugen können. Sowohl Bodenwasserströmungen als auch der Wind müßten sehr große Schwankungen in ihrer Intensität zeigen, um diese Raten zu erklären.

Das Holozän weist mit mehr als 15 cm die höchste mittlere Sedimentationsrate auf, das marine Isotopenstadium 5.5 mit Werten um 2cm/ka die niedrigste, obwohl beide Perioden ein ähnliches Klima zugeschrieben wird und die MS in beiden Zeiträumen vergleichbar niedrige Werte aufweist. Eine Erklärung für diese großen Unterschiede ist die möglicherweise geringere Anzahl an Eisbergen oder ein geringerer IRD-Gehalt während des Eem (marines Isotopenstadium 5.5) im Vergleich zum Holozän.

Fazit:

- Die erhöhten terrigenen Sedimentationsraten an den Übergängen von einem Stadal zu einem Interstadial bzw. in Interstadialen sind zum größten Teil durch den Eintrag von IRD bedingt. Das führt zu einer Erhöhung der mittleren Sedimentationsraten in Interglazialen, da in warmen Perioden mehr Eisberge kalben als in kalten.

- Der äolische Eintrag leistet in Stadialen einen Beitrag zur Sedimentationsrate, die Quantität des Beitrags kann wegen der Vermischung mit dem IRD nicht bestimmt werden.
- Die Bioproduktion und der Bodenwassertransport scheinen im Scotiameer keinen bestimmenden Beitrag zu den starken Variationen der Sedimentationsrate zu liefern. Sie tragen zur Sedimentation bei, übernehmen aber nicht die dominierende Rolle.

12 ZUSAMMENFASSUNG

- Die fünf untersuchten Kerne aus dem südlichen Scotiameer weisen SPECMAP-Alter von 50 000 bis 200 000 Jahren vor heute auf. Diese Alter ergeben sich aus der Biofluktuationsstratigraphie mit der Radiolarie *C. davisiana*.
- Ergebnisse aus Korngrößenanalysen belegen eine verstärkte Strömungsaktivität des Bodenwassers an den Kernpositionen in Stadialen bzw. in Glazialen und reduzierte während Interstadialen bzw. Interglazialen.
- Es ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht möglich, den äolischen Eintrag relativ zu dem Eintrag von eistransportiertem Material oder Bodenwassertransport zu quantifizieren.
- Hohe magnetische Suszeptibilitäten stehen mit gröberen Siltkorngrößen, niedrige magnetische Suszeptibilitäten mit feineren Siltkorngrößen in Zusammenhang.
- Die magnetische Suszeptibilität läßt sich mit Staub bzw. dem Staubproxy Kalzium aus den antarktischen (Vostok) sowie aus grönländischen (GRIP) Eiskernen sehr gut korrelieren. Dies führt zu dem Schluß, daß die magnetische Suszeptibilität ein äolisch transportiertes Signal darstellt.
- Es können wenigstens zwei Transportprozesse, die für den Eintrag von terrigenem Material ins Scotiameer verantwortlich sind, unterschieden werden. Die magnetische Suszeptibilität repräsentiert den äolischen Eintrag aus Patagonien, der IRD den eistransportierten Eintrag aus der Antarktis.
- Hochfrequente Schwankungen der magnetische Suszeptibilität haben ihre Ursache in hochfrequenten Schwankungen des äolischen Eintrags bzw. der atmosphärischen Zirkulation. In kalten Perioden ist der äolische Eintrag stark erhöht, als Folge von höherer Aridität im Liefergebiet, geringerer Vegetationsbedeckung, stärkerer Frostverwitterung, höherer Sturmhäufigkeit und damit einer allgemein intensivierten atmosphärischen Zirkulation.

- Diese hochfrequenten Schwankungen sind mit den schnellen Klimaschwankungen des GRIP Eiskerns, den Dansgaard-Oeschger-Zyklen, korrelierbar.
- Sechs große Kalbungereignisse des antarktischen Eisschildes mit stark erhöhter Sedimentationsrate fallen während der letzten 65 000 Jahre im Rahmen der Datierungsgenauigkeit mit den "Heinrich"-Lagen in der Nordhemisphäre zusammen.
- Die Korrelation der magnetischen Suszeptibilität mit dem Staub aus dem Vostok Eiskern bzw. Kalzium aus dem GRIP Eiskern liefert in sich konsistente, hochaufgelöste Altersmodelle für die bearbeiteten Kerne aus dem Scotiameer. Die Altersmodelle stimmen im Rahmen der bekannten Fehler ebenfalls mit dem auf Biofluktuationsstratigraphie basierenden Altersmodell überein.
- Magnetische Suszeptibilität im Sediment und Staub in Eiskernen sind sehr gut geeignet, Eis- und Sedimentkernaufzeichnungen zu synchronisieren.

13 DANKSAGUNG

Herr Prof. D. Meischner (Universität Göttingen) hat durch seine mitreißenden Vorlesungen bereits im ersten Semester meines Studiums mein Interesse für die marine Geologie geweckt und meine Arbeit nicht nur während des Studiums, sondern auch während der Zeit meiner Dissertation mit sehr viel Interesse und großer Diskussionsbereitschaft verfolgt und unterstützt.

Herr Prof. D. Fütterer (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) hat das Dissertationsthema angeregt und verständnisvoll betreut. Herr Prof. H. Miller (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) hat vielfache Hilfestellungen geleistet und freundlicherweise das Co-Referat übernommen. Dr. Sepp Kipfstuhl (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) hat diese Arbeit außerordentlich engagiert betreut und immer wieder mit neuen Anregungen unterstützt. Für wissenschaftliche Diskussionen war er stets zur Stelle. Ohne ihn wäre die vorliegende Arbeit nicht in dieser Form entstanden. Dr. G. Kuhn (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) hat mich in sedimentologischen Fragen betreut. Während meines Gastaufenthaltes im Department of Geology (University of Cambridge) wurde ich sehr freundlich von Dr. Aarno und Dr. Mia Kotileinen sowie Prof. N. McCave und Prof. N. Shackelton aufgenommen. Während dieser Zeit wurden mir wesentliche Grundlagen in der Klimaforschung nahe gebracht.

Dr. Kathrin Fuhrer (Universität Bern) hat mir freundlicherweise unpublizierte Daten über Staubeintrag ins grönländische Eis überlassen. Prof. A. Mangini (Heidelberg) und Dr. Martin Frank (University of Oxford) haben sich freundlicherweise bereit erklärt für mich Thoriumanalysen durchzuführen. Prof. Toni Eisenhauer (Universität Kiel) hat mit seinen Sr/Nd Analysen für interessanten Diskussionsstoff gesorgt.

Allen diesen Personen möchte ich an dieser Stelle für ihre engagierte Mithilfe ein herzliches Dankeschön aussprechen.

Den Mitarbeitern der Arbeitsgruppen Glaziologie, Geologie und Geophysik des Alfred-Wegener-Instituts (insbesondere Dr. Uta Brathauer, Dr. J. Bjima, Dr. J. Freitag, Dr. R. Gersonde, Dr. F. Gingele, Dr. H. Hellmer, Dipl. Geol. C.-D. Hillebrand, Dr. P. Huybrechts, Dr. W. Jokat, Dr. J. Lobbes, Dr. T. Thorsteinsson, Dr. R. Sieger, Dipl. Geophys. M. Schwager) danke ich für die angenehme Arbeitsatmosphäre und Zusammenarbeit.

Gleichermaßen danke ich meinen Kollegen aus der Arbeitsgruppe „Marine Tiefseeforschung“ in Hannover (BGR), die mich immer wieder ermunterten, die Druckversion der Dissertation fertigzustellen.

Last not least möchte ich Uwe Hach und meinen Eltern für die tatkräftige Unterstützung während der Zeit meiner Promotion herzlichst danken.

14 LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEY, R.B., MEESE, D.A., SCHUMAN, C.A., GOW, A.J., TAYLOR, D.C., GROOTES, P.M., WHITE, J.W.C., RAM, M., WADDINGTON, E.D., MAYEWSKI, P.A. & ZIELINSKI, G.A. (1993): Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. - *Nature*, 362, 527-529.
- ALLEY, R.B., FINKEL, R.C., NISHIZUMI, K., ANANDAKRISHNAN, S., SHUMAN, C.A., MERSHON, G., ZIELINSKI, G.A. & MAYEWSKI, P.A. (1995): Changes in continental and sea-salt atmospheric loadings in central Greenland during the most recent deglaciation: model-based estimates. - *J. of Glaciology*, 41: 503-514.
- AN, Z. & PORTER, S.C. (1997): Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. - *Geology*, 25/7: 603-606.
- BALSAM, W.L., OTTO-BLIESNER, B.L. & DEATON, B.C. (1995): Modern and last glacial maximum eolian sedimentation patterns in the Atlantic Ocean interpreted from sediment iron oxide content. - *Paleoceanography*, 10/3: 493-507.
- BARBER & CRANE, D. (1995): Current flow in the north-west Weddell Sea. - *Antarctic Science*, 7 (1): 39-50.
- BARD, E., HAMELIN, R.G., FAIRBANKS, R.G. & ZINDLER, A. (1990): Calibration of the 14C timescale over the past 30.000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. - *Nature*, 345: 405-410.
- BARD, E., ROSTEK, F. & SONZOGNI, C. (1997): Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. - *Nature*, 385: 707-710.
- BAREILLE, G., GROUSSET, F.E., LABRACHERIE, M., LABEYRIE, L.D. & PETIT, J.-R. (1994): Origin of detrital fluxes in the southeast Indian Ocean during the last climatic cycles. - *Paleoceanography*, 9/6: 799-819.
- BARKER, P.F., NOWLIN, W.D., PILLSBURY, R.D. & BRYDEN, H.L. (1977): Antarctic circumpolar current: space and time fluctuations in the Drake Passage. - *Nature*, 268: 698-699.
- BARKER, P.F., KENNETT, J.P. ET AL. (1988): Weddell Sea paleoceanography: preliminary results of ODP LEG 113. - *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 67: 75-102.
- BARNOLA, J.M., RAYNAUD, D., KOROTKEVICH, Y.S. & LORIUS, C. (1987): Vostok ice core provides 160.000 year record of atmospheric CO₂. - *Nature*, 329: 408-414.
- BASILE, I., PETIT, J.R., GROUSSET, F.E., REVEL, M., BISCAYE, P.E. & BARKOV, N.I. (1996): Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. - *EOS, Transact., AGU* 77/46: F429.
- BASILE, I., GROUSSET, F.E., REVEL, M., PETIT, J.R., BISCAYE, P.E. & BARKOV, N.I. (1997): Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. - *Earth Planet. Sci. Letters*, 146: 573-589.
- BEHL, R.J. & KENNETT, J.P. (1996): Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. - *Nature*, 379: 243-246.
- BENDER, M., SOWERS, T., DICKSON, M.-L., ORCHARDO, J., GROOTES, P., MAYEWSKI, P.A. & MEESE, D.A. (1994): Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. - *Nature*, 372: 663-666.
- BENSON, L.V., BURDETT, J.W., KASHGARIAN, M., LUND, S.P., PHILLIPS, F.M. & RYE, R.O. (1996): Climatic and hydrologic oscillations in the Owens Lake Basin and adjacent Sierra Nevada, California. - *Science*, 274: 746-748.
- BIRCHFELD, G.E., WANG, H. & RICH, J.J. (1994): Century-millennium internal climate oscillations in an ocean-atmosphere-continental ice sheet model. - *J. Geophys. Res.*, 99: 12.459-12.470.
- BISCAYE, P.E., GROUSSET, F.E., REVEL, M., VAN DER GASST, S., ZIELINSKI, G.A., VAARS, A. & KUKLA, G.: Asian Provenance of glacial dust (Stage 2) in the GISP2 ice core, Summit, Greenland. - *Im Druck, Special GISP2/GRIP Oceans and Atmospheres Issue of J. Geophys. Res.*
- BLAESER, C.R. & LEDBETTER, M.T. (1982): Deep sea bottom currents differentiated from texture of underlying sediment. - *J. Sed. Petrol.*, 52/2: 755-768.
- BLOEMENDAL, J. & DEMENOCAL P. (1989): Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr. from whole-core magnetic-susceptibility measurements. - *Nature*, 342: 897-900.
- BLUNIER, T., CHAPPELLAZ, J., SCHWANKER, J., STAUFFER, B. & RAYNAUD, D. (1995): Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. - *Nature*, 374, 46-49.

- BOHRMANN (1986): Accumulation of biogenic silica and opal dissolution in Upper Quaternary Skagerak sediments. - *Geo.-Mar. Lett.*, 86: 165-172.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., MIECZYSLAWA, K., BONANI, G. & IVY, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. - *Nature*, 360: 245-249.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSON, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONANI, G. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. - *Nature*, 365: 143-147.
- BOND, G. (1995): Climate and the conveyor. - *Nature*, 377: 383-384.
- BOND, G.C. & LOTTI, R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. - *Science*, 267: 1005-1010.
- BONN, W. (1995): Biogenopal und biogenes Barium als Indikator für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor. - *Ber. Polarforsch.*, 180: 186 S.
- BONORINO, F.G. (1966): Soil clay mineralogy of the Pampa Plains, Argentina. - *J. Sed. Petrol.*, 36/4: 1026-1035.
- BRATHAUER, U. (1996): Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien. - *Ber. Polarforsch.*, 216: 163 S.
- BREHME, I. (1992): Die Dokumentation der Bodenwasserströmung in den Sedimenten des nordwestlichen Weddellmeeres. - *Ber. Polarforsch.*, 110: 127 S.
- BREITZKE, M., GROBE, H., KUHN, G. & MÜLLER, P. (1996): Full waveform ultrasonic transmission seismograms: A fast new method for the determination of physical and sedimentological parameters of marine sediment cores. - *J. Geophys. Res.*, 101/B10: 22.123-22.141.
- BROECKER, W.S., BOND, G. & KLAS, M. (1990): A salt oscillator in the glacial Atlantic ? 1. The concept. - *Paleoceanography*, 5: 469-477.
- BROECKER, W.S., BOND, G., KLAS, M., CLARK, E. & MCMANUS, J. (1992): Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. - *Clim. Dyn.*, 6: 265-273.
- Broecker, W.S. (1994): Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. - *Nature*, 372: 421-424.
- BURCKLE L.H., CLARKE, D.B. & SHACKLETON, N.J. (1978): Isochronous last abundance-appearance (LAAD) of the diatom *Hemidiscus karstenii* in the sub-Antarctic. - *Geology*, 6: 243-246.
- BURCKLE, L. H. (1982): First appearance datum of *Hemidiscus karstenii* in late Pleistocene of the subantarctic region. - *Antarctic Journal*, 17: 142-143.
- CAMILIÓN, M.C. (1993): Clay mineral composition of Pampean Loess (Argentina). - *Quat. International*, 17: 27-31.
- CARMACK, E.C. & FORSTER, T.D. (1975): On the flow of water out of the Weddell Sea. - *Deep-Sea Res.*, 22: 711-724.
- CARMICHAEL, R.S. (Hrsg.) (1982): CRC Handbook of physical properties of rocks, Volume II, CRC Press, Boca Raton, Florida, 281 S.
- CHARLES, C.D., LYNCH-STIEGLITZ, J., NINNEMANN, U.S. & FAIRBANKS, R.G. (1996): Climate connections between the hemispheres revealed by deep sea sediment core / ice core correlations. - *Earth Planet. Sci. Letters*, 142: 19-27.
- CHAMLEY, H. (1989): *Clay Sedimentology*. Berlin (Springer Verlag), 620 S.
- CHEN, F.H., BLOEMENDAL, J., WANG, J.M., LI, J.J. & OLDFIELD, F. (1997): High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: Evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. - *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 130: 323-335.
- CHI, J. (1995): Multi-Sensor-Kern-Logging-Methoden zur Bestimmung von physikalischen Sedimenteigenschaften. - *Berichte, SFB 313*, 58, 125 S.
- CHI, J. & MIENERT, J. (1996): Linking physical property records of Quaternary sediments to Heinrich events. - *Mar. Geol.*, 131: 57-73.
- CIESIELSKI, P.F., LEDBETTER, M.T. & ELLWOOD, B.B. (1982): The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. - *Mar. Geol.*, 46, 1-2: 1-51.
- CLAPPERTON, C.M. (1993a): *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. - Elsevier, Amsterdam, 779 S.
- CLAPPERTON, C.M. (1993b): Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. - *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 101: 189-208.

- CLAPPERTON, C.M., HALL, M., MOTHES P., HOLE, M.J., STILL, J.W., HELMENS, K.F., KUHR, P. & GEMMELL, A.M.D. (1997): A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. - *Quat. Res.*, 47: 13-28.
- CLARK, P.U., ALLEY, R.B., KEIGWIN, L.D., LICCIARDI, J.M., JOHNSEN, S.J. & WANG, H. (1996): Origin of the first global meltwater pulse following the last glacial maximum. - *Paleoceanography*, 11/5: 563-577.
- CLEMENS, S.C. & PRELL, W.L. (1992): Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. - *Paleoceanography*, 5/2: 109-145.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1984): The last interglacial ocean. - *Quat. Res.*, 21: 123-224.
- COMAP MEMBERS (1988): Climate changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. - *Science*, 241: 1043-1053.
- CONOLLY, J.R. & ERWING, M. (1965): Ice-rafted detritus as a climatic indicators in Antarctic deep-sea cores. - *Science*, 150: 1822-1824.
- COOKE, D.W. & HAYS, J.D. (1982): Estimates of Antarctic ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. - In: CRADDOCK, C. (Hrsg.), *Antarctic Geoscience*, 377-385, University of Wisconsin Press (Madison, Wisconsin).
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Wessellmeer). - *Ber. Polarforsch.*, 71: 158 S.
- COUDÉ-GAUSSIN, G. (1984): Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires. - *Bull. Cent. Rech. Explor. Product. Elf-Aquitaine*, 8: 167-182.
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S.J., CLAUSENE, H.B., HAMMER, C.U. & GUNDESTRUP, N. (1973): Stable isotope glaciology. - *Medd. om Gronland*, 197/2: 1-53.
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S.J., CLAUSENE, H.B., DAHL-JENSEN, D., GRUNDESTRUP, N. & HAMMER, C.U. (1984): North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. In: J.E. HANSEN & T. TAKAHASHI (Hrsg.), *Climate processes and climate sensitivity*. - AGU, Washington, DC, *Geophys. Monograph*, 29: 288-298.
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S.J., CLAUSENE, H.B., DAHL-JENSEN, D., GRUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. - *Nature*, 364: 218-220.
- DE ANGELIS, M., BARKOV, N.I. & PETROV, V.N. (1987): Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core. - *Nature*, 325: 318-321.
- DEANGELIS, M., BARKOV, N. I. & PETROV, V. N. (1992): Sources of continental dust over Antarctica during the last glacial cycle. - *J. of Atmos. Chemistry*, 14: 233-244 .
- DENTON, G.H. & HENDY, C.H. (1994): Younger Dryas Age advance of Franz Josef glacier in the Southern Alps of New Zealand. - *Science*, 264: 1434-1436.
- DREWRY, D.J. (1986): *Glacial geologic processes*. - Edward Arnold (Hrsg.), London: 276 S.
- DOAKE, C.S.M. & VAUGHAN, D.G. (1991): Rapid desintergration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. - *Nature*, 350: 328-330.
- DOKKEN, T.M. & HALD, M. (1996): Rapid climatic shifts during isotope stages 2-4 in the Polar North Atlantic. - *Geology*, 24: 599-602.
- DUCE, R.A. & 21 OTHERS (1991): The atmospheric input of trace species to the world ocean. - *Global Biogeochemical Cycles*, 5/3: 193-259.
- DUCE, R.A., UNNI, C.K., RAY, B.J., PROSPERO, J.M. & MERRILL, J.T. (1980): Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the Tropical North Pacific: Temporal variability. - *Science*, 209: 1522-1524.
- DYMOND, J., SUESS, E. & LYLE, M. (1992): Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity. - *Paleoceanography*, 7/2: 163-181.
- EHRMANN, W.U. (1994): *Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis*. - *Ber. Polarforsch.*, 137: 152 S.
- FAIRBANKS, R.G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature*, 342: 637-642.
- FOLDVIK A. & GAMMELSRØD, T. & TOERRESEN, T. (1985): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea shelf. In: JACOBS, S.S. (Hrsg.): *Oceanology of the Antarctic continental shelf*. - *Antarct. Res. Ser.*, 43: 5-20.
- FOLDVIK, A. & GAMMELSRØD, T. (1988): Notes on the Southern Ocean hydrography, sea-ice and bottomwater formation. - *Paleogeogr. Paleoclimatol., Paleoecol.*, 67: 3-17.

- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. - *J. Sed. Petrol.*, 27: 3-27.
- FREDERICH, T. (1995): Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer parameter in marinen Sedimenten der Arktis. - *Ber. Polarforsch.*, 164: 212 S.
- FRONVAL, T., JANSEN, E., BLOEMENDAL, J. & JOHNSEN, S. (1995): Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennium timescales. - *Nature*, 374: 443-446.
- FÜTTERER, D.K., GROBE, H. & GRÜNIG, S. (1988): Quaternary sediment patterns in the Weddell Sea: Relations and environmental conditions. - *Paleoceanography*, 3/5: 551-561.
- FÜHRER, K., WOLFF, E.W. & JOHNSON, S.J.: Asia-Greenland atmospheric coupling during fast climatic changes in the last glacial. - Eingereicht bei Science.
- GAUDICHET, A., PETIT, J.R., LEFEVRE, R. & LORIEUS, C. (1986): An investigation by analytical transmission electron microscopy of individual insoluble microparticles from Antarctic (Dome C) ice core samples. - *Tellus*, 38B: 250-261.
- GAUDICHET, A., DEANGELIS, M., LEFEVRE, R., PETIT, J.R., KOROTKEVITCH, Y.S. & PETROV, V.N. (1988): Mineralogy of insoluble particles in the Vostok antarctic ice core over the last climatic cycle (150 kyr). - *Geophys. Res. Letters*, 15/13: 1471-1474.
- GAUDICHET, A., DEANGELIS, M., JOUSSAUME, S., PETIT, J.R., KOROTKEVITCH, Y.S. & PETROV, V.N. (1992): Comments on the origin of dust in East Antarctica for present and ice age conditions. - *J. Atmos. Chem.*, 14: 129-142.
- GEALY, E.L. (1971): Saturated bulk density, grain density, and porosity of sediment cores from the western Equatorial Pacific: Leg 7, Glomar Challenger. - In: WINTERER E.L. ET AL. (Hrsg.): *Init. Repts. DSDP, 7*, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1081-1104.
- GEORGI, D.T. (1981): Circulation of bottom waters in the southwestern South Atlantic. - *Deep-Sea Res.*, 28A: 959-979.
- GERLAND, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. - *Ber. Polarforsch.*, 123: 130 S.
- GERSONDE, R. (1993): Die Expedition Antarktis X/5 mit FS "Polarstern" in 1992. - *Ber. Polarforsch.*, 131: 167 S.
- GERSONDE, R. (1995): Die Expedition Antarktis XI/2 mit FS "Polarstern" in 1993 / 1994. - *Ber. Polarforsch.*, 163: 133 S.
- GINGELE, F.X. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. - *Berichte, FB Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 26: 202 S.
- GLOERSEN, P., CAMPBELL, W.J., CAVALERI, D.J., COMISO, J.C. PARKINSON, C.L. & ZWALLY, H.J. (1992): Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. - NASA SP-511, Nation. Aeronaut. Space Admin. (Washington).
- GORDON, A.L., MARTINSON, D.G. & TAYLOR, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby-Basin. - *Deep-Sea Res.*, 28A: 151-163.
- GRIKUROV, G.E. (1978): Geology of the Antarctic Peninsula. - In: KOTHEKAR (Hrsg.) *Amerind*, New Delhi, 140 S.
- GRIMM, E.C., JACOBSON, JR., G.L., WATTS, W.A., HANSEN, B.C.S. & MAASCH, K.A. (1993): A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events. - *Science*, 261: 198-200.
- GRIP (Greenland Ice-core Project) Members (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. - *Nature*, 364: 203-207.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See. - *Ber. Polarforsch.*, 27: 121 S.
- GROBE, H. (1987): A simple method for the determination of ice-rafted debris in sediment cores. - *Polarforsch.*, 57(3): 123-126.
- GROOTES, P.M., STUIVER, M. WHITE, J.W.C. JOHNSON, S. & JOUZEL, J. (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. - *Nature*, 366: 552-554.
- GROUSSET, F. E., BISCAÏE P. E., REVEL, M., PETIT, J.-R., PYE, K., JOUSSAUME, S. & JOUZEL, J. (1992): Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 ky B.P.: Isotopic constraints on origins. - *Earth Planet. Sci. Letters*, 111: 175-182.

- GROUSSET, F.E., LABERYIE, L., SINKO, J.A., CREMER, M., BOND, G., DUPRAT, J., CORTIJO, E. & HUON, S. (1993): Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N). - *Paleoceanography*, 8: 175-192.
- GRÜNIG, S. (1991): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis). - *Ber. Polarforsch.*, 75: 196 S.
- GUO, Z., LIU, T., GUIOT, J., WU, N., LÜ, N., HAN, J., LIU, J. & GU, Z. (1996): High frequency pulses of East Asian monsoon climate in the last two glaciations: link with the North Atlantic. - *Clim. Dyn.*, 12: 701-709.
- HAMILTON, E.L. & BACHMANN R.T. (1982): Sound velocity and related properties of marine sediments. - *J. of the Acoustic Society of America*, 72/6: 1831-1903.
- HAMILTON, E.L., BERGER, W.H., JOHNSON, T.C. & MAYER, L.A. (1982): Acoustic and related properties of calcareous deep-sea sediments. - *J. Sed. Petrol.*, 52/3: 733-753.
- HAMMER, C.U., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., NEFTEL, A., KRISTINSDOTTIR, P. & JOHNSON, E. (1985): Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. - *Geophys. Monogr.*, 33: 90-94.
- HAMMER, C.U. ET AL. (im Druck): Report on the stratigraphic dating of the GRIP Ice core. Special Report of the Geophysical Department, Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen.
- HANSSON, M. (1994): The Renland ice core: A Northern Hemisphere record of aerosol composition over 120.000 years. - *Tellus*, 46B: 390-418.
- HASTENRATH, S.L. (1971): On the pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes. - *J. Glaciology*, 10/59: 255-267.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N.J. (1976): Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. - *Science*, 194: 1121-1132.
- HEINRICH, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. - *Quat. Res.*, 29: 142-152.
- HEUSSER, C.J. (1989): Southern Westerlies during the Last Glacial Maximum. - *Quat. Res.*, 31: 423-425.
- HEUSSER, J.C. & CLARAZ, G. (1866): Essai pour servir à une description physique et géognostique de la province argentine de Buenos-Ayres. - *Mém. Soc. Helverique Sci. Natur.*, 21: 139 S.
- HELLMER, H.H. & BERSCH, M. (1985): The Southern Ocean. A survey of oceanographic and marine meteorological research work. - *Ber. Polarforsch.*, 26: 115 S.
- HERRON, M.J. & ANDERSON J.B. (1990): Late quaternary glacial history of the South Orkney Plateau, Antarctica. - *Quat. Res.*, 33, 265-275.
- HOFMANN, A., KIPFSTUHL, S., BRATHAUER, U., FRANK, M., FÜTTERER, D., FUHRER, K., GERSONDE, R., GROBE, H., KUHN, G., MILLER, H., & SCHLITZER, R. : Rapid climate oscillations in the South Atlantic - are the Dansgaard-Oeschger cycles a global phenomenon? - Eingereicht bei Nature.
- HOVAN, S.A., REA, D.K. & PISIAS, N.G. & SHACKLETON, N.J. (1989): A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: Aeolian flux to the North Pacific. - *Nature*, 340: 296-298.
- HOWARD, W.R. & PRELL, W.L. (1992): Late Quaternary surface circulation of the southern Indian Ocean and its relationship to orbital variations. - *Paleoceanography*, 8: 79-117.
- HOWE, J.A., PUDSEY, C.J. & CUNNINGHAM, A.P. (1997): Pliocene-Holocene contourite deposition under the Antarctic Circumpolar Current, Western Falkland Trough, South Atlantic Ocean. - *Mar. Geol.*, 138: 27-50.
- HUGHEN, K.A., OVERPECK, J.-T., PETERSON, L.C. & TRUMBORE, S. (1996): Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. - *Nature*, 380: 51-54.
- HULTON, N., SUDGEN, D., PAYNE, A. & CLAPPERTON, C. (1994): Glacier modeling and the climate of Patagonia during the Last Glacial Maximum. - *Quat. Res.*, 42: 1-19.
- HUYBRECHTS, P. (1992): The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. - *Ber. Polarforsch.*, 99: 241 S.
- HUYBRECHTS, P. & OERLEMANS J. (1990): Response of the Antarctic Ice Sheet to future greenhouse warming. - *Clim. Dyn.*, 5: 93-102.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: BERGER, A.L., SCHNEIDER, S. & DUBLESSY, J.-C. (Hrsg.): *Milankovitch and Climate*, Part 1, 269-305. D. Reidel Publishing Company.

- IMBRIE, J. MCINTYRE, A. & MIX, A. (1989): Oceanic response to orbital forcing in the Later Quaternary : Observational and experimental strategies. In: BERGER, A.L., SCHNEIDER, S. & DUBLESSY, J.-C. (Hrsg.): *Climate and Geosciences*: 121-164, Dordrecht (Kluwer).
- IRINO, T. ET AL (1996): Millennial-scale variations in aeolian dust (Kosa) contribution to the Japan Sea sediments during the last 200 kyr. - *EOS, Transact., AGU* 77/46: F23.
- JAENECKE, R. & SCHÜTZ, L. (1978): Comprehensive study of physical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Islands region. - *J. Geophys. Res.*, 83: 3385-3599.
- JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. - *Nature*, 359: 311-313.
- JONES, K.P.N., MCCAVE, I.N. & PATEL, P.D. (1988): A computer-interfaced sedigraph for modal size analysis of fine-grained sediment. - *Sedimentology*, 35: 163-172.
- JOUSSAUME, S. (1993): Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions. 1. Desert Dust. - *J. Geophys. Res.*, 98/D3: 2767-2805.
- JOUZEL, J., LORIUS, C. JOHNSON, S. & GROOTES, P. (1994a): Climate instabilities: Greenland and Antarctic records. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319/II, 65-77.
- JOUZEL, J. (1994b): Paleoclimatology: Ice cores north and south. - *Nature*, 372: 612-613 .
- JOUZEL, J., VAIKMAE, R., PETIT, J.-R., MARTIN, M., DUCLOS, Y., STIEVENARD, M., LORIUS, C., TOOTS, M., MÉLIÈRES, M.A., BURCKLE, L.H., BARKOV, N.I. & KOTLYAKOV, V.M. (1995): The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. - *Clim. Dyn.*, 11: 151-161.
- JOUZEL, J., WAELBROECK, C., MALAIZE, B., BENDER, M., PETIT, J.-R., STIEVENARD, M., BARKOV, N.I., BARNOLA, J.M., KING, T., KOTLYAKOV, V.M., LIPENKOV, V., LORIUS, C., RAYNAUD, D., RITZ, C. & SOWERS, T. (1996): Climatic interpretations of the recently extended Vostok ice records. - *Clim. Dyn.*, 12: 513-521.
- KENT, D.V. (1982): Apparent correlation of paleomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. - *Nature*, 299: 538-539.
- KENNETT, J.P. & INGRAM, B.L. (1995): A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. - *Nature*, 377: 510-514.
- KING, E.C. & BARKER, P.F. (1988): The margins of the South Orkney Microcontinent. - *J. Geol. Soc.*, 145: 317-331.
- KIPFSTUHL, S., HOFMANN, A., HUYBRECHTS, P., & GROBE, H.: Synchronous calving events in the Northern and Southern hemisphere during the last glacial cycle. - In Vorbereitung.
- KIPFSTUHL, J. (1991): Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 85:
- KLINCK, J.M. & SMITH, D.A. (1993): Effect of wind changes during the last glacial maximum on the circulation in the Southern Ocean. - *Paleoceanography*, 8/4, 427-433.
- KNAACK, J.J. (1990): Zum Abbild von mariner Bioproduktion und atmosphärischer Zirkulation in rezenten Oberflächensedimenten des äquatorialen Ostatlantiks. - Unveröff. Dipl.arbeit., Univ. Kiel: 75 S.
- KOOPMANN, B. (1979): Sahrastaub in den Sedimenten des subtropischen-tropischen Nordatlantik während der letzten 20.000 Jahre. - *Berichte, Geol.Paläont. Inst. Univ. Kiel*.
- KOOPMANN, B. (1981): Sedimentation von Sahrastaub im subtropischen Nordatlantik während der letzten 25.000 Jahre. "Meteor"-Forschungs-Ergebnisse, C35:23-59.
- KOTTMEIER, C. & FAHRBACH E. (1989): Wechselwirkung zwischen Wasser, Eis und Luft in der antarktischen Küstenzone. - *Promet.*, 19: 15-22.
- KOTILAINEN A.T. & SHACKELTON N.J. (1995): Rapid climate variability in the North Pacific Ocean during the past 95,000 years. - *Nature*, 377: 323-326 .
- KUMAR, N. ANDERSON, R.F., MORTLOCK, R.A., FROELICH, P.N., KUBIK, P., DITTRICH-HANNEN, B. & SUTER, M. (1995): Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. - *Nature*, 378: 675-680.
- KUTZBACH, J.E. & GUETTER, P.J. (1986): The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions for the past 18,000 years. - *J. Atm. Sci.*, 43: 1726-1759.
- LABEYRIE, L.D., PICHON, J.J., LABRACHERIE, M., IPPOLITO, P., DUPRAT, J. & DUPLESSY, J.-C. (1986): Melting history of Antarctica during the past 60,000 years. - *Nature*, 322: 701-706.

- LABEYRIE L.D. ET AL. (1996): The northern Atlantic records of the Dansgaard-Oeschger-Cycles, causes and consequences. EOS, Transact., AGU 77/46: F14.
- LABREQUE, J.L., RABINOWITZ, P.D. & BRENNER, C. (1983): General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), Scale 1:10.000.000, 6-16; Canadian Hydrographic Service (Ottawa).
- LAUTENSCHLAGER, M. & HERTERICH, K. (1990): Atmospheric response to ice age conditions: Climatology near the Earth's surface. - J. Geophys. Res., 95:22547-22557.
- LAUTENSCHLAGER, M. (1991): Simulation of the ice age atmosphere - January and July means. - Geol. Rundschau, 80/3: 513-534.
- LEDBETTER, M.T. & ELLWOOD, B.B. (1980): Spatial and temporal changes in bottom-water velocity and direction from analysis of particle size and alignment in deep-sea sediment. - Mar. Geol., 38: 245-261.
- LETZIG, T. (1995): Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße. - Ber. Polarforsch., 162: 98 S.
- LINDSTROM, D.R. & MACAYEAL, D.R. (1993): Death of an ice sheet. - Nature, 365: 214-215.
- LITTLE, M., SCHNEIDER, R.R., KROON, D., PRICE, B., SUMMERHAYS, C.P. & SEGEL, M. (1997): Trade wind forcing of upwelling, seasonality, and Heinrich events as a response to sub-Milankovitch climate variability. - Paleoceanography, 12/4: 568-577.
- LOCARNINI R.A., WITHWORTH, T. III & NOWLIN, W.D. JR. (1993): The importance of the Scotia Sea on the outflow of Weddell Sea Deep Water. - J. of Mar. Res., 51: 135-153.
- LORIUS, C., HAGEMANN, R., NIEF, G. & ROTH, E. (1968): Deuterium contents along a 106 m profile in Antarctic neve: application to the study of climatic variations. - Earth Planet. Sci. Letters, 4/3: 237-244.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L., BARKOV, N.I., KOROTKEVICH, Y.S. & KOTLYAKOV, V.M. (1985): A 150,000 year climatic record from Antarctic ice. - Nature, 316: 591-596.
- LOWELL, T.V., HEUSSER, C.J., ANDERSEN, B.G., MORENO, P.I., HAUSER, A., HEUSSER, L.E., SCHLÜCHTER, C., MARCHANT, D.M. & DENTON, G.M. (1996): Interhemispheric Correlation of Late Pleistocene Glacial Events. - Science, 269: 1541-1549.
- MACAYEAL, D.R. (1992): Irregular oscillations of the West Antarctic ice sheet. - Nature, 359: 29-32.
- MACAYEAL, D.R. (1993). Binge/purge oscillations of the Laurentide ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. - Paleoceanography, 8: 775-784.
- MACKENSEN, A. & EHRMANN W. U. (1992): Middle Eocene through early Oligocene climate history and paleoceanography in the Southern Ocean; stable oxygen and carbon isotopes from ODP Sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. - Mar. Geo., 108: 1-27.
- MANIGHETTI, B. (1993): The Glacial to Holocene sedimentary regime in the Northeast Atlantic Ocean. - Thesis, Univ. Cambridge, 220 S.
- MANIGHETTI, B., MCCAVE, I.N., MASLIN, M. & SHACKLETON, N.J. (1995): Chronology for climate change: Developing age models for the biogeochemical ocean flux study cores. - Paleoceanography, 10: 513-525.
- MARGRAF, V. (1993): Paleoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. - Paleogeogra., Paleoclimatol., Paleoecol., 102: 53-68.
- MARSHALL, W.A. (1996): Biological particles over Antarctica. - Nature, 383: 680.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of ice ages: Development of high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. - Quat. Res., 27: 1-29.
- MCCAVE, I.N. MANIGHETTI, B. & BEVERIDGE, N.A.S. (1995): Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. - Nature, 374: 149-152.
- MCINTYRE, A. & MOLFINO, B. (1996): Forcing of Atlantic Equatorial and Subpolar millennial cycles by precession. - Science, 274: 1867-1870.
- MCMANUS, J.F., BOND, G.C., BROECKER, W.S., JOHNSEN, S., LABEYRIE, L. & HIGGINS, S. (1994): High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. - Nature, 371: 326-329.
- MELLES, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. - Ber. Polarforsch., 81: 190 S.

- MERCER, J.H. (1976): Glacial History of southernmost South America. - *Quat. Res.*, 6: 125-166.
- MERCER, J.H. (1978): West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. - *Nature*, 271: 321-325.
- MIENERT J. & CHI, J. (1995): Astronomical time-scale for physical records from Quaternary sediments of the northern North Atlantic. - *Geolog. Rundschau*, 84: 67-88.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. - *Royal Serb. Acad., Belgrad, Spec. Publ.*, 133: 1-633.
- MÜLLER (1967): Methods in sedimentary petrology. - In: ENGELHARDT, W., FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G., *Sedimentary Petrology*, 3: 283 S.
- MÜLLER, P.J. & SCHNEIDER, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep-Sea Res.*, 40/3: 425-444.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1954): Munsell Color Co., Inc., Baltimore, 23 S.
- MURRAY, R.W., LEINEN, M. & ISERN, A.R. (1993): Biogenic flux of Al to sediment in the central equatorial Pacific Ocean: evidence for increased productivity during glacial periods. - *Paleoceanography*, 8/5: 651-670.
- NAKADA, M. & LAMBECK, K. (1988): The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet. - *Nature*, 333: 35-40.
- NOWACZYK, N.R. (1991). Hochoflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - *Ber. Polarforsch.*, 78: 187 S.
- NÜRNBERG C.C. (1995): Bariumfluß und Sedimentation im südlichen südatlantik - Hinweise auf Produktivitätsänderungen im Quartär. - *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, 38: 105 S.
- OERLEMANS, J. (1993): Evaluating the role of climate cooling in iceberg production and the Heinrich events. - *Nature*, 364: 783-786.
- OERTER, H., KIPFSTUHL, S., DETERMANN, J., MILLER, H., WAGENBACH, D., MINIKIN, A., GRAF, W. (1992): Evidence for basal marine ice in the Filchner-Ronne ice-shelf. - *Nature*, 358: 399-401.
- OPDYKE, N.D. & CHANELL, J.E.T. (1996): *Magnetic Stratigraphy*. DMOWSKA R. & HOLTON, J.R. (Hrsg.) Academic Press, International Geophysics Series, 64: 346 S.
- ORSI, A.H., WORTH, D.N.J. & WITHWORTH, T., III (1993): On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. - *Deep-Sea Res.*, 40(1): 169-203.
- ORSI, A.H., WITHWORTH, T., III & NOWLIN JR., W.D. (1995): On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. - *Deep-Sea Res.*, 42: 641-673.
- OSKIERSKI, W. (1988): Verteilung und Herkunft glazialmariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres. - *Ber. Polarforsch.*, 47: 132 S.
- OVERPECK, J.T., RIND, D., LACIS, A. & HEALY R.J. (1996): Simulated dust-induced warming and abrupt climatic change during the Pleistocene. - *EOS, Transact., AGU* 77/46: F294.
- PETERSON, R.G. (1988): On the transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage and its relation to wind. - *J. Geophys. Res.*, 93: 13993-14004.
- PETERSON, R.G. & WITHWORTH T., III (1989): The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic. - *J. Geophys. Res.*, 94 (C8): 10.817-10.838.
- PETERSON R.G. & STRAMMA L. (1991): *Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean*. - *Prog. Oceanog.*, 26: 1-73.
- PETIT, J.R., BRIAT, M. & ROYER, A. (1981): Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength. - *Nature*, 293: 391-394.
- PETIT, J.R., MUNIER, L., JOUZEL, J., KOROTKEVICH, Y.S., KOTLYAKOV, V.I. & LORIUS, C. (1990): Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok cord dust record. - *Nature*, 343: 56-58.
- PETIT, J.R., BASILE, I., LERUYUET, A., RAYNAUD, D., LORIUS, C., JOUZEL, J., STIEVENARD, M., LIPENKOV, V.Y., BARKOV, N.I., KUDRYASHOV, B.B., DAVIS, M., SALTZMAN, E. & KOTLYAKOV, V. (1997): Four climate cycles in Vostok ice core. - *Nature*, 387: 359.
- PETSCHIK, R., KUHN, G. & GINGELE, F. (1996) Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transports, and relation to oceanography. - *Mar. Geol.*, 130, 203-229.

- PHILLIPS, F.M., ZREDA, M.G., BENSON, L.V., PLUMMER, M.A., ELMORE, D. & SHARMA, P. (1996): Chronology for fluctuations in Late Pleistocene Sierra Nevada Glaciers and Lakes. - *Science*, 274: 749-751.
- PICCIOTTO, E.E., DEMAERE, X. & FRIDMAN, I. (1960): Isotopic composition and temperature of formation of Antarctic snows. - *Nature*, 187: 857-859.
- PITTOCK, A.B. (1978): An Overview. In: PITTOCK, A.B., FRAKES, L.A., JESSEN, D., PETERSON, J.A. & ZILLMAN, J.W. (HRSG.): Climatic change and variability: A southern perspective. - Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1-8 S.
- PORTER, S.C. & AN, Z. (1995): Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. - *Nature*, 375: 305-308.
- PUDSEY, C, MURRAY, J.W. & CIESIELSKI, P.F. (1987): Late Pliocene to Quaternary sedimentation on the South Orkney Shelf. - *British Antarctic Survey Bulletin*, 77: 81-97.
- PUDSEY, C.J. (1989): Pleistocene history of Antarctic Bottom Water flows from northern Weddell Sea sediments. - *Terra Abstracts*, 1:2.
- PYE, K. (1987): Aeolian dust and dust deposits. - Academic Press, 1-334 S.
- PYE, K. (1995): The nature, origin and accretion of loess. - *Quat. Sci. Rev.*, 14: 653-667.
- RASMUSSEN, T., VAN WEERING, T.C.E. & LABEYRIE, L. (1997): Climatic instability, ice sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the last glacial period (58-10 ka BP). - *Quat. Sci. Rev.*, 16: 71-80.
- REA, D.K. & HOVAN, S. A. (1995): Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific. - *Paleoceanography*, 10/2: 251-258.
- REA, D.K., LEINEN, M. & JANECEK, T.R. (1985): Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. - *Science*, 227: 721-725.
- REA, D.K. (1994): The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. - *Rev. Geophysics*, 32/2: 159-195.
- ROBIN, G. DE Q. (1983): Profile data, Greenland region. In: ROBIN, G. DE Q. (Hrsg.): The climatic records in polar ice sheets, 212 S.
- ROBINSON, S.G. (1986): The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. - *Phy. Ear. Planet. Inter.*, 42: 22-47.
- ROBINSON, S.G., MASLIN, M.A. & MCCAVE, I.N. (1995): Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. - *Paleoceanography*, 10: 221-250.
- ROSTEK, F. (1991): Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen. - *Berichte, FB Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 13: 209 S.
- ROSTEK, F., SPIESS, V. & BLEIL, U. (1991): Parasound echosounding: Comparison of analogue and digital echosounder records and physical properties of sediment from the Equatorial South Atlantic. - *Mar. Geol.*, 99: 1-19.
- ROTT, H., SKVARCA, P. & NAGLER T. (1996): Rapid Collapse of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. - *Science*, 271: 788-792.
- RUDDIMAN, W.F. (1977): North Atlantic Ice-Rafting: a major change at 75,000 years before the present. - *Science*, 196: 1208-1211.
- RUDDIMAN, W.F. & JANECEK, R. (1989): Pliocene-Pleistocene biogenic and terrigenous fluxes at Equatorial Atlantic Sites 662, 663, and 664. - In: SARNTHEIN, M. ET AL. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 108: 211-228, Ocean Drilling Program (College Station, Texas).
- SARNTHEIN, M., TETZLAFF, G., KOOPMANN, B., WOLTER, K. & PFLAUMANN, U. (1981): Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and Northwest Africa. - *Nature*, 293: 193-196.
- SARNTHEIN, M., THIEDE, J., PFLAUMANN, W., ERLKENKEUSER, H., FÜTTERER, D.K., KOOPMANN, B., LANGE, H. & SEIBOLD, E. (1982): Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years. - In: v. RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (Hrsg.): *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Berlin (Springer Verlag), 545-604 S.
- SAYAGO, J.M. (1995): The Argentine Neotropical Loess: An overview. - *Quat. Sci. Rev.*, 14: 755-766.

- SCHULTHEISS, P.J. & MCPHAIL, S.D. (1989): An automated p-wave logger for recording fine-scale compressional wave velocity structures in sediments. - In: SARNTHEIN, M. ET AL. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, 108: 407-413.
- SEIBOLD, E. & BERGER, W.H. (1993): The Sea Floor. - Springer, Berlin, 356 S.
- SHEMESH, A., BURCKLE, L.H. & HAYS, J.D. (1994): Meltwater input to the Southern Ocean during the Last Glacial Maximum. - *Science*, 266: 1542-1544.
- SHEMESH, A., BURCKLE, L.H. & HAYS, J.D. (1995): Late Pleistocene oxygen isotope records of biogenic silica from the Atlantic sector of the Southern Ocean. - *Paleoceanography*, 10/2: 179-196.
- SHIMMIELD, G., DERRICK, S., MACKENSEN, A., GROBE, H. & PUDSEY, C. (1994): The history of barium, biogenic silica and organic carbon accumulation in the Weddell Sea and Antarctic Ocean over the last 150.000 years. - In: ZAHN, R., PEDERSEN, T.F., KAMINSKI, M. & LABEYRIE, L. (Hrsg.), Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the oceans's role in global change. NATO ASI Series, I: Global Environmental Change, 17: 555-574.
- SOWERS, T. BENDER, M., LABEYRIE, L., MARTINSON, D., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., PICHON, J.J. & KOROTKEVICH, Y. S. (1993): A 135,000-Year Vostok-Specmap common temporal framework. - *Paleoceanography*, 8/6: 737-766.
- SUDGEN, D. E. & CLAPPERTON C. M. (1977): The maximum extent on Island groups in the Scotia Sea, Antarctica. - *Quat. Res.*, 7: 268-282.
- STEIN, R. (1984): Zur neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläozeanographie im Nordost-Atlantik: Ergebnisse von DSDP - Sites 141, 366, 397 und 544B. - *Ber. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, 4: 210 S.
- STEIN, R. (1985): Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by Sedigraph 5000D: Comparison with Coulter Counter and Atterberg methods.- *J. Sed. Petrol.*, 55/4: 590-615.
- STONER, J.S., CHANNELL, J.E.T. & HILLAIRE-MARCEL C. (1996): The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the Labrador Sea: Relationship to North Atlantic Heinrich layers. - *Paleoceanography*, 11/3: 309-325.
- SYVITSKI, J.P.M. (Hrsg.) (1991): *Principles, methods, and application of particle size analysis*. - Cambridge University Press, Cambridge: 368 S.
- TAYLOR, K.C., LAMOREY, G.W., DOYLE, G.A., ALLEY, R.B., GROOTES, P.M., MAYEWSKI, P.A., WHITE, J.W.C. & BARLOW, L.K. (1993a): The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. - *Nature*, 361: 432-436.
- TAYLOR, K.C., HAMMER, C.U., ALLEY, R.B., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GOW, A.J., GRUNDESTRUP, N.S., KIPFSTUHL, J., MOORE, J.C. & WADDINGTON, E.D. (1993b): Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. - *Nature*, 366: 549- 552.
- TCHERNIA, P. & JEANNIN, P.F. (1984): Circulation in Antarctic waters as revealed by iceberg tracks 1972-1983. - *Polar Rec.*, 22: 263-269.
- TECTONIC MAP OF THE SCOTIA ARC (1985): Scale 1:3 000 000, BAS (Misc.) 3. - Cambridge, British Antarctic Survey.
- TERUGGI, M.E. (1957): The nature and origin of Argentine Loess. - *J. Sed. Petrol.*, 27/3: 322-332.
- THIEDE, J. (1979): Wind regimes over the Late Quaternary southwest Pacific Ocean. - *Geology*, 7: 259-262.
- THIEBEN, W. (1993): Magnetische Eigenschaften von Sedimenten des östlichen Südatlantiks und ihre paläozeanographische Relevanz. - *Berichte, FB Geowissenschaften, Univ. Bremen*, 41:170 S.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., LIN, P.-N., HENDERSON, K.A., COLE-DAI, J., BOLZAN, J.F. & LIU, K.-B. (1995): Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. - *Science*, 269: 46-50.
- THOMPSON, L.G., YAO, T., DAVIS, M.E., HENDERSON, K.A., MOSLEY-THOMPSON, E., LIN, P.-N., BEER, J., SYNAL, H.-A., COLE-DAI, J. & BOLZAN, J.F. (1997): Tropical Climate Instability: The last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core. - *Science*, 276: 1821-1825.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): *Environmental Magnetism*. - Allen & Unwin (Hrsg.), London, 227 S.

- THOUVENY, N., DE BEAULIEU, J.-L., BONIFY, E., CREER, K.M., GUIOT, J., ICOLE, M., JOHNSON, S., JOUZEL, J., REILLE, M., WILLIAMS, T. & WILLIAMSON, D. (1994): Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. - *Nature*, 371: 503-506.
- THUNELL, R.C. & MORTYN, G. (1995): Glacial climate instability in the Northeast Pacific Ocean. - *Nature*, 376: 504-506.
- TIEDEMANN, R. (1991): Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest Afrika und Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks: Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658-661. - *Berichte, Geol. Paläont. Inst. Univ. Kiel*, 46: 127 S.
- TINGEY, R.J. (1991): The regional geology of archean and proterozoic rocks in antarctica. - In: TINGEY, R.J. (Hrsg.): *The Geology of Antarctica*, Oxford Science Publication, 17: 1-58 S.
- VAUGHAN, D.G. & DOAKE, C.S.M. (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. - *Nature*, 379: 328-331.
- VEROSUB, K.L. & ROBERTS, A.P. (1995): Environmental magnetism: Past, present, and future. - *J. Geophysical. Res.*, 100/B2: 2175-2192.
- VOGT, C. (1997): Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineral-vergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel. - *Ber. Polarforsch.*, eingereicht, 292 S.
- WAELEBROECK, C., JOUZEL, J., LABEYRIE, L., LORIUS, C., LABRACHERIE, M., STIEVENARD, M. & BARKOV, N.I. (1995): A comparison of the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88-770 over the last two glacial-interglacial cycles. - *Clim. Dyn.*, 12: 113-123.
- WEAVER, C.E. (1989): *Clays, Muds and Shales*. - Elsevier, Amsterdam, 819 S.
- WEAVER, P.P.E. & SCHULTHEISS, P.J. (1990): Current methods for obtaining, logging and splitting marine sediment cores. - *Mar. Geophys. Res.*, 12, 85-100.
- WEBER, M.E. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis. - *Ber. Polarforsch.*, 109: 165 S.
- WEPPERNIG, R., SCHLOSSER, P., KHATIWALA, S. & FAIRBANKS, R.G. (1996): Isotope data from Ice Station Weddell: Implications for deep water formation in the Weddell Sea. - *J. Geophys. Res.* 101/C10: 25.723-25.739.
- WITHWORTH T. III (1988): The Antarctic Circumpolar Current. - *Oceanus*, 31: 53-58.
- WITHWORTH T. III, NOWLIN, W.D., JR., ORSI, A.H., LOCARNINI, R.A. & SMITH, S.G. (1994): Weddell Sea Shelf Water in the Bransfield Strait and Weddell-Scotia Confluence. - *Deep-Sea Res.*, 41: 629-641.
- WOLTER, K. (1981): *Staubtransport über Nordafrika und dem angrenzenden Atlantik*. - Dipl.-Arbeit Inst. f. Meteor. und Klimat., Univ. Hannover: 176 S.
- WYPUTTA, U. (1997): On the transport of trace elements into Antarctica using measurements at the Georg-von-Neumayer station. - *Tellus*, 49B: 93-111.
- XIAO, J., PORTER, S.C., AN, Z., KUMAI, H. & YOSHIKAWA, S. (1995): Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau of Central China during the last 130.000 years. - *Quat. Res.*, 43: 22-29.
- YIOU, P. ET AL. (1994): Nonlinear variability of the climatic system from singular and power spectra of Late Quaternary records. - *Clim. Dyn.*, 9, 371-389.
- YIOU, P., JOUZEL, J., JOHNSON, S. & RÖGNVALDSSON, Ö.E. (1995): Rapid oscillations in Vostok and GRIP ice cores. - *Geophys. Res. Letters*, 22/16: 2179-2182.
- ZARATE, M. & BALSÍ, A. (1993): Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires province, Argentina: A preliminary model. - *Quat. International*, 17: 15-20.
- ZARATE, M. & BALSÍ, A. (1991): Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires province, Argentina. - *GeoJournal*, 24.2: 211-220.
- ZEIL, W. (1986): *Südamerika*. - Enke Verlag, Stuttgart, 160 S.
- ZWALLY, H.T., COMISO, J.C., PARKINSON, C.L., CAMPBELL, W.J., CARESY, F.D. & GLOERSEN, P. (1983): Antarctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite Passive-Microwave Observations. - NASA SP 459, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C. 206 S.

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 Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS „Meteor““
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
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 Grundscheppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- * **Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **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. Kohnen
- * **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 Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, 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. Zusammenge stellt 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 and 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 Kellerermann
- 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 beschalten 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. Kurbjeweit 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. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft Nr. 77/1990** – „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 Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen - 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-Meereres 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, Nordpolarmeer“, 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 Heimfrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfeis 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 crista 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** – „Mehrkanaelige 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 Solekanälchen des antarktischen Meerereises“, 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 Heimfrontfjella (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. Saarlo and Y. P. Sacchenko. – “Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV ‚Dainie 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 Meereis: 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 halogenierter 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 – „Satellitaltimetrie 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. Karpiy.
- 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-XI/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 Heimfronfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer.
- Heft Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionseismischer 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 ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}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-VII/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 N₂O₅ 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-Spaltspuranalysen“, 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. Bolshiyakov 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 Meeres“, 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 Racher.
- 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 jaccointei*“, von Doris Meyerdierrks.
- 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 Fahrteilnehmern.
- 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 Rogenhagen.
- 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 Meeres“, 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 Heidmarie 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 Andreas 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 Spaltspuranalysen“, 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 Schlindwein.
- 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 Kuhlmann, 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 („SETA-RAP“)“, 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 Stüding.
- 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 Rachor.

- 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 Kristallinergürtels 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 Argentinean-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. 300/1998** – „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. 301/1998** – „The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft Nr. 302/1998** – „Sterole im herbstlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft Nr. 303/1998** – „Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft Nr. 304/1998** – „Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft Nr. 305/1998** – „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. 306/1998** – „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. 307/1998** – „Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft Nr. 308/1998** – „ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft Nr. 309/1998** – „Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft Nr. 310/1998** – „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. 311/1998** – „Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.
- Heft Nr. 312/1998** – „Solare und terrestrische Strahlungswechselwirkung zwischen arktischen Eisflächen und Wolken“, von Dietmar Freese.
- Heft Nr. 313/1998** – „Snow accumulation on Ekströmsen, Antarctica“, by Elisabeth Schlosser, Hans Oerter and Wolfgang Graf.
- Heft Nr. 314/1998** – „Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1998“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 315/1998** – „Expeditions in Siberia in 1998“, edited by Volker Rachold.
- Heft Nr. 316/1998** – „Die postglaziale Sedimentationsgeschichte der Laptevsee: schwermineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen“, von Bernhard Peregovich.
- Heft-Nr. 317/1998** – „Adaption an niedrige Temperaturen: Lipide in Eisdiatomeen“, von Heidi Lehmal.
- Heft-Nr. 318/1998** – „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 Filzner.
- 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 mineralogischen Analysen (OPD Leg 151, zentrale Framstraße)“, von Amelie Winkler.
- Heft-Nr. 345/1999** – „Kurzfristige Klimaschwankungen im Scotiameer und Ergebnisse zur Kalbungsgeschichte der Antarktis während der letzten 200 000 Jahre“, von Annette Hofmann.

* vergiffen/out of print.

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

