

**Sedimente im arktischen Meereis –  
Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung**

**Sediments in arctic sea ice –  
entrainment, characterization and quantification**

---

**Frank Lindemann**

**Ber. Polarforsch. 283 (1998)  
ISSN 0176 - 5027**

*Heute vormittag machte ich [...] einen Ausflug, um Proben von braunem Schnee und Eis zu sammeln [...]. Die Oberfläche der Schollen ist fast schmutziggelblich, oder wenigstens herrscht doch diese Art von Eis vor. Reinweiße Schollen sind selten. Ich dachte, diese braune Farbe müsse von den Organismen herrühren, die ich im Oktober des Jahres zuvor in dem frischgefrorenen, bräunlichroten Eis gefunden hatte; allein die Proben, die ich heute mitnahm, bestehen zum größten Teil aus mineralischem Staub, vermischt mit Diatomeen und anderen Bestandteilen organischer Herkunft.*

*Fridtjof Nansen*

## **Frank Lindemann**

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

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

Die Daten dieser Arbeit sind über das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung verfügbar:  
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Postfach 120 161  
D-27568 Bremerhaven

Telefon: +49 471 4831 220  
Fax: +49 471 4831 149  
E-mail: [sepan@awi-bremerhaven.de](mailto:sepan@awi-bremerhaven.de)  
[www.pangaea.de](http://www.pangaea.de)

# INHALT

<b>Zusammenfassung/Summary</b>	III
<b>Vorbemerkungen zur Terminologie</b>	VI
<b>1 Meereis und Sedimente – eine Einführung</b>	1
1.1 Bildung von Meereis	1
1.2 Die Verbindung von Eis und Sediment	2
1.3 Vom suspendierten Sediment zum Meereissediment	4
1.4 Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung von Sedimenten im arktischen Meereis – Offene Fragen	6
<b>2 Regionale Geographie, Hydrographie und Geologie</b>	
2.1 Arktische Ozean	8
2.1.1 Geographie	8
2.1.2 Hydrographie	9
2.2 Laptewsee	11
2.2.1 Geographie	11
2.2.2 Hydrographie	12
2.2.3 Geologie	14
<b>3 Expeditionen in die Laptewsee und den Arktischen Ozean</b>	
3.1 Material und Methoden	16
3.1.1 Feldbeobachtungen	17
3.1.2 Meereisbeprobung	18
3.1.3 Quantifizierung der Sedimentgehalte im Meereis	18
3.1.4 Charakterisierung der Meereissedimente	18
3.1.5 Statistische Auswertung der Felddaten	26
3.1.6 Kritische Betrachtung der Feldproben	27
3.2 Ergebnisse	30
3.2.1 TRANSDRIFT III – Eisbildung und Sedimenteinschluß in der Laptewsee (Herbst 1995)	30
3.2.2 ARK XI/1 – Sedimente im einjährigen Eis der Laptewsee und des angrenzenden Arktischen Ozeans (Sommer 1995)	41
3.2.3 Gegenüberstellung von Sedimenten aus neugebildetem und aus einjährigem Eis	54
3.3 Diskussion von Sedimenteintrag und -transport im arktischen Meereis	60
3.3.1 Sedimenteintrag ins Meereis der Laptewsee im Oktober 1995	60
3.3.2 Rekonstruktion von Einschlußgebieten – Gibt es einen lithologischen Anzeiger?	61
3.3.3 Bedeutung der Meereissedimente im arktischen Sedimentbudget	66

3.3.4	Organisches Material – Hinweise auf Eintragsprozesse?	71
3.3.5	Meereissedimente – Einfluß auf das arktische Kohlenstoffbudget?	75
<b>4</b>	<b>Experimente zum Sedimenteintrag</b>	
4.1	Material und Methoden	79
4.1.1	Frazil-Eis-Experiment	79
4.1.2	Polynja-Experiment	83
4.1.3	Wellen-Experiment im konsolidierten Eis	84
4.1.4	Wellen-Experiment im Eisbrei	86
4.1.5	Statistische Auswertung der Experimentdaten	87
4.1.6	Kritische Betrachtung der experimentellen Arbeiten	88
4.2	Ergebnisse	90
4.2.1	Frazil-Eis-Experiment	90
4.2.2	Polynja-Experiment	96
4.2.3	Wellen-Experiment im konsolidierten Eis	97
4.2.4	Wellen-Experiment im Eisbrei	99
4.3	Diskussion zu künstlichen Meereissedimenten	101
4.3.1	Künstliches und natürliches Meereis – ein Vergleich	101
4.3.2	Nukleus oder Scavenging – eine Grundfrage für Sedimenteintrag ins Eis	102
4.3.3	Filtration von Sedimenten innerhalb der Eismatrix	104
4.3.4	Sedimenteintrag durch Wellen in eine konsolidierte Eisdecke	106
<b>5</b>	<b>Synthese, Implikationen und Ausblick</b>	
5.1	Sedimente im arktischen Meereis	108
5.2	Paläozeanographische Implikationen	110
5.3	Ausblick	113
<b>6</b>	<b>Danksagung</b>	114
<b>7</b>	<b>Literatur</b>	116

## ZUSAMMENFASSUNG

Sedimente im arktischen Meereis sind für Erosionsprozesse und Sedimentumlagerungen wichtig und daher ein Faktor im Sedimentbudget des Arktischen Ozeans. Die Prozesse, die zum Eintrag der Sedimente ins Meereis führen, sind bisher nicht im Detail verstanden. Im Rahmen dieser Arbeit wurden daher experimentelle Arbeiten zum Sedimenteintrag in den Eistanks der Hamburgischen Schiffbauversuchsanstalt (HSVA) im Winter 1996/97 durchgeführt. Diese Experimente zeigten, daß durchschnittlich 75 % der künstlichen Meereissedimente im Solekanalsystem lokalisiert waren. Die Sedimente wurden durch Frazil Eis aus dem Wasserkörper „herausgeholt“ (Scavenging). In Funktion eines Nukleus für die Bildung von Frazil Eis waren die Sedimente weniger wichtig. Filtrationseffekte in Eisbrei konnten unter relativ ruhigen hydrodynamischen Bedingungen wahrscheinlich ebenfalls Sedimente im Eis anreichern. Wellenzüge spielten keine wichtige Rolle für den Sedimenteintrag ins künstliche Meereis.

Im Rahmen der Schiffsexpedition TRANSDRIFT III (TD III, Oktober 1995) wurden unterschiedliche Typen von natürlichem, neugebildetem Meereis (Eisbrei, Nilas und Jungeis) in der inneren Laptewsee während der Eisbildungsphase beprobt. Der Eintrag von Sedimenten ins Meereis fand hier unter ruhigen meteorologischen Bedingungen statt. Charakteristische Merkmale der Tonmineral-Vergesellschaftungen dieser Sedimente dienten als Referenz für Meereissedimente, die während der POLARSTERN-Expedition ARK XI/1 (Juli – September 1995) im einjährigen Treibeis der äußeren Laptewsee und des angrenzenden Arktischen Ozeans beprobt wurden. Anhand der Tonmineral-Paragenesen konnten auf statistischer Grundlage für die Sedimente aus dem einjährigen Treibeis wahrscheinliche Einschlußgebiete in der inneren Laptewsee (östliche, mittlere und westliche Laptewsee) und in angrenzenden Seegebieten rekonstruiert werden.

Ein Vergleich der Gehalte partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) in Meereissedimenten mit POC-Werten in Oberflächensedimenten der Schelfe potentieller Eintragsgebiete zeigt häufig erhöhte Werte in den Meereissedimenten (TD III: 3,6 %TM; ARK XI/1: 2,3 %TM). Diese Anreicherung des POC steht wahrscheinlich mit den Eintragsmechanismen ins Meereis im Zusammenhang. Dies konnte aus den erstmals am partikulären organischen Material (POM) in Meereissedimenten durchgeführten Mazeralanalysen und Rock-Eval Pyrolysen abgeleitet werden. Dabei zeigte sich, daß das POM der Meereissedimente aus der Laptewsee und dem angrenzenden Arktischen Ozean von wiederaufgearbeiteten, stark fragmentiertem, allochthonem (terriginem) Material dominiert wurde. Diese terrigene Komponente machte über 75 % der gezählten Mazerale aus. Die autochthone (marine) Komponente war ebenfalls stark fragmentiert und in den Sedimenten des neugebildeten Meereises (24 % der gezählten Mazerale) höher im Vergleich zum einjährigen Treibeis (17 % der gezählten Mazerale). Mittlere

Wasserstoffindizes bestätigten dieses Bild und lagen im Übergangsbereich der Kerogentypen II und III (TD III: 275 mg KW/g POC; ARK XI/1: 200 mg KW/g POC).

Die im natürlichen Meereis quantifizierten Sedimentfrachten (TD III: 33,6 mg L<sup>-1</sup>; ARK XI/1: 49,0 mg L<sup>-1</sup>) ergaben, daß Meereissedimente im Sedimentbudget der Lapteewsee ein wichtiger Faktor sind. Insbesondere während der herbstlichen Eintragsphase und im Frühwinter können unter ruhigen meteorologischen Bedingungen ca. 12 % der jährlich über die Flüsse in die Lapteewsee eingetragenen Sedimentfrachten in das Meereis eingeschlossen und umlagert werden. Einzelne Einschlußereignisse können ca. 35 % dieses Flußeintrags in das Meereis eintragen (ca.  $9 \times 10^6$  t) und mit der Transpoldrift vom eurasischen Schelf bis in die Framstraße exportieren.

## SUMMARY

Sediments in Arctic sea ice are important for erosion and redistribution and consequently a factor for the sediment budget of the Arctic Ocean. The processes leading to the incorporation of sediments into the ice are not understood in detail yet. In the present study, experiments on the incorporation of sediments were therefore conducted in ice tanks of The Hamburg Ship Model Basin (HSVA) in winter 1996/1997. These experiments showed that on average 75 % of the artificial sea-ice sediments were located in the brine-channel system. The sediments were scavenged from the water column by frazil ice. Sediments functioning as a nucleus for the formation of frazil ice were less important for the incorporation. Filtration in grease ice during relatively calm hydrodynamic conditions was probably an effective process to enrich sediments in the ice. Wave fields did not play an important role for the incorporation of sediments into the artificial sea ice.

During the expedition TRANSDRIFT III (TD III, October 1995), different types of natural, newly-formed sea ice (grease ice, nilas and young ice) were sampled in the inner Laptev Sea at the time of freeze-up. The incorporation of sediments took place during calm meteorological conditions then. The characteristics of the clay mineral assemblages of these sediments served as references for sea-ice sediments which were sampled from first-year drift ice in the outer Laptev Sea and the adjacent Arctic Ocean during the POLARSTERN expedition ARK XI/1 (July – September 1995). Based on the clay mineral assemblages, probable incorporation areas for the sediments in first-year drift ice could be statistically reconstructed in the inner Laptev Sea (eastern, central, and western Laptev Sea) as well as in adjacent regions.

Comparing the amounts of particulate organic carbon (POC) in sea-ice sediments and in surface sediments from the shelves of potential incorporation areas often reveals higher values

in sea-ice sediments (TD III: 3.6 %DM; ARK XI/1: 2.3 %DM). This enrichment of POC is probably due to the incorporation process into the sea ice, as could be deduced from maceral analysis and Rock-Eval pyrolysis. Both methods were applied in the present study to particulate organic material (POM) from sea-ice sediments for the first time. It was shown that the POM of the sea-ice sediments from the Laptev Sea and the adjacent Arctic Ocean was dominated by reworked, strongly fragmented, allochthonous (terrigenous) material. This terrigenous component accounted for more than 75 % of all counted macerals. The autochthonous (marine) component was also strongly fragmented, and higher in the sediments from newly-formed sea ice (24 % of all counted macerals) as compared to first-year drift ice (17 % of all counted macerals). Average hydroge indices confirmed this pattern and were in the transition zone between kerogen types II and III (TD III: 275 mg KW/ g POC; ARK XI/1: 200 mg KW/g POC).

The sediment loads quantified in natural sea ice (TD III: 33.6 mg L<sup>-1</sup>, ARK XI/1: 49.0 mg L<sup>-1</sup>) indicated that sea-ice sediments are an important factor for the sediment budget in the Laptev Sea. In particular during the incorporation phase in autumn and early winter, about 12 % of the sediment load imported annually by rivers into the Laptev Sea can be incorporated into sea ice and redistributed during calm meteorological conditions. Single entrainment events can incorporate about 35 % of the river input into the sea ice (ca.  $9 \times 10^6$  t) and export it via the Transpolar Drift from the Eurasian shelf to the Fram Strait.

## VORBEMERKUNG ZUR TERMINOLOGIE

Die Nomenklatur der Meereisforschung entstammt fast ausschließlich dem englischen und russischen Wortschatz. Deutschsprachige Wortäquivalente fehlen daher häufig, und eine Übersetzung der Begriffe ist nicht immer sinnvoll. Deshalb werden in der vorliegenden Arbeit schwer übersetzbare Begriffe als Fachwörter in eingedeutschter Schreibweise verwendet. Im folgenden werden in der Arbeit vorkommende Ausdrücke (Fettdruck) erklärt:

- **Frazil Eis:** Im Wasser suspendierte Eisnadeln und -plättchen (WMO 1970).
- **Eisbrei** (Grease Ice): Unkonsolidierte Eismasse, die aus der Akkumulation von Frazil Eis an der Wasseroberfläche hervorgegangen ist (*ibid.*).
- **Neueis** (New Ice): Genereller Ausdruck für neugebildetes Eis, das u.a. Frazil Eis und Eisbrei umfaßt (*ibid.*).
- **Nilas:** Dünne elastische Eiskruste, die durch Wellen gebeugt werden kann und deren Mächtigkeit unter 10 cm liegt. Nilas wird aufgrund der Dicke in **dunkles Nilas** (< 5 cm) und **helles Nilas** (> 5 cm) unterteilt (*ibid.*).
- **Pfannkucheneis** (Pancake Ice): Meistens rundliche, halbverfestigte Eisstücke mit Durchmessern von 30 cm bis zu 3 m. Typisch für Pfannkucheneis ist ein wulstartiger Eisrand (*ibid.*).
- **Jungeis** (Young Ice): Übergangsstadium zwischen Nilas und einjährigem Eis von 10 bis 30 cm Mächtigkeit. Jungeis wird in **Graueis** (Grey Ice; 10-15 cm) und **grau-weißes Eis** (Grey-White Ice; 15-30 cm) unterschieden (*ibid.*).
- **Einjähriges Eis** (First-Year Ice): Meereis, das aus Jungeis hervorgegangen ist und „einen Winter alt“ ist. Die Eismächtigkeiten liegen zwischen 0,3 und 2 m (*ibid.*).
- **Mehrjähriges Eis** (Multi-Year Ice): Der Ausdruck „mehrjähriges Eis“ wird heute meistens als Synonym für altes Eis (Old Ice) benutzt. Old Ice umfaßt Meereis, das mindestens eine sommerliche Schmelzperiode „überlebt“ hat. Die Eismächtigkeiten reichen typischerweise bis zu 3 m (*ibid.*).
- **Ankereis** (Anchor Ice): Am Boden befestigtes oder verankertes Eis, unabhängig von der Entstehungsart (*ibid.*).
- **Festeis** (Fast Ice): Meereis, daß gewöhnlich entlang von Küsten gebildet wird und dort verbleibt. Es ist am Ufer oder durch gestrandete Eisberge, durch gestrandetes Packeis oder über Untiefen befestigt und wird am Ort festgehalten (*ibid.*).
- **Treibeis** (Drift Ice): Jede Meereisfläche, die nicht zum Festeis zu zählen ist und ihre Position durch Drift verändert (*ibid.*).
- **Packeis** (Pack Ice): Treibeis, dessen Konzentration größer 7/10 beträgt (*ibid.*).

- **Polynja** (Polynya): Fläche offenen Wassers im Eis. Polynjen können auch von Neueis, Nilas oder Jungeis bedeckt sein (*ibid.*).
- **Körniges Eis** (Granular Ice): Eis mit einer körnigen Kristalltextur, das aus ehemaligem Frazil Eis hervorgegangen ist (Lange et al. 1989, Gow & Tucker 1990).
- Congelation-Wachstum (**Congelation Growth**): Eiswachstum an der Grenzfläche von Eis und Wasser durch Wärmeverlust vom Wasser durch das Eis (Maykut 1985).
- Plättchenschicht (**Skeleton Layer**): Wenige Millimeter bis Zentimeter mächtiger Abschnitt an der Meereisunterseite, in dem Congelation Growth stattfindet (Maykut 1985).
- **Säuliges Eis** (Columnar Ice): Eis, dessen Kristalle säulenförmig sind (Produkt des Congelation Growth, Maykut 1985).
- **Gravitative Soleflüsse** (Gravity Drainage): Absinken von Sole höherer Dichte im Solekanalsystem aufgrund von Temperaturgradienten (Maykut 1985).
- Schmelzwasserausspülung (**Meltwater Flushing**): Fließen von Schmelzwasser im Solekanalsystem während der sommerlichen Ablation (Maykut 1985).
- Scavenging: „**Herauskehren**“ von Partikeln aus der Wassersäule durch Frazil Eis.
- Suspensionsgefrieren (**Suspension Freezing**): Ereignis während initialer Eisbildungsphasen, in dessen Verlauf es in einem stark turbulenten Wasserkörper zum Eintrag von Sedimenten ins Meereis kommt (Reimnitz et al. 1992).
- Trübeis (**Turbid Eis**): Meereis, das aus Eisbrei hervorgegangen und mit feinverteilter Sediment beladen ist (Reimnitz et al. 1992).



# 1 MEEREIS UND SEDIMENTE – EINE EINFÜHRUNG

Meereis bedeckt etwa 5 % der Nordhemisphäre während seiner maximalen Ausdehnung und steht in Wechselwirkung mit der Atmosphäre und den Ozeanen (Maykut 1985). Während der Bildung von Meereis kommt es zu konvektiver Zirkulation und Tiefenwasserbildung (Coachman & Aagaard 1974, Rudels 1989, Gow & Tucker 1990, Schauer et al. 1997) und zur Bildung großer Süßwassermengen (Aagaard & Carmack 1989), die während des Schmelzens den oberen Wasserkörper stabilisieren (Rudels 1989, Curtin et al. 1990). Durch das Meereis werden Austauschprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre, z.B. von Gas und Wärme, sowie auf die Wasseroberfläche wirkender Windstreß deutlich herabgesetzt (Coachman & Aagaard 1974, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990, Harder 1996). Durch die höhere Albedo des Meereises im Vergleich zu eisfreien Wasserflächen beeinflusst Meereis auch das Weltklima (Maykut 1985, Harder 1996).

Seit über einem Jahrhundert werden im arktischen Meereis eingeschlossene Sedimente beschrieben (Tarr 1897, Nansen 1898). An der Eisoberfläche führen diese durch Lichtabsorption zur Herabsetzung der Albedo (Dean et al. 1994, Namilov 1995, Kolatschek & Zatchek 1997) und durch die verringerte Rückstrahlung zu Veränderungen im Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Desweiteren wird durch die Absorption das Lichtangebot im und unter dem Eis weiter reduziert (Osterkamp & Gosink 1984), was einen negativen Einfluß auf das Vorkommen von Algen haben kann (Horner & Schrader 1982, Werner & Lindemann 1997).

Obwohl Meereis meist nur als eine dünne „Haut“ weit oberhalb des Meeresbodens auf dem Meerwasser schwimmt, beeinflusst es auch geologische Prozesse. Durch den Eintrag von Sedimenten spielt es für die Küstenerosion im Arktischen Ozean eine wichtige Rolle (Reimnitz et al. 1988, Are 1996). Ein direkter Kontakt von Meereis und Meeresboden kann zu starken Sedimentumlagerungen auf den Schelfen führen (Barnes et al. 1984, Rearic et al. 1990). An die Sedimente gebundene Schadstoffe können mit den Meereissedimenten über große Strecken transportiert werden (Dethleff 1995, Pfirman et al. 1995). Durch solche Transporte beeinflussen in das Meereis eingeschlossene Sedimente auch das arktische Sedimentbudget (Kempema et al. 1989, Wollenburg 1993, Dethleff 1995, Eicken et al. 1997a). Untersuchungen zum Sedimenteinschluß in das Meereis, zu bestimmten Charakteristika dieser Sedimente sowie zu ihren Bedeutungen für regionale Sedimentbudgets sind Gegenstände dieser Arbeit.

## 1.1 Bildung von Meereis

Eine Grundlage für den Sedimenteinschluß ins Meereis ist das Verständnis der an der Eisbildung im Meerwasser beteiligten Prozesse. Wenn der Salzgehalt im Meerwasser größer

als 24,7 ist, liegt die Temperatur des Gefrierpunkts oberhalb derer des Dichtemaximums. Eine Abkühlung an der Meeresoberfläche führt somit zu einer instabilen Schichtung des Wassers, die eine konvektive Durchmischung bedingt. Nachdem die Oberflächenschicht des Wasserkörpers den Gefrierpunkt erreicht hat, führt weitere Abkühlung zu einer Unterkühlung des Wassers um wenige hundertstel bis zehntel Grad, und die initiale Eisbildung beginnt (Weeks & Ackley 1982, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990).

Beim Gefrieren von Seewasser werden die darin gelösten Salze aus dem Kristallgitter des Eises ausgeschlossen, wodurch nahezu salzfreie Eiskristalle und eine konzentrierte Salzlauge (Sole) entstehen. Eine detaillierte Beschreibung dieser Prozesse geben Assur (1958) und Weeks & Ackley (1982). Die Sole wird in Poren und einem verzweigten Kanalsystem (Weissenberger 1992, Weissenberger et al. 1992) konzentriert, zum Teil aber auch über diese Kanäle aus dem Eis ausgeschieden (Weeks & Ackley 1982, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990). Die Durchmesser der einzelnen Kanäle betragen meist nur wenige 10er bis 100er  $\mu\text{m}$  (Weissenberger 1992, Weissenberger et al. 1992), können aber in unteren Eisabschnitten auch im Zentimeterbereich liegen (Werner 1997, eigene Beobachtungen).

Neueisbildung setzt an oder nahe der Wasseroberfläche mit der Bildung von Frazil Eis ein, das aufsteigt und bei anhaltender Eisbildung unkonsolidierten Eisbrei bildet. Nach dessen Verfestigung entsteht daraus Nilas. Häufig wird Frazil Eis durch wind- und welleninduzierte Turbulenzen im Wasserkörper in Windrichtung abtransportiert und kann, z.B. an Schollenrändern, als Eisbrei bis 1 m Mächtigkeit akkumulieren. Durch Wellen kann sich in diesem Stadium der Eisbildung auch Pfannkucheneis bilden (Weeks & Ackley 1982, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990).

Nach der Konsolidierung des aus Frazil Eis hervorgegangenen Eisbreis entsteht daraus körniges Eis (Lange et al. 1989, Gow & Tucker 1990). Nachdem sich eine geschlossene Eisdecke gebildet hat, findet weiteres Eiswachstum nur an der Eisunterseite statt. Es kommt zum Congelation Growth, was zu säulenförmigen Kristallen führt (Weeks & Ackley 1982, Gow & Tucker 1990). Eisdicken arktischen Eises (meist mehrjährig) betragen gewöhnlich  $> 2$  m, während antarktisches Eis (meist einjährig) gewöhnlich Mächtigkeiten  $< 2$  m aufweist (Spindler 1990).

### 1.2 Die Verbindung von Eis und Sediment

Die physikalischen Ursachen, die letztlich zur Verbindung von Partikeln wie Organismen und Sedimenten mit Neueis führen, sind im Detail nicht verstanden. Generell ist das Gefrieren von Meerwasser mit dem von Süßwasser vergleichbar (Weeks & Ackley 1982), und dennoch scheint es Unterschiede zu geben, die ebenfalls nur unzureichend verstanden, aber für den Partikeleinschluß von Bedeutung sind. Im Süßwasser wird zwischen „aktiven“ und „passiven“

Eiskristallen unterschieden, je nachdem, ob sie von unterkühltem Wasser oder von Wasser nahe des Gefrierpunkts umgeben sind (Carstens 1966). „Aktiv“ und „passiv“ kennzeichnen hier die Tendenz der Eiskristalle, an Unterwasserobjekten zu haften oder nicht. Generell wird Süßwassereis eine adhäsive Bindungsfähigkeit<sup>1</sup> zugesprochen (Schaefer 1950, Carstens 1966, Martin 1981, Tsang 1982, Hanley & Tsang 1984). Vergleichende experimentelle Untersuchungen von Frazil Eis im Salzwasser scheinen hingegen auf ein Fehlen von Adhäsion und Kohäsion<sup>2</sup> oder einer „Aktivität“ hinzudeuten (Hanley & Tsang 1984). Dies wird auf ein sofortiges Überziehen der Kristalle mit einer dünnen Soleschicht zurückgeführt. Es sei jedoch angemerkt, daß diese Versuche von Hanley & Tsang (1984) bei Salzgehalten von  $S = 44$  durchgeführt wurden, weshalb mit einer starken Solebildung zu rechnen war. Diese Experimente werfen die Frage auf, ob es einen kontinuierlichen Übergang von „aktivem“ Frazil Eis im Süßwasser über „mäßig aktives“ im Brackwasser zu „passivem“ bei Salzgehalten von 44 gibt.

In Experimenten konnte nachgewiesen werden, daß Frazil Eis im Salzwasser während des Aufstiegs durch die Wassersäule Sole abgibt (Ushio & Wakatsuchi 1993). Durch Abspülen könnten solesfreie Bereiche an Kristallen entstehen, die für eine Verbindung Partikel – Eis nutzbar wären. Der Schluß, daß Salzwasserkristalle „passiv“ seien, ist ein Ergebnis aus Tankexperimenten, die möglicherweise kein realistisches Abbild natürlicher Systeme wiedergeben (Kempema et al. 1986). In kleinen Tanks ergeben sich relativ große Änderungen im Salzgehalt während der Eisbildung, da das Verhältnis Eiskristalle zu Wasser in Tanks wesentlich größer ist als in natürlichen Systemen (*ibid.*). Für die Bildung von Ankereis wird ein adhäsives Anhaften von Eis an Unterwasserobjekten (Kabel, Taue, Sedimente, etc.) vermutet (Schaefer 1950, Wigle 1970, Tsang 1982, Kempema et al. 1986, Reimnitz et al. 1987). Da Ankereis auch in Meerwasser ein bekanntes Phänomen ist (Dayton et al. 1969, Reimnitz & Dunton 1979, Kempema et al. 1986, Reimnitz et al. 1987, Kempema et al. 1990), ist eine absolute „Passivität“ und somit ein Ausschluß von Adhäsion als mögliche Bindungskraft zwischen Eis und anderen Materialien unwahrscheinlich.

Die initiale Eisbildung in einer unterkühlten Wassersäule benötigt einen Kristallisationskeim (Carstens 1966, Tsang 1982, Weeks & Ackley 1982, Daly & Stolzenbach 1984). Organismen oder Sedimente könnten als solch ein Nukleus für die Bildung von Eiskristallen dienen. Eine andere Möglichkeit für den Partikeleinbau bietet das Zusammenstoßen von Partikeln und Eiskristallen (Weeks & Ackley 1982). In mikroskopischen Untersuchungen von Meereis wurden Organismen sowohl innerhalb als auch zwischen einzelnen Eiskristallen nachgewiesen,

---

<sup>1</sup> Adhäsion bezeichnet die zwischen Molekülen verschiedener Stoffe wirkende Molekularkraft. Diese bewirkt ein Aneinanderhaften von Körpern aus verschiedenen Stoffen.

<sup>2</sup> Kohäsion ist die zwischen den Molekülen desselben Stoffes wirkende Molekularkraft. Sie bewirkt den Zusammenhalt eines Körpers.

so daß beide Mechanismen wirksam sein könnten (*ibid.*). Bei Zusammenstößen von Sedimenten und Frazil Eis wirken vermutlich Adhäsionskräfte, wodurch die Sedimente am Eis haften bleiben und durch dieses aus dem Wasser „herausgekehrt“ werden (Osterkamp & Gosink 1984). Dieses „Herauskehren“ wird üblicherweise als Scavenging bezeichnet. In Experimenten wurde beobachtet, wie Frazil Eis ganze Eiskristalle aufbaute, die während des Aufstiegs Partikel in ihren Zwischenräumen einfingen (Reimnitz et al. 1993a). Daher wurde eine auf mechanischer Grundlage basierende Verbindung Partikel – Eis vorgeschlagen. Als Argument gegen eine adhäsive Bindung wurde angeführt, daß mittels Preßluft ein signifikanter Anteil der Sedimente aus dem Eisbrei entfernt werden konnte (Reimnitz et al. 1993a). Dies sollte jedoch nicht als Argument gegen die Adhäsions-Hypothese dienen, denn es zeigt lediglich, daß die zwischen Eis und Sediment wirkenden Kräfte nicht sehr groß und somit relativ leicht zu überwinden sind. Es ist wahrscheinlich, daß eine bestehende Verbindung Sediment – Eis mehrfach gelöst werden kann, bevor die Sedimente durch aufsteigendes Frazil Eis zur Wasseroberfläche transportiert werden und dort im Eisbrei und später in einer konsolidierten Eisdecke eingeschlossen werden.

Unabhängig davon, ob es sich um einen Nukleus, eine adhäsive oder eine mechanische Bindung handelt, vergrößert sich durch die Beladung der Eiskristalle mit Sediment die auf das Eis wirkende gravitative Kraftkomponente, ohne jedoch die ihr entgegengesetzte Auftriebskomponente zu kompensieren. Eine Kompensation der Auftriebskomponente führt zum Absinken der Eiskristalle, wie in Experimenten wiederholt beobachtet wurde (Kempema et al. 1993, Reimnitz et al. 1993a, Ackermann et al. 1994). Ein Absinken wurde meist im Zusammenhang mit Sedimenten der Sandfraktion ( $> 63 \mu\text{m}$ ) festgestellt (*ibid.*), also derjenigen Korngrößenfraktion, die in natürlichen Meereissedimenten meist nur zu unbedeutenden Anteilen vertreten ist (Larssen et al. 1987, Pfirman et al. 1989a, Dethleff et al. 1993, Reimnitz et al. 1993b/c, Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994, Dethleff 1995, eigene Beobachtungen). Hingegen scheint eine Beladung von Eiskristallen mit feinkörnigen Sedimenten meistens nicht zum Absinken des Eises zu führen, da dieses in Experimenten kaum beobachtet wurde und natürliche Meereissedimente zum überwiegenden Teil feinkörnig sind.

### 1.3 Vom suspendierten Sediment zum Meereissediment

Biologen, Eisphysiker und Geologen untersuchten während der letzten Dekaden, wie Partikel, vornehmlich Sedimente und Organismen, in das Meereis eingeschlossen werden (Chapbell & Collin 1958, Reimnitz & Bruder 1972, Medcof & Thomas 1974, Barnes et al. 1982, Weeks & Ackley 1982, Garrison et al. 1983, Osterkamp & Gosink 1984, Kempema et al. 1986, Spindler & Dieckmann 1986, Reimnitz & Kempema 1987, Ackley et al. 1987, Garrison et al. 1989, Ackermann et al. 1990, Shen & Ackermann 1990, Spindler 1990, Dieckmann et al.

1991, Reimnitz et al. 1992, Weissenberger 1992, Dethleff et al. 1993, Reimnitz et al. 1993a/b/c, Wollenburg 1993, Ackermann et al. 1994, Spindler 1994, Dethleff 1995, Weissenberger 1998, Dmitrenko et al. im Druck). Es wird angenommen, daß die meisten Partikel im Herbst und beginnendem Winter während der Neueisbildung in das Eis eingeschlossen werden (Medcof & Thomas 1974, Barnes et al. 1982, Osterkamp & Gosink 1984, Dethleff 1995). Ein aeolischer Eintrag von Sedimenten ins arktische Meereis ist eine unwesentliche Komponente, da sich nur wenige Anzeichen hierfür in Meereissedimenten finden lassen (Wollenburg 1993). Im folgenden werden die für Sedimente am häufigsten diskutierten Eintragsszenarien und die wahrscheinlich daran beteiligten Mechanismen vorgestellt.

- **Überspülen:** Während des Flußaufbruchs im Sommer kann Meereis mit sediment-beladenem Flußwasser überspült werden. Nachdem das Wasser abgeflossen ist, hinterläßt es eine deutliche Sedimentschicht auf der Eisoberseite (Fuchs & Whittard 1930, Reimnitz & Bruder 1972, Walker 1974, Dean et al. 1994, Namilov 1995).
- **Suspension Freezing:** Suspension Freezing bezeichnet ein Ereignis während initialer Eisbildungsphasen. Es setzt starke Winde, intensive Turbulenzen im offenen Wasser flacher Meeresgebiete sowie Lufttemperaturen weit unterhalb des Gefrierpunkts voraus. Nachdem die Turbulenzen abgenommen haben, steigen Frazil Eis und Ankereis mit darin eingeschlossenen Sedimenten zur Wasseroberfläche auf. Hier akkumulieren sie zu Eisbrei mit hohem Sedimentgehalt. Nach dessen Verfestigung entsteht Turbid Eis. Im Verlauf dieses Ereignisses werden feinkörnige Sedimente einerseits durch Frazil Eis vom Meeresgrund losgerissen, andererseits kommt es zum Scavenging von suspendiertem partikulärem Material (SPM) aus der Wassersäule (Reimnitz et al. 1992). Es wird angenommen, daß die Interaktion von Frazil Eis und SPM meistens auf mechanischer Grundlage beruht (*ibid.*, Reimnitz et al. 1993a; vgl. Kap. 1.2.).
- **Filtration:** In Streifen auf der Meeresoberfläche akkumulierter Eisbrei wird ursächlich mit den Konvergenzzonen von Langmuir-Zellen in Verbindung gebracht (Martin 1981, Martin & Kauffman 1991, Reimnitz et al. 1994, Dethleff 1995). Eisbrei kann aber auch an Schollenrändern auf der windabgewandten Seite von Polynjen akkumulieren (Martin 1981, Weeks & Ackley 1982, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990). Es wird angenommen, daß es durch einen gerichteten Wasserdurchfluß in der Eismatrix zu Filtrationsprozessen kommt. Mit zunehmender Zeitdauer könnten auf diese Weise Sedimente und Organismen durch den Eisbrei aus dem Wasser filtriert werden (Osterkamp & Gosink 1984, Garrison et al. 1989, Weissenberger 1992, Reimnitz et al. 1994, Dethleff 1995).
- **Wellenzüge in Eisbrei:** Ein Partikeleintrag in Eisbrei durch einlaufende Wellenzüge wird insbesondere für Organismen diskutiert (Ackley et al. 1987, Weissenberger 1992, Spindler 1994). Es wird angenommen, daß durch Wellenzüge ausgelöste Druckoszillationen Wasser

und Partikel in die Eismatrix hinein- und wieder herausdrücken. Durch einen Filtrationseffekt kommt es in der Eismatrix zu einer Partikelanreicherung (*ibid.*). Im Zusammenhang mit Sedimenten wird dieser Mechanismus kontrovers diskutiert. Es ist bisher unklar, ob dieser Mechanismus zu Sedimentverlust (Reimnitz & Kempema 1987) oder Anreicherung (Shen & Ackermann 1990) führt.

- **Wellenzüge in konsolidiertem Eis:** Bisher sind nur wenige Arbeiten über Partikeleintrag in eine konsolidierte Eisdecke durch fortschreitende Wellenzüge veröffentlicht (Ackermann & Shen 1990, Ackermann et al. 1994). Der eigentliche Eintragsmechanismus ist mit dem im Eisbrei vergleichbar.

#### **1.4 Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung von Sedimenten im arktischen Meereis – Offene Fragen**

Das Hauptziel dieser Arbeit ist es, Prozesse, die zum Einschluß von Sedimentpartikeln ins Meereis führen, zu untersuchen und mögliche Einschlußgebiete zu rekonstruieren. Die Feldarbeiten waren eingebunden in das Projekt „System Laptev-See“, das sich u.a. mit Land – Schelf – Tiefsee Sedimenttransportprozessen in der Laptevsee beschäftigte. Ein Schwerpunkt wurde daher auf die Charakterisierung und Quantifizierung von Meereissedimenten gelegt, die während einer Expedition zur Eisbildungsphase in die innere Laptevsee sowie während einer Sommerexpedition in die äußere Laptevsee und den angrenzenden Arktischen Ozean beprobt wurden. Folgende Fragen sollten dabei beantwortet werden:

- Wo werden in der Laptevsee Sedimente ins Eis eingeschlossen und unter welchen Umweltbedingungen findet dieser Einschluß statt?
- Weisen Sedimente unterschiedlicher Einschlußgebiete verschiedene Charakteristika auf?
- Ist anhand der Sedimente aus einjährigem Eis eine Rekonstruktion ihrer Einschlußgebiete möglich?
- Welche Bedeutung hat das Meereis für den Sedimenttransport in der Laptevsee?
- Welche Charakteristika hat partikuläres organisches Material in Meereissedimenten?
- Kann organisches Material im Eis Hinweise auf Prozesse geben, die am Einschluß beteiligt sind?
- Was ist die Ursache höherer partikulärer organischer Kohlenstoffgehalte in Meereissedimenten verglichen mit Schelfsedimenten potentieller Einschlußgebiete?

Eine Rekonstruktion möglicher Einschlußgebiete kann nur dann sinnvoll durchgeführt werden, wenn sowohl aus dem Eis regionaler Einschlußgebiete als auch aus ein- oder mehrjährigem Eis detaillierte Datensätze zur Sedimentcharakterisierung vorliegen. Für die Rekonstruktion dienen die Daten der Einschlußgebiete als Referenz. Für einen Vergleich von Sedimenten aus

neugebildetem und aus einjährigem Eis ist es ebenfalls wichtig, ihre spezifischen Charakteristika einzeln zu erarbeiten und dann zu vergleichen. Zur besseren Übersicht werden deshalb die Daten aus neugebildetem und aus einjährigem Eis anfangs getrennt dargestellt und in einem zweiten Schritt gegenübergestellt. Im Anschluß daran werden sie gemeinsam diskutiert.

Die für den Sedimenteintrag ins Eis angenommenen Mechanismen, die im Feld nur unzureichend zu untersuchen sind, basieren häufig auf theoretischen Überlegungen. Aussagen zum Sedimenteintrag benötigen daher experimentelle Ansätze, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit in das EU – Projekt ARCTELAB eingebunden waren. Folgende Fragen standen bei diesen Arbeiten im Vordergrund:

- Welcher Mechanismus, Scavenging oder Nukleation, ist für den Sedimenteinschluß ins Eis von größerer Bedeutung?
- Welche Rolle spielt Filtration für den Sedimenteintrag ins Eis?
- Welche Bedeutung haben Wellenzüge, die in Eisbrei oder in eine konsolidierte Eisdecke einlaufen, für den Sedimenteinschluß?

In einer abschließenden Synthese werden die Daten der Experimente und die Felddaten zum Sedimenteintrag miteinander in Zusammenhang gebracht und ihre paläozeanographischen Implikationen für meereisbedeckte Gebiete in einem theoretischen Ansatz diskutiert.

## 2 REGIONALE GEOGRAPHIE, HYDROGRAPHIE UND GEOLOGIE

### 2.1 Arktischer Ozean

#### 2.1.1 Geographie

Der Arktische Ozean ist ein Randmeer des Atlantiks (Coachman & Aagaard 1974, Fahrbach 1995). Mit einer Größe von  $9,5 \times 10^6 \text{ km}^2$  ist er das größte interkontinentale Meer der Erde und nimmt 2,6 % der Weltozeanfläche ein (Rey 1982). Von seiner Fläche entfallen 36 % auf Randmeere, die aber nur 2 % seiner Wassermassen beinhalten (Coachman & Aagaard 1974, Gierloff-Emden 1980, Rey 1982). Die Kontinentalränder im Arktischen Ozean vor Nordamerika sind mit 50 bis 90 km Breite schmal im Vergleich zu den sehr breiten ( $> 800 \text{ km}$ ) und flachen Schelfen Asiens und Europas (Coachman & Aagaard 1974). Die Schelfe werden zumeist durch Inseln in die Randmeere Beaufort-, Tschuktschen-, Ostsibirische-, Laptev-, Kara-, und Barentssee untergliedert (Abb. 1).

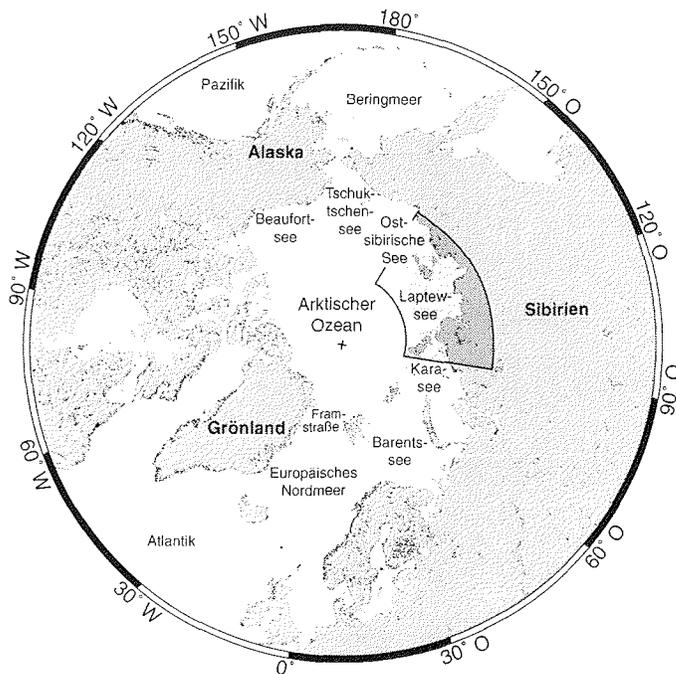


Abb. 1: Der Arktische Ozean und seine Randmeere in stereographischer Projektion bis  $50^\circ$  nördlicher Breite. Der Ausschnitt der im folgenden verwendeten Detailkarten ist grau unterlegt.

### 2.1.2 Hydrographie

#### Wassermassen

Der Austausch von Wassermassen mit den Weltozeanen erfolgt über vier Durchlässe: Die Beringstraße, ca. 85 km breit und mit einer Schwellentiefe von ca. 45 m, stellt die einzige, direkte Verbindung zum Pazifik dar (Coachman & Aagaard 1974), durch sie wird vorwiegend Wasser importiert und nur wenig exportiert (Gordienko & Laktionov 1969, Aagaard & Carmack 1989, Curtin et al. 1990). Über das Kanadische Archipel, mit variierenden Durchbruchsbreiten (10 bis 120 km) und Schwellentiefen (bis > 700 m), werden überwiegend Wassermassen aus dem Arktischen Ozean exportiert. Sowohl Export wie auch Import von Wassermassen finden über die Barents- und Karasee (Schwellentiefen jeweils ca. 200 m) und durch die Framstraße (Breite: ca. 600 km, Schwellentiefe ca. 2600 m) statt (Coachman & Aagaard 1974). Letztere ist die Hauptverbindung des Arktischen Ozeans zum Atlantik.

Der Arktische Ozean ist stark salzgehaltsgeschichtet, weshalb Konvektion durch Abkühlung nicht sehr tief in die Wassersäule hineinreicht (Aagaard & Carmack 1989). Polares Oberflächenwasser ist für die obersten 50 m charakteristisch und die Wassertemperatur liegt nahe des Gefrierpunkts (Coachman & Aagaard 1974). Der Salzgehalt dieser Wassermasse ist < 34,5 und unterliegt geringen, saisonalen Schwankungen durch Gefrieren und Schmelzen von Meereis (Gordienko & Laktionov 1969, Coachman & Aagaard 1974, Curtin et al. 1990). Gespeist wird diese Schicht vorwiegend vom salzarmen Einstrom durch die Beringstraße und durch Flüsse, die in den Arktischen Ozean münden (Aagaard & Carmack 1989). Das Oberflächenwasser ist durch eine ausgeprägte Halokline zum unterlagernden Atlantischen Zwischenwasser und zum Arktischen Bodenwasser abgegrenzt (Coachman & Aagaard 1974).

#### Meereis

Der Arktische Ozean ist ganzjährig von Meereis bedeckt. Im März erreicht die Eisdecke mit  $15 \times 10^6$  km<sup>2</sup> ihre maximale Ausdehnung. Die minimale Ausdehnung weist sie im September mit  $8,5 \times 10^6$  km<sup>2</sup> auf (Parkinson & Cavalieri 1989). Arktisches Meereis ist zum überwiegenden Teil mehrjährig (Maykut 1985, Spindler 1990). Saisonales Eis kommt zu 86 % in den Randmeeren vor (Kolatschek et al. 1996), die für mehr als 260 Tage im Jahr eisbedeckt sind (Parkinson 1992). Die Variabilität der Eisbedeckung zwischen den einzelnen Jahren ist stark ausgeprägt (Parkinson 1991).

Die mittlere Eisdicke im Arktischen Ozean beträgt 3-4 m (Colony & Thorndyke 1984, Maykut 1985). Sie nimmt durch Eispressungen in Richtung auf die nördliche Küste Grönlands und des Kanadischen Archipels zu (Maykut 1985, Bourke & McLaren 1992, Harder 1996, Proshutinsky & Johnson 1997). Während der Sommermonate schmelzen 30-50 cm des Eises

## 2. REGIONALER ÜBERBLICK

an seiner Oberfläche ab, die während der Wintermonate an seiner Unterseite wieder anfrieren (Untersteiner 1964, Gordienko & Laktionov 1969, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990), wodurch ein aufwärtsgerichteter Netto-Eisfluß entsteht (Untersteiner 1964, Maykut 1985).

Die im Oktober einsetzende Neueisbildung führt bereits im November fast zum Erreichen der maximalen Eisausdehnung (Parkinson & Cavalieri 1989). Eisbildung findet im gesamten Arktischen Ozean statt (Walsh et al. 1985), jedoch weisen Modellrechnungen die Kara- und Laptewsee als Gebiete größter Netto-Gefrierraten (Differenz zwischen lokal gefrorener und geschmolzener Eismenge) aus. Das bedeutendste Ablationsgebiet für arktisches Meereis ist die Grönlandsee (Walsh et al. 1985, Harder 1996, Kolatschek et al. 1996).

Meereis im Arktischen Ozean driftet mit einer mittleren Geschwindigkeit von  $2 \text{ cm s}^{-1}$ . Es ist in kontinuierlicher Bewegung und wird prinzipiell von Wind und Strömung angetrieben (Colony & Thorndyke 1984, 1985; Maykut 1985). Die wichtigsten Driftmuster lassen sich vereinfacht wie folgt beschreiben (Abb. 2):

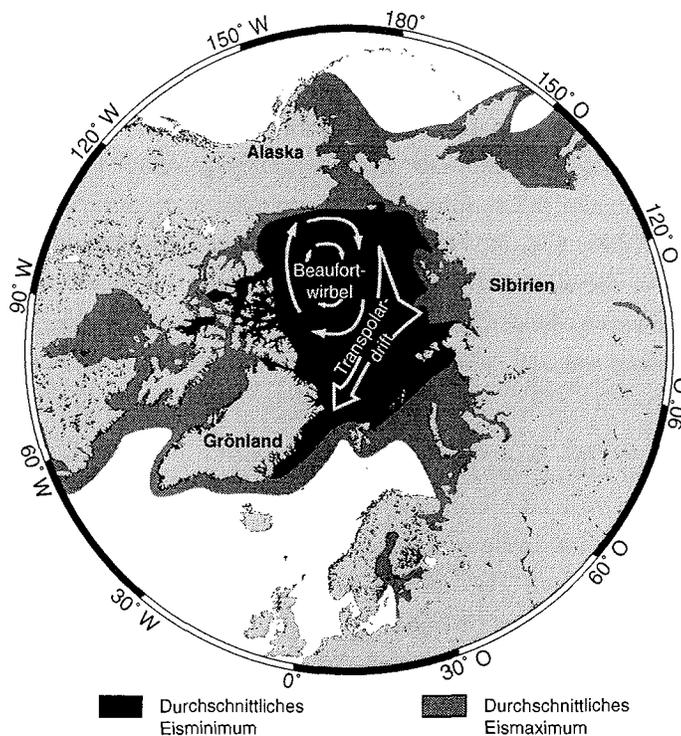


Abb. 2: Darstellung durchschnittlicher Eisausdehnungen im Winter (Maximum) und Sommer (Minimum; CIA 1978). Die wichtigsten Eisdriftmuster im Arktischen Ozean sind mit Pfeilen dargestellt (vereinfacht nach Gordienko 1958).

- Transpolardrift: Mit der Transpolardrift wird Meereis von der sibirischen Seite des Arktischen Ozean zur Framstraße transportiert. Diese Drift findet ihre Fortsetzung im südgerichteten Ostgrönlandstrom. Die Drift dauert etwa 3-4 Jahre (Nansen 1898, Colony & Thorndyke 1985, Kolatschek et al. 1996, Pfirman et al. 1997). Sie wird häufig in einen sibirischen (auf der Seite des Kontinentalhangs) und einen polaren Ast aufgespalten (Gordienko & Laktionov 1969).
- Beaufortwirbel: Dieser antizyklonale Wirbel nimmt große Bereiche im arktischen Bereich der Arktis ein (Gordienko & Laktionov 1969, Colony & Thorndyke 1985). Innerhalb dieses Wirbels driftet das Eis für ca. 5-10 Jahre (Kolatschek et al. 1996).

Diese Driftmuster unterliegen immer wieder Störungen, die im arktischen Teil des Arktischen Ozeans zur Entwicklung einer zyklonalen Wirbelstruktur führen (Gordienko & Laktionov 1969, Harder 1996). Walsh et al. (1985) zeigen in Modellrechnungen eine regelmäßige Abschwächung der Rotation des Beaufortwirbels während der Sommermonate. In einem Modell von Proshutinsky & Johnson (1997) ergeben sich gar zyklische Oszillationen von zyklonaler und antizyklonaler Eisdrift im Arktischen Ozean, wobei jedes Driftregime 5 bis 7 Jahre andauert. Dabei führen zyklonale Phasen zu einer polwärtigen Verlagerung der Transpolardrift.

## 2.2 Laptewsee

### 2.2.1 Geographie

Die Laptewsee ist ein Randmeer auf der sibirischen Seite des Arktischen Ozeans. Ihre Größe beträgt 650 000 km<sup>2</sup> (Zenkevitch 1963). Die durchschnittliche Wassertiefe beträgt 519 m, mit einer maximalen Tiefe von 2980 m (Zenkevitch 1963). Entlang der Schelfkante läßt sich das Seegebiet bei etwa 77° nördlicher Breite in eine innere und äußere Laptewsee untergliedern (Abb. 3), wobei die Wassertiefe im inneren Bereich meist zwischen 15 und 25 m liegt. Bei einer Schelfkante in 200 m Wassertiefe werden 72 % der Gesamtfläche vom Schelf eingenommen (Timokhov 1994). Der Gradient des Schelfs ist mit ca. 5 m km<sup>-1</sup> sehr gering. Hingegen ist der Kontinentalhang mit einem mittleren Gefälle von ca. 95 m km<sup>-1</sup> sehr steil (Holmes & Creager 1974).

Die Bathymetrie der inneren Laptewsee ist durch fünf Rinnen (< 50 m) strukturiert, die in nördlicher bzw. nordwestlicher Richtung entlang tektonischer Störungsbahnen verlaufen (Drachev et al. 1995). Während niedrigerer Meeresspiegelstände im letzten Glazial, nutzten die Flüsse des Hinterlands diese Rinnen als Abflußwege zum Meer (Holmes & Creager 1974). In



(Lockerman 1968). Hydrographische Daten für die herbstliche Eisbildungsphase sind kaum verfügbar. Dmitrenko et al. (1997) geben für die innere Laptewsee im Oktober 1995 Wassertemperaturen nahe des Gefrierpunkts mit Salzgehalten vergleichbar der Sommersituation an.

Eisdriftdaten und Modellrechnungen ergeben für die westlichen Bereiche der äußeren Laptewsee einen zyklonalen Wirbel im Oberflächenwasser (Gordienko 1958, Suslov 1961, Gordienko & Laktionov 1969, Boisvert 1970, Fahrbach 1995, Eicken et al. 1997a, Pfirman et al. 1997, Proshutinsky & Johnson 1997). Hieraus resultiert in der westlichen inneren Laptewsee eine südgerichtete Strömung entlang der Taimyr-Halbinsel (Suslov 1961, Eicken et al. 1997a) mit Geschwindigkeiten von ca.  $10 \text{ cm s}^{-1}$  (Boisvert 1970). Im Zusammenhang mit dem sommerlichen Lenaausstrom kommt es entlang etwa  $130^\circ$  östlicher Breite zu einer nordgerichteten Strömung (Suslov 1961), deren Geschwindigkeit maximale Werte von 25 bis  $50 \text{ cm s}^{-1}$  erreicht (Boisvert 1970). Holmes & Creager (1974) beschreiben das Strömungsregime der inneren Laptewsee generell als schwach, mit Geschwindigkeiten  $\leq 10 \text{ cm s}^{-1}$ .

Tidenwellen laufen konstant halbtägig von Norden in die Laptewsee ein (Sverdrup 1927, Suslov 1961, Timokhov 1994), dabei verringert sich der Tidenhub von Norden nach Süden (Suslov 1961, Timokhov 1994). Die resultierenden Tidenströme können in der Vertikalen des Wasserkörpers stark variieren (Sverdrup 1927). Nahe der Neusibirischen Inseln wurden Geschwindigkeiten zwischen  $5$  und  $38 \text{ cm s}^{-1}$  gemessen (*ibid.*).

Für die Laptewsee ergibt sich ein nach Norden gerichteter Ausstrom von Oberflächenwasser (Coachman & Aagaard 1974, Timokhov 1994). Ferner findet ein Ausstrom durch das Neusibirische Inselarchipel in die Ostsibirische See statt (Timokhov 1994).

Ein Einstrom in die Laptewsee erfolgt von der Karasee durch das Inselarchipel Sewernaja Semlja (Timokhov 1994) mit durchschnittlichen Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu  $20 \text{ cm s}^{-1}$  in der Wilkizkii-Straße (Boisvert 1970). Ferner werden pro Jahr ca.  $700 \text{ km}^3$  Süßwasser über Flüsse in die Laptewsee eingetragen, die in ihren Wasserführungen saisonal stark schwanken (Treshnikov 1985, Alabyan et al. 1995, Gordeev et al. 1996, Rachold et al. 1996). Etwa 75 % dieser Wassermassen werden alleinig über die Lena geschüttet (Milliman & Meade 1983, Treshnikov 1985, Gordeev & Sidorov 1993, Gordeev et al. 1996, Rachold et al. 1996, 1997).

### Meereis

Die Laptew- und die Karasee weisen sich über Netto-Gefrierdaten von Meereis (Differenz zwischen lokal gefrorener und geschmolzener Eismenge) als Regionen aus, in denen mehr Eis produziert als geschmolzen wird (Harder 1996, Kolatschek et al. 1996). Ungefähr  $1/3$  des

jährlich in der Laptewsee gebildeten Eisvolumens wird in den Arktischen Ozean exportiert. Die restlichen 2/3 des Eises schmelzen größtenteils bis zum Ende des Sommers innerhalb der Laptewsee. Anteile hiervon können aber zum Aufbau lokaler Eismassive beitragen (Timokhov 1994).

Die Eisbildung setzt in der Laptewsee Ende September, Anfang Oktober ein (Dethleff 1995, Eicken et al. 1997a, Kassens 1997). Nach ungefähr drei Wochen ist das gesamte Seegebiet von neugebildetem Eis bedeckt (Eicken et al. 1997a). Während der Wintermonate herrscht eine Dreiteilung des Eisregimes vor (von Süd nach Nord): Festeis – Polynja – Treibeis. Das sich von der Küste nach Norden erstreckende Festeis erreicht in der Osthälfte der inneren Laptewsee mit bis zu 500 km seine größte Nord-Süd-Erstreckung (Barnett 1991, Dethleff et al. 1993, Reimnitz et al. 1994, Timokhov 1994, Dethleff 1995). Die sich seewärts anschließende Polynja, deren maximale Breite ca. 100 km (Barnett 1991) und maximale Länge ca. 1800 km (Dethleff et al. 1993) beträgt, kennzeichnet ein Gebiet intensiver Eisbildung (Zakharov 1966, Reimnitz et al. 1994, Dethleff 1995). Nördlich schließt sich das Treibeis an, das aus der Laptewsee in den Arktischen Ozean exportiert wird (Barnett 1991, Timokhov 1994, Alexandrov et al. 1995, Eicken et al. 1997a). Diese Dreiteilung der Eisbedeckung hält für ca. 9 Monate an (Parkinson 1992, Eicken et al. 1997a). Ende Mai bis Anfang Juni setzt zeitgleich mit dem Flußaufbruch das Aufbrechen und Abschmelzen der Meereisdecke vor dem Lenadelta (Barnett 1991, Namilov 1995, Brigham 1996, Eicken et al. 1997a) und entlang der Festeisgrenze ein (Eicken et al. 1997a). Das Festeis selbst schmilzt in der inneren Laptewsee (Gorbunov et al. 1995, Eicken et al. 1997a). Im September erreicht der Packeisrand seine nördlichste Position, und weite Bereiche der Laptewsee sind eisfrei. Dabei kann der Eisrand in seiner Lage von Jahr zu Jahr stark schwanken (Parkinson & Cavalieri 1989, Timokhov 1994, Eicken et al. 1997a).

### 2.2.3 Geologie

Die Geologie des Hinterlands bedingt die Sedimentcharakteristik des Laptewsee-Schelfs und somit die Charakteristika von Sedimenten, die hier, in potentiellen Einschlußgebieten, in das Meereis eingetragen werden. Die in die Laptewsee mündenden Flüsse entwässern eine Hinterlandfläche von ca.  $3,5 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (Treshnikov 1985, Alabyan et al. 1995). Dies entspricht etwa einem Drittel der Fläche des asiatischen Teils Rußlands. Das Hinterland ist in vier Großregionen untergliedert:

**Timan Region:** Zu ihr gehören die Taimyr-Halbinsel und das Archipel Sewernaja Semlja. Die Timan Region wird überwiegend von präkambrischen und paläozoischen Metamorphiten aufgebaut. Im Verlauf des Chatangas sind kohleführende Einheiten der Tungusk Serie des Karbon und Perm aufgeschlossen (Suslov 1961, Silverberg 1972).

**Sibirische Plattform:** Sie umfaßt große Bereiche des Hinterlands und wird vorwiegend in die Lapteewsee entwässert. Zu ihr gehören das Putorana-Gebirge mit seinen präjurassischen Flutbasalten, das über den Chatanga in die Lapteewsee entwässert wird. Die Flüsse Anabar und Olenjok entwässern das Anabar-Massiv mit seinen archaischen Granulit-Schiefern und paläozoischen, klastischen und karbonatischen Sedimenten. Das Olenjok-Wiljui-Tafelland, das sich zwischen den gleichnamigen Flüssen erstreckt, schließt Teile des Tunguska-Beckens mit triassischen Effusiva und karbonisch-permischen Kohlen mit ein. In südlichen Abschnitten des Tafellands stehen silurische Kalke an. Das Lena-Aldan-Plateau erstreckt sich vom Unterlauf des Wiljui zum Zentralgebiet des Aldan und wird von kambrischen Karbonaten aufgebaut. Im südlichen Anschluß liegt der Aldan-Schild mit unterarchaischen Metamorphiten. Im Unterlauf des Wiljui und westlich des Mittel- und Unterlaufs der Lena bauen mesozoische, flachmarine Serien das Wiljui-Lena-Becken auf. Zeitweilig kam es hier im oberen Jura zu Einschaltungen von Braunkohlen (Suslov 1961, Dolginow & Kropatschjow 1994).

**Baikal Region:** Diese Region liegt im südlichen Einzugsgebiet der Lena. Dort stehen überwiegend präkambrische Metamorphite und Granulite an (Suslov 1961).

**Werchojansker-Faltenregion:** Sie liegt östlich der Lena und reicht S-förmig nach Süden. Die Region umfaßt terrestrische und flachmarine Folgen des oberen Paläozoikums und des Mesozoikums und wird vorwiegend über die Flüsse Jana und Omoloi entwässert. Mit dieser Faltenregion geologisch eng verbunden ist das Archipel der Neusibirischen Inseln (Suslov 1961, Dolginow & Kropatschjow 1994).

### 3 EXPEDITIONEN IN DIE LAPTEWSEE UND DEN ARKTISCHEN OZEAN

#### 3.1 Material und Methoden

Proben für die Quantifizierung arktischer Meereissedimente sowie für die Charakterisierung ihrer mineralischen und organischen Komponenten wurden während zweier Schiffs-  
expeditionen (Abb. 4) in die Arktis genommen:

**TRANSDRIFT III**  
(TD III; 27.9.-31.10.1995)  
Schelfgebiet der Laptewsee während der  
herbstlichen Eisbildungsphase  
I/B „Kapitan Dranitsyn“ (Kassens 1997)  
34 Eisstationen

**ARK XI/1**  
(7.7.-20.9.1995)  
Laptewsee und Arktischer Ozean während  
der sommerlichen Treibeis-Situation  
PFS „Polarstern“ (Rachor 1997)  
18 Eisstationen

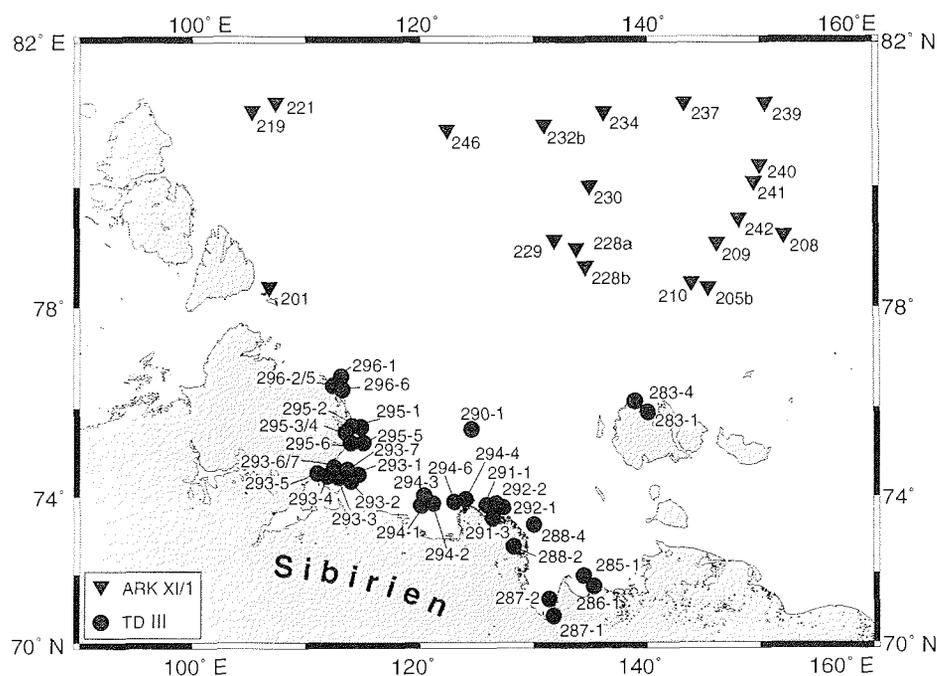


Abb. 4: Eisstationen in der Laptewsee und im angrenzenden Arktischen Ozean während ARK XI/1 (7.7.-20.9.1995) und TD III (27.9.-31.10.1995). Die ersten drei Stellen der Stationsnummer repräsentieren den Kalendertag im Jahr.

Eine detaillierte Stationsliste ist im Anhang A1 angeführt. Die ersten drei Ziffern der Probennummern in den Abbildungen und Tabellen entsprechen dem Kalendertag. Die Probennahme und -bearbeitung sowie die Beobungskriterien waren prinzipiell für beide Expeditionen gleich, soweit dies nicht anders vermerkt ist.

### 3.1.1 Feldbeobachtungen

#### *Eisbeobachtungen*

Die Eisverhältnisse wurden von den Schiffsbrücken aus durch Eisbeobachtungen dokumentiert. Während ARK XI/1 wurden diese von Mitgliedern der Eisgruppe durchgeführt (Eicken et al. 1997b). Während TD III wurden die Eisbeobachtungen von der Eisgruppe organisiert und mit Hilfe von Kollegen anderer Arbeitsgruppen realisiert. Eine Übersicht über die Eisbeobachtungen von TD III in tabellarischer Form gibt Kassens (1997). Folgende Parameter wurden dokumentiert:

- Eisbedeckung (%)
- Eistyp (% der Gesamtbedeckung)
- Eisdicke (m)
- Schneeauflage (m)
- Meereissedimente (% der Oberfläche der Gesamtbedeckung)
- Lokation der Sedimente im Eis (Eisoberfläche/Scholleninneres)

#### *Meereissedimente an der Eisunterseite*

Flächenhafte Sedimentverteilungen an der Schollenunterseite und kleinräumige Variationen in der Eisdicke können Auswirkungen auf die Quantifizierung von Meereissedimenten haben. Zur Abschätzung dieses Einflusses wurden Beobachtungen zur Untereismorphologie und zur Sedimentverteilung an der Eisunterseite während ARK XI/1 mit einem Videosystem durchgeführt, das durch ein Bohrloch herabgelassen wurde (Werner & Lindemann 1997). Die eingesetzte Unterwasser-Farbkamera (Micro CTV; Benthos Inc., USA) erfaßte einen Bereich von 10er Metern um das Bohrloch und war an einen S-VHS Rekorder und Monitor an der Eisoberseite angeschlossen. Die Aufnahmen dienten gleichzeitig ökologischen Studien zum arktischen Untereishabitat (Werner 1997), weshalb keine künstliche Lichtquelle eingesetzt wurde.

Die beobachteten Untereismorphologien wurden in zwei Großgruppen eingeteilt:

- Mittelskalige Strukturen (m-Bereich): Morphologie ganzer Schollen

- Kleinskalige Strukturen (cm- bis dm-Bereich): Morphologie an Rändern unterschobener Schollen und Schollenunterseiten

Des Weiteren wurde die Verteilung von Sedimenteinschlüssen (dunkelbraune bis grauschwarze Verfärbungen) und Eisalgen (grünbraune Verfärbungen und Algenfäden) an Rändern unterschobener Schollen und Schollenunterseiten dokumentiert.

### **3.1.2 Meereisbeprobung**

Die Probennahme erfolgte sowohl auf Schiff- wie auch auf Helikopterstationen von der Schollenoberseite mit Hilfe eines MARK II Eisbohrers (9 cm Innendurchmesser; KOVACS Enterprises, USA). Während TD III wurde zum Teil sehr dünnes Eis auch von der Eisoberfläche herabgelassenen Körben oder Gangways durch Herausbrechen und Greifen „per Hand“ beprobt. Eisbrei wurde während dieser Expedition sowohl mit Netzen vom Schiff als auch von der Uferlinie aus beprobt.

### **3.1.3 Quantifizierung der Sedimentgehalte im Meereis**

Für Abschätzungen, welche Rolle Meereissedimente für Sedimentbudgets spielen, wurden die Sedimentgehalte im Eis quantifiziert. Hierzu wurden erbohrte Eiskerne in einzelne Tiefenabschnitte zersägt. Alle Eisproben wurden an Bord bei Raumtemperatur geschmolzen und über vorgewogene DURAPORE Filter (modifiziertes Polyvinylidendifluorid, Porengröße: 0,45 µm) vakuumfiltriert. Anschließend wurden die Filter durch Spülen mit destilliertem Wasser entsalzen und bei -30 °C gelagert, bevor sie im Heimatlabor gefriergetrocknet (Temperatur: -56 °C, Dauer: ca. 72 Stunden) und ausgewogen wurden. Vor der Berechnung der Sedimentgehalte wurde das Gewicht der beladenen Filter anhand von Blindproben korrigiert.

### **3.1.4 Charakterisierung der Meereissedimente**

Zur Charakterisierung mineralischer und organischer Komponenten in den Meereissedimenten wurden einzelne Stationen aufgrund ihrer geographischen Verteilung ausgesucht. Es wurden vornehmlich Filterproben mit höheren Belegungen ausgewählt, damit unterschiedliche Analysen am selben Probenmaterial durchgeführt werden konnten. Die Sedimente wurden in einem Ultraschallbad (ca. 30 s) vom Filter abgelöst, tiefgefroren und später gefriergetrocknet.

*Tonmineral-Paragenesen*

Tonmineral-Paragenesen sollen Aufschluß über charakteristische Unterschiede der Einschlußgebiete von Sedimenten ins Meereis geben. Aufgrund dieser Unterschiede sollen wahrscheinliche Einschlußgebiete für Sedimente aus einjährigem Eis rekonstruiert werden. Die Untersuchungen wurden an kleinen Probenmengen ( $\leq 10$  mg Trockenmasse) durchgeführt, um Informationen über einzelnen Sedimentlagen in Eiskernen zu erhalten. Im folgenden wird eine Beschreibung der Probenaufbereitung gegeben, da aufgrund dieser geringen Probenmenge keine Standardaufbereitungs-Methode verwendet werden konnte. Das getrocknete Sediment wurde mit 500  $\mu$ l destilliertem Wasser aufgenommen und im Ultraschall dispergiert (ca. 10 min.). Um Probenverluste und Verunreinigungen gering zu halten, wurde keine weitere Vorbehandlung durchgeführt (Zerstörung des organischen Materials, Entkarbonatisierung und Belegung freier Ladungsplätze innerhalb der Tonminerale). In Anlehnung an die von Müller (1964) beschriebene Pipetten-Methode wurde die Probe durch Aufschütteln homogenisiert und ein Überstand von ca. 2 mm nach einer berechneten Fallzeit für eine Quarz-Äquivalentkorngröße von 2  $\mu$ m abpipettiert. Die auf diese Weise gewonnene Tonfraktion wurde nach der von Berner (1991) beschriebenen Präparationsmethode auf Aluminiumträger aufpipettiert und über Nacht bei Raumtemperatur getrocknet.

Die Messung dieser Pipettpräparate erfolgte in einem Philipps PW 1830 Röntgendiffraktometer (40 kV, 35 mA) mit Graphit Monochromator in einer Co-K $\alpha$  Strahlung ( $\lambda=1,79$  Å) mit variablem Divergenzschlitz. Vor der Aufnahme des Spektrums wurden die Präparate zur Bestimmung der quellfähigen Smektitte über Nacht im Vakuum bei 50 °C in einer Ätylenglykol-Atmosphäre glykolisiert. Das aufgenommene Spektrum umfaßte einen Bereich von 2-45° 2 $\theta$  in Schritten von 0,01°. Die aufgezeichneten Diffraktogramme wurden anschließend mit dem Programm „MacDiff 3.2.6“ (R. Petschick, Goethe Universität Frankfurt a.M.) ausgewertet. Dazu wurden die Diffraktogramme auf den Quarz (100)-Reflex bei 4,26 Å positioniert und geglättet.

Die Begriffe Smektit, Illit, Kaolinit und Chlorit werden in der vorliegenden Arbeit als generelle Ausdrücke für die entsprechenden Mineralgruppen verwendet. Die relativen Tonmineralgehalte [Rel%] von 17 Å-Smektit (001), 10 Å-Illit (001), 7 Å-Kaolinit (001) und Chlorit (002) wurden über die integrierten Peak-Flächen der Basis-Reflexe sowie der Peak-Intensitäten des 3,58 Å-Kaolinit (002)- und des 3,54 Å-Chlorit (004)-Reflexes bestimmt. Unter Benutzung der Wichtungsfaktoren von Biscaye (1965) wurden die relativen Tonmineralgehalte entsprechend der Formeln (1) bis (4) berechnet.

$$\text{Smektit [Rel\%]} = \frac{17\text{Å Peakfläche} \times 100}{\text{Gesamtfläche}} \quad (1)$$

$$\text{Illit [Rel\%]} = \frac{10 \text{ \AA Peakfl\u00e4che} \times 400}{\text{Gesamtfl\u00e4che}} \quad (2)$$

$$\text{Kaolinit [Rel\%]} = \frac{7 \text{ \AA Kaolinit}_{\text{Komponente}} \times 200}{\text{Gesamtfl\u00e4che}} \quad (3)$$

$$\text{Chlorit [Rel\%]} = \frac{7 \text{ \AA Chlorit}_{\text{Komponente}} \times 200}{\text{Gesamtfl\u00e4che}} \quad (4)$$

Dabei gilt

$$\text{Gesamtfl\u00e4che} = 17 \text{ \AA Peakfl\u00e4che} + 4 \times 10 \text{ \AA Peakfl\u00e4che} + 2 \times 7 \text{ \AA Peakfl\u00e4che} \quad (5)$$

$$7 \text{ \AA Kaolinit}_{\text{Komponente}} = \frac{3,58 \text{ \AA Intensit\u00e4t}_{\text{Kaolinit}} \times 7 \text{ \AA Peakfl\u00e4che}_{\text{Kaolinit und Chlorit}}}{3,58 \text{ \AA Intensit\u00e4t}_{\text{Kaolinit}} + 3,54 \text{ \AA Intensit\u00e4t}_{\text{Chlorit}}} \quad (6)$$

$$7 \text{ \AA Chlorit}_{\text{Komponente}} = \frac{3,54 \text{ \AA Intensit\u00e4t}_{\text{Chlorit}} \times 7 \text{ \AA Peakfl\u00e4che}_{\text{Kaolinit und Chlorit}}}{3,58 \text{ \AA Intensit\u00e4t}_{\text{Kaolinit}} + 3,54 \text{ \AA Intensit\u00e4t}_{\text{Chlorit}}} \quad (7)$$

F\u00fcr Hinweise auf Umlagerungen und Liefergebiete kann der Anteil regul\u00e4rer Illite an der Illit-Gruppe (regul\u00e4re Illite und Smektit-Gemischte Lagen) aufgrund des Schichtgitter-Abstands in Richtung der kristallographischen c-Achse abgesch\u00e4tzt werden. Der Gitterabstand variiert von „muskovitisch“ zu „biotitisch“ (<9,98 \u00c5 zu > 10,1 \u00c5). Das Peak-Intensit\u00e4tsverh\u00e4ltnis des 5 \u00c5/10 \u00c5-Illits kann ebenfalls zur groben Absch\u00e4tzung des „oktaedrischen Charakters“<sup>3</sup> der Illite dienen (Petschick et al. 1996). Dabei korrespondieren hohe 5 \u00c5/10 \u00c5-Werte (> 0,40) mit Al-reichen Illiten dioktaedrischer Besetzung („muskovitisch“). Durch Austausch von Al-gegen Mg- und/oder Fe-Ionen, sinkt das Verh\u00e4ltnis. Illite trioktaedrischen Charakters („biotitischen“) sind auf Werte < 0,15 beschr\u00e4nkt (Esqevin 1969).

### *Organische Komponenten der Meereissedimente*

Die Charakterisierung der organischen Komponenten in Meereissedimenten soll Aufschlu\u00df \u00fcber die Ursache h\u00f6herer partikul\u00e4rer Kohlenstoffgehalte im Eis, verglichen mit Schelfsedimenten potentieller Einschlu\u00dfgebiete, geben. Ferner k\u00f6nnte organisches Material Hinweise auf am Einschlu\u00df beteiligter Prozesse liefern. Bisher liegt mit Ausnahme von Gesamt-Kohlenstoffgehalten kaum Wissen \u00fcber die Charakteristika organischer Komponenten in Meereissedimenten vor. Deshalb wurde f\u00fcr ihre Erarbeitung eine organisch-petrologische

<sup>3</sup> Als „oktaedrischer Charakter“ wird die Ausnutzung freier Oktaederzentren im Schichtgitter verstanden. Dabei wird zwischen einer dioktaedrischen (zwei von drei Pl\u00e4tzen sind durch dreiwertige Kationen, meist Al<sup>3+</sup>, besetzt) und einer trioktaedrischen Besetzung (drei von drei Pl\u00e4tzen sind durch zweiwertige Kationen, meist Mg<sup>2+</sup> oder Fe<sup>2+</sup>, besetzt) unterschieden.

und geochemische Methodenkombination aus der Mazeralanalyse und der Rock-Eval Pyrolyse gewählt, die auch auf quartäre marine Sedimente angewendet wird (Wiesner et al. 1990, Stein 1991, Littke 1993, Hölemann & Henrich 1994, Wagner & Henrich 1994, Wagner & Hölemann 1995, Wagner im Druck, Wagner & Dupont im Druck).

#### *Partikulärer organischer Kohlenstoff*

Zur Bestimmung des partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) wurden 3-5 mg Trockenmasse der Sedimente in Silberkartuschen eingewogen, mit 0,25 N HCL angesäuert und in einem Carlo-Erba CHN-Analyser 1500 gemessen. Die Kalibrierung erfolgte mit einem Acetanilid Standard. Aufgrund der geringen Probenmenge und der Feinkörnigkeit der Sedimente, sowie um Kontaminationen und Probenverluste gering zu halten, wurden die Proben vor den Messungen nicht gemörsert. Es wurden Dreifachbestimmungen durchgeführt und die Mittelwerte dieser Messungen übernommen. Die Standardabweichung in den Einzelmessungen betrug in 63 % der Proben weniger als 0,5 %. Nur in wenigen Ausnahmen lag diese über 1 %.

Während TD III wurden Proben zusätzlich über vorgewogene und geglühte (500 °C für 12 h) Whatman GF/F Filter vakuumfiltriert. Die Filter wurden bei -30 °C tiefgefroren und im Heimatlabor gefriergetrocknet und ausgewogen. Die Messung erfolgte ebenfalls im Carlo-Erba CHN-Analyser 1500 nach vorheriger Ansäuerung der Filter (HCL-Dampf für 24 h). Die Filterdaten wurden mit Blindproben korrigiert.

#### *Mazeralanalyse*

Organisch-petrologische Untersuchungen von organischem Material wurden ursprünglich zur Charakterisierung von Kohlen durchgeführt (Stach et al. 1982). Mittels der Mazeralanalyse werden individuelle, mikroskopisch unterscheidbare und in Kohlen vorkommende Partikel beschrieben. Die Mazerale der Kohlen entsprechen den Mineralen in Steinen (Tyson 1995), jedoch variieren Mazerale im Gegensatz zu Mineralen stark in ihrem chemischen Aufbau und physikalischen Eigenschaften und sind nicht kristallin (Stach et al. 1982). Während der letzten Dekaden wurde das Mazeral-Konzept weiterentwickelt und auf fossile und rezente marine Sedimente, die reich an organischem Material sind, angewandt (Tissot & Welte 1984, Tyson 1995, Littke et al. 1997, Radke et al. 1997).

Zur Durchführung der Mazeralanalyse wurden Sedimente in niedrig viskosem Kunstharz (Epo-Tek) eingegossen. Nach der Aushärtung wurde die Präperatoberfläche des Rohlings mit Naßschleifpapier abgeschliffen (bis 1200er Körnung) und anschließend mit Diamantpaste poliert (bis 0,25 µm). Die Proben wurden anschließend an einem Carl Zeiss Axiophot-

Mikroskop mit Weißlicht und unter Blauanregung (450-490 nm) im Auflicht bei 1000-facher Vergrößerung in Öl gezählt. Pro Präparat wurden 450-500 Mazeralkörner gezählt.

Die Vitrit-Reflexion [ $R_0\%$ ] wurde exemplarisch an Mazerale bei 1000-facher Vergrößerung unter Öl gegen einen Saphier-Standard (0,587  $R_0\%$ , 546 nm) gemessen. Nach Abschluß der Meßreihe wurde erneut der Standard zur Überprüfung des linearen Meßverhaltens der Photometereinheit des Mikroskops gemessen.

Die Unterscheidung der Mazerale und ihrer Gruppen erfolgte aufgrund optischer Merkmale (Farbe und Morphologie), wie sie von Stach et al. (1982) für die Kohlepetrographie eingeführt wurden. Hierauf aufbauend finden sich in der Literatur zahlreiche Arbeiten zu fossilen, thermisch unreifen Sedimenten, die größtenteils im Rahmen des *Deep Sea Drilling Project* und dem *Ocean Drilling Program* durchgeführt wurden (Littke & Sachsenhofer 1994). Die organisch-petrologische Bearbeitung rezenter und subrezenter mariner Sedimente ist jedoch noch ein sehr junges Arbeitsgebiet, und bisher sind erst sehr wenige Arbeiten zu rezenten Oberflächensedimenten erschienen (Wiesner et al. 1990, Wagner 1993, Wagner im Druck, Wagner & Dupont im Druck). In rezenten Systemen wie dem Meereis wurden organisch-petrologische Untersuchungen bisher noch nicht durchgeführt. Für die Bearbeitung der Meereissedimente wurde daher angenommen, daß ihr Mazeralinventar dem mariner Oberflächensedimente ähnlich sei. Es ist jedoch notwendig, geringfügige Modifikationen an der von Stach et al. (1982) vorgegebenen Nomenklatur vorzunehmen (Stein et al. 1989, Wiesner et al. 1990, Stein 1991, Wagner 1993, Hölemann 1994, Wagner im Druck):

- **Alginit:** Mazerale limnischer und mariner Algenkörper (Stach et al. 1982) sowie fluoreszierende Dinoflagellatenzysten und feinstrukturierte Liptinite (Partikelgröße:  $> 10 \mu\text{m}$ ; Wagner 1993, Hölemann 1994).
- **Liptodetrinit:** Gelb bis grünlich fluoreszierende Mazerale  $< 10 \mu\text{m}$ . Eine eindeutige Trennung von allochthonem (Alginit-Fragmente) und autochthonem Material (Detritus von Sporen, Pollen und Kutikulen) ist nicht möglich. Diese Mazeralegruppe enthält somit immer einen nicht quantifizierbaren autochthonen Anteil.
- **Liptinit allgemein:** Fluoreszierende Mazerale  $> 10 \mu\text{m}$ , deren Herkunft nicht feststellbar ist.
- **Huminit:** Dunkelgraue Mazerale im Weißauflicht  $> 5 \mu\text{m}$ . Im polarisierten Licht unter gekreuzten Polarisatoren erscheinen Huminite häufig dunkel rotbraun. Bei Blauanregung fluoreszieren manche dieser Mazerale dunkelbraun oder hellgelb (Suberinite; Stach et al. 1982). Die in dieser Arbeit als Huminit klassifizierten Mazerale entsprechen den Vitriten der autochthonen terrigenen Komponente in mesozoischen und tertiären Tiefseesedimenten (Littke & Sachsenhofer 1994).
- **Vitrit/Inertinit:** Grau bis hellgrau reflektierende Mazerale im Weißauflicht  $> 5 \mu\text{m}$ . Obwohl es sich hier um zwei unterschiedliche Mazeralegruppen handelt, ist eine eindeutige

Unterscheidung im Sediment oft nicht möglich, da sie meist nicht zusammen im mikroskopischen Blickfeld liegen (Stach et al. 1982). Ferner sind Unterscheidungskriterien, wie z.B. Bogenstrukturen, aufgrund starker Fragmentierung des Materials meist nicht erhalten (Wagner 1993). Diese Mazeralegruppe entspricht der allochthonen terrigenen Komponente (Inertinite und recycelte Vitrinite) in mesozoischen und tertiären Tiefseesedimenten (Littke & Sachsenhofer 1994).

- **Detrinit** (terrigen): Aufarbeitungsreste von Huminiten, Vitriniten und Inertiniten < 5µm. Detrinite gehen im folgenden in der Gruppe Vitrinit/Inertinit auf.
- **Sporinit/Kutinit**: Fluoreszierende Sporen und Pollen, sowie Kutikulen (vgl. Liptodetrinit).
- **Resinit**: Strukturlose, dunkelgraue Mazerale von kugelig oder ovaler Gestalt. Bei Blauanregung fluoreszieren sie gelb und können einen schmalen, bräunlichen Oxidationssaum zeigen.
- **Kohleklasten**: Organische Partikel, die aus mehr als einem Mazeraltyp aufgebaut werden.
- **Koks** (anthropogen durch Verbrennung): Stark porige und anisotrope Mazerale im Weißauflicht >10 µm.

In den letzten Jahren wurde für meso- und känozoische Tiefseesedimente eine Einteilung der Mazerale in zwei Großgruppen entwickelt. Diese teilt die Mazerale in eine autochthone (marine) und eine allochthone (terrigen) Gruppe (Stein et al. 1989, Stein 1991, Littke 1993, Wagner 1993, Hölemann 1994, Hölemann & Henrich 1994, Littke & Sachsenhofer 1994, Wagner & Henrich 1994, Tyson 1995, Wagner & Hölemann 1995, Littke et al. 1997). Die Einteilung wird auch in der vorliegenden Arbeit angewendet, da über die Flüsse eingetragene limnische Algen im Meereis der Laptewsee im Oktober 1995 nur untergeordnet vorkamen (mündl. Mitt. K. Tuschling). In der vorliegenden Arbeit werden die Mazerale wie folgt zusammengefaßt:

- **Terrigene Mazerale**: Huminit, Vitrinit/Inertinit, Detrinit (terrigen), Resinit, Sporinit/Kutinit
- **Marine Mazerale**: Alginit und Liptodetrinit

#### *Rock-Eval Pyrolyse*

Dieses in der Erdölindustrie eingesetzte geochemische Verfahren zur Charakterisierung des organischen Materials und zur schnellen Abschätzung des Kohlenwassertoff-Gehalts (KW) an Gesamtproben wird in der vorliegenden Arbeit erstmals an Meereissedimenten angewandt. Die Rock-Eval Messungen (Rock characterisation and Evaluation = Rock-Eval) wurden nach der Methode von Espitalié (1977) durchgeführt. Bei diesem zur Bestimmung der thermischen Reife von organischem Material entwickeltem Verfahren wird die Probe entsprechend eines voreingestellten Temperaturprogramms in einer inerten Atmosphäre auf 550 °C aufgeheizt. In

der Probe bereits vorhandene, freie Kohlenwasserstoffe werden im ersten Temperaturintervall bis 300 °C an einem Flammenionisator (FID) detektiert und als sogenannter S1-Peak ([mg KW / g Sediment], im folgenden nur S1) gemessen. In einem zweiten Temperaturintervall bis 550 °C werden durch pyrolytischen Zerfall des Kerogens, dem weder in wäßrig-alkalischen, noch in organischen Lösungsmitteln löslichen organischen Material, Kohlenwasserstoffe generiert und am FID als sogenannter S2-Peak ([mg KW / g Sediment], im folgenden nur S2) gemessen. Gleichzeitig wird die Temperatur mit der höchsten Kohlenwasserstoffgenese aus der Kerogenfraktion ( $T_{\max}$  [°C]) im S2-Intervall registriert. Die  $T_{\max}$  wird in der Erdölexploration als Parameter für die thermische Reife des organischen Materials verstanden (Tissot & Welte 1984). Thermisch unreifes organisches Material hat  $T_{\max}$ -Werte < 435 °C (Stein 1991). Volatiles Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) wird in einem separaten Meßkreis bis 390 °C als sogenannter S3-Peak ([mg CO<sub>2</sub> / g Sediment], im folgenden nur S3) gemessen (Tissot & Welte 1984).

Die Messungen an den Meereissedimenten wurden von Kollegen der Universität Bremen am Rock-Eval Gerät (Rock-Eval II, Vinic Technology) des AWI-Bremerhaven durchgeführt. Für die Messungen (40-50 mg Trockenmasse Sediment) wurde das Standard-Temperaturprogramm verwendet. Zur Berechnung des S1 aus den gemessenen Standards (IFP 55000) wurde ein Korrekturfaktor von 0,3 gewählt, da die Meßwerte der Standards für den S1 nicht wie vom Hersteller angegeben 0,1 betragen, sondern bei 0,3 lagen.

Eine Charakterisierung des organischen Materials erfolgt über die Berechnung des Wasserstoffindex HI [mg KW/g POC] aus dem S2. Der HI-Index ist streng mit dem elementaren H/C-Verhältnis gekoppelt (Tissot & Welte 1984). Mit Hilfe des HI erfolgt eine Einordnung des Probensatzes in Kerogentypen. Nach Tyson (1995) erfolgt diese Einordnung „dabei normalerweise (in einer eher vagen Art und Weise) durch eine Kombination aus der Lage des darstellenden Punkts der Probe in einem Diagramm und ihrer thermischen Reife“. Einen Überblick über die unterschiedlichen Kerogentypen und deren Charakteristika gibt Abb. 5. Die Übergänge zwischen den Kerogentypen sind als kontinuierlich zu betrachten.

In den Proben vorhandene Biopolymere von rezentem labilem organischem Material werden ebenfalls im Temperaturbereich des S1 gemessen (Liebezeit & Wiesner 1989). Daher wurde für die Meereisproben ein korrigierter Wasserstoffindex ( $HI_k$ ) eingeführt, der auch für quartäre, pelagische Sedimente des nördlichen und äquatorialen Atlantiks berechnet wird (Wagner & Dupont im Druck). Die Berechnung nach (8) erfolgte mit den im Carlo-Erba CHN-Analyser bestimmten POC-Daten in Prozent der Trockenmasse (POC [%TM]).

$$HI_k \text{ [mg KW / g POC]} = \frac{S1 + S2 \text{ [mg KW / g Sediment]}}{POC \text{ [%TM]}} \times 100 \quad (8)$$

Tissot & Welte (1984)	Kerogen Typ	I		II		III		
	Geochemie	hohes initiales H/C-Verhältnis (~≥ 1,5); kleines initiales O/C-Verhältnis (< 1,0); viel lipidisches Material, besonders aliphatische Ketten		rel. hohes initiales H/C-Verhältnis und geringes O/C-Verhältnis		rel. geringes initiales H/C-Verhältnis (<1,0), rel. hohes initiales O/C-Verhältnis (0,2-0,3); polyaromatische und heteroatomare Ketone und Carboxylsäuren-Gruppen, keine Ester		
Ursprung	Algenmaterial od. gezielte Biodegradation		für gewöhnlich marine Sedimente autochthones OM Mixtur aus Phyto- und Zooplanktern abgelagert im reduzierendem Milieu		für gewöhnlich Landpflanzen			
Delvaux et al. (1990)	Kerogen Typ	la	lb	Ila	Ilb	III	IV	
	Ursprung	lakustrines OM	OM lakustriner Algen	OM mariner Plankter	Mischung aus marin- terrestrischem OM	deltatisch terrestrisches OM	OM terrestrischer Herkunft	
Jones (1987)	'AOM' Matrix Fluoreszenz	am höchsten		moderat	schwach	am höchsten	normalerweise fehlend	
	<i>Geochemische Charakteristik (für unreife Sedimente)</i>							
	Wasserstoff- index	≥ 850	≥ 650	≥ 400	≥ 250	≥ 125	50-125	≤ 50
	Kerogen Typ	I	I/II	II	II/III	Typ III	III/IV	IV
	POC (%)	5-20+	3-10+		3-3+	≤ 3	< 0,5	
	<i>Ablagerungsraum-Faktoren</i>							
	Proximal- Distal Trend	distal			proximal			distal
	O <sub>2</sub> -Regime:	anoxisch	anoxisch	dysoxisch		oxisch		sehr oxisch
	Sedimentak- kumulation	gering	variabel		hoch		moderat	gering
	<b>ORGANISCHE FAZIES</b>	<b>A</b>	<b>AB</b>	<b>B</b>	<b>BC</b>	<b>C</b>	<b>CD</b>	<b>D</b>

Abb. 5: Vergleich unterschiedlicher Kerogentypen und deren Charakteristika sowie die Einteilungskriterien für das organische Faziesmodell nach Jones (1987). Die Übergänge zwischen den Kerogentypen sind fließend.

Während der Pyrolyse generierte Kohlenwasserstoffe können innerhalb der Mineral-Matrix der Probe adsorbiert<sup>4</sup> werden. Dies geschieht vorwiegend an Tonmineralen (Espitalié et al. 1985). Die mittleren Wasserstoffindizes der Meereissedimente und mögliche Mineral-Matrix-Effekte wurden daher in einem von Langford & Blanc-Valleron (1990) entwickelten Verfahren berechnet: Bei Darstellung des S2 als Funktion des POC [%TM] gibt die Steigung der Regressionsgeraden den mittleren Wasserstoffindex für Proben gleicher Fazies an. Mögliche Mineral-Matrix-Effekte, d.h. die Adsorption von organischem Material in der mineralischen Matrix, lassen sich im Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Abszisse erkennen. Dieser Ordinaten-Abstand gibt die Menge organischen Materials (bei gegebenem HI) an, die vorhanden sein muß, bevor durch die Pyrolyse gebildete Kohlenwasserstoffe freigesetzt werden und am FID detektiert werden können. Zur Korrektur dieser Mineral-Matrix-Effekte wird die Regressionsgerade entlang der Abszisse in den Ursprung des Graphen verschoben. Die so korrigierten POC-Werte dienen zur Neuberechnung eines Mineral-Matrix-korrigierten Wasserstoffindexes.

### 3.1.5 Statistische Auswertung der Felddaten

Normalverteilungen innerhalb der Datensätze wurden mit Hilfe des von Lilliefors modifizierten Kolmogoroff-Smirnoff-Tests (L-K-S-Test) geprüft. Ergab sich für die zu vergleichenden Datensätze von TD III und ARK XI/1 in beiden Fällen eine Normalverteilung, so wurde das arithmetische Mittel und die Standardabweichung angegeben. In allen anderen Fällen (unbekannte Verteilung der Daten) wurde der Median und der Variationsbereich des Datensatzes angegeben (Sachs 1984).

Die Angabe des arithmetischen Mittels bei nicht-normalverteilten Daten ist statistisch nicht zulässig (*ibid.*). Eine Prüfung der Sedimentfrachten im Eis ergab keine Normalverteilung der Daten. Positiv schiefe Häufigkeitsverteilungen der Daten (wie hier im Falle der Sedimentgehalte) lassen sich häufig durch logarithmische Transformation in eine Normalverteilung überführen (Underwood 1981, Davis 1986). Für die Quantifizierung der Sedimentfrachten im Eis wurden die Sedimentgehalte logarithmisch transformiert ( $\log_{10}$ ) und mittels eines L-K-S-Tests auf (logarithmische) Normalverteilung hin getestet. Bei einer sich ergebenden log-Normalverteilung wurde das geometrische Mittel  $\pm$  Standardabweichung<sup>5</sup> sowie der Median angegeben (Davis 1986).

---

<sup>4</sup> Adsorption bezeichnet die Anlagerung von Gasen oder gelösten Stoffen an die Oberfläche eines festen Stoffes.

<sup>5</sup> Das geometrische Mittel wird bei log-normalverteilten Datensätzen als Äquivalent zum arithmetischen Mittel bei normalverteilten Daten angegeben. Das geometrische Mittel läßt sich aus dem inversen dekadischen Logarithmus des arithmetischen Mittels der logarithmierten Werte berechnen. Zur Berechnung der Standardabweichung wird entsprechend verfahren (Davis 1986).

Signifikante Unterschiede zwischen den Datensätzen der jeweiligen Neueistypen wurden mit Hilfe eines Kruskal-Wallis-Tests getestet (Sachs 1984).

Die Tonmineral-Paragenesen wurden mittels einer Cluster-Analyse ausgewertet (Proximitätsmaß: Euklidische Distanz, Fusionierungsalgorithmus: Ward-Verfahren (kleinste Varianzerhöhung; Backhaus et al. 1996).

Unterschiede zwischen den Datensätzen von TD III und ARK XI/1 wurden mit dem Mann-Whitney-U-Test auf ihre Signifikanz hin geprüft. Generell wurden Unterschiede zwischen Datensätzen auf dem 5 % Niveau ( $P \leq 0,05$ ) als signifikant anerkannt (Sachs 1984). Die statistische Auswertung der Datensätze erfolgte mit den Statistikprogrammen StatView 4.02 (Abacus Concepts, Inc.) und Systat 5.2 (SYSTAT, Inc.).

### **3.1.6 Kritische Betrachtung der Feldproben**

Bei der Quantifizierung von Meereissedimenten sind die fleckenhaften Sedimentverteilungen auf und im Eis, die Erfassung der Eisdicke sowie der Sedimentgehalte in unterschiedlichen Eistypen problematisch. Eine gezielte Beprobung von sedimentbeladenem Meereis führt aufgrund der fleckenhaften Verteilung der Sedimente zu einer Überschätzung der absoluten Sedimentfrachten im Eis. Die fleckenhafte Verteilung sollte sich bei der Datenauswertung in einer positiven, schiefen Häufigkeitsverteilung widerspiegeln, da das meiste Eis nur geringe und nur wenig Eis hohe Sedimentfrachten aufweist. In dieser Arbeit wurde daher ein auf dem Zufallsprinzip basierendes Beprobungsprogramm durchgeführt, um sowohl sediment- als auch nicht-sedimentbeladenes Meereis in die Quantifizierung miteinzubeziehen und somit eine Überschätzung der Sedimentfrachten zu vermeiden.

Für die Berechnung absoluter Sedimentfrachten im Eis ist eine Volumenberechnung des Eises notwendig. Kenntnisse über die Eismächtigkeiten und ihre laterale Variabilität sind daher ebenfalls notwendig. Eismächtigkeiten im einjährigen Eis können lateral im Bereich weniger Meter um mehrere Dezimeter oder gar Meter schwanken, wie Unterwasseraufnahmen zeigen (Poltermann 1997, Werner 1997, Werner & Lindemann 1997). Auch können Hohlräume im m-Bereich auftreten. Unterschiedliche Untereismorphologien können zu einer Unterschätzung (im Falle von Hohlräumen) oder zu einer Überschätzung der durchschnittlichen Eisdicke führen. Da die Beprobung mittels Eisbohrer von einer relativ ebenen Eisoberfläche erfolgt, kann meistens nur wenig über die laterale Variabilität der Eismächtigkeiten ausgesagt werden. Zur Erfassung und einer ersten Abschätzung dieser Variabilität wurden daher während ARK XI/1 Untereis-Videoaufnahmen aufgezeichnet. Mit dieser Methode wurden gleichzeitig zusätzliche Informationen zu Sedimentverteilungen an Schollenunterseiten gewonnen.

Die Quantifizierung von Sedimentgehalten kann in Eisbrei und in konsolidiertem Eis vorgenommen werden. Es ist aber nur sinnvoll, Sedimentgehalte aus verfestigtem Eis einzubeziehen, da die Sedimentgehalte im Eisbrei bis zur Eiskonsolidierung noch stark abnehmen können. Ein Sedimentverlust kann durch Störungen des Eisbreigefüges (Reimnitz & Dunton 1979, Reimnitz & Kempema 1987) oder durch die Eiskonsolidierung selbst verursacht werden (Clayton et al. 1990). In der vorliegenden Arbeit werden daher nur Proben aus konsolidiertem Meereis in die Quantifizierung einbezogen.

Ein auf dem Zufallsprinzip ausgerichtetes Beprobungsprogramm kann zur Folge haben, daß für die Herausarbeitung bestimmter Sedimentcharakteristika nicht ausreichend Material zur Verfügung steht. Das Ziel der Charakterisierung von Meereissedimenten sollte aber sein, mit unterschiedlichen methodischen Ansätzen spezifische Charakteristika an derselben Probe herauszuarbeiten. Analysen zur Charakterisierung der Sedimente setzen meist Probenmengen von mehreren 10er bis 100er Milligramm Trockenmasse Gesamtsediment oder bestimmter Korngrößenfraktionen voraus. Eine Möglichkeit, dieses Problem zu umgehen, besteht in der gezielten Zusatzbeprobung von Sedimenten auf Schollenoberseiten. Sedimente im Scholleninneren bleiben hierdurch jedoch unberücksichtigt. Die Oberflächensedimente sind darüber hinaus meist schon ein Produkt der sommerlichen Ablation, die zu kleinräumigen lateralen und vertikalen Umlagerungen der Sedimente im Eis führt. Im Zusammenhang mit der fleckhaften Verteilung im Eis besteht das Risiko, ein Mischsediment aus unterschiedlichen Liefergebieten zu beproben. Die im Eis umgelagerten Sedimente sind außerdem bereits in ihrer Zusammensetzung modifiziert und haben ihren ursprünglichen Charakter verloren. Aufgrund dieser Problematik wurden in der vorliegenden Arbeit etablierte Analysenmethoden für Klein- und Kleinstmengen modifiziert (vgl. Tonmineralbestimmung). Ziel dabei sollte sein, mit geringsten Probenmengen reproduzierbare Ergebnisse zu erlangen. Auch sollten Aussagen zur Sedimentcharakteristika in Vertikalprofilen von Eiskernen möglich sein. Die modifizierten Probenaufbereitungen wurden ohne kontaminationsanfällige oder materialkonsumierende Vorbereitungen durchgeführt. Trotz dieser modifizierten Analyseverfahren zeigten Doppel- und Dreifachbestimmungen eine gute Reproduzierbarkeit der Messungen (vgl. POC-Messungen). Auch bei der Bestimmung der Tonmineral-Paragenesen lag der Fehler innerhalb eines Bereiches von  $\pm 20\%$  vom Meßwert, was einem mittleren Fehlerbereich bei Tonmineralbestimmungen entspricht (Darby in Pfirman et al. 1997).

Organisch-geochemische Methoden wie die Rock-Eval Pyrolyse haben den Vorteil, bei hohen POC-Werten, sowie deutlichen Meßsignalen, mit relativ geringen Probenmengen auszukommen und den Gesamtcharakter des organischen Materials anzuzeigen. Eine detaillierte Betrachtung des Verlaufs von S1 und S2, die für eine Interpretation der Daten unabdingbar ist, liefert dennoch kein differenziertes Abbild des organischen Materials der Probe. Diese Lücke

kann durch die Mazeral-Analyse meistens geschlossen werden. Mit dieser Methode ist es möglich, detaillierte Informationen zum partikulären organischen Material (ca.  $> 1 \mu\text{m}$ ) zu erhalten. Eine Kombination aus diesen Methoden sollte daher ein geeignetes Werkzeug zur qualitativen Erfassung organischer Komponenten in Meereissedimenten sein.

## 3.2 Ergebnisse

### 3.2.1 TRANSDRIFT III – Eisbildung und Sedimenteinschluß in der Laptewsee (Herbst 1995)

#### Feldbeobachtungen

Der Schelf der Laptewsee war zu Beginn der TD III-Expedition, Ende September 1995, mit Ausnahme kleiner Bereiche eisfrei (Abb. 6). Neueisbildung setzte während der Expedition ein und führte in der ersten Oktoberhälfte in über 40 % der Eisbeobachtungen zu einer Eisbedeckung von 7-8/10 (Abb. 7). Dabei war die Wasseroberfläche meist mit Eisbrei oder dunklem Nilas bedeckt (Abb. 8). In der zweiten Oktoberhälfte nahm die Eisbedeckung und -mächtigkeit weiter zu (Abb. 7, 8). Dünnnes, einjähriges Eis wurde ausschließlich nahe des Archipels Sewernaja Semlja beobachtet. Ende Oktober, zum Ende der Expedition, war die gesamte Laptewsee mit neugebildetem Eis bedeckt (Abb. 9). Die Eisproben wurden fast ausschließlich an landnahen Stationen genommen. Es wird daher davon ausgegangen, daß sowohl das Eis als auch darin enthaltene Sedimente *in situ*, d.h. unmittelbar in der Region beprobt wurden, in der das Eis gebildet und die Sedimente eingetragen wurden.

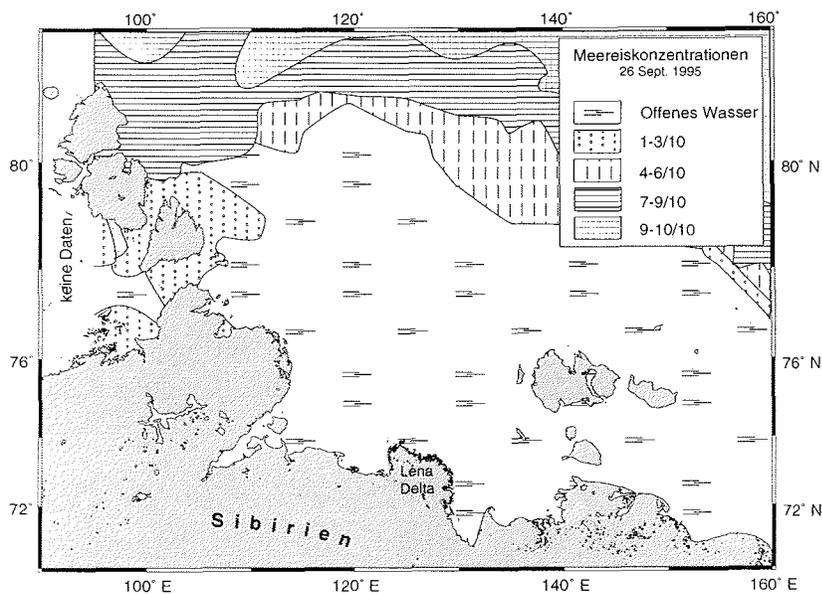


Abb. 6: Eisbedeckung in der Laptewsee und im angrenzenden Arktischen Ozean am 26. September 1995 (verändert nach Naval/NOAA Joint Ice Center, unveröffentlicht).

Abb. 7:  
Häufigkeitsverteilung der Eisbedeckung entlang der Fahrtroute während TD III. Das Maximum der Eisbedeckung lag im ersten Zeitabschnitt bei 7-8/10 (5.-14.10, n = 40). Im zweiten Abschnitt hatte sich das Maximum der Eisbedeckung zu 9-10/10 hin verschoben. Eine Eisbedeckung kleiner 3/10 wurde nicht mehr beobachtet (15.-24.10., n = 93). Für den gesamten Zeitraum lag das Maximum ebenfalls bei 9-10/10 (5.-24.10, n = 133; n = Anzahl der Beobachtungen).

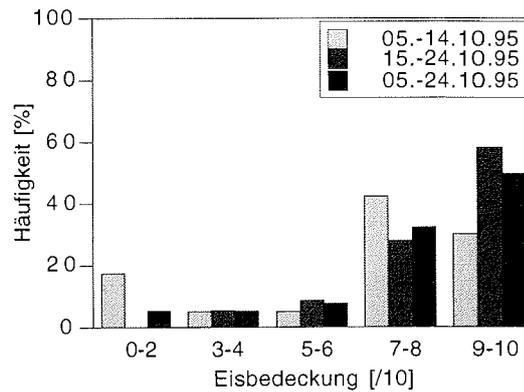
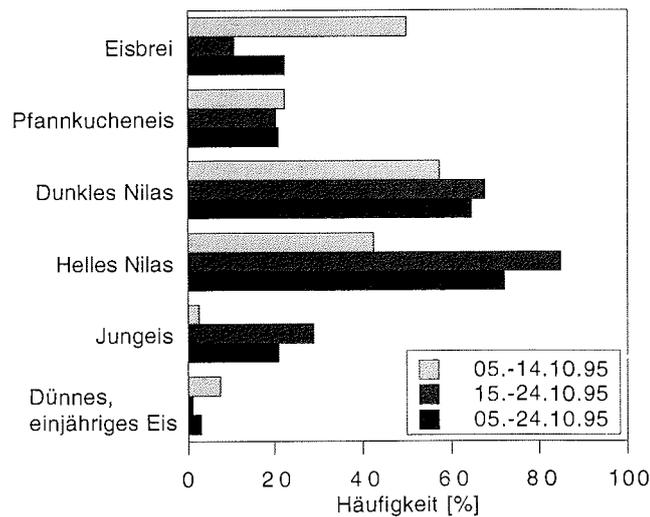


Abb. 8:  
Häufigkeitsverteilung der Eisarten entlang der Fahrtroute während TD III. Während des ersten Zeitabschnitts wurde Eisbrei als zweithäufigste Eisart (nach dunklem Nilas) beobachtet. Jungeis hingegen wurde kaum gesichtet. Im zweiten Zeitabschnitt wurde helles Nilas als häufigste Eisart registriert. Jungeis war jetzt die dritthäufigste Eisart und Eisbrei die seltenste (n = Anzahl der Eisbeobachtungen: 5.-14.10, n=40; 15.-24.10., n=93; 5.-24.10, n=133).



Die aus Kernlängen ermittelte durchschnittliche Eisdicke betrug  $16,7 \pm 5,0$  cm ( $n = 26$ ; vgl. Anhang A2). Die Schollenmächtigkeit nahm zur Küste hin zu. Preßrücken waren im jungen Eis nur selten zu beobachten. Häufiger traten im Nilas Überschiebungen auf, die zu lokalen Mächtigkeitsverdopplungen führten.

Meereissedimente wurden während der Eisbeobachtungen nur vereinzelt auf Schollenoberseiten registriert. Dies mag zum einen an einer dünnen Schneeauflage gelegen haben, zum anderen aber daran, daß die Sedimente meist innerhalb des Schollenprofils eingeschlossen waren. So wurde in 65 % der Proben, deren Kerne in mindestens zwei Segmente aufgeteilt wurden, eine Zunahme des Sedimentgehalts mit zunehmender Kerntiefe beobachtet.

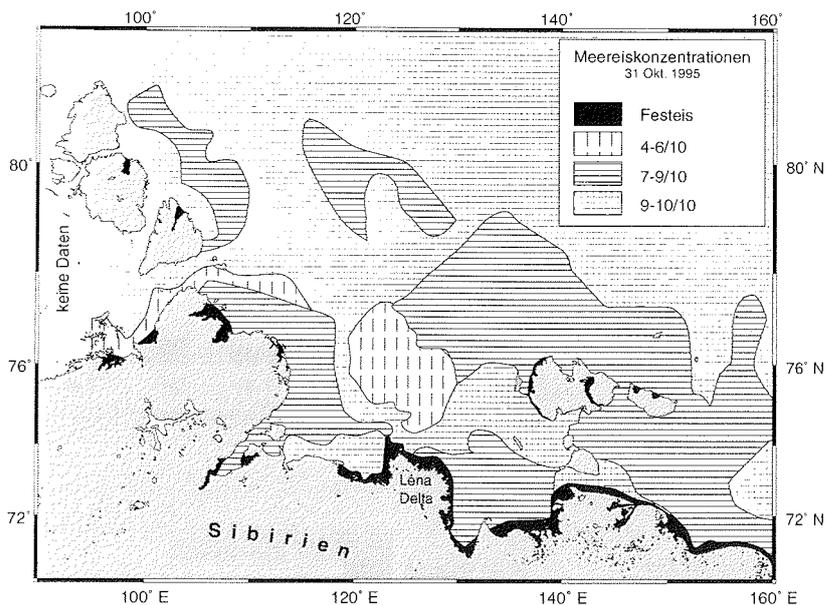


Abb. 9: Eisbedeckung in der Laptewsee und im angrenzenden Arktischen Ozean am 31. Oktober 1995 (verändert nach *Naval/NOAA Joint Ice Center*, unveröffentlicht).

### Quantifizierung der Sedimentfracht in neugebildetem Eis

An 30 landnahen Stationen wurden während TD III die Sedimentgehalte im neugebildeten Meereis in 32 Proben bestimmt. Zwischen den unterschiedlichen Eistypen (dunklem Nilas ( $n = 1$ ), hellem Nilas ( $n = 6$ ), Graueis ( $n = 9$ ) und grau-weißem Eis ( $n = 16$ )) wurden keine signifikanten Unterschiede festgestellt ( $H = 4,67$ ;  $P = 0,197$ ;  $FG = 3$ ). Insgesamt ergab sich für die Sedimentgehalte im Eis eine logarithmische Normalverteilung ( $P = 0,087$ ;  $n = 32$ ). Die Sedimentgehalte erstreckten sich über einen Bereich von 2,0 bis 3812,3 mg L<sup>-1</sup> geschmolzenen Eises (geometrisches Mittel  $\pm$  Standardabweichung:  $33,6 \pm 5,3$  mg L<sup>-1</sup>; Median: 31,2 mg L<sup>-1</sup>). Dabei war die laterale Variabilität der Sedimentgehalte sehr hoch (Abb. 10), beispielsweise wurden an Station 295-3 in zwei Parallelkernen Gesamtgehalte von 263,5 und 3812,3 mg L<sup>-1</sup> gemessen (vgl. Anhang A2.1).

Im Flußlauf der Lena wurde an einer Station die Suspensionsfracht des Flußwassers bestimmt. Die gemessenen Werte lagen im Bereich von 2,5 bis 7,8 mg L<sup>-1</sup> (Median: 7,8 mg L<sup>-1</sup>;  $n = 3$ ; vgl. Anhang A2.1).

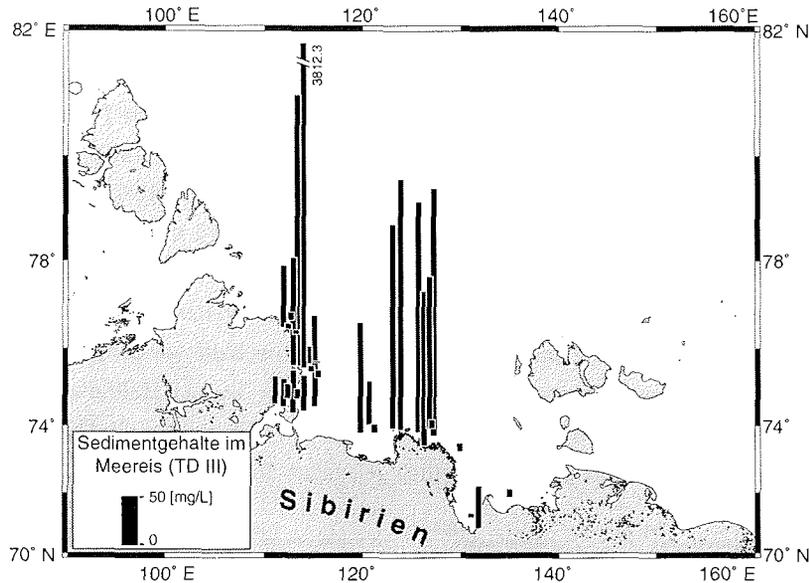


Abb. 10: Regionale Verteilung der Sedimentgehalte im neugebildeten Meereis während TD III. Die Säulenhöhen entsprechen den Sedimentgehalten im Eis (Säulenhöhe der Legende entspricht  $50 \text{ mg L}^{-1}$ ). Die Zahl am Säulenrand gibt den Sedimentgehalt an, da diese Säule für die Darstellung in der Abbildung gekürzt werden mußte.

Tendenziell waren die Sedimentgehalte nördlich und nordwestlich des Lena Deltas höher als in den westlichen Bereichen der Lapteewsee. Im Vergleich zu den gemessenen Suspensionsfrachten der Lena sind die durchschnittlichen Sedimentgehalte im Meereis um das 4-fache angereichert. Werden in dieser Kalkulation nur die Eisproben in unmittelbarer Nähe des Lena Deltas berücksichtigt (Stationen der Kalendertage 288, 291 und 292;  $n = 10$ ), so ergibt sich ein Anreicherungsfaktor von 19 (vgl. Anhang 2.1).

#### Charakterisierung der Sedimente in neugebildetem Eis

Da das während TD III angetroffene Eis höchstens 3 Wochen alt war, kann davon ausgegangen werden, daß sowohl das Eis als auch die darin eingeschlossenen Sedimente in ihren jeweiligen Bildungs- bzw. Einschlußregionen beprobt wurden. Die im folgenden dargestellten Charakteristika der Meereissedimente der Expedition TD III dienen in der vorliegenden Arbeit als Referenzmerkmale für Gebiete der inneren Lapteewsee, in denen Sedimente ins Meereis eingebaut wurden.

*Tonmineral-Paragenesen*

In küstennahen Bereichen der Laptewsee wurde an zehn Stationen die Tonmineral-Paragenese der Meereissedimente bestimmt (Abb. 11; vgl. Anhang A3). Die relativen Tonmineralgehalte [Rel%] an Smektit und Kaolinit verhielten sich umgekehrt zu denen der Illite und stiegen tendenziell von Ost nach West an. Die Variationen in den Tonmineralgehalten reichten für Smektit von 3,9 bis 47,6 Rel%, für Kaolinit von 7,1 bis 17,6 Rel% und für Illite von 23,6 bis 69,1 Rel%. Chlorite zeigten mit Werten zwischen 13,2 und 19,9 Rel% die geringsten Schwankungen. Die höchsten Illit- und niedrigsten Smektitgehalte wurden an den Neusibirischen Inseln, die höchsten Smektit- und niedrigsten Illitgehalte vor dem Chatanga-Ästuar gemessen. In nördlicher Richtung entlang der Ostküste der Taimyr-Halbinsel, nahmen die Anteile von Smektit und besonders Kaolinit zugunsten des Illits wieder ab. Dennoch blieben die Smektitgehalte höher als an den weiter östlich gelegenen Stationen.

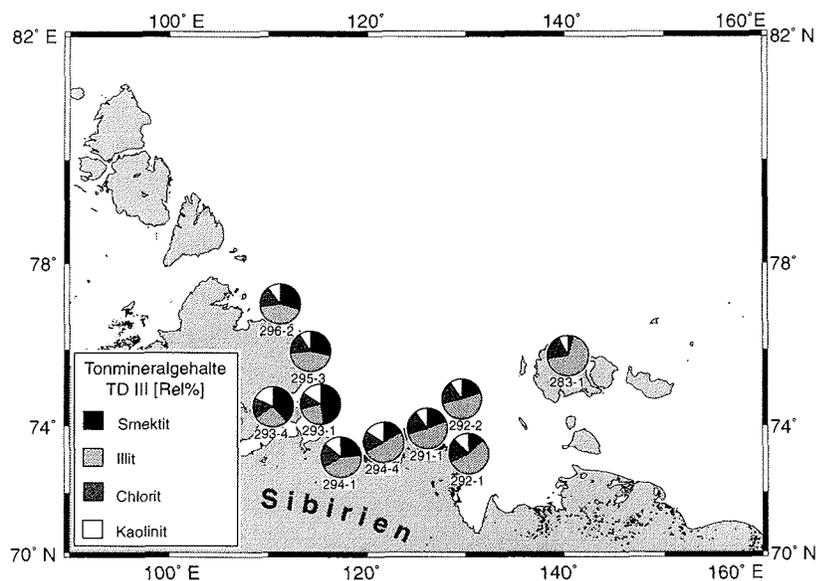


Abb. 11: Relative Tonmineralgehalte [Rel%] der Meereissedimente aus neugebildetem Eis während TD III. Die Kreissegmente geben den Anteil des jeweiligen Tonminerals an der bestimmten Paragenese wieder. Zahlen unter den Kreisen sind Stationsnummern.

Die c-Achsenkonstante im Schichtgitter der Illite lag im Bereich von 10,001 bis 10,031 Å (Median: 10,009 Å; n = 10). Das Verhältnis der 5 Å/10 Å-Werte erstreckte sich über einen Bereich von 0,34 bis 0,44 (Median: 0,41; n = 10). Der Charakter der regulären Illite innerhalb der Illit-Gruppe war somit dioktaedrisch („muskovitisch“; Abb. 12). Der Einfluß einer

trioctaedrischen Komponente („biotitisch“) wurde generell als gering eingestuft, obwohl der Einfluß dieser Komponente in westlicher Richtung leicht zunahm (vgl. Anhang A3).

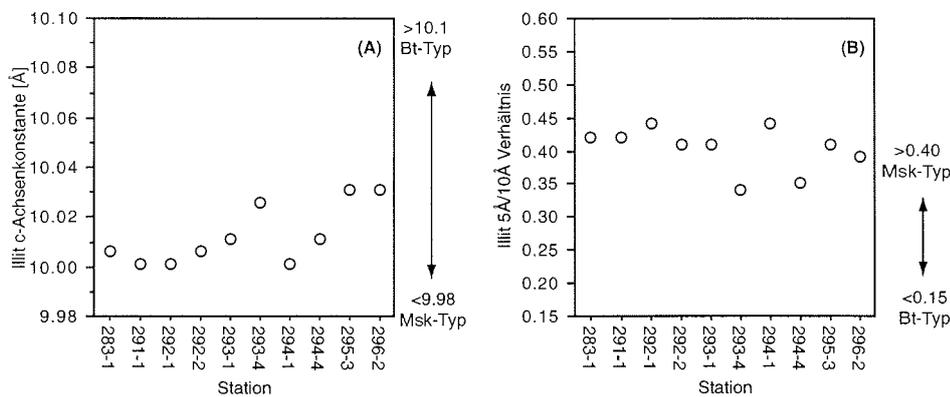


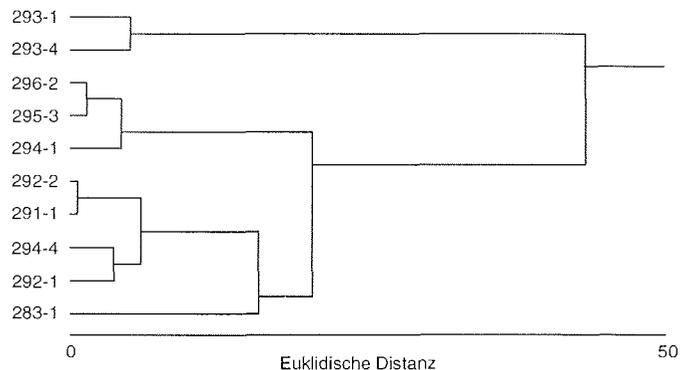
Abb. 12: A) Variabilität der c-Achsenkonstante im Schichtgitter der 10 Å-Illite (001), gemessen in Meereissedimenten aus neugebildetem Eis während TD III (Msk = Muskovit, Bt = Biotit). B) Dominanz eines „dioctaedrischen Charakters“ in den Illiten der Meereissedimente von TD III (Msk = Muskovit, Bt = Biotit).

Mittels der Cluster-Analyse ließen sich die Tonmineral-Vergesellschaftungen der Meereissedimente in vier Cluster unterteilen (Abb. 13), wobei die geographische Lage der Stationen sich in den Cluster-Zuordnungen widerspiegelt:

- Putorana-Cluster: Stationen 293-1 und -4
- Übergangs-Cluster: Stationen 296-2, 295-3 und 294-1
- Lena-Cluster: Stationen 291-1, 292-1, -2 und 294-4
- Kotelnji-Cluster: Station 283-1

Besonders deutlich wird die geographische Zuordnung an den Stationen des Kalendertags 294. Die Station 294-4 lag am nordwestlichen Rand des Lena Deltas, dennoch fiel sie statistisch mit den direkt vor dem Tumatskaja-Kanal gelegenen Stationen des aktiven Deltas zusammen. Hingegen nahm die Station 294-1 sowohl geographisch als auch der Cluster-Analyse zufolge eine vermittelnde Position zwischen den Flüssen Chatanga und Lena und somit zwischen deren Einzugsgebieten im Hinterland ein.

Abb. 13  
Cluster-Dendrogramm der Tonmineral-Paragenesen in Meereissedimenten aus neugebildetem Eis von TD III (Ward-kleinste-Varianzen Methode).



### Organische Komponenten der Sedimente

#### Partikulärer organischer Kohlenstoff

An 22 Stationen wurde der Gehalt von partikulärem organischem Kohlenstoff (POC) an Meereissedimenten aus unterschiedlichen Meereistypen von TD III gemessen (n = 40; vgl. Anhang A4). Im Graueis und grau-weißen Eis wurde POC zusätzlich in unterschiedlichen Tiefenintervallen bestimmt. Für die POC-Werte in Prozent der Trockenmasse Sediment [%TM] ergaben sich keine signifikanten Unterschiede zwischen den unterschiedlichen Eistypen (H = 5,99; P = 0,200; FG = 4). Die POC-Werte aller gemessener Eisproben variierten zwischen 0,6 und 16,1 %TM (Median: 3,6 %TM). Eine Zusammenfassung der Einzelergebnisse der unterschiedlichen Eistypen gibt Tabelle 3.1.

Tabelle 3.1: Partikulärer organischer Kohlenstoff (POC in Prozent der Trockenmasse Sediment [%TM]) in Meereissedimenten unterschiedlicher Eistypen während TD III. Jungeis faßt die Proben des Graueises und grau-weißen Eises zusammen (n = Anzahl der Proben):

Probe	n	POC [%TM]		
		Median	Min.	Max.
Eisbrei	4	3,8	1,1	6,1
Dunkles Nilas	3	6,9	5,9	7,8
Helles Nilas	6	4,6	1,3	16,1
Graueis	6	2,9	1,8	4,9
Grau-weißes Eis	22	3,5	0,6	6,5
Jungeis	28	3,5	0,6	6,5

In Verbindung mit den Daten der Sedimentquantifizierung wurden die absoluten Gehalte von partikulärem organischem Kohlenstoff für die Sedimente bestimmt. Zwischen unterschiedlichen Eistypen wurde ebenfalls kein signifikanter Unterschied gefunden (H = 0,71; P = 0,103; FG = 4). Die POC-Gehalte in den Proben lagen zwischen 0,4 und 104,4 mg L<sup>-1</sup> (Median: 2,9 mg L<sup>-1</sup>). Tabelle 3.2 gibt eine zusammenfassende Übersicht über die Einzelergebnisse der unterschiedlichen Eistypen.

Tabelle 3.2: Gehalt an partikulärem organischem Kohlenstoff [mg/L] in Meereissedimenten unterschiedlicher Eistypen während der Expedition TD III. Jungeis faßt die Proben des Graueises und grau-weißen Eises zusammen (n = Anzahl der Proben):

Probe	n	POC [mg/L]		
		Median	Min.	Max.
Eisbrei	4	2,2	1,1	13,8
Dunkles Nilas	2	0,6	0,5	0,7
Helles Nilas	6	1,0	0,4	10,6
Graues Eis	6	2,7	1,2	5,5
Grau-weißes Eis	22	3,9	0,4	104,4
Jungeis	28	3,6	0,4	104,4

### Mazeralanalyse

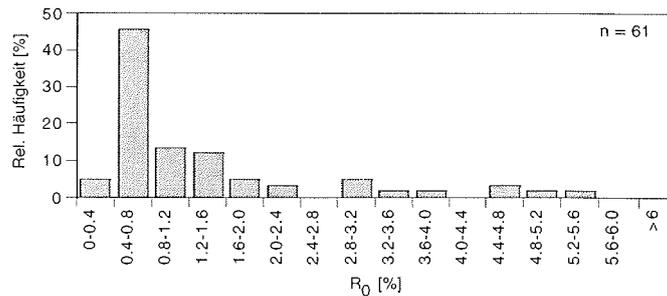
Die Mazeralanalyse wurde an dreizehn Proben von zehn Stationen durchgeführt (vgl. Anhang A4, A6). Als typisches Merkmal fiel auf, daß mehr als drei Viertel der Mazerale sehr feinkörnig und daher in die Gruppen Detritite und Liptodetritite einzuordnen waren (Tabelle 3.3, vgl. Anhang A6). Als Alginit *sensu strictu* wurden in den Meereissedimenten der Expedition TD III hauptsächlich gelb bis grünlich fluoreszierende, zentrische Diatomeenschalen und Dinoflagellaten-Zysten sowie deren jeweiligen Fragmente gezählt. Hinweise auf fossiles, umgelagertes liptinitisches Material anhand dunklerer Fluoreszenzfarben wurden nicht gefunden. Der prozentuale Anteil von Sporiniten und Kutiniten in den Proben war gering (Tabelle 3.3). Es kann daher davon ausgegangen werden, daß ihr Anteil in den Liptodetrititen (allochthone Komponente) ebenfalls gering ist (vgl. Kap. 3.1.4 – Mazeralanalyse). Ferner trat in allen Proben eine Hintergrundfluoreszenz auf, die von „amorphem organischem Material“ liptinitischen Ursprungs stammte. Im fluoreszierenden Licht bildete dieses Material teilweise kleine, strukturlose, bräunliche „Wolken“.

Tabelle 3.3: Zusammenfassende Darstellung des Mazeralinventars der Meereissedimente während der Expedition TD III (Angaben in % der gezählten Mazerale, n = 13).

	marin		terrigen					Kohle- klasten	Koks
	Alginit	Lipto- detritit	Huminit	Vitrinit /Inertinit	Detritit	Sporinit Kutinit	Resinit		
Min.	0,9	9,7	0,8	4,3	48,8	0,0	0,0	0,0	0,0
Max.	14,3	27,1	9,0	13,1	70,8	1,1	0,0	0,8	0,4
Median	3,2	19,2	4,8	9,5	62,9	0,2	0,0	0,2	0,0

Ein generelles Merkmal der Vitrinite und Inertinite war ihre helle Reflexionsfarbe im Weißauflicht, wodurch eine Unterscheidung dieser zwei Mazeraltypen im allgemeinen schwer möglich war. Reifebestimmungen mittels Vitrinit-Reflexion konnten aufgrund der Feinkörnigkeit der Sedimente nur exemplarisch an vier Proben durchgeführt werden (Abb. 14). Die Reflexionswerte streuten dabei über einen Bereich von 0,2 bis 5,8 % Vitrinit-Reflexion [R<sub>0</sub>%]. Lokale Maxima lagen im Bereich von 0,4 bis 1,2 R<sub>0</sub>% (vgl. Anhang A5).

Abb. 14:  
Beispiel der Vitrinit-Reflexion [R<sub>0</sub>%] in Meereis-sedimenten aus neugebil-detem Eis während TD III (Probe: 294-1-6-1, n = An-zahl der Messungen).



Die Mazerale wurden in unterschiedlichen Eistypen bestimmt (Eisbrei: n = 4, helles Nilas: n = 2, Graueis: n = 1, grau-weißes Eis: n = 6). Für die drei häufigsten Mazeralkategorien Huminit, Vitrinit/Inertinit (inkl. Detritit) und marine Liptinite (zusammen ≥ 98 % der gezählten Mazerale) wurden in den unterschiedlichen Meereistypen keine signifikanten Unterschiede gefunden (Huminit: H = 5,91; P = 0,116; FG = 3; Vitrinit/Inertinit: H = 2,77; P = 0,429; FG = 3; marine Liptinite: H = 1,02; P = 0,796; FG = 3). Die drei Gruppen werden in Abbildung 15 zusammenfassend dargestellt (vgl. Anhang A6). Dabei war auffällig, daß das organische Material der Meereissedimente von wiederaufgearbeiteten Vitriniten und Inertiniten dominiert wurde. Sie machten 60 bis 84 % der gezählten Mazerale aus (Median: 72 %, n = 13). Marine Liptinite stellten 12 bis 30 % (Median: 23 %, n = 13) und Huminite 1 bis 9 % (Median 5 %, n = 13) der gezählten Mazerale. Insgesamt lag der terrigene Anteil bei 76 % und der marine Anteil bei 24 % der gezählten Mazerale (vgl. Anhang A4, A6).

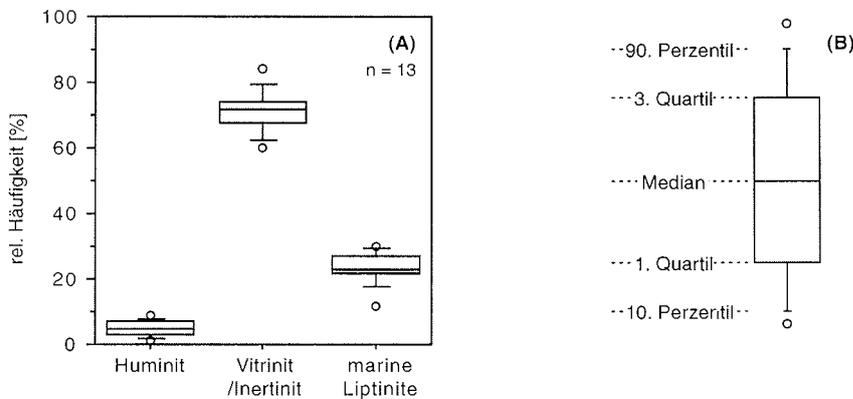


Abb. 15: A) Boxplot der drei häufigsten Mazeralkategorien in Meereissedimenten aus neugebil-detem Eis während TD III (n = Anzahl der Proben). B) Erläuterung zum Boxplot: Horizontale Linien innerhalb des Boxplots repräsentieren das 10., 25. (= 1. Quartil), 50. (= Median), 75. (= 3. Quartil) und 90. Perzentil der zugrundeliegenden Meß- oder Analysenwerte. Ausreißer werden als Kreise dargestellt.

*Rock-Eval Pyrolyse*

Der organisch-geochemische Gesamtcharakter der Meereissedimente aus neugebildetem Eis wurde an zehn Proben von sieben Stationen mittels der Rock-Eval Pyrolyse bestimmt (vgl. Anhang A4). Zwischen den Proben aus unterschiedlichen Eistypen wurden weder für den Wasserstoffindex (HI) noch für die  $T_{\max}$  signifikante Unterschiede gefunden (HI:  $H = 2,09$ ;  $P = 0,352$ ;  $FG = 2$ ;  $T_{\max}$ :  $H = 0,84$ ;  $P = 0,658$ ;  $FG = 2$ ). Für den hier dargestellten Probensatz ergab sich ein Regressionskoeffizient von  $R^2 = 0,89$  und entsprechend der Steigung der Regressionsgeraden ein mittlerer Wasserstoffindex von 275 mg KW / g POC, obwohl die meisten Proben im Feld des Kerogentyp III lagen (gefüllte Punkte in Abb. 16). Die Regressionsgerade schneidet die Abszisse bei 1,4 %TM POC und zeigte somit eine starke Adsorption von Kohlenwasserstoffen in der Mineral-Matrix der Gesamtprobe während der Pyrolyse an.

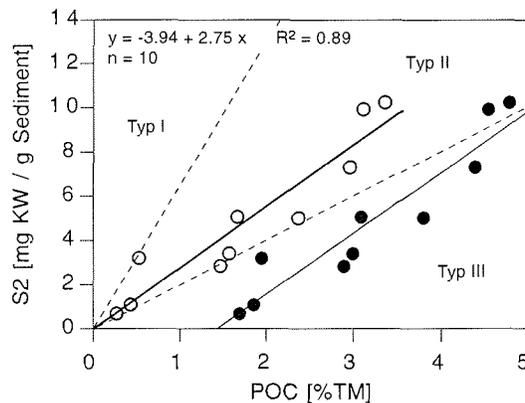


Abb. 16: Organisch-geochemische Charakterisierung der Meereissedimente aus neugebildetem Eis während TD III mittels Rock-Eval Pyrolyse bei gleichzeitiger Abschätzung von Mineral-Matrix-Effekten. Der auf der Ordinate aufgetragene S2 repräsentiert die während der Pyrolyse freigesetzte Menge Kohlenwasserstoffe aus dem Kerogen. Die Regressionsgerade der nicht korrigierte Meßwerte (gefüllte Punkte) zeigt in ihrem Schnittpunkt mit der Abszisse deutliche Mineral-Matrix-Effekte an. Nach einer Mineral-Matrix-Korrektur der Meßwerte (offene Kreise) verschiebt sich der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Abszisse in den Ursprung. Zwischen den Regressionsgeraden besteht kein Unterschied (gestrichelte Linien kennzeichnen die Grenzen zwischen den Kerogentypen Typ I, II und III nach Langford & Blanc-Valleron 1990; n = Anzahl der Proben).

Die adsorbierten und somit nicht gemessenen Kohlenwasserstoffe entsprachen 29 bis 82 % des in den jeweiligen Proben vorhandenen POC. Nach Korrektur dieses Mineral-Matrix-Effekts lagen die meisten Probenpunkte, dem mittleren Wasserstoffindex entsprechend, im Feld des Kerogentyps II (offene Punkte in Abb. 16). Auch nach der Mineral-Matrix-Korrektur wurden keine signifikanten Unterschiede zwischen den Sedimenten aus den unterschiedlichen Eistypen

gefunden ( $H = 0,29$ ;  $P = 0,865$ ;  $FG = 2$ ). Im folgendem werden für die Charakterisierung und für Vergleiche mit den Proben von ARK XI/1, soweit nicht extra angeführt, Mineral-Matrix-korrigierte Werte verwandt.

Die  $T_{\max}$ -Werte lagen mit Ausnahme der Probe 295-3-6-1 alle im thermisch unreifen Bereich. Sie variierten zwischen 400 und 438 °C (Median: 421 °C,  $n = 10$ ; vgl. Anhang A4)

### 3.2.2 ARK XI/1 – Sedimente im einjährigen Eis der Laptewsee und des angrenzenden Arktischen Ozeans (Sommer 1995)

#### Feldbeobachtungen

##### *Eisbeobachtungen*

Der Eisrand während ARK XI/1 lag Mitte August 1995 meist am nördlichen Rand der Laptewsee zwischen 78° nördlicher Breite im Osten und 80° nördlicher Breite im Westen. Ausnahmen bildeten eine sich südwärts erstreckende Eiszunge im Bereich 120° bis 130° östlicher Länge und eine weitere, sich vom Archipel Sewernaja Semlja südöstlich erstreckende Treibeis-Zunge (Abb. 17). Während der ersten Septemberhälfte zog sich das Eis weiter nach Norden zurück, wodurch Sewernaja Semlja nördlich umschiffbar wurde. Im Arbeitsgebiet wurde einjähriges Eis beprobt (Eicken & Valero Delgado 1997), das demnach im vorausgegangenen Winter (1994/95) gebildet worden war. Zum Zeitpunkt der Beprobung war das Eis bereits mit Schmelztümpeln bedeckt, die eine intensive sommerliche Ablation an der Eisoberfläche anzeigten. Die vorherrschende Eisbedeckung war dichtes und sehr dichtes

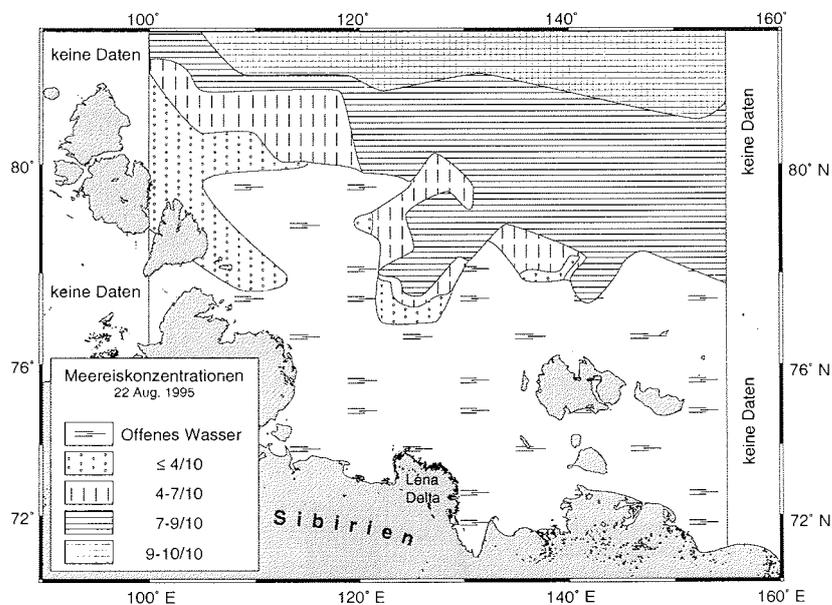
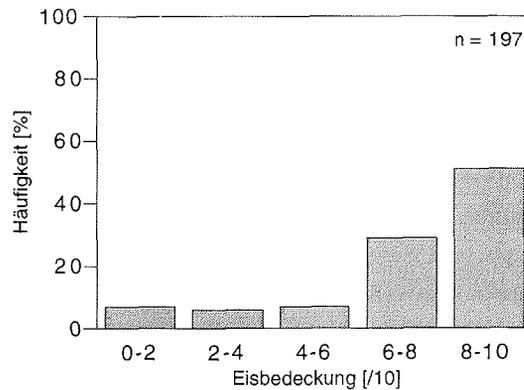


Abb. 17: Eisbedeckung in der Laptewsee und im angrenzenden Arktischen Ozean am 22.8.1995 während ARK XI/1 (vereinfacht nach U.S. National Ice Center, unveröffentlicht).

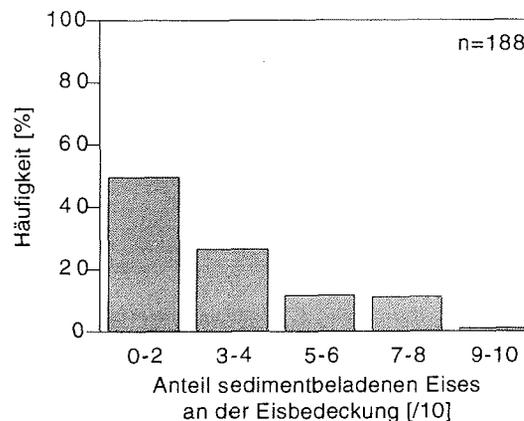
Packeis (Abb. 18). Die Mächtigkeit einzelner Schollen reichte von wenigen Zentimetern neu- gebildeten Eises im September bis zu 2 m. Durch Schollenüberschiebungen konnte die Gesamtmächtigkeit des Eises lokal deutlich größer sein (max. Kernlänge = 4,8 m).

Abb. 18: Häufigkeitsverteilung der Eisbedeckung entlang der Fahrtroute während der Expedition ARK XI/1 (n = Anzahl der Beobachtungen).



Sedimente im einjährigen Treibeis wurden in über 50 % der Eisbeobachtungen registriert, wobei ein geringer Anteil sedimentbeladenen Eises häufig und ein hoher Anteil sediment- beladenen Eises an der Gesamtheit des jeweils beobachteten Eises selten war. Für den Anteil sedimentbeladenen Eises, der in 20 %-Intervallen erfaßt wurde, ergab sich somit eine positive, schiefe Verteilung (Abb. 19), die logarithmisch normalverteilt war ( $P = 0,297$ ;  $n = 5$ ). Der registrierte Anteil sedimentbeladenen Eises an der jeweiligen Eisbedeckung betrug entlang der Fahrtroute im geometrischen Mittel  $21 \pm 4$  %. Die sommerliche Ablation führte zu klein- räumigen vertikalen und lateralen Sedimentumlagerungen im Eis und zu hohen Sediment- gehalten an der Eisoberfläche. Die während dieser Expedition beprobten Sedimente, deren

Abb. 19: Häufigkeitsverteilung der Beobachtungen von sedimentbeladenem Meereis an der Gesamteiskonzentration während ARK XI/1 (n = Anzahl der Beobachtungen).



Beprobungsregion aufgrund der Eisdrift nicht gleich ihrer Eintragsregion ins Eis war, repräsentieren somit eine Meereissediment-Fazies, die für einjähriges Eis in der nördlichen Lapteewsee und im angrenzenden Arktischen Ozean typisch sein sollte.

Sedimente wurden sowohl an Schollenoberseiten als auch im Scholleninneren beobachtet. Nördlich der Neusibirischen Inseln wurden besonders hohe Sedimentlasten auf und im Eis registriert. Die einzelnen Schollen wurden in diesem Bereich häufig aus überschobenen Schollen ehemaligen Jungeises aufgebaut, die in ihrer Schollenmitte deutlich sichtbare Sedimentlagen aufwiesen (Abb. 20). Dieser Bereich des Arbeitsgebiets war zudem besonders stark mit Schmelztümpeln bedeckt. Die mittlere Eisdicke betrug hier  $2,71 \pm 1,22$  m ( $n = 6$  Kerne; vgl. Anhang A2 ohne Station 237).

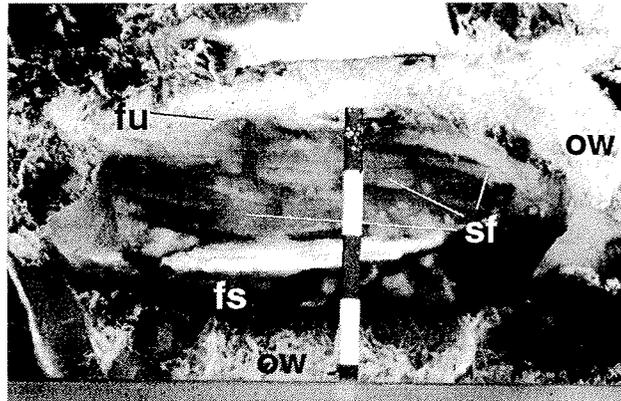


Abb. 20:  
Vertikalprofil einer Eisscholle während ARK XI/1. Das Photo wurde senkrecht zur Eisoberfläche während des Eisbrechens vom Schiff aus aufgenommen. (Maßstabsegmente = je 0,5 m; fu = Schollenunterseite; fs = Schollenoberseite; sf = überschobene Schollen ehemaligen Jungeises (dunkle Bänder repräsentieren Sedimentlagen); ow = offenes Wasser).

#### *Sedimente an der Eisunterseite*

Videobeobachtungen zur Sedimentverteilung an der Unterseite des einjährigen Treibeises sowie der Untereismorphologie wurden während ARK XI/1 an zwölf Stationen durchgeführt. Kleinskalige morphologische Strukturen stehen wahrscheinlich mit Schmelzprozessen in Verbindung, durch die sie Einfluß auf Sedimentverteilungen im Eis haben können. Zwischen den Stationen variierte die Untereismorphologie so stark, daß keines der Szenarien sich wiederholte. Eine detaillierte Beschreibung der beobachteten Phänomene geben Werner & Lindemann (1997), im folgenden wird eine zusammenfassende Beschreibung gegeben:

Mittelskalige morphologische Strukturen (Meterbereich; vgl. Tabelle 3.4):

- Ebenes Eis: Eine zu allen Seiten von der Kamera flache Eisunterseite wurde an nur drei Stationen aufgezeichnet. An fünf weiteren Stationen wurden zusätzlich leichte Deformationen oder Schollenunterschubungen verzeichnet (Tafel I-A; *ibid.*).

- Deformierte Schollen: Deformationen der Eisdecke mit gebrochenen und herabhängenden Platten wurden an sieben Stationen dokumentiert (*ibid.*).
- Unterschobene Schollen: Unterschobene Schollen wurden an vier Stationen aufgezeichnet. Schollenorientierungen der einzelnen ca. 0,5 bis 1 m mächtigen Einzelschollen reichten von horizontal bis vertikal (Tafel I-B; *ibid.*).

Kleinskalige morphologische Strukturen (Zentimeter- bis Dezimeterbereich):

- Beulen und Vertiefungen: Beulen und Vertiefungen wurden an fünf Stationen, hauptsächlich unter ebenem Eis, aufgezeichnet. Hierdurch entstand eine sehr unregelmäßige Eisunterseite. An fünf weiteren Stationen wurden nur Vertiefungen beobachtet, deshalb scheinen diese Strukturen nicht notwendigerweise miteinander gekoppelt zu sein (*ibid.*; Tafel I-C).
- Löcher: Löcher wurden an vier Stationen ausnahmslos unter ebenem Eis beobachtet. Ihr Durchmesser konnte einige Zentimeter betragen. Diese Löcher kennzeichnen wahrscheinlich das Ende von Solekanälen (*ibid.*; Tafel I-D).
- Rinnen: An den Seitenflächen unterschobener Schollen wurden an fünf Stationen vertikal orientierte Rinnen aufgenommen. Diese Rinnen verliefen ungeachtet der räumlichen Orientierung der Schollen nahezu senkrecht, was zeigt, daß sie nach der Überschiebung angelegt wurden (Tafel I-A, -E; *ibid.*).

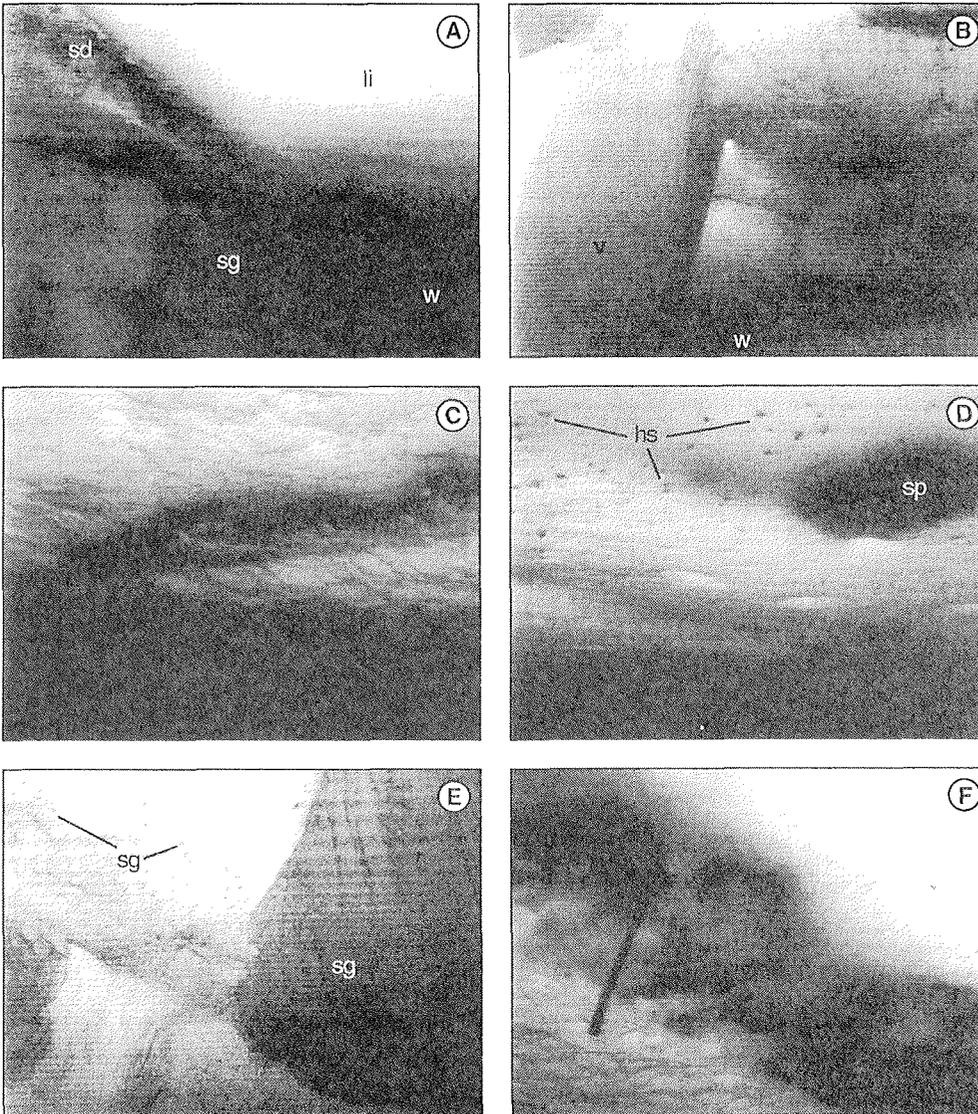
Tabelle 3.4: Videobeobachtungen mittel- und kleinskaliger morphologischer Strukturen an der Unterseite arktischen Meereises während ARK XI/1 (+++ = sehr häufig, ++ = häufig, + = selten, - = nicht beobachtet; Werner & Lindemann 1997).

Station [Kalendertag]	Mittelskalige Strukturen			Kleinskalige Strukturen			
	Ebene Schollen	Deformierte Schollen	Unterschobene Schollen	Beulen	Vertie- fungen	Löcher	Rinnen
207	-	-	+++	-	+	-	++
219	+	+	-	+++	+	+++	+
221	-	++	+	-	+	-	+
228	+	-	++	-	-	-	++
229	++	+	-	-	++	+++	+
230	-	+	+	+	++	-	-
234	+++	-	-	+++	+++	-	-
235	+++	-	-	+	++	-	-
236	-	+++	-	++	++	-	-
237	++	+	-	-	+	-	-
240	+++	-	-	-	+++	+	-
247	++	+	-	-	-	++	-

Vorkommen von Meereissedimenten an Schollenunterseiten (vgl. Tabelle 3.5):

- Trübungen und Flecken: Diffuse Trübungen und Flecken von braunen bis schwarzen Verfärbungen im Dezimeter- bis Meterbereich wurden an sieben Stationen beobachtet (*ibid.*). Die Sedimentgehalte solch diffuser Einlagerungen können dabei 155,8 mg L<sup>-1</sup> betragen (Station 234, untersten 10 cm eines Eiskerns; Tafel I-F).

Tafel I



Untereisvideoaufnahmen während ARK XI/I:

- A: Ebenes arktisches Meereis mit unterschobener Scholle (rechte Bildhälfte: li = ebenes Eis, w = Wasser, sg = Sedimentstreifen und Rinnen, sd = Sedimentpunkte; Station 228; Werner & Lindemann 1997).
- B: Chaotisch orientierte Eisschollen an der Eisunterseite. Die überlagernde Scholle ist nicht dargestellt (v = vertikal orientierte Scholle, w = Wasser; Station 207; Werner & Lindemann 1997).
- C: Durch Beulen und Vertiefungen stark strukturierte, ebene Eisunterseite. Sedimenteintragerungen zeigen sich als dunkles Band in der Bildmitte. Die freie Wassersäule ist in der unteren Bildhälfte abgebildet (Station 234).
- D: Löcher an der Eisunterseite, die z.T. mit Sediment „gefüllt“ sind (Station 229; hs = „sedimentgefüllte“ Löcher, sp = Sedimenteintragerung).
- E: Detailaufnahme in einer stark verblockten Untereissszenarie. Mächtigkeit der Scholle am rechten Bildrand ist ca. 0,5 bis 1 Meter (sg = Sedimentstreifen und Rinnen; sd = Sedimentpunkte; Station 207; Werner & Lindemann 1997).
- F: Diffuse und fleckenhafte Sedimenteintragerungen an der Unterseite arktischen Meereises. Länge des Stabs beträgt ca. 50 cm (Station 234).

- Punkte: Kleine Sedimentpunkte von Millimetern bis Zentimetern im Durchmesser wurden an acht Stationen aufgezeichnet. Diese isoliert vorkommenden Punkte kamen normalerweise auf der Oberseite und auf Seitenflächen unterschobener Schollen vor. Ihr Vorkommen an Schollenunterseiten war weniger häufig (Tafel I-A, -B und -D; *ibid.*).
- Streifen: Ausnahmslos an Seitenflächen unterschobener Schollen wurden vertikal orientierte Sedimentstreifen beobachtet. Die Schollen waren unregelmäßig zueinander angeordnet, was zeigt, daß die Streifen nach der Überschiebung gebildet wurden. Die Streifen schienen auf den Erhebungen zwischen einzelnen Rinnen angeordnet zu sein (vgl. Rinnen; Tafel I-A, -B; *ibid.*).

Tabelle 3.5: Videoaufzeichnungen von Sediment- und Algenverteilungen an der Eisunterseite während ARK XI/1 (+++ = sehr häufig, ++ = häufig, + = selten, - = nicht beobachtet; Werner & Lindemann 1997).

Station [Kalendertag]	Sedimentverteilungen				Algen
	Trübung	Flecken	Punkte	Streifen	
207	+	-	+++	+++	-
219	-	-	+	-	+++
221	+	+	-	-	+++
228	-	-	+++	++	-
229	++	++	++	+	+
230	-	-	+	-	-
234	++	+	-	+	++
235	-	-	-	-	++
236	++	-	+	-	+
237	+	-	+	-	+++
240	+	+	+	-	-
247	-	-	-	-	-

An das Meereis gebundene Algen wurden an sieben Stationen aufgezeichnet. Die Algen waren zumeist fleckenhaft verteilt, oder hingen als Fäden von der Eisunterseite herab.

### Quantifizierung der Sedimentfracht im einjährigen Eis

An sechs Stationen wurden während ARK XI/1 die Sedimentgehalte an sieben Kernen aus einjährigem Eis bestimmt (vgl. Anhang A2.1). Die über die Eismächtigkeiten integrierten Gesamtsedimentgehalte variierten zwischen einzelnen Stationen um eine Größenordnung, ihre statistische Verteilung war logarithmisch normalverteilt ( $P = 1,000$ ;  $n = 7$ ). Die Sedimentgehalte umfaßten einen Bereich von 12,4 bis 250,1 mg L<sup>-1</sup> geschmolzenen Meereises (geometrisches Mittel  $\pm$  Standardabweichung:  $49,0 \pm 2,9$  mg L<sup>-1</sup>; Median: 44,6 mg L<sup>-1</sup>; Abb. 21). Innerhalb der Eiskerne lag die vertikale Variabilität der Sedimentgehalte im Bereich von zwei Größenordnungen, wobei die höchsten Sedimentgehalte häufig in den obersten Kernabschnitten auftraten (Abb. 22; vgl. Anhang A2.2).

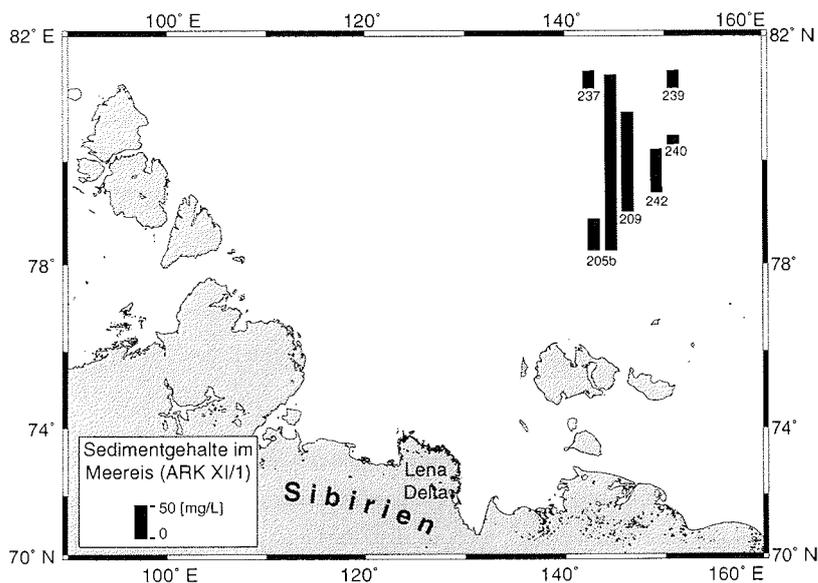


Abb. 21: Regionale Verteilung der Sedimentgehalte im einjährigen Eis während ARK XI/1. Die Säulenhöhen entsprechen den Sedimentgehalten im Eis (Säulenhöhe der Legende entspricht  $50 \text{ mg L}^{-1}$ ). Zahlen am Säulenfuß sind Stationsnummern.

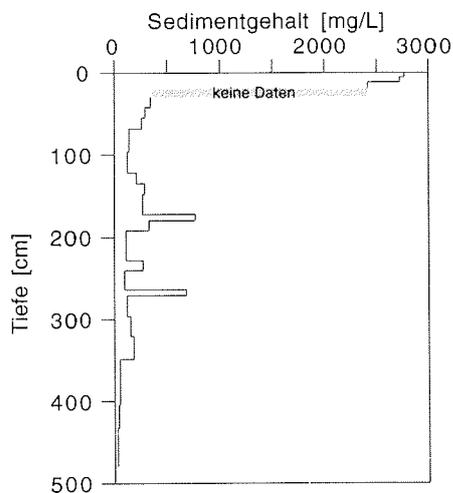


Abb. 22:  
Beispiel der stark variierenden vertikalen Sedimentverteilung innerhalb eines Meereiskerns aus einjährigem Eis während ARK XI/1 (205b-6-1). „Keine Daten“ kennzeichnet den Kernabschnitt 19 bis 30 cm, der aufgrund von Partikel-Kontamination verworfen wurde.

Werden lediglich die Stationen in dem stark sedimentbeladenen Meereisareal nördlich der Neusibirischen Inseln betrachtet (ohne Station 237), so ergeben sich höhere Sedimentgehalte (vgl. Anhang A2.1). Der Median der Sedimentgehalte beträgt dort  $52,9 \text{ mg L}^{-1}$  (geometrisches Mittel  $\pm$  Standardabweichung:  $55,5 \pm 3,0 \text{ mg L}^{-1}$ ;  $n = 6$ ).

### Charakterisierung der Sedimente im einjähriges Eis

Bei dem während ARK XI/1 beprobten Meereis handelte es sich um einjähriges Eis (Eicken & Valero Delgado 1997), d.h. das Eis wurde im vorangegangenen Winter (1994/95) gebildet. Die Sedimente waren demnach wahrscheinlich seit ca. einem Jahr im Eis eingeschlossen. Für einen Vergleich mit den Proben aus neugebildetem Eis von TD III (vgl. Kap. 3.2.1.) dienen die im folgenden dargestellten Charakteristika der Meereissedimente von ARK XI/1 als charakteristische Merkmale für Sedimente im einjähriges Treibeis in der äußeren Lapteewsee und im angrenzenden Arktischen Ozean.

#### Tonmineral-Paragenesen

An vierzehn Stationen wurden die Tonmineral-Paragenesen in Sedimenten aus einjähriges Eis bestimmt (Abb. 23, vgl. Anhang A3). Die regionale Verteilung der relativen Tonmineralgehalte [Rel%] von Smektit und Illit verhielt sich in den Proben von ARK XI/1 ähnlich derer von TD III: Höchste Smektit- und niedrigste Illitgehalte fanden sich im Westen, höchste Illit- und niedrigste Smektitgehalte fanden sich im Osten. Die Variation der Illitgehalte reichte von 21,4 bis 67,9 Rel% und die der Smektitgehalte von 1,6 bis 57,6 Rel%. Chlorite variierten zwischen 9,7 und 27,4 Rel% und Kaolinite zwischen 5,5 und 11,9 Rel% der Tonmineralgehalte.

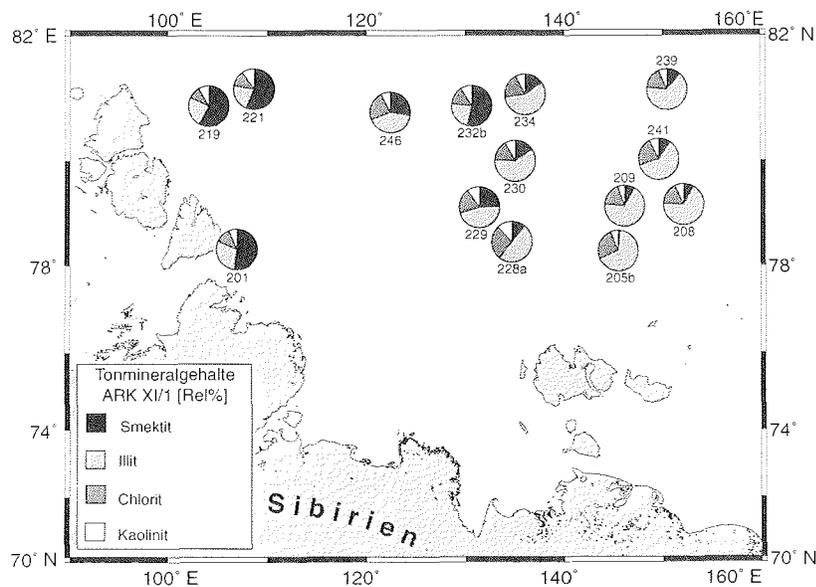


Abb. 23: Relative Tonmineralgehalte [Rel%] in Meereissedimenten des einjähriges Eises während ARK XI/1. Die Kreissegmente geben den Anteil des jeweiligen Tonminerals an der bestimmten Paragenese wieder. Zahlen unter den Kreisen sind Stationsnummern.

Die c-Achsenkonstante im Schichtgitter der Illite von ARK XI/1 lag im Bereich von 9,982 bis 10,040 Å (Median: 10,011 Å; n = 14). Das Verhältnis der 5Å/10 Å-Werte erstreckte sich über einen Bereich von 0,36 bis 0,60 (Median: 0,42; n = 14). Es herrschten somit reguläre Illite dioktaedrischen, d.h. „muskovitischen“, Charakters innerhalb der Illit-Gruppe vor (Abb. 24). Der Einfluß einer trioktaedrischen („biotitischen“) Komponente wurde, wie auch schon bei den Proben von TD III, als vernachlässigbar angesehen (vgl. Anhang A3).

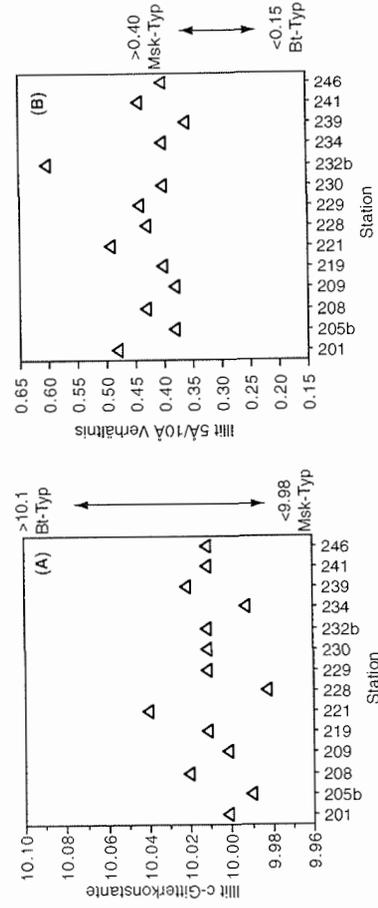


Abb. 24: A) Variabilität der c-Achsenkonstante im Schichtgitter der 10 Å-Illite (001), gemessen in Meeressedimenten des einjährigen Eises während ARK XI/1 (Msk = Muskovit, Bt = Biotit). B) Dominanz eines „dioktaedrischen Charakters“ in den Illiten der Meeressedimente während ARK XI/1 (Msk = Muskovit, Bt = Biotit).

Das Cluster-Dendrogramm der Tonmineral-Paragenesen in den Meeressedimenten der äußeren Lapteewsee und des angrenzenden Arktischen Ozeans ließ eine Unterteilung der Proben in vier Gruppen zu (Abb. 25), die nach der geographischen Lage der Stationen wie folgt benannt wurden:

- West-Cluster: Stationen 201, 219, 221 und 232b
- Westl. Übergangs-Cluster: Stationen 229 und 246
- Östl. Übergangs-Cluster: Stationen 228, 230, 234 und 241
- Ost-Cluster: Stationen 205b, 208, 209 und 239

Die geographische Verteilung der Cluster zeigte insbesondere für die östlichen Cluster eine Erstreckung in nordöstlicher Richtung.

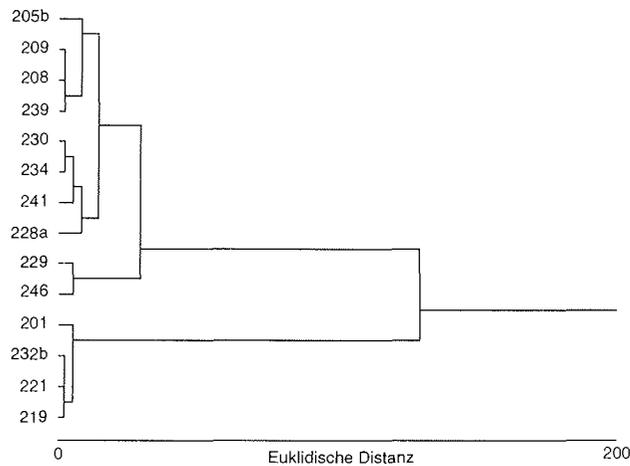


Abb. 25: Cluster-Dendrogramm der Tonmineralparagenesen in den Meereissedimenten des einjährigen Eises während ARK XI/1 (Ward-kleinste-Varianzen Methode).

### **Organische Komponenten der Sedimente im einjährigen Eis**

#### *Partikulärer organischer Kohlenstoff*

An sechzehn Stationen von ARK XI/1 wurde an sedimentreichen Abschnitten in Meereiskernen der Gehalt an partikulärem organischem Kohlenstoff (POC) gemessen (vgl. Anhang A4). Die POC-Werte lagen in einem Bereich von 0,9 bis 11,6 % der Trockenmasse des Sediments [%TM] mit einem Median von 2,3 %TM (n = 71). In Verbindung mit den Daten der Sedimentquantifizierung ergaben sich absolute POC-Gehalte von 0,9 bis 97,8 mg L<sup>-1</sup> (Median: 4,9 mg L<sup>-1</sup>, n = 71).

#### *Mazeralanalyse*

Die Mazeralanalyse wurde an 20 Proben von 15 ARK XI/1 Stationen durchgeführt (vgl. Anhang A4, A6). Wie auch schon bei den Proben aus neugebildetem Eis von TD III war ein generelles Merkmal dieser Proben, daß die gezählten Mazerale überwiegend detritischer Natur waren (Tabelle 3.6; vgl. Anhang A6). Alginite *sensu strictu* waren ebenfalls hauptsächlich gelb bis grünlich fluoreszierende, zentrische Diatomeenschalen und Dinoflagellaten-Zysten sowie deren jeweiligen Fragmente. Hinweise auf fossiles, umgelagertes, liptinitisches Material anhand dunklerer Fluoreszenzfarben wurden wie auch schon im Probensatz von TD III nicht gefunden. Der Anteil von Sporiniten und Kutiniten war auch im Probensatz von ARK XI/1 gering, so daß

der Anteil von Sporen, Pollen und Kutikulen in der Gruppe der Liptodetrinite (allochthone Komponente) als gering angenommen wird. Ferner trat in allen Proben eine Hintergrundfluoreszenz auf. Vitrinite und Inertinite fielen durch z.T. sehr helle Reflexionsfarben im Weißauflicht auf.

Tabelle 3.6: Zusammenfassende Darstellung des Mazeralinventars der Meereissedimente während der Expedition ARK XI/1 (Angaben in % der gezählten Mazerale, n = 20).

	marin		Huminit	terrigen				Kohle- klasten	Koks
	Alginit	Lipto- detrinit		Vitrinit /Inertinit	Detrit	Sporinit Kutinit	Resinit		
Min.	0,2	9,3	0,4	3,6	51,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Max.	5,9	28,7	7,1	15,7	79,2	1,9	2,4	1,6	0,0
Median	1,5	15,1	1,9	7,2	71,4	0,2	0,0	0,0	0,0

Abbildung 26 zeigt die drei häufigsten Mazeralkategorien ( $\geq 94$  % der gezählten Mazerale) in den Meereissedimenten von ARK XI/1. Die Sedimente aus einjährigem Eis werden von der Mazeralkategorie Vitrinit/Inertinit dominiert. Sie nimmt einen Bereich von 58 bis 86 % der gezählten Mazerale mit einem Median von 81 % ein. Huminite kommen nur in sehr geringen Häufigkeiten im Probenatz vor (0-7 % der gezählten Mazerale; Median: 2 %). Marine Liptinite zeigen mittlere Häufigkeiten von 10 bis 35 % in den gezählten Mazeralen (Median: 17 %). Der terrigene Anteil in den ARK XI/1-Proben lag bei 83 % und der marine Anteil bei 17 % der gezählten Mazerale (vgl. Anhang A4, A6).

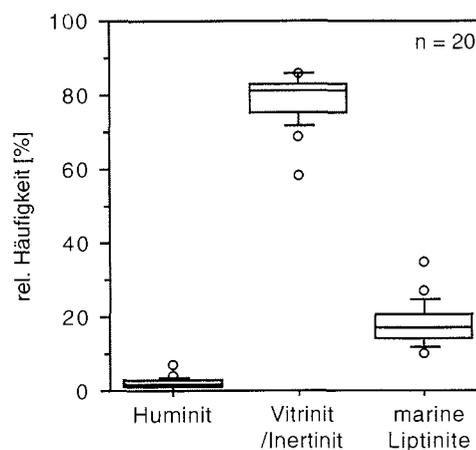


Abb. 26:  
Boxplot der drei häufigsten Mazeralkategorien in den Meereissedimenten des einjährigen Eises während ARK XI/1 (n = Anzahl der Proben; zur Erläuterung des Boxplots vgl. Abb. 15).

#### Rock-Eval Pyrolyse

Der organisch-geochemische Gesamtcharakter von Meereissedimenten aus einjährigem Meereis wurde an 29 Proben von 16 ARK XI/1 Stationen mittels der Rock-Eval Pyrolyse bestimmt (vgl. Anhang A4). Für diesen Probenatz ergab sich eine Regression mit einem

$R^2 = 0.48$  und entsprechend der Steigung der Regressionsgeraden ein mittlerer Wasserstoffindex (HI) von 200 mg KW / g POC. Die HI lagen somit im Übergangsbereich vom Kerogentyp III zu II (gefüllte Dreiecke in Abb. 27). Der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Abszisse bei 0,5 %TM POC zeigte deutlich eine Adsorption von Kohlenwasserstoffen während der Pyrolyse in der Mineral-Matrix des Gesamtsediments an. Die adsorbierten Kohlenwasserstoffe entsprachen 13 bis 57 % des in den jeweiligen Proben vorhandenen POC. Nach Korrektur des Mineral-Matrix-Effekts lagen die meisten Proben entsprechend des mittleren Wasserstoffindex direkt an der Feldgrenze vom Kerogentyp III zu II (offene Dreiecke in Abb. 27).

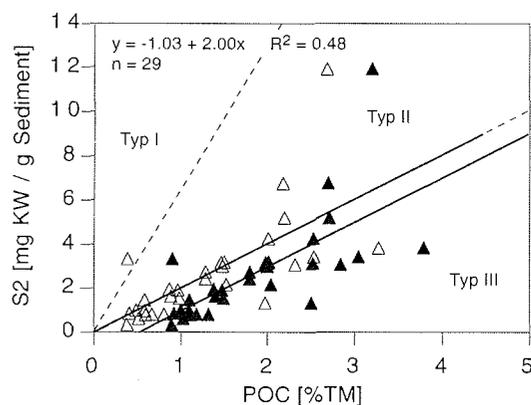
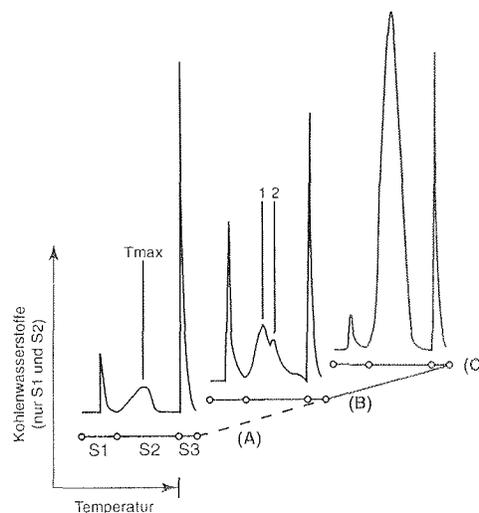


Abb. 27: Organisch-geochemische Charakterisierung der Meereissedimente aus einjährigem Eis während ARK XI/1 mittels Rock-Eval Pyrolyse bei gleichzeitiger Abschätzung von Mineral-Matrix-Effekten. Der auf der Ordinate aufgetragene S2 repräsentiert die während der Pyrolyse freigesetzte Menge Kohlenwasserstoff aus dem Kerogen. Die Regressionsgerade durch die gefüllten Dreiecke (nicht korrigierte Meßwerte) zeigt in ihrem Schnittpunkt mit der Abszisse deutliche Mineral-Matrix-Effekte an. Nach einer Mineral-Matrix-Korrektur der Meßwerte (offene Dreiecke) verschiebt sich der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Abszisse in den Ursprung. Zwischen den Regressionsgeraden besteht kein Unterschied (gestrichelte Linie kennzeichnet die Grenzen zwischen den Kerogentypen I und II. Die Grenze zwischen Typ II und Typ III ist deckungsgleich mit der Regressionsgeraden durch die offenen Dreiecke. Kerogentypgrenzen nach Langford & Blanc-Valleron 1990; n = Anzahl der Proben).

Die Höhe des S1 gegenüber der Höhe des S2 in den Pyrolyse-Diagrammen der Sedimente aus einjährigem Eis zeigte, daß bereits im Temperaturbereich des S1 deutliche Anteile des rezenten organischen Materials pyrolysiert wurden (Abb. 28 A). Bei Betrachtung der  $T_{max}$  fallen drei Kernabschnitte der Station 205b durch sehr geringe Werte auf (Probe: 6-1/192-228, -/320-348 und -/348-404; vgl. Anhang A4). Allen drei Proben gemeinsam war ein bimodaler S2, der auf zwei unterschiedliche Quellen pyrolysierbaren organischen Materials hinwies. Die geringe  $T_{max}$  bedeutet, daß die größte Ausbeute an Kohlenwasserstoffen während der Pyrolyse bereits bei

relativ niedrigen Temperaturen stattfand (Peak 1 in Abb. 28 B). Der thermisch unreifere Anteil innerhalb der Probe war demnach quantitativ größer als der thermisch reifere. Daraus folgte, daß der maximale Kohlenwasserstoffanteil dieser Proben aus einer Quelle mit labilem, rezentem organischem Material gebildet wurde, was zu einer entsprechenden  $T_{\max}$ -Erniedrigung führte. Eine zweite, kohlenwasserstoffärmere Quelle war umgelagertes, fossiles organisches Material. Aus ihr wurden bei höheren Temperaturen Kohlenwasserstoffe generiert (Peak 2 in Abb. 28 B).

Abb. 28:  
 A) Typisches Pyrolysedigramm der Rock-Eval Pyrolyse an Meereissedimenten des einjährigen Eises.  $T_{\max}$  kennzeichnet die Temperatur maximaler Kohlenwasserstoffgenese (Probe 232b-5-2/20-30). B) Pyrolysedigramm, das auf zwei unterschiedlich thermisch reife Quellen organischen Materials rückschließen läßt: Maximale Kohlenwasserstoffgenese (Peak 1;  $T_{\max}$ ) aus rezentem, labilem, organischem Material und geringere Kohlenwasserstoffgenese (Peak 2) aus fossilem, umgelagertem, organischem Material (Probe 205b-6-1/348-404). C) Pyrolysedigramm des Standards IFP 55000 zum Vergleich.



Die  $T_{\max}$ -Werte variierten in einem Bereich von 373 bis 424 °C und somit im thermisch unreifen Bereich (Median: 411 °C,  $n = 29$ ; vgl. Anhang A4).

### 3.2.3 Gegenüberstellung von Sedimenten aus neugebildetem und aus einjährigem Eis

#### Vergleich der Feldbeobachtungen

Die Beprobung des Meereises erfolgte während TD III im Zeitraum der Meereisbildung innerhalb der Eisbildungs- und Sedimenteintragsregionen. Die Meereissedimente dieser Expedition dienen daher als Referenz für Eintragsregionen in der inneren Lapteewsee. Ungefähr ein Jahr nach der Eisbildung und des Sedimenteintrags wurde Meereis während ARK XI/1 in der äußeren Lapteewsee und dem angrenzenden Arktischen Ozean beprobt. Diese Sedimente repräsentieren in der vorliegenden Arbeit eine Meereissediment-Fazies, die für einjähriges Meereis dieser Region typisch sein sollte (Tabelle 3.7).

Tabelle 3.7: Vergleich der Feldbeobachtungen und Eischarakteristika aus neugebildetem Eis (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1).

	TD III	ARK XI/1
Eisalter	max. 3 Wochen	ca. 1 Jahr
Schmelztümpel	nein	ja
Sedimentumlagerung im Eis	nein	ja
Beprobungsregion	landnah	landfern
Meereissedimente	ja	ja
Beprobung in der Einschlußregion	ja	nein

#### Vergleich der quantifizierten Sedimentfrachten aus neugebildetem und aus einjährigem Eis

Die laterale Variabilität der Sedimentgehalte im Eis erstreckte sich im neugebildeten Eis über drei Größenordnungen und im einjährigen Eis über eine Größenordnung. Ein Vergleich der Sedimentgehalte bezogen auf das Volumen des geschmolzenen Eises ergab dennoch keine signifikanten Unterschiede zwischen neugebildetem und einjährigem Eis ( $U = 89,0$ ;  $P = 0,400$ ;  $m = 32$ ;  $n = 7$ ). Tabelle 3.8 gibt eine vergleichende Darstellung der quantifizierten Sedimentfrachten aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1).

Tabelle 3.8: Sedimentgehalte [ $\text{mg L}^{-1}$ ] in Meereisproben aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1). (Geom. Mittel  $\pm$  StAbw. = geometrisches Mittel  $\pm$  Standardabweichung,  $n$  = Anzahl der Proben/Kerne).

Expedition	n	Geom. Mittel $\pm$ StAbw.	Median	Min.	Max.
TD III	32	33,6 $\pm$ 5,3	31,2	2,0	3812,3
ARK XI/1	7	49,0 $\pm$ 2,9	44,6	12,4	250,1

*Vergleich der Tonmineral-Paragenesen aus neugebildetem und aus einjährigem Eis*

Nur geringfügige Unterschiede zeigten die Tonmineral-Paragenesen in den Sedimenten aus neugebildetem und aus einjährigem Eis. Lediglich die Variationsbreite der Chlorite war in den Proben des einjährigen Eises größer im Vergleich zu der im neugebildetem Eis. Der „oktaedrische Charakter“ der regulären Illite wurde für beide Probensätze als dioktaedrisch und somit „muskovitisch“ eingestuft. Tabelle 3.9 gibt eine vergleichende Darstellung der Tonmineral-Charakteristika der Sedimente aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem (ARK XI/1) Eis.

Tabelle 3.9: Vergleich der Variationsbreite der relativen Tonmineralgehalte [Rel%] und des „oktaedrischen Charakters“ der Sedimente aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1; n = Anzahl der Proben).

Expedition	n	Smektit		Illit		Kaolinit		Chlorit		reguläre Illite
		Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	„oktaedrischer Charakter“
TD III	10	3,9	47,6	23,6	69,1	7,1	17,6	13,2	19,9	dioktaedrisch
ARK XI/1	14	1,6	57,6	21,4	67,9	5,5	11,9	9,7	27,4	dioktaedrisch

Für die Tonmineral-Vergesellschaftungen aus neugebildetem und aus einjährigem Eis ergab eine Cluster-Analyse vier Hauptgruppen (Abb. 29). Da sich gegenüber der Cluster-Analyse der Proben von TD III keine neuen Gruppierungen für diese Proben ergaben, wurden die Cluster-Bezeichnungen von TD III auch auf den gemeinsamen Datensatz angewandt. Somit ergaben sich, ausgehend von möglichen Liefergebieten, folgende Zuordnungen:

- Cluster I: Putorana-Cluster
- Cluster II: Übergangs-Cluster
- Cluster III: Lena-Cluster
- Cluster IV: Kotelnyi-Cluster

Abbildung 30 zeigt die geographische Verteilung der vier Cluster. Das Putorana-Cluster herrschte besonders im Westteil des Arbeitsgebiets vor. Das Lena-Cluster (III) dominierte in den Proben entlang eines sich nach Nordnordost ziehenden Bands, das seinen Ursprung im Lena Delta hatte. Östlich hiervon dominierte das Kotelnyi-Cluster (IV) in einem von Nord nach Süd gerichteten Streifen, ausgehend von der Insel Kotelnyi. Dieses klare Verteilungsmuster wurde durch die Proben 241 und 246, bzw. 232b etwas verwischt. Hierbei ist jedoch zu beachten, daß zwischen den Beprobungen an diesen Stationen z.T. ein Zeitraum von mehr als 30 Tagen lag, in dem die Eisdecke entsprechend verdriften konnte.

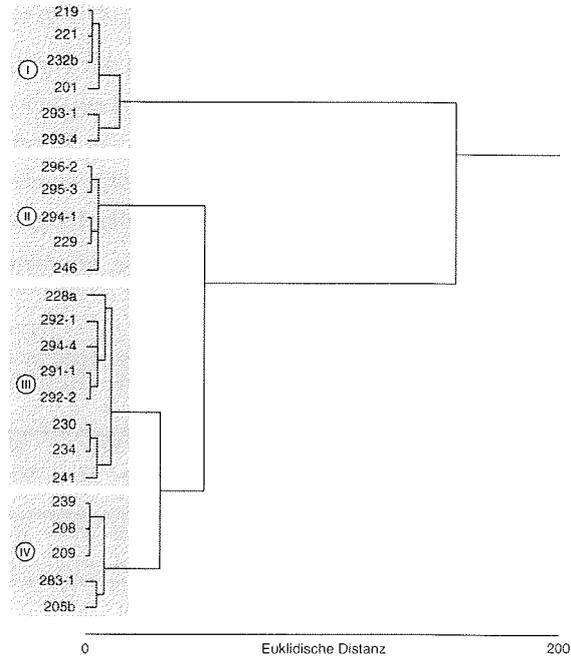


Abb. 29: Cluster-Dendrogramm der Tonmineralparagenesen in Sedimenten aus neugebildetem Eis (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1). Es wurden vier Großgruppen (römische Ziffern I-IV) unterschieden (Ward-kleinste-Varianzen Methode).

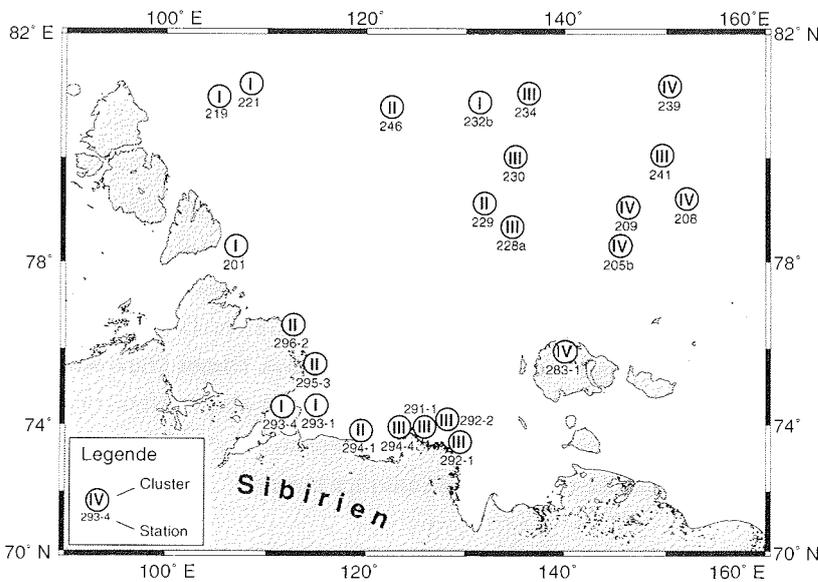


Abb. 30: Geographische Verteilung der nach der Cluster-Analyse unterschiedenen vier Großgruppen (römische Ziffern I-IV) der Tonmineral-Paragenesen in Sedimenten aus neugebildetem Eis (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1).

*Vergleich von partikulärem organischem Kohlenstoff aus neugebildetem und aus einjährigem Eis*

Die absoluten POC-Gehalte der Meereissedimente [ $\text{mg L}^{-1}$ ] waren in einjährigem Eis signifikant ( $U = 912,0$ ;  $P = 0,002$ ;  $m = 40$ ;  $n = 71$ ) um etwa 1/3 höher als im neugebildeten Eis. Im Gegensatz dazu wurden im neugebildeten Eis aber signifikant höhere ( $U = 719,0$ ;  $P \leq 0,001$ ;  $m = 40$ ;  $n = 71$ ) relative, also auf die Trockenmasse Sediment [%TM] bezogene, POC-Werte gemessen (Tabelle 3.10).

Tabelle 3.10: Vergleich der Mediane partikulären organischen Kohlenstoffs (POC) gemessen an Meereissedimenten aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1; [ $\text{mg L}^{-1}$ ] = absoluter Kohlenstoffgehalt bezogen auf die Sedimentfracht in einem Liter geschmolzenen Eises, [%TM] = Prozent der Trockenmasse Sediment,  $n$  = Anzahl der Proben).

Expedition	n	POC	
		[mg/L]	[%TM]
TD III	40	2,9	3,6
ARK XI/1	71	4,9	2,3

Die Unterschiede in den absoluten und relativen POC-Gehalten deutet darauf hin, daß der Anteil labilen organischen Materials in den Proben des neugebildeten Eises höher war im Vergleich zum einjährigen Eis.

*Vergleich der Mazerale aus neugebildetem und aus einjährigem Eis*

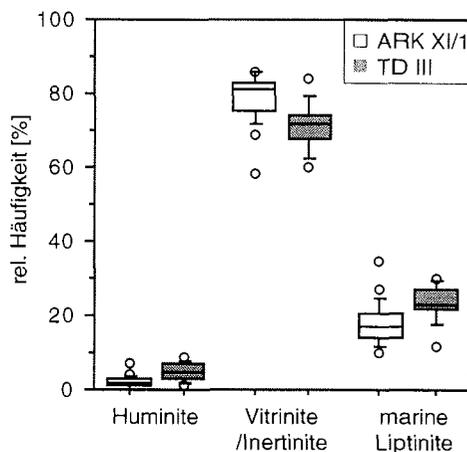
Huminite und marine Liptinite kamen signifikant häufiger im neugebildeten Eis gegenüber einjährigem Eis vor (Abb. 33; Huminite:  $U = 40,5$ ;  $P = 0,001$ ;  $m = 13$ ;  $n = 20$ ; marine Liptinite:  $U = 50,5$ ;  $P = 0,003$ ;  $m = 13$ ;  $n = 20$ ). Hingegen war die Gruppe Vitritin/Inertinit in den Sedimenten aus neugebildetem Eis signifikant seltener im Vergleich zu den Proben aus einjährigem Eis ( $U = 44,0$ ;  $P = 0,002$ ;  $m = 13$ ;  $n = 20$ ). Tabelle 3.11 gibt einen zusammenfassenden Überblick über die Mazeralanalyse der Sedimente aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1).

Tabelle 3.11: Vergleich der drei häufigsten Mazeralklassen in Sedimenten aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1). Dargestellt sind die Mediane der jeweiligen Mazeralklassen (Prozent der gezählten Mazerale;  $n$  = Anzahl der Proben).

Expedition	n	marin		terrigen					Marin Terrigen	
		Alginit	Lipto-detrinit	Huminit	Vitrinit /Inertinit	Detrit	Sporinit Kutinit	Resinit		
TD III	13	3,2	19,2	4,8	9,5	62,9	0,2	0,0	24	76
ARK XI/1	20	1,5	15,1	1,9	7,2	71,4	0,2	0,0	17	83

Der Vergleich des Mazeralinventars zeigt, daß der Anteil labilen, partikulären organischen Materials fast ausschließlich marinen Ursprungs war. Das marine partikuläre organische

Abb. 31:  
Vergleich der Häufigkeiten der drei dominierenden Mazeral-Gruppen in Sedimenten aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1; Erklärung Boxplot vgl. Abb. 15).



Material war im neugebildeten Eis höher im Vergleich zum einjährigen Eis. Im neugebildeten und im einjährigen Eis dominierte terrigenes partikuläres organisches Material

*Vergleich der Rock-Eval Pyrolysedaten aus neugebildetem und aus einjährigem Eis*

Signifikante höhere Werte wurden für die Mineral-Matrix-korrigierten Wasserstoffindizes (HI) und die  $T_{max}$ -Werte der Sedimente aus neugebildetem Eis im Vergleich zu den Proben aus einjährigem Treibeis gefunden (HI:  $U = 53,0$ ;  $P = 0,003$ ;  $m = 10$ ;  $n = 29$ ;  $T_{max}$ :  $U = 65,5$ ;  $P = 0,012$ ;  $m = 10$ ;  $n = 29$ ). Tabelle 3.12 gibt einen zusammenfassenden Überblick über die Rock-Eval-Daten der Sedimente aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1).

Tabelle 3.12: Vergleich der Rock-Eval-Daten von Sedimenten aus neugebildetem (TD III) und aus einjährigem Eis (ARK XI/1; n = Anzahl der Proben; HI = Wasserstoffindex [mg KW / g POC];  $T_{max}$  = Temperatur maximaler Kohlenwasserstoffgenese aus dem Kerogen [°C]).

Expedition	n	Median	
		HI	$T_{max}$
TD III	10	275	421
ARK XI/1	29	200	411

Die unterschiedlichen HI zeigen, daß der Anteil marinen organischen Materials im neugebildeten Eis höher war als im einjährigen Eis.

Die Abhängigkeit des S1 und S2 der Rock-Eval Pyrolyse vom Sedimentgehalt im arktischen Meereis zeigt Abbildung 32. Beide, S1 und S2, steigen mit abnehmendem Sedimentgehalt stark an ( $R^2 = 0,71$  für S1 und S2). Der Wasserstoffindex ( $HI_k$ ) ist in ähnlicher Weise vom Sedimentgehalt im Eis abhängig, jedoch ist der Koeffizient dieser Regression nur mäßig bis gut ( $R^2 = 0,52$ ). Besonders der Anstieg des S1 zeigt hier deutlich, daß rezentes organisches

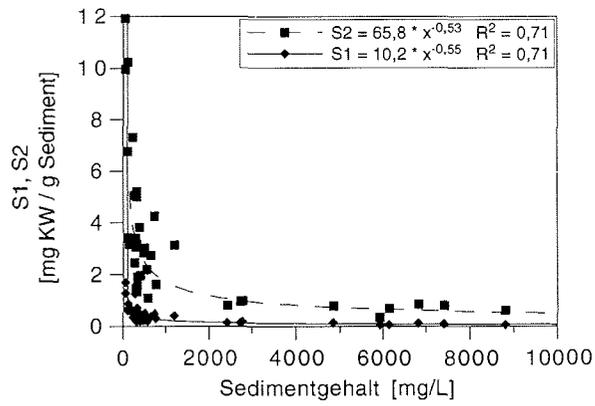


Abb. 32: Abhängigkeit des S1 und S2 der Rock-Eval Pyrolyse vom Sedimentgehalt im arktischen Meereis.

Material bereits in dem ersten Temperaturintervall pyrolysiert wird und die gebildeten Kohlenwasserstoffe nicht oder nur untergeordnet aus fossilem organischem Material der Sedimente stammen. Der Anteil der labilen Komponente im organischen Material von Meereissedimenten ist demnach mit dem Sedimentgehalt im Eis negativ korreliert und nimmt bei abnehmendem Sedimentgehalt stark zu.

### 3.3 Diskussion von Sedimenteintrag und -transport im arktischen Meereis

#### 3.3.1 Sedimenteintrag ins Meereis der Lapteewsee im Oktober 1995

Neueisbildung setzte in der Lapteewsee 1995 in der ersten Oktoberhälfte ein (vgl. Kap. 3.2.1. – Feldbeobachtungen), und die initiale Eisbildung fand dort während ruhiger meteorologischer Bedingungen statt (Zachek & Korablev 1997). Es konnte gezeigt werden, daß es trotz dieser Bedingungen zum Sedimenteinschluß ins Eis kam (Abb. 10). Sedimente wurden sowohl im Eisbrei als auch im konsolidierten Eis nachgewiesen, weshalb angenommen wird, daß der Eintragsmechanismus für alle Sedimente ähnlich war. Die laterale Variabilität der Sedimentgehalte im neugebildeten Eis war sehr groß (Abb. 10, Tabelle 3.8), woraus sich eine fleckenhafte Verteilung ergab, wie sie auch für Partikel in ein- und mehrjährigem Eis typisch ist (z.B. Spindler & Dieckmann 1986, Nürnberg et al. 1994, Wollenburg 1993, Pfirman et al. 1989b, Reimnitz et al. 1993c, diese Arbeit). Während der Feldarbeiten im Oktober 1995 wurden nur wenige Sedimente an den Schollenoberseiten beobachtet. Hingegen nahmen die Sedimentgehalte in tieferen Kernabschnitten des Eises öfters zu. Eine solche Vertikalverteilung könnte durch Wellenzüge im Eisbrei verursacht worden sein, da diese zum Sedimentverlust führen können (Reimnitz & Kempema 1987; vgl. Kap. 4.3.3.).

Resuspension von Schelfsedimenten wird häufig als eine Vorbedingung für den Sedimenteinschluß ins Eis angesehen (Pfirman et al. 1990, Nürnberg et al. 1994, Dethleff et al. 1994, Dethleff 1995). Ein Vergleich der SPM-Gehalte im Flußwasser der Lena im Oktober 1995 ( $7,8 \text{ mg L}^{-1}$ ) mit SPM-Gehalten vor dem Lena Delta ( $6,4 \text{ mg L}^{-1}$ , J.A. Hölemann, unveröffentlicht) ergibt nur unwesentliche Unterschiede. Die ruhigen Wetterbedingungen und die ähnlich hohen Flußfrachten deuten darauf hin, daß Resuspension hier nur im untergeordnetem Maße stattgefunden hat. Im Meereis kam es dennoch zu einer deutlichen Sedimentanreicherung. Es ist daher eher wahrscheinlich, daß SPM der Flußfracht direkt ins Eis eingeschlossen wurde, ohne zwischenzeitlich auf dem Schelf zu sedimentieren.

Der eigentliche Einschlußprozeß konnte im Oktober 1995 im Feld nicht beobachtet werden. Beobachtungen und Untersuchungen zum Einschlußprozeß können in experimentellen Arbeiten sinnvoller durchgeführt werden (vgl. Kap. 4). Die Grundlage hierfür bleiben aber Felduntersuchungen, da nur sie Aufschluß über die eisphysikalischen, geologischen, meteorologischen und ozeanographischen Rahmenbedingungen geben, unter denen es zum Sedimenteinschluß kommt. Aus den Erkenntnissen dieser Rahmenbedingungen soll dennoch ein denkbarer Einschlußprozeß für die Lapteewsee im Oktober 1995 skizziert werden. Die im

Meereis eingeschlossenen Sedimente wurden überwiegend in körnigem Eis, das aus Frazil Eis hervorgegangen ist, nachgewiesen (Freitag et al. 1997). Im Eis gemessene Sauerstoff-Isotope zeigten eine Eisbildung nahe von Flußmündungen an (mündl. Mitt. H. Eicken). Auch die Beprobung des Eises wurde in einem küstennahen Bereich durchgeführt (Abb. 4). Unter Einbeziehung der SPM-Verteilungen sowie der eisphysikalischen und meteorologischen Parameter ist es wahrscheinlich, daß die Sedimente während ruhiger Wetterbedingungen durch adhäsive Bindung an Frazil Eis (vgl. Kap. 1.2. und 4.3.2.) nahe der Flußmündungen aus dem Wasser „herausgekehrt“ wurden. Nach dem Eisaufstieg zur Meeresoberfläche wurde die Matrix des sedimentbeladenen Eisbreis teilweise durch Wellenzüge gestört. Dies führte zu der im verfestigten Eis beobachteten Vertikalverteilung der Sedimente.

### 3.3.2 Rekonstruktion von Einschlußgebieten – Gibt es einen lithologischen Anzeiger?

Die Einschlußgebiete von Sedimenten in das Meereis des Arktischen Ozeans sind bis heute nicht eindeutig geklärt. Für Meereissedimente der Transpolardrift werden aufgrund der vorherrschenden Eisdrift die Einschlußgebiete auf dem sibirischen Schelf (Nansen 1897, Larssen et al. 1987, Pfirman et al. 1989a, Pfirman et al. 1990, Pfirman et al. 1995) und hier insbesondere in der Laptew- und der Karasee vermutet (Pfirman et al. 1989b, Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994, Pfirman et al. 1997).

Eine exakte Rekonstruktion der Sedimenteinschlußgebiete war bisher jedoch nur unzureichend möglich, da nicht zuletzt Vergleichsdaten potentieller Einschlußgebiete fehlten. Die Proben aus neugebildetem Eis, die unmittelbar in den Einschlußregionen gewonnen wurden, dienen in der vorliegenden Arbeit als Referenz für Proben aus einjährigem Treibeis, deren Einschlußgebiete mittels Tonmineral-Paragenesen rekonstruiert werden sollen.

#### *Tonminerale als Indikatoren von Liefergebieten?*

Tonmineral-Paragenesen in den Oberflächensedimenten des Schelfs zeigen in der westlichen Laptewsee hohe Smektit- und erhöhte Kaolinitgehalte bei gleichzeitig niedrigen Illitgehalten an (Silverberg 1972, Wollenburg 1993, Rossak 1995, Wahsner 1995). Hingegen werden die Oberflächensedimente in der östlichen Laptewsee von hohen Illitgehalten, niedrigen Smektit- und niedrigeren Kaolinitgehalten dominiert (*ibid.*). Ein Vergleich dieses Musters mit den Tonmineral-Paragenesen der Sedimente aus neugebildetem Eis zeigt, daß diese das Verteilungsmuster der Oberflächensedimente des Schelfs widerspiegeln, und daß innerhalb der Laptewsee sowohl die Einschlußgebiete als auch die Meereissedimente charakteristische Unterschiede aufweisen (Abb. 11).

Die auf Grundlage der Cluster-Analyse durchgeführte Rekonstruktion der Einschlußgebiete weist den Bereich der Neusibirischen Inseln als Einschlußgebiet für Sedimente des Kotelnyi-Clusters (IV) aus, also ein Gebiet, das größtenteils der Ostsibirischen See zuzurechnen ist (Abb. 30). Dies steht in Übereinstimmung mit Ergebnissen aus Fernerkundungsdaten (vgl. Kap. 3.3.3.). Die hohen Illitgehalte (ca. > 60 Rel%) bei gleichzeitig geringen Smektit- und Kaolinitgehalten (jeweils ca. < 10 Rel%) in dieser Region und die vorherrschende dioktaedrische Charakteristik der „regulären“ Illite weisen deutlich auf eine Dominanz sedimentärer Ausgangsgesteine im Hinterland hin. Das Archipel der Neusibirischen Inseln ist geologisch eng mit der Werchojansker-Faltenregion verbunden (Suslov 1961), die zum überwiegenden Teil von terrestrischen und flachmarinen Serien des Paläo- und Mesozoikums aufgebaut wird (Dolginow & Kropatschjow 1994).

Die Region der Neusibirischen Inseln könnte für Sedimente im Meereis der Transpolardrift ein Haupteintragsgebiet sein. Hierauf weisen Rekonstruktionen der Eisdrift (Pfirman et al. 1997) und Meereissedimente aus der Grönlandsee und der Framstraße (Berner 1991, Wollenburg 1993), deren Tonmineral-Paragenese der des Kotelnyi-Clusters (IV) ähnlich waren, hin.

Die Sedimente des Putorana-Clusters (I) sind aufgrund der vorliegenden Daten möglicherweise in der westlichen Laptewsee eingeschlossen worden (Abb. 30). Präjurassische Flutbasalte des Putorana-Gebirges (Suslov 1961) werden über den Chatanga entwässert und sind das Liefergebiet der Smektite (ca. > 30 Rel%). Das Putorana-Gebirge wird auch über den Jenissej in die Karasee entwässert, und die Oberflächensedimente dort weisen ähnliche Tonmineral-Paragenesen auf, wie die Sedimente der westlichen Laptewsee. In der östlichen Karasee dominieren hohe Smektitgehalte (> 30 Rel%) in den Sedimenten (Levitan et al. 1996, Pfirman et al. 1997, Vogt 1997). Infolge der vorherrschenden Oberflächenströmung (Boisvert 1970, Timokhov 1994) kann sedimentbeladenes Eis durch das Sewernaja Semlja Archipel in die Laptewsee driften. Für die Sedimente des Putorana-Clusters (I) aus einjährigem Treibeis kommen demnach die westliche Laptewsee und die östliche Karasee als Einschlußgebiet in Betracht. Im langjährigen Mittel ergeben sich für sedimentbeladene Schollen errechnete Driftwege (Pfirman et al. 1997), die einen Export von smektitreichen Meereissedimenten aus der Karasee durch die Laptewsee in die Transpolardrift wahrscheinlich machen.

Sedimente des einjährigen Treibeises könnten entsprechend des Lena-Clusters (III) nahe des Lenadeltas ins Eis eingeschlossen worden sein (Abb. 30). Die Smektite (ca. 10–30 Rel%) scheinen über den Aldan und weniger über den Wiljui, der Teile der sibirischen Flutbasalte in seinem Oberlauf entwässert, in die Lena eingetragen zu werden. Schwermineralogische Untersuchungen am SPM des Wiljui und des Aldan zeigen eine Vormacht von Karbonaten im Unterlauf des Wiljui (Hermel 1995), der hier das von silurischen Kalken aufgebaute Olenjok-Wiljui-Tafelland entwässert (Suslov 1961). Im SPM des Aldan hingegen dominieren typische Mineralvergesellschaftungen metamorpher Sediment- und Magmatitserien (Hermel 1995), die

aus unterarchaischen Schiefen und Amphibolithen des Aldan-Hochlands (Aldan-Schild) stammen (Dolginow & Kropatschow 1994). Durch das sehr große Einzugsgebiet der Lena (ca. 2,5 Mio. km<sup>2</sup>, Treshnikov 1985) ist für diesen Fluß kein bestimmtes Ausgangsgestein kennzeichnend. Das SPM der Lena ist mineralogisch und geochemisch mit der Zusammensetzung der oberen Erdkruste vergleichbar (Rachold 1995, Rachold et al. 1996, Rachold im Druck) und somit vom Endglied einer globalen Mischungsreihe nicht zu unterscheiden. Für die Meereissedimente bedeutet dies, daß entsprechend des unspezifischen lithologischen Charakters der Lena das Vorhandensein eines lithologischen Anzeigers unwahrscheinlich ist. Die dem Lena-Cluster (III) zugeordneten Proben aus einjährigem Eis können daher entweder aus einem von der Sedimentfracht der Lena beeinflussten Gebiet der Laptevsee oder aber aus irgendeinem anderen Gebiet mit einem vergleichbaren, unspezifischen Hintergrundsignal stammen, das durch Mischung unterschiedlicher Sedimentquellen (Flußfracht, Küsten- und Schelferosion) überall im Arktischen Ozean entstehen kann.

Ein Eintragsgebiet von Sedimenten ins Meereis der Transpolardrift wird aufgrund mittlerer Smektitgehalte (20–40 Rel%) in die östliche Laptevsee gelegt (Nürnberg et al. 1994), da hier vergleichbare Smektitgehalte in Oberflächensedimenten des Schelfs gemessen wurden (*ibid.*, Rossak 1995). Dieses potentielle Einschlußgebiet liegt in einem Bereich, der stark von der Flußfracht der Lena beeinflusst ist (Benthien 1994, Lindemann 1994, Rossak 1995). Da die Zuordnung dieses Einschlußgebiets nur auf einem Parameter beruht und dieser einem Sediment entstammt, das einen unspezifischen lithologischen Charakter aufweist, ist diese Zuordnung fragwürdig. Smektitgehalte von 20 bis 40 Rel% kommen beispielsweise auch in weiten Bereichen der Karasee vor (Levitan et al. 1996, Wahsner et al. 1996, Vogt 1997).

Die Tonmineral-Paragenesen der Meereissedimente lassen sich verallgemeinernd mit den großtektonischen Strukturen der amerasischen und der eurasischen Plattengrenze verknüpfen. Dem sibirischen Ast der Transpolardrift werden hohe, dem polaren Ast niedrige Smektitgehalte in den Meereissedimenten zugeordnet (Dethleff 1995). Östlich der Neusibirischen Inseln bleiben die Smektitgehalte in den Schelfsedimenten der Ostsibirischen-, Tschuktschen- und Beaufortsee niedrig (Silverberg 1972, Wollenburg 1993, Pfirman et al. 1997), obwohl in der Tschuktschensee lokal höhere Smektitgehalte vorkommen (Naidu & Mowatt 1983). In westlicher Richtung wurden mittlere bis hohe Smektitgehalte in Schelfsedimenten der Laptev-, Kara- und Barentssee gemessen (Rossak 1995, Levitan et al. 1996, Wahsner et al. 1996, Pfirman et al. 1997, Vogt 1997). Hieraus kann vereinfacht abgeleitet werden, daß das Liefergebiet smektitarmer Meereissedimente die amerasische und smektitreicher Sedimente die eurasische Platte ist. Ähnliches gilt für mögliche Akkumulationsgebiete von Meereissedimenten. In der Framstraße und im Ostgrönlandstrom wurden meistens smektitarmer (ca. < 10 Rel%) Meereissedimente (Berner 1991, Wollenburg 1993) und Sinkstoffe (Berner 1991, Berner & Wefer 1994) beprobt. Es stellt sich somit die Frage, inwieweit smektitreiche

(eurasische) Meereissedimente zur Sedimentation im Ostgrönlandbecken (Nordamerikanische Platte) beitragen. Die Eisdrift (Gordienko & Laktionov 1969) und numerische Driftmodelle (Colony & Thorndyke 1984, Walsh et al. 1985, Harder 1996, Pfirman et al. 1997) weisen darauf hin, daß Eis des sibirischen Astes der Transpolardrift den Arktischen Ozean bereits zwischen Franz-Josef-Land und Spitzbergen in die Barentssee verläßt. Eine andere Möglichkeit ist, daß das Eis nördlich, bzw. nordwestlich Spitzbergens in der sommerlichen Eisrandlage (Parkinson & Cavalieri 1989, Parkinson 1991), bzw. unter Einfluß des warmen Westspitzbergen-Stroms (Aagaard & Carmack 1989) in der östlichen Framstraße abschmilzt. Hierfür spricht auch die mathematische Wahrscheinlichkeit der Driftwege des Eises aus der Laptewsee (Colony & Thorndyke 1985) und die Smektitverteilung in Meereissedimenten des Arktischen Ozeans (Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994, Dethleff 1995). Abbildung 33 zeigt einen Quotienten der Tonmineral-Paragenesen aus Meereissedimenten dieser Arbeit und Paragenesen aus Sinkstoffallen des Europäischen Nordmeers (Berner 1991). Relativ gute Übereinstimmung erzielen die Verankerungsdaten der zentralen Framstraße mit denen des Kotelnji-Clusters (IV) und somit dem polaren Ast der Transpolardrift. Das Lena-Cluster (III) zeigt Ähnlichkeiten mit den Fallendaten die westlich Spitzbergens (SP 1), westlich der Bäreninsel (BI 1) und im Norwegenbecken (NB 1) gewonnen wurden. Die Ursache der letzteren Ähnlichkeit kann entweder in einer direkten Beziehung der Gebiete liegen (Liefer- und Akkumulationsgebiet), oder aber auf eine durchschnittliche Tonmineral-Vergesellschaftung der oberen Erdkruste hinweisen. Das Putorana-Cluster (I) unterscheidet sich signifikant von allen anderen Tonmineral-Vergesellschaftungen. Sediment mit einer entsprechenden Mineralvergesellschaftung wurden in Sinkstoffallen aber nicht nachgewiesen. Mögliche Ursachen hierfür sind, daß diese Sedimente das Europäische Nordmeer entweder nicht erreichen, oder daß die absoluten Sedimentfrachten mit dieser Tonmineral-Vergesellschaftung zu gering sind, um im Akkumulationsgebiet einen meßbaren Einfluß auf lokale Vergesellschaftungen nehmen zu können.

Dieser „Verdünnungseffekt“ betrifft letztlich alle Meereissedimente. Während der Ablation driftet das Eis weiter, so daß die gesamte Sedimentfracht nicht punktuell in das umgebende Wasser abgegeben wird. Außerdem werden aufgrund unterschiedlicher Partikelgröße und -dichte die Sedimente auf ihrem Weg zum Meeresboden durch Strömungen lateral über große Flächen verteilt (Wollenburg 1993, vgl. Kap. 3.3.5.).

**Fazit:** Sedimente unterschiedlicher Einschlußgebiete weisen charakteristische Unterschiede auf, anhand derer Einschlußgebiete rekonstruiert werden können. Die Sedimente aus einjährigem Eis konnten auf der Grundlage einer Cluster-Analyse mit Tonmineraldaten wahrscheinlichen Einschlußgebieten in der Laptewsee bzw. in angrenzenden Seegebieten zugeordnet werden. Die Güte dieser Zuordnung ist stark von der Aussagekraft der für bestimmte Einschlußgebiete typischen Tonmineral-Vergesellschaftungen sowie weiteren Parametern, insbesondere der

mittleren Eisdrift, abhängig. Besonders in der Ostsibirischen See gelegene Gebiete nahe der Neusibirischen Inseln werden als ein Haupteintragsgebiet für Sedimente ins Meereis der äußeren Laptewsee und des angrenzenden Arktischen Ozeans sowie wahrscheinlich der gesamten Transpoldrift gewertet. Kennzeichnend für die Tonmineral-Vergesellschaftung dieser Region (Kotelnyi-Cluster (IV)) sind geringe Smektit- und Kaolinitgehalte bei gleichzeitiger Dominanz von Illit. Hohe Smektit- und Kaolinitgehalte, sowie geringe Illitgehalte in den Tonmineral-Paragenesen des Putorana-Clusters (I) weisen auf die westliche Laptewsee **und** die östliche Karasee als Einschlußgebiete hin. Eine Tonmineral-Vergesellschaftung wie im Lena-Cluster (III) deutet innerhalb der Laptewsee auf Einschlußgebiete hin, die von der Flußfracht der Lena beeinflusst oder dominiert werden; aufgrund der unspezifischen Charakteristik dieser Paragenese ist sie jedoch in Meereissedimenten des Arktischen Ozeans **kein eindeutiger** Anzeiger für Einschlußgebiete in der Laptewsee.

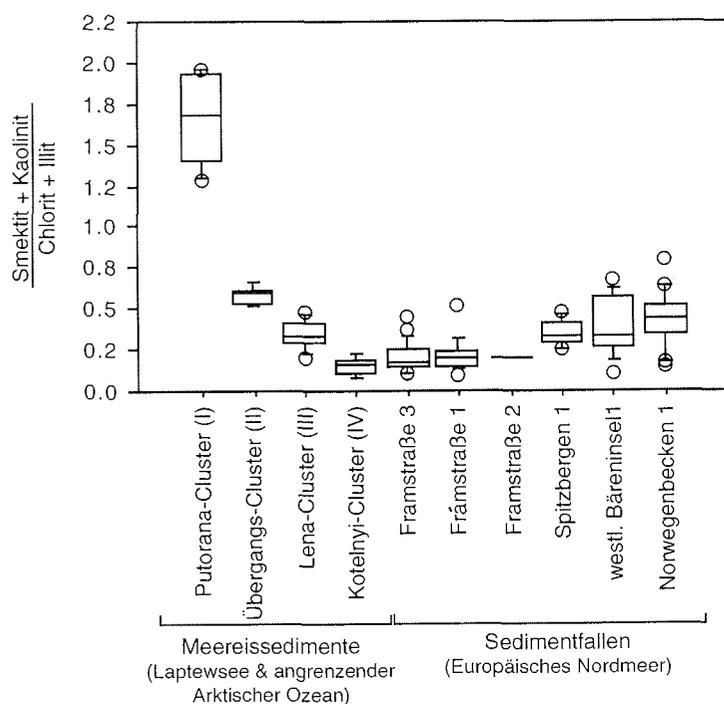


Abb. 33: Vergleich der Tonmineral-Vergesellschaftung in Meereissedimenten der Laptewsee und des angrenzenden Arktischen Ozeans mit Vergesellschaftungen aus Sinkstoffallen des Europäischen Nordmeers (Erklärung Boxplot vgl. Abb. 15). Die Anordnung der Sinkstoffallen repräsentiert ein West-Ost Profil durch die Framstraße bis westlich Spitzbergens (Falle Spitzbergen 1), von hier knickt das Profil nach Süden ab (Fallendaten nach Berner 1991). Die Boxplots der einzelnen Sedimentfallen repräsentieren die Daten der jeweiligen Sammelintervalle.

### 3.3.3 Bedeutung der Meereissedimente im arktischen Sedimentbudget

Die Randmeere des Arktischen Ozeans sind ungefähr neun Monate im Jahr eisbedeckt (Parkinson 1992, Eicken et al. 1997a). Klassische Erosionsprozesse, wie z.B. die Resuspension von Bodensedimenten durch Wellenaktivität während der Wintermonate, sind somit nahezu ausgeschlossen. Es wird daher angenommen, daß mit dem Meereis verknüpfte Prozesse ein wichtiger Faktor im Sedimentbudget des Arktischen Ozeans und seiner Randmeere sind (Tarr 1897, Barnes et al. 1982, Reimnitz et al. 1988, Kempema et al. 1989, Hebbeln & Wefer 1991, Reimnitz et al. 1992, Wollenburg 1993, Dethleff 1995, Are 1996, Eicken et al. 1997a).

#### *Vergleich der Sedimentgehalte im neugebildeten und im einjährigen Treibeis mit bisherigen Datensätzen*

Ein Vergleich der in dieser Arbeit ermittelten durchschnittlichen Sedimentkonzentrationen mit Daten anderer Autoren ist problematisch, da (i) in der Literatur ausnahmslos arithmetische Mittelwerte angegeben werden, (ii) uneinheitliche Beprobungsmethoden angewandt wurden und (iii) die Sedimentgehalte nicht immer über die gesamte Eismächtigkeit quantifiziert wurden, sondern nur über Teilabschnitte (meist der oberste Meter). Wenn alle bisher publizierten Daten normalverteilt waren, und hiervon ist entsprechend der Angaben arithmetischer Mittel auszugehen (vgl. Kap. 3.1.5.), wurde in früheren Untersuchungen bevorzugt sedimentbeladenes Eis beprobt. Dies führt jedoch zu einer Überschätzung der absoluten Sedimentfrachten im Eis. Hingegen führen Teilbeprobungen der Eissäule zu einer Unterschätzung der Sedimentfrachten im Eis, da nicht davon ausgegangen werden kann, daß die restliche Eissäule frei von Sedimenteinschlüssen ist, wie Untereis-Videoaufnahmen veranschaulicht haben (Werner & Lindemann 1997, Werner 1997, diese Arbeit). Einige Autoren vermuteten eine Überschätzung der Sedimentfrachten und halbierten gar die quantifizierten Sedimentfrachten für weiterführende Berechnungen (vgl. Larssen et al. 1987, Dethleff 1995). Vor diesem Hintergrund kann im folgenden ein Vergleich der Sedimentgehalte und absoluten -frachten im Eis nur unter entsprechenden Vorbehalten erfolgen.

Der durchschnittliche Sedimentgehalt von  $34 \text{ mg L}^{-1}$  (geometrisches Mittel) im Jungeis der Laptewsee im Oktober 1995, liegt in der gleichen Größenordnung wie die Sedimentgehalte des Festeises der Laptewsee im April 1992 (arithmetisches Mittel:  $68 \text{ mg L}^{-1}$ , für Berechnungen wurden geschätzte  $35 \text{ mg L}^{-1}$  zugrunde gelegt, Dethleff 1995). Ein direkter Vergleich mit Daten vom sommerlichen Treibeis ist aufgrund einer zusätzlichen Sedimentanreicherung durch oberflächennahe Eisabschmelzungen problematisch (Eicken et al. 1997a). Der durchschnittliche Sedimentgehalt während ARK XI/1 im Sommer 1995 im einjährigen Treibeis betrug  $49 \text{ mg L}^{-1}$  (geometrisches Mittel). Nördlich der Neusibirischen Inseln war dieses Eis in einem

Bereich von ca.  $150 \times 450$  km (mündl. Mitt. J. Kolatschek) stark mit Sediment beladen ( $56 \text{ mg L}^{-1}$ ; geometrisches Mittel). Diese durchschnittlichen Sedimentgehalte zeigen trotz einer sekundären Anreicherung von Sediment durch das sommerliche Abtauen eine gute Übereinstimmung mit den beschriebenen Jungeis- und Festeisdaten der Laptewsee. Für Treibeis der äußeren Laptewsee und des angrenzenden Arktischen Ozeans im Sommer 1993 werden Sedimentgehalte in der gleichen Größenordnung angegeben ( $70 \text{ mg L}^{-1}$ , arithmetisches Mittel; Eicken et al. 1997a).

Durchschnittliche Sedimentgehalte im Meereis der Beaufortsee (arithmetische Mittel) betragen  $33 \text{ mg L}^{-1}$  (McCormick et al. 1993) und  $50 \text{ mg L}^{-1}$  (McCormick & Barnes 1994). Für das küstennahe Festeis dieser Region wird ein mittlerer Sedimentgehalt von  $98 \text{ mg L}^{-1}$  angegeben (Barnes & Reimnitz 1982). Ein Vergleich dieses Datensatzes mit dem aus der Laptewsee vom Oktober 1995 ist insofern interessant, da jene Proben ebenfalls im Herbst unmittelbar nach der Neueisbildung genommen wurden und die initiale Eisbildung dort ebenfalls unter ruhigen Wetterbedingungen ablief. Das beprobte Festeis hatte eine mittlere Mächtigkeit von  $44,5 \text{ cm}$  (*ibid.*). Diese lag somit um das ca. 2,5-fache über der Eisdicke der Laptewsee ( $16,7 \text{ cm}$ ). Eine Überprüfung des Beaufortsee-Datensatzes ergab, daß hier keine Normalverteilung ( $P \leq 0,001$ ;  $n = 17$ ), sondern ebenfalls eine logarithmische Normalverteilung ( $P = 0,194$ ) vorlag. Somit ergäbe sich für den Beaufortsee-Datensatz ein mittlerer Sedimentgehalt von nur  $20,9 \pm 5,4 \text{ mg L}^{-1}$  (geometrisches Mittel). Dies zeigt, daß nach Eisbildungsphasen unter vergleichbaren meteorologischen Bedingungen in der Beaufortsee und in der Laptewsee ähnliche Sedimentgehalte im Eis quantifiziert wurden. Daß die Werte in der Laptewsee etwas höher als in der Beaufortsee sind, ist wahrscheinlich auf einen Eintrag vor den Flußmündungen (vgl. Kap. 3.3.1.) und den daraus resultierenden höheren SPM-Gehalten im Meerwasser zurückzuführen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die in der vorliegenden Arbeit gemessenen Sedimentgehalte im Meereis der Laptewsee in der gleichen Größenordnung liegen wie in bisher publizierten Datensätzen aus diesem und anderen arktischen Seegebieten. Dies zeigt, daß die Sedimentanreicherung trotz des Eintrags während ruhiger meteorologischer Bedingungen nicht außergewöhnlich gering war.

#### *Die Bedeutung von Meereis im Sedimentbudget der Laptewsee*

Flüsse tragen jährlich etwa 25 bis 27 Mio. Tonnen Sediment in die Laptewsee ein (Alabyan et al. 1995, Gordeev et al. 1996, Rachold et al. 1996). Hinzukommt eine bisher nicht quantifizierte Sedimentmenge durch Küstenerosion, die hier im Mittel zwei Meter pro Jahr beträgt (Are 1996) und bereits zum Untergang ganzer Inseln in diesem Jahrhundert führte (Timokhov 1994).

Für eine Abschätzung der absoluten Sedimentfrachten im Jungeis 1995 wird ein zu unterschiedlichen Anteilen eisbedecktes Gebiet von  $408 \times 10^3 \text{ km}^2$  zugrunde gelegt, welches in etwa dem der inneren Laptewsee entspricht. Der Bedeckungsgrad mit Jungeis wurde unveröffentlichten Eiskarten des *Naval/NOAA Joint Ice Center* entnommen. Unter Einbeziehung der unteren und oberen Grenze (ca. 35 % und ca. 50 %) der beobachteten Eisbedeckungen und der Standardabweichung der Eismächtigkeit ( $16,7 \pm 5,0 \text{ cm}$ ) ergibt sich aus dem mittleren Sedimentgehalt des Jungeises ( $33,6 \text{ mg L}^{-1}$ ) eine durchschnittliche Sedimentfracht von  $1,0 \times 10^6 \text{ t}$  Sediment (Min.:  $0,6 \times 10^6 \text{ t}$ ; Max.:  $1,5 \times 10^6 \text{ t}$ ). Wäre die gesamte Fläche zu 100 % mit Jungeis bedeckt gewesen würde die Sedimentfracht zwischen  $1,6 \times 10^6 \text{ t}$  und  $3,0 \times 10^6 \text{ t}$  Sediment betragen.

Ein Vergleich mit den Flußdaten zeigt, daß zwischen 2 und 6 % der im langjährigen Mittel über die Flüsse in die Laptewsee eingetragenen Sedimentmenge im Jungeis während der Eisbildungsphase 1995 eingeschlossen war. Legte man dieser Gegenüberstellung eine 100 %ige Eisbedeckung zugrunde, so ergäben sich für das Jungeis Anteile zwischen 6 und 12 % des Flußeintrags.

Die für Umlagerungen und Export von Sedimenten wichtige Sedimentflußrate errechnet sich aus dem Produkt der Driftgeschwindigkeit des Eises, der Eiskonzentration in der Fläche und der Sedimentbeladung, die sich wiederum aus dem Produkt von Sedimentgehalt und Eisdicke ergibt (Eicken et al. 1997a). In der zweite Oktoberhälfte 1995 betrug der durchschnittliche Bedeckungsgrad der Jungeis-Konzentration ca. 4/10. Eine aus SLAR-Daten<sup>6</sup> abgeleitete durchschnittliche Driftgeschwindigkeit des Eises betrug ca.  $0,45 \text{ m s}^{-1}$  (A. Darovskikh, unveröffentlicht). Entsprechend der mittleren Sedimentgehalte ( $33,6 \text{ mg L}^{-1}$ ) und der mittleren Eismächtigkeit (16,7 cm) ergab sich eine durchschnittliche Sedimentflußrate von  $1,0 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Diese Flußrate lag demnach in der gleichen Größenordnung wie die des Drifteises der Laptewsee im Sommer 1993 ( $0,6 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; Eicken et al. 1997a).

Die Festeisgrenze dehnt sich im Januar weit nach Norden aus (Dethleff et al. 1993). Die Mobilität der im Herbst gebildeten Eisdecke hält demnach wahrscheinlich bis Ende Dezember an. Ende Oktober ist die Laptewsee ganz mit Eis bedeckt (Eicken et al. 1997a, diese Arbeit), entsprechend ist mit einer Abnahme der Driftgeschwindigkeiten im November und Dezember zu rechnen. Aufgrund der geringeren Eismächtigkeit des Jungeises und einem sich daraus ergebenden geringeren Tiefgang ist jedoch von einer höheren Driftgeschwindigkeit auszugehen als für 3-4 m mächtiges, mehrjähriges Eis mit  $0,02 \text{ m s}^{-1}$  angegeben wird (Colony & Thorndyke 1984). Für eine Abschätzung des für Umlagerungsprozesse relevanten Sedimenttransports wird daher eine mittlere Eisdrift von  $0,1 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  angenommen (Tabelle 3.13). Der Abschätzung zufolge werden vom Beginn der Eisbildung bis zur vollständigen Entwicklung des Festeises

---

<sup>6</sup> SLAR = Side Looking Airborne Radar

jährlich ca. 3 Mio. Tonnen Sediment innerhalb der Lapteewsee durch Meereis umgelagert. Dies entspricht in etwa 12 % des jährlichen fluviatilen Sedimenteintrags in die Lapteewsee.

Tabelle 3.13: Abschätzung des Sedimenttransports durch Meereis in der Lapteewsee. Für die Berechnung wurde eine durchschnittliche Sedimentflußrate von  $1 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  zugrunde gelegt. Das Produkt aus Driftgeschwindigkeit und dem Zeitraum der Drift ergibt die Versatzrate des Eises. Das Produkt aus Sedimentflußrate, Versatzrate und Driftdauer, ergibt den zu bestimmenden Sedimenttransport (\* = angenommene Eiseschwindigkeit, vgl. Text).

Eisdrift [m/s]	Zeitraum der Drift	Sedimenttransport [Tonnen]
0,45	Oktober 1995	$0,6 \times 10^6$
*0,10	November bis Dezember	$2,8 \times 10^6$
		Summe: $3,4 \times 10^6$

Der durch Meereis umgelagerte Sedimentanteil am fluviatilen Eintrag wird während der sommerlichen Eisaufbruchsphase möglicherweise noch erhöht, da es mit dem sommerlichen Flußaufbruch zu einem weiteren Sedimenteintrag in das Meereis der Lapteewsee kommt (Pivovarov et al. im Druck). Eine Quantifizierung dieser Sedimentfrachten steht noch aus, so daß ihre Bedeutung für Umlagerungsprozesse in der Lapteewsee bisher nicht abgeschätzt werden kann. Ein Export der während des Eisaufbruchs eingetragenen Sedimente aus der Lapteewsee in den Arktischen Ozean und somit in die Transpolardrift ist allerdings unwahrscheinlich, da das Festeis in der inneren Lapteewsee schmilzt (Reimnitz et al. 1994, Gorbunov et al. 1995, Kolatschek et al. 1996, Eicken et al. 1997a). Vielmehr bergen diese Sedimentfrachten ein Potential, lokale Sedimentationsverhältnisse zu beeinflussen, da das Eis vor seinem endgültigen Abschmelzen meist nur noch über kurze Strecken verdriftet (Abb. 34), dabei kann die durchschnittliche Driftrichtung im gleichen Zeitraum für einzelne Schollen entgegengesetzt verlaufen.

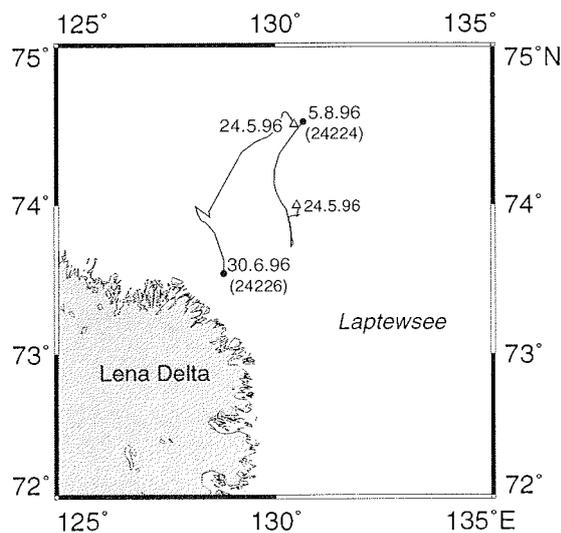


Abb. 34:  
Driftwege zweier Argos-Bojen in der Lapteewsee im Sommer 1996 (Positionen nach Rigor & Heiberg 1997). Dreiecke kennzeichnen die Position der Ausbringung, geschlossene Punkte markieren die letzte übertragene Position der jeweiligen Boje (Argos-Bojenummer in Klammern).

#### *Export eurasischer Schelfsedimente durch Meereis*

Eurasische Schelfe werden oft als Ursprungsgebiet für Sedimente im Meereis der Transpolar-drift angeführt (z.B. Larssen et al. 1987, Pfirman et al. 1989a/b, Pfirman et al. 1990, Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994, Pfirman et al. 1997). Bisher ist es jedoch noch nicht gelungen, ein Meereis-Sedimentfeld von seinem Entstehungsgebiet in die Transpolar-drift und schließlich durch die Framstraße in den Ostgrönlandstrom zu verfolgen.

Im Sommer 1995 wurde während ARK XI/1 nördlich der Neusibirischen Inseln stark mit Sediment beladenes Meereis beprobt. Satellitenbilddauswertungen ergaben, daß dieses Meereis in einem Gebiet von ca.  $150 \times 450$  km Größe zu unterschiedlichen Anteilen mit Sedimenten an der Oberfläche bedeckt war und daß die Sedimente wahrscheinlich im Oktober 1994 nahe der Neusibirischen Inseln in einer Polynja in das Eis eingetragen wurden (mündl. Mitt. J. Kolatschek). Die mittleren Sedimentgehalte dieser Region betragen  $55,5 \pm 3,0$  mg L<sup>-1</sup> (geometrisches Mittel). Basierend auf der oben genannten Fläche ergeben Abschätzungen unter Berücksichtigung der ermittelten Eisdicken ( $2,7 \pm 1,2$  m) und einer mittleren Eisbedeckung von 9/10 eine durchschnittliche absolute Sedimentfracht von ca.  $9 \times 10^6$  t (Min.:  $5 \times 10^6$  t, Max.:  $14 \times 10^6$  t). Dies entspricht durchschnittlich 35 % (Min.: 19 %; Max.: 54 %) der Sedimentfracht, die im langjährigen Mittel über die Flüsse in die Lapteewsee eingetragen wird.

Eine ungefähr im Zentrum dieses stark mit Sediment beladenen Areals positionierte Argos-Boje (Eicken et al. 1997c) driftete von Ende Juli 1995 bis Ende Dezember 1996 mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von  $0,02$  m s<sup>-1</sup> nach Norden und somit weg vom eurasischen Kontinentalschelf. Ihre Drift endete kurz vor Erreichen der Framstraße (Abb. 35). Die letzte Bojenposition wurde im 4. Quartal 1997 empfangen, möglicherweise wurde die Boje durch Eispressungen zerstört. Die mathematische Wahrscheinlichkeit, daß nahe der Neusibirischen Inseln gebildetes Eis und somit auch das beprobte Sedimentfeld den Arktischen Ozean durch die Framstraße verläßt, liegt bei  $> 30$  % (Colony & Thorndyke 1985).

Ungefähr 20 % der in das Eis eingetragenen Sedimentfracht kann durch Überschiebungen und Spülvorgänge sowie durch Eisschmelze und/oder Solebildung während der Drift aus dem Eis verloren gehen (mündl. Mitt. J. Freitag). Daraus folgt, daß bereits aus diesem Sedimentfeld durchschnittlich  $1,8 \times 10^6$  t Sediment (Min.:  $1 \times 10^6$  t, Max.:  $2,8 \times 10^6$  t) zur Sedimentation im Arktischen Ozean beitragen könnten. Nach Verlassen des Arktischen Ozeans durch die Framstraße würden beim entgültigen Schmelzen des Eises in der Grönlandsee  $7,2 \times 10^6$  t Sediment (Min.:  $4 \times 10^6$  t, Max.:  $11,2 \times 10^6$  t) freigesetzt.

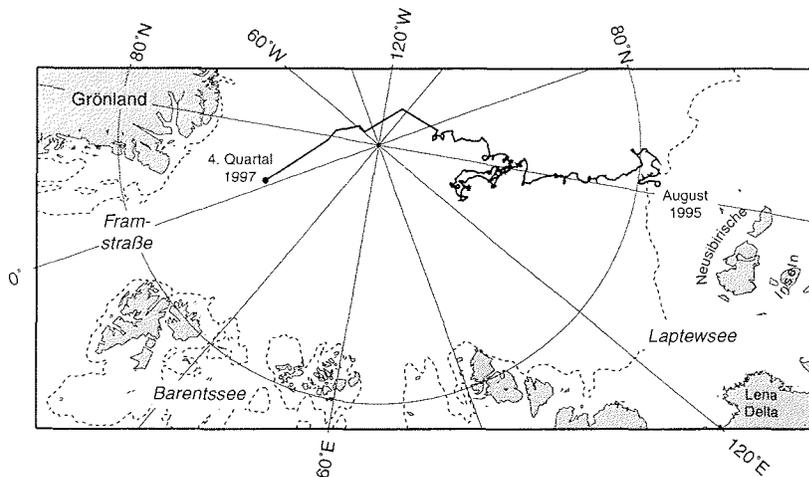


Abb. 35: Driftweg der Argos-Boje 9360 vom August 1995 (sibirischer Schelf) durch den Arktischen Ozean bis nördlich der Framstraße. Die gestrichelte Linie markiert die Schelfkante in 200 m Wassertiefe (Driftdaten aus Rigor & Heiberg (1997) und vom ftp-Server des *International Arctic Buoy Program* von R. Colony und I. Rigor. Die Driftdaten sind z.T. vor Erscheinen der Jahresberichte im Internet abrufbar: [www.IABP.APL.Washington.edu](http://www.IABP.APL.Washington.edu); Stand Januar 1998).

**Fazit:** Die Quantifizierung der Sedimentfrachten im Meereis zeigt, daß (i) unter ruhigen meteorologischen Verhältnissen gebildetes Meereis deutliche Sedimentfrachten enthalten kann, (ii) Jungeis im Zusammenhang mit vergleichsweise hohen Driftgeschwindigkeiten ein großes Potential für Sedimentumlagerungen in der Laptevsee hat und (iii) während eines einzigen Einschlußereignisses Sedimentmengen in das Eis eingeschlossen werden können, die großen Anteilen der jährlich über die Flüsse in die Laptevsee eingetragenen Sedimentfrachten entsprechen. Demnach werden für das Sedimentbudget der Laptevsee bedeutende Mengen Sediment durch Meereis umgelagert und z.T. in andere Regionen exportiert.

### 3.3.4 Organisches Material – Hinweise auf Eintragsprozesse?

Die Gehalte an partikulärem organischem Kohlenstoff (POC) in Meereissedimenten des Arktischen Ozeans weisen häufig zwei- bis dreifach höhere Werte auf (Wollenburg 1993, Nürnberg et al. 1994, Dethleff 1995) als die Schelfsedimente potentieller Einschlußgebiete (Nürnberg et al. 1994, Dethleff 1995, Stein 1996, J.A. Hölemann & H. Kassens unveröffentlicht). Die in dieser Arbeit erstmals zum organischen Material in Meereissedimenten durchgeführten detaillierten Untersuchungen sollen mögliche Ursachen hierfür aufzeigen.

#### *Organisches Material in Sedimenten – ein Vergleich im Eis*

Die in den Meereissedimenten dieser Arbeit gemessenen POC-Werte (neugebildetes Eis: 3,6 %TM, einjähriges Eis: 2,3 %TM) liegen in der gleichen Größenordnung wie Daten von Meereissedimenten aus dem zentralen Arktischen Ozean (2,1 %TM, Wollenburg 1993), aus der Beaufortsee (1,6 %TM, McCormick & Barnes) sowie der Laptevsee (1,6 %TM, Dethleff 1995). Ein Vergleich dieser Daten mit POC-Werten der untersten 2 cm des Meereises (23,6 %TM; Werner 1997), einem zumeist von Organismen besiedelten Abschnitt, zeigt, daß die prozentualen POC-Werte der Meereissedimente eine Größenordnung geringer sind. Ein Vergleich mit POC-Werten aus mehrjährigem, nicht-sedimentbeladenem Eis der Grönlandsee (I. Werner & T. Mock, unveröffentlicht) ergeben für die Meereissedimente der vorliegenden Arbeit ebenfalls um ungefähr eine Größenordnung geringere Prozentwerte.

#### *Organisches Material in Sedimenten – ein Vergleich von Eis und Schelf*

Daten der Mazeralanalyse und der Rock-Eval Pyrolyse geben Aufschluß über die Charakteristika des organischen Materials und lassen so Rückschlüsse über dessen Herkunft zu. Ein Vergleich kann nur mit Schelfsedimenten vorgenommen werden, da Vergleichsdaten aus Meereissedimenten bisher nicht publiziert sind. Der mittlere Anteil von Kohlenwasserstoffen (KW) in den Meereissedimenten war entsprechend des Wasserstoffindex (HI; neugebildetes Eis: 275 mg KW / g POC; einjähriges Eis: 200 mg KW / g POC) deutlich höher als in den Oberflächensedimenten des Laptevsee-Schelfs (79 mg KW / g POC, Stein 1996, nach Langford & Blanc-Valleron 1990). In nicht-sedimentbeladenem, arktischem Meereis wird eine reichhaltige Besiedlung durch auto- und heterotrophe Organismen, wie z.B. Bakterien, Flagellaten, Diatomeen und Metazoen beschrieben (z.B. Horner 1985, Friedrich 1997, Gradinger & Zhang 1997, Grossmann & Gleitz 1997). Es ist denkbar, daß solche Organismen, wenn auch in geringeren Abundanz, ebenfalls in sedimentbeladenem Meereis vorkommen. Schneeealgen wurden beispielsweise an Eisoberflächen sedimentbeladener Schollen gefunden (Gradinger & Nürnberg 1996). Durch Überschiebungen können solche Sedimentlagen, wie Videoaufzeichnungen zeigen (Werner & Lindemann 1997, Werner 1997, diese Arbeit), in tieferliegende Bereiche der Eissäule umgelagert werden. Bakterien scheinen ein fester Bestandteil von Lebensgemeinschaften im Meereis zu sein (Gradinger & Zhang 1997). Das Vorhandensein von liptinitischem, labilem, organischem Material in den Meereissedimenten zeigt, daß heterotrophe Bakterien auch in diesen Sedimenten eine Nahrungsgrundlage haben könnten. Die während der Mazeralanalyse durch „amorphes organisches Material“ („AOM“) beobachtete Hintergrundfluoreszenz wurde durch strukturlose, partikuläre organische Komponenten verursacht, die von phytoplanktischem oder bakteriellem „AOM“ (traditionelles „AOM“), Wachsen höherer Pflanzen oder amorphen Diagenese-

produkten von Makrophyten stammen können (spezielles „AOM“; Tyson 1995). Ein erhöhtes Auftreten von Organismen oder ihrer organischen Überreste in Meereissedimenten würde im Vergleich zu Schelfsedimenten den HI deutlich erhöhen. Ein erstes Indiz für diese Hypothese wird aus dem Anstieg der Meßwerte in den Pyrolyse-Intervallen des S1 und S2 bei abnehmendem Sedimentgehalt im Eis abgeleitet (Abb. 32).

Die in den Meereissedimenten dieser Arbeit nachgewiesenen Alginite *sensu strictu* waren zumeist zentrische Diatomeen, deren Fluoreszenz organische Überreste anzeigte, oder Dinoflagellaten-Zysten. Limnische Algen wurden nicht nachgewiesen. Dies steht in Übereinstimmung mit Paralleluntersuchungen an Utermöhl-Proben aus Eiskernen, in denen limnische Algenanteile ebenfalls vernachlässigbar waren (mündl. Mitt. K. Tuschling). Im Herbst gebildetes Eis in der Laptewsee lagert demnach wahrscheinlich keine Chlorococcal-Algen um, die in Untersuchungen an Oberflächensedimenten der Laptewsee jedoch nachgewiesen wurden (Kunz-Pirrung 1997; mündl. Mitt. B. Boucsein). Anscheinend werden diese Chlorococcal-Algen überwiegend während des sommerlichen Flußaufbruchs in die Laptewsee eingetragen, denn vor der Lena genommene Planktonproben dieses Zeitraums wiesen ebenfalls deutliche Anteile limnischer Algen auf (mündl. Mitt. K. Tuschling). Die Alginite der Meereissedimente stammen demnach wahrscheinlich direkt aus dem Wasserkörper und nicht aus resuspendierten Schelfsedimenten.

#### *Organisches Material als Schlüssel zum Sedimenteintrag ins Eis?*

Für die deutlichen Unterschiede im POC der Meereissedimente im Vergleich zu den Schelfsedimenten ist erhöhte Biodegradation in den Schelfsedimenten eine Erklärung. Bakterielle Zersetzung von labilem organischem Material findet jedoch auch im nicht-sedimentbeladenen arktischen Meereis statt (Gleitz & Grossmann 1997), vergleichbare Messungen für sedimentbeladenes Eis stehen noch aus. Andere Erklärungsansätze, die im folgenden erläutert werden, sind die Transportstrecke der Sedimente bis zum Eintragsort ins Eis oder die Eintragsbedingungen selbst.

Mit zunehmender Transportstrecke nimmt der Anteil an labilem organischem Material in den Sedimenten am Meeresboden ab, da diese Mazerale (Alginite und Liptodetrinite) relativ schnell abgebaut werden (Littke 1993, Wagner im Druck). Unter oxischen Bedingungen im Bodenwasser abgelagerte marine Sedimente werden daher meist von terrigenen organischen Partikeln (Vitrinite und Inertinite) dominiert (Stein et al. 1989, Littke 1993, Littke et al. 1997). Ein höherer Degradationsgrad wird mit zunehmender Transportstrecke durch ein ansteigendes Inertinit zu Vitrinit Verhältnis angezeigt (Littke 1993, Littke et al. 1997). Isotopenunterschiede in terrigenem organischem Kohlenstoff scheinen ebenfalls hydrodynamischen Sortierungs-

effekten zu unterliegen (Goñi et al. 1997). Diese Befunde zeigen, daß Transportprozesse unterschiedliche Charakteristika im organischen Material bedingen können.

Das organische Faziesmodell von Jones (1987) kann zu einem gewissen Grad Aufschluß über Transportstrecken geben. Die Betonung dieses Modells liegt auf der Unterscheidung oxischer und anoxischer Fazies. Es ist daher nur bedingt auf den „Ablagerungsraum“ Meereis übertragbar. Eine Einordnung der Sedimente der vorliegenden Arbeit ergibt für Proben aus neugebildetem Eis den Faziestyp BC, Proben aus einjährigem Eis entsprechen dem Faziestyp C (vgl. Abb. 5). Das Modell zeigt für Sedimente aus neugebildetem Eis einen liefergebietsnahen (proximalen) Trend und einen relativ hohen Eintrag von Phytoklasten an, der durch höhere Huminitanteile bestätigt wird. Entsprechend des Modells entstammen die Sedimente aus einjährigem Eis einer fluvio-deltaischen bis prodeltaischen Fazies und zeigen demnach längere Transportstrecken (distalerer Trend) an, was sich im stärkeren terrigenen Charakter der Sedimente ausdrückt (vgl. Tabelle 3.11).

Die Zuordnung von Kerogentypen nach Delveaux et al. (1990) beruht nur auf der Rock-Eval Pyrolyse (vgl. Abb. 5). Das Kerogen der Sedimente aus neugebildetem Eis (Abb. 36 A) entspricht einer Mischform aus marinem und terrestrischem organischem Material (vgl. Abb. 5). Sedimente aus einjährigem Eis werden von deltaisch, terrestrischem organischem Material dominiert (Abb. 36 B) und weisen demnach eine höhere terrigene Komponente als die Neueisproben auf. Ein Vergleich mit dem Mazeral-Spektrum der Eissedimente bestätigt diese Trends (Abb. 31, Tabelle 3.11). Die prozentualen und absoluten Unterschiede im POC-Gehalt deuten ebenfalls auf solch einen Unterschied hin (vgl. Tabelle 3.10). Eine mögliche Ursache für

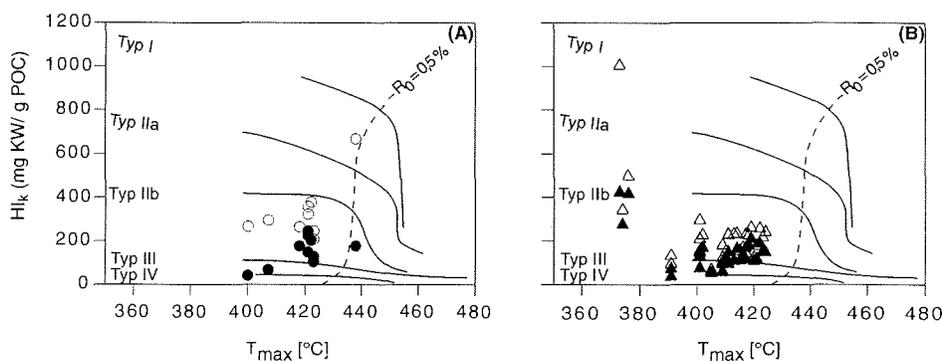


Abb. 36: Kerogentyp-Bestimmung an Meereissedimenten (Kerogentypen nach Delveaux et al. 1990). Die  $R_0$ -Linie gibt den Übergangsbereich vom thermisch unreifen zum thermisch reifen Bereich anhand der Vitrinit-Reflexion von 0,5 % an. A) Sedimente aus neugebildetem Eis. Geschlossene Symbole geben die Wasserstoff-Indizes ( $HI_k$ ) ohne Mineral-Matrix-Korrektur an. Für die offenen Symbole wurde zusätzlich eine Mineral-Matrix-Korrektur nach Langford & Blanc-Valleron (1990) durchgeführt. B) Sedimente aus einjährigem Treibeis (Proben ARK XI/1; Erklärung s. A).

die Unterschiede könnte die Verweildauer der Sedimente im Eis sein. Die Sedimente des einjährigen Treibeises sind bereits ca. ein Jahr im Eis eingeschlossen, und es ist denkbar, daß die geringeren Anteile marinen organischen Materials ein Produkt fortgeschrittener Degradation sind. Die Unterschiede können zum anderen aber auch einen Hinweis auf die Eintragsbedingungen geben. Die Sedimente des neugebildeten Eises wurden wahrscheinlich direkt aus der Wassersäule ohne nennenswerte Resuspension von Schelfsedimenten in das Eis eingebaut (vgl. Kap. 3.3.1.) und enthalten deshalb vergleichsweise hohe Anteile mariner Komponenten. Die Sedimente des sommerlichen Treibeises hingegen wurden wahrscheinlich durch Suspension Freezing in das Eis eingeschlossen. Eine stärkere Resuspension von Schelfsedimenten ist daher wahrscheinlich. Aufgrund hoher Abbauraten von labilem (marinem) organischem Material (Littke 1993, Wagner im Druck) sind Schelfsedimente im Vergleich zur Wassersäule reich an terrestrischen und arm an marinen Komponenten. Resuspension sollte deshalb im Wasserkörper zu einer momentanen Anreicherung von terrigenem organischem Material führen. Zum Zeitpunkt der Eisbildung würde dies zu einem erhöhten Eintrag terrigenen organischen Materials führen.

**Fazit:** In Meereissedimenten kommt es, verglichen mit Schelfsedimenten, zu einer Anreicherung von organischem Material. Die Ursache hierfür könnte ein dem Sedimenteintrag in das Eis vorausgegangener hydrodynamischer Fraktionierungsprozeß sein. Das organische Material der Meereissedimente wird von feinkörnigem, allochthonem (terrigenem) Material dominiert, obwohl erhöhte HI-Werte auch deutliche Anteile von autochthonem (marinem) organischem Material anzeigen.

### 3.3.5 Meereissedimente – Einfluß auf das arktische Kohlenstoffbudget?

Sedimente im arktischen Meereis weisen einen hohen allochthonen, terrigenen Anteil im organischen Material aus, wie anhand der Mazeralanalyse und Rock-Eval Pyrolyse gezeigt werden konnte. Bisher konnte dies nur aufgrund von Kohlenstoff/Schwefel Messungen als Hypothese formuliert werden (Wollenburg 1993). Die unterschiedlichen Untersuchungsgebiete (Arktischer Ozean, Framstraße und Laptewsee), in denen Meereissedimente dieses Charakteristikum aufweisen, sprechen für eine weitgehende Allgemeingültigkeit dieses Befunds.

Organisches Material in Tiefseesedimenten der eurasischen Arktis ist zum überwiegenden Teil terrigenen Ursprungs (Schubert 1995, Stein 1996). Meereissedimente werden als eine mögliche Quelle für dieses Material angeführt (*ibid.*). Demnach ist zu erwarten, daß Meereissedimente ein bedeutender Faktor für Sedimentablagerungen und somit auch für den detritischen Kohlenstofffluß im Arktischen Ozean sind.

Davon ausgehend, daß (während ARK XI/1) im Mittel nur ca. 20 % des Eises sichtbar mit Sediment beladen waren, ist es zweifelhaft, daß sein terrigenes, detritisches, organisches Material am Meeresgrund eindeutig nachweisbar und quantifizierbar ist. Bedingt durch die gegenläufige Driftrichtungen des Oberflächenwassers und des unterlagernden Wasserkörpers ergibt sich in Abhängigkeit vom Korndurchmesser theoretisch (nach dem Stoke'schen Gesetz) ein deutlicher lateraler (Rück-) Transport der Partikel (Abb. 37). In einem stark vereinfachten Modell bedeutet dies, daß beispielsweise ein nördlich von Franz-Josef-Land aus dem Eis ausgeschmolzener 20 µm großer Vitritin oder Inertinit, deren Dichte jeweils mit ca. 1,4 g cm<sup>-3</sup> angenommen werden kann (Tyson 1995), nach einer Sinkdauer von ca. 820 Tagen nahe des Kontinentalhangs der Laptewsee den Meeresgrund erreichen würde. In der vorliegenden Arbeit wurden die meisten Mazerale als Detritin (< 5 µm) gezählt, entsprechend würde sich ihre Sinkgeschwindigkeit verlangsamen (vgl. Abb. 37). Die überwiegend zylindrische Gestalt organischer Teilchen setzt deren Sinkgeschwindigkeit weiter herab (Littke 1993, Littke et al. 1997). Für rezentes organisches Material wird die Möglichkeit diskutiert, höhere Sinkgeschwindigkeiten durch Partikelintegration in Kotpillen zu erzielen (z.B. Legendre et al. 1992). Jedoch ist dies für vergleichsweise stark degradiertes organisches Material (Abb. 14, 31), wie es in den Meereissedimenten zum überwiegenden Anteil vorkommt, ein unwahrscheinlicher Mechanismus. Eine für den Vertikaltransport numerisch bedeutende Integration dieses Materials in Kotpillen käme für die Organismen, die diese produzieren, mit einer mehr oder minder reinen Sedimentingestion gleich, einem Freßverhalten, das für Plankter ungewöhnlich sein dürfte. Eine Integration des organischen Materials in Sediment-Pellets (Pfirman et al. 1989a/b, Goldschmidt et al. 1992, Wollenburg 1993, Reimnitz 1993b) würde zwar die Sinkgeschwindigkeit erhöhen und die laterale Verdriftung verkleinern, jedoch scheint dieser Prozeß nicht auf die Masse der Sedimente anwendbar zu sein. Dagegen spricht, daß Sediment-Pellets wohl nur im Zusammenhang mit Schmelz-/Tauzyklen über mehrere Jahre entstehen können. Ihr Vorkommen sollte demnach auf mehrjähriges Eis begrenzt sein (Wollenburg 1993). Sedimente mehrjährigen Eises sind aber nicht zwangsläufig in Pellets geformt, da auch hier „normale“ Meereissedimente beschrieben werden (Larssen et al. 1987, Pfirman et al. 1989a, Wollenburg 1993). Während der Expeditionen zu dieser Arbeit wurden kleine (ca. 300 µm) Sediment-Pellets nur an zwei Filterproben aus einjährigem Eis beobachtet.

Licht wird an Meereissedimenten absorbiert (Osterkamp & Gosink 1984). Für das Wachstum von Eisalgen und somit der Fixierung von Kohlenstoff ist Licht ein limitierender Faktor im arktischen Meereis (Horner & Schrader 1982, Subba Rao & Platt 1984, Horner 1985), Nährstoffe hingegen scheinen in der Arktis keinen limitierenden Einfluß auf das Wachstum auszuüben (Subba Rao & Platt 1984). Ein kausaler, negativer Zusammenhang zwischen dem Vorkommen von Meereissedimenten und der Verteilung von Eisalgen ist nach Feldbeobachtungen wahrscheinlich (Horner & Schrader 1982, Werner & Lindemann 1997). Auf

der anderen Seite führen Sedimente an der Eisoberseite zur Herabsetzung der Albedo, wodurch das Eis schneller abschmilzt (Dean et al. 1994, Namilov 1995, Kolatschek & Zatchek 1997). Durch entstehende offene Wasserflächen gelangt mehr Licht in das Wasser sowie unter das Eis und begünstigt die Primärproduktion. Gleichzeitig könnte durch die erhöhte Strahlungsabsorption im freien Wasser weiteres Eis abschmelzen und eine positive Rückkopplung auslösen. Welcher dieser beiden Effekte überwiegt, kann anhand der bisherigen Datensätze nicht beurteilt werden. Arktisches Meereis ist aber meistens nur zu einem geringen Prozentsatz sichtbar mit Sedimenten beladen, so daß die Auswirkungen auf die Kohlenstoffixierung wahrscheinlich nur von regionaler und untergeordneter Bedeutung sind.

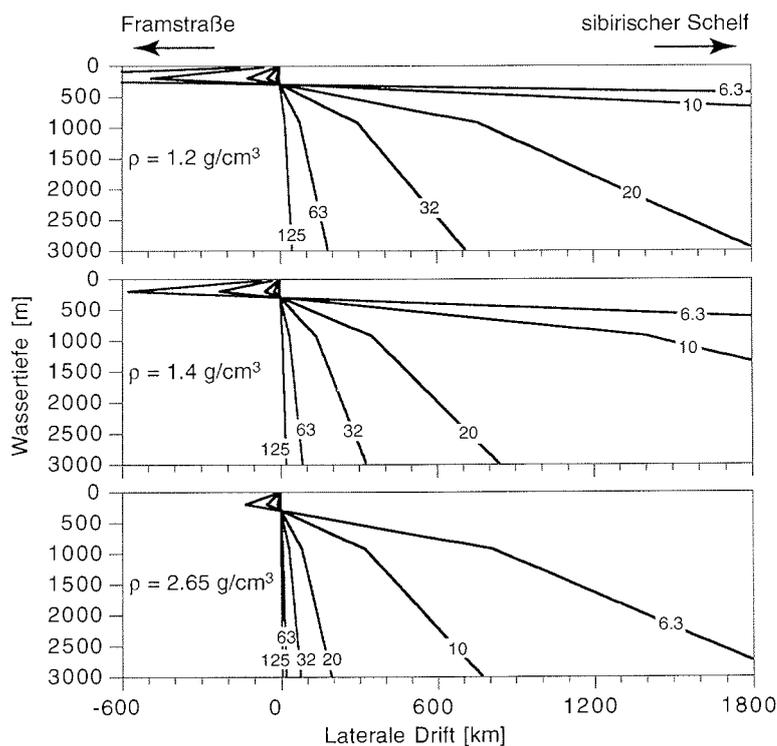


Abb. 37: Theoretische Betrachtung des Lateraltransports sinkender Partikel im eurasischen Teil des Arktischen Ozeans. Grundlage des Modells ist eine dreigeschichtete Wassersäule, deren ozeanographische Parameter nach Gordienko & Laktionov (1969) und Coachman & Aagaard (1974) angenommen wurden (T = Temperatur; S = Salzgehalt; v = Strömungsgeschwindigkeit): Polares Oberflächenwasser (0 bis 200 m Wassertiefe; T:  $-1,1 \text{ [}^\circ\text{C]}$ ) ( $0,5^\circ$  oberhalb des Gefrierpunkts), S: 30, v:  $0,0012 \text{ [m s}^{-1}\text{]}$ ), Atlantisches Zwischenwasser (200 bis 900 m Wassertiefe; T:  $1,0 \text{ [}^\circ\text{C]}$ ; S: 35; v:  $0,0025 \text{ [m s}^{-1}\text{]}$ ) und Tiefenwasser ( $> 900 \text{ m}$  Wassertiefe; T:  $-1 \text{ [}^\circ\text{C]}$ ; S: 35; v:  $0,001 \text{ [m s}^{-1}\text{]}$ ). Die Fallgeschwindigkeiten für Partikel unterschiedlicher Dichte ( $\rho$ ) wurden nach dem Stoke'schen Gesetz berechnet (Dichte und Viskosität des Wassers nach Siedler & Peters 1986). Die Zahlen auf den Falllinien geben den Korndurchmesser [ $\mu\text{m}$ ] an.

Theoretische Betrachtungen zum hydrodynamischen Verhalten und das prozentual geringe Vorkommen von Sedimenten im Eis legen den Schluß nahe, daß organisches Material in Meereissedimenten keinen bedeutenden Einfluß auf das detritische Kohlenstoffbudget im eurasischen Teil des Arktischen Ozeans hat. Eine Dominanz terrigener organischer Partikel in marinen Sedimenten, die unter oxischen Bedingungen im Bodenwasser abgelagert wurden, ist nicht außergewöhnlich (Stein et al. 1989, Littke 1993). Darüber hinaus dürften klassische sedimentologische Prozesse wie z.B. Rutschungen oder Trübestrome ein weitaus größeren Einfluß auf diese Sedimente ausüben, da mit ihnen viel Material in kurzer Zeit in große Tiefen und über weite Strecken hinweg umgelagert werden kann.

**Fazit:** Es ist denkbar, daß Meereissedimente über Lichtabsorption regional einen negativen Einfluß auf die Kohlenstoffierung ausüben können. Wenig wahrscheinlich hingegen ist eine Beeinflussung der Charakteristika des organischen Materials in Tiefseesedimenten des Arktischen Ozeans durch Meereissedimente, da diese durch hydrodynamische Sortierungseffekte über große Strecken verteilt werden können. Eine vertikale Kopplung von Eisverhältnissen an der Meeresoberfläche mit Verteilungsmustern von terrigenem organischem Material am Tiefseeboden scheint daher nicht sinnvoll.

## 4 EXPERIMENTE ZUM SEDIMENTEINTRAG

### 4.1 Material und Methoden

Experimentelle Untersuchungen zum Eintrag von Sedimenten ins Meereis fanden im Rahmen des EU-Projekts ARCTELAB in der Hamburger Schiffbauversuchsanstalt GmbH (HSVA) im Winter 1996/97 statt. Die HSVA verfügt über mehrere große Testbecken, die für Tests von Schiffsmodellen konzipiert wurden. Für Modelltests, in denen auch Eisgang simuliert wird, stehen Becken in eigens hierfür gebauten Kühllhallen zur Verfügung. In einem dieser Eissimulationsbecken, welches technisch zusätzlich auf die Einbringung von Fremdstoffen, wie zum Beispiel Öl oder Sediment, ins Wasser ausgelegt ist, wurden ein Polynja- und zwei Wellen-Experimente durchgeführt. Frazil-Eis-Experimente wurden in einem weiteren, kleineren Becken durchgeführt. Alle Experimente wurden in künstlichem Seewasser realisiert (Salzgehalt: 27-37).

Die in das Wasser eingebrachten Sedimente entstammten einer lokalen Tongrube. Granulometrische Voruntersuchungen (Analysette 22, Fa. Fritsch) zeigten, daß diese Sedimente, entsprechend der Nomenklatur von Shepard (1954), als tonige Silte zu klassifizieren waren. Bei allen Experimenten wurden die Proben zur Bestimmung der Sedimentgehalte im Eis in einer Mikrowelle (750 W) oder bei Zimmertemperatur (15-20 °C) geschmolzen und über vorgewogene DURAPORE Filter (0,45 µm) vakuumfiltriert. Die Filter wurden in einem Trockenschrank bei 60 °C getrocknet und anschließend ausgewogen. Wasserproben wurden in derselben Art und Weise wie geschmolzene Eisproben behandelt. Die Salzgehalte der geschmolzenen Proben wurden über die Leitfähigkeit mit einem Salinometer (WTW LF 197; interne Salzgehaltsberechnung [psu], Meßgenauigkeit ± 0,5 % vom Meßwert) bestimmt. Zur Bestimmung der Eistemperaturen diente ein digitales Thermometer mit einem PT 100 Meßfühler (Meßgenauigkeit: ± 0,1 °C).

#### 4.1.1 Frazil-Eis-Experiment

Bisher ist ungeklärt, ob Sedimente als Nukleus für die Bildung von Frazil Eis dienen oder durch Frazil Eis aus dem Wasser „herausgekehrt“ und in das Eis eingetragen werden. Auch die Effektivität des Scavenging im Vergleich zum Nukleus-Mechanismus ist bisher unbekannt.

*Experimentvorbereitung*

Experimente zum Sedimenteintrag ins Meereis im Zusammenhang mit Frazil Eis wurden in einem Versuchstank ( $2,5 \times 2,7 \times 1$  m) durchgeführt (Abb. 38). Die Tanklängsachse wurde in Richtung der Wasserbewegung definiert. Der Tank war in einem separaten Kühlraum installiert, dessen Kühlaggregat so aufgebaut war, daß es mit einem über die Wasser- bzw. Eisoberfläche streichenden Luftstrom mit alternierender Richtung (alle 30 min.) arbeitete. Hierdurch wurde ein sehr effektiver Wärmefluß vom Wasser in die Luft erreicht. Raumluft mit Temperaturen von  $-10$  bis  $-15$  °C wurde in das Wasser des Versuchstanks gepumpt, um die für die Bildung von Frazil Eis erforderlichen turbulenten Bedingungen in der Wassersäule zu schaffen. Vor den eigentlichen Experimenten wurden zwei Probedurchläufe durchgeführt, die zur Vorkontrolle des Eiswachstums und der Eistextur dienten. Nach den Probedurchgängen wurde 120 g in Wasser dispergiertes Sediment in den Tank gegeben (berechneter Sedimentgehalt des Wassers  $15 \text{ mg L}^{-1}$ ). Die Sedimente wurden durch die im Tank etablierte Wasserbewegung in Suspension gehalten.

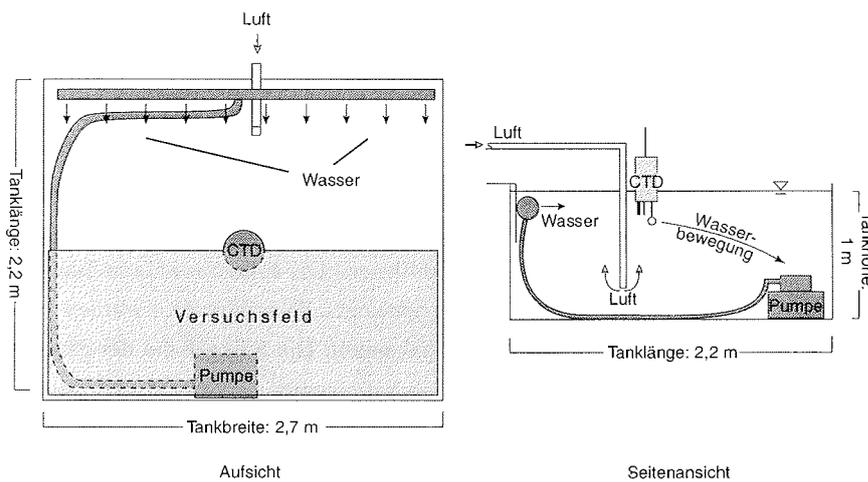


Abb. 38: Schematische Darstellung vom experimentellen Aufbau des Frazil-Eis-Experiments. Das in der Aufsicht grau gekennzeichnete Versuchsfeld markiert den Beprobungsbereich. Schwarze Pfeile geben die Bewegungsrichtung des Wassers und weiße Pfeile die der Luftbewegungen an.

*Experimentdurchführung*

- 1) Wasserproben zur Bestimmung des Sedimentgehalts wurden im eisfreien Tank in 0, 25, 50, 75 und 90 cm Wassertiefe entnommen.
- 2) Die Luftzufuhr in das Tankwasser wurde eingeschaltet.

- 3) Temperatur und Salzgehalt des Wassers wurden in 14,5 cm Wassertiefe mittels einer CTD (Falmouth Scientific Inc., FSI MicroCTD-3; Meßgenauigkeit Temperatur:  $\pm 0,01$  °C; Leitfähigkeit:  $\pm 0,005$  mmho; interne Salzgebhaltsberechnung [PSS-78]) während des Experiments gemessen. Diese Daten dienen zur Berechnung des Gefrierpunkts bei Atmosphärendruck nach Siedler & Peters (1986).
- 4) Die Raumtemperatur wurde auf -10 °C bis -15 °C abgekühlt. Mit zunehmender Eisbedeckung sank die Raumtemperatur auf -15 °C ab.
- 5) Die Luftzufuhr in das Versuchsbecken wurde, nachdem sich eine geschlossene Eisdecke gebildet hatte (ca. 15 Stunden), abgeschaltet. Die Raumkühlung wurde für weitere 24 Stunden unverändert aufrechterhalten. Hierdurch ergab sich eine weitere Luftabkühlung von ca. -15 °C auf -20 °C. Nach dieser Zeit wurde die Raumtemperatur auf ca. -6 °C angehoben.
- 6) Eismächtigkeiten wurden mit Hilfe eines Eisdickenmessers in 35 Bohrlöchern (ca. 1 cm Durchmesser) bestimmt, die mittels einer Bohrmaschine in das Eis gebohrt wurden. Anschließend wurde die Eisdickenverteilung über die gesamte Eisfläche mit dem Computerprogramm GMT 3.0 berechnet.
- 7) Eine unabhängige Person legte 18 zufallsverteilte Probenpunkte im Versuchsfeld fest. Anschließend wurde ein Eiskern pro Probenpunkt mit einem MARK II Eisbohrer (9 cm Innendurchmesser) erbohrt (Tabelle 4.1):

Tabelle 4.1: Übersicht zum Beprobungsprogramm der Frazil-Eis-Experimente.

Probenpunkte	Anzahl der Kerne	Parameter	Bearbeitung
1-10	6-7	Salz- und Sedimentgehalte	Schmelzen und filtrieren
1-10	3-4	Eisstratigraphie, vertikale Verteilung von Salz- und Sedimentgehalten	Tieffrieren (-30 °C) Anfertigung vertikaler Eisdünnschnitte Bestimmung der Eistextur im polarisierten Licht Schmelzen und filtrieren nach Stratigraphie
11-15	4-5	Salz- und Sedimentgehalte in Sole und ausgeschleudertem Eis (Salzgehalte nur in Experiment 2 und 3)	Zentrifugieren in einer Kühlzentrifuge (HERAEUS Variofuge 2.0, -5 °C, 1250 U min <sup>-1</sup> , 10 min.)
16-18	3	Vertikale Temperaturprofile (nur Experiment 2 und 3)	Temperaturmessung

- 8) Zur Vorbereitung von Experimentwiederholungen wurde das Eis im Tank im Anschluß an die Probennahme geschmolzen.

### Berechnungen

Die Volumenberechnung der im ausgeschleuderten Eis verbleibenden Sole ( $V_{vSo}$  [ml]) erfolgte anhand der Formel (9) von Weissenberger (1992),

$$V_{vSo} = \frac{S_{aK} \times V_{aK}}{S_{aS}} \quad (9)$$

wobei  $S_{aK}$  [psu] dem Salzgehalt und  $V_{aK}$  [ml] dem Volumen des aufgetauten, ausgeschleuderten Kerns und  $S_{aS}$  [psu] dem Salzgehalt der ausgeschleuderten Sole entspricht. Dabei wurde angenommen, daß der Salzgehalt der ausgeschleuderten Sole gleich dem der eingeschlossenen Sole ist. Alle in der Formel (9) benutzten Parameter wurden am selben Kern gemessen.

Die Sedimentfracht der im ausgeschleuderten Kern verbleibenden Sole ( $SF_{vSo}$  [mg]) wurde anhand von

$$SF_{vSo} = \frac{SF_{aSo} \times V_{vSo}}{V_{aSo}} \quad (10)$$

berechnet, wobei  $SF_{aSo}$  [mg] der Sedimentfracht und  $V_{aSo}$  [ml] dem Volumen der ausgeschleuderten Sole entspricht. Hierbei wurde angenommen, daß die Sedimentgehalte in der ausgeschleuderten sowie der im Kern verbleibenden Sole gleich sind. Der Sedimentanteil der gesamten Eisprobe, der in der verbleibenden Sole des ausgeschleuderten Kerns lokalisiert war ( $SA_{vSo}$  [%]), wurde anhand von

$$SA_{vSo} = \frac{100 \times SF_{vSo}}{SF_{aSo} + SF_{aK}} \quad (11)$$

berechnet, wobei  $SF_{aK}$  [mg] der Sedimentfracht des aufgetauten, ausgeschleuderten Kerns entspricht. Die Sedimentfracht der gesamten Sole des Kerns ( $SF_{gSo}$  [mg]) wurde mit Hilfe von

$$SF_{gSo} = SF_{aSo} + SF_{vSo} \quad (12)$$

berechnet. Der in der Sole befindliche Sedimentanteil vom Gesamtsediment ( $SA_{gSo/GS}$  [%]) wurde nach

$$SA_{gSo/GS} = \frac{100 \times SF_{gSo}}{SF_{aSo} + SF_{aK}} = SA_{vSo} + SA_{aSo} \quad (13)$$

berechnet, wobei  $SA_{aSo}$  [%] dem Sedimentanteil der ausgeschleuderten Sole am Gesamtsediment entspricht. Dabei wurde angenommen, daß ursprünglich sowohl die Sedimente als auch die enthaltende Sole, homogen im Eis verteilt sind.

#### 4.1.2 Polynja-Experiment

Bisher ist unklar, ob Filtration ein wirksamer Mechanismus für den Sedimenteintrag in Eisbrei ist. Dieser soll an der Wasseroberfläche als eine Art Sedimentfilter für Partikel aus der Wassersäule dienen und entsprechend zum Sedimenteintrag in das Eis beitragen.

##### Experimentvorbereitung

Experimente zum Sedimenteintrag ins Meereis im Zusammenhang mit Eisbrei wurden in künstlichen Polynjen im Umwelttestbecken ( $30 \times 6 \times 1$  m) mit Windsimulation durchgeführt (Abb. 39). Zur Windsimulation eingesetzte Ventilatoren hatten einen Durchmesser von ca. 1,2 m und waren ca. 1 m oberhalb des Eises positioniert. Für das Experiment wurde ursprünglich ein Loch der Größe  $2 \times 2,5$  m in die 5 bis 10 cm mächtige Eisdecke gesägt (Polynja 1). Während des Experiments zeigte sich, daß die Größe dieser Fläche nicht ausreichte, um deutliche Gehalte von Eisbrei darin aufzubauen. Der Experimentaufbau wurde daher für das zweite Experiment modifiziert (Polynja 2). In diesem Experiment wurde ein  $4 \times 2,5$  m großes Loch in die 15 bis 20 cm mächtige Eisdecke gesägt. Diese in das Eis gesägten Löcher simulierten im Experiment eine Polynja. Vor der Bildung der festen Eisdecken wurden in Wasser dispergierte Sedimente in den Tank eingebracht (errechneter Sedimentgehalte des Wassers  $10 \text{ mg L}^{-1}$ ), die während des gesamten Eisaufbaus und während des Experiments durch Strömung ( $19 \text{ cm s}^{-1}$ , mündl. Mitt. L.H. Smedsrud) in Suspension gehalten wurden.

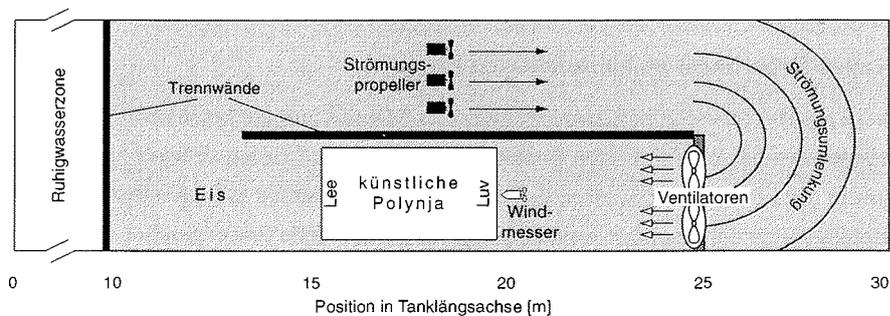


Abb. 39: Schematische Darstellung vom experimentellen Aufbau des Polynja-Experiments. „Künstliche Polynja“ kennzeichnet den Bereich freien Wassers in dem eisbedeckten Versuchstank. Die Windrichtung verlief von den Ventilatoren ausgehend nach links über das freie Wasser hinweg. Die Längsachse der Polynjen wurde jeweils in Windrichtung von Luv nach Lee definiert.

##### *Experimentdurchführung*

- 1) Wasserproben zur Bestimmung der Sedimentgehalte wurden in der Polynja in 0, 25, 50, 75 und 90 cm Wassertiefe entnommen.
- 2) Die Raumtemperatur wurde auf ca. -15 °C abgesenkt.
- 3) Die Ventilatoren wurden angeschaltet und die Windgeschwindigkeiten im Experiment Polynja 1 in einer Entfernung von ca. 9 m zum Ventilator und ca. 0,3 m oberhalb der Eisoberfläche gemessen. Im Experiment Polynja 2 wurden die Windgeschwindigkeiten in einer Entfernung von ca. 5 m zu den Ventilatoren und in 1,0 und 0,28 m Höhe über dem Eis gemessen.
- 3) Die offene Wasserfläche wurde während des Experiments mittels einer Videokamera (Zeitrafferbetrieb) aus der Vogelperspektive aufgenommen. Die Aufnahmen sollten gebildeten Eisbrei an der Wasseroberfläche dokumentieren.
- 4) Die Raumtemperatur wurde am Versuchsende (nach ca. 12 Stunden) auf ca. -5 °C angehoben.
- 5) Kleine Eisblöcke wurden aus dem neu gebildeten Eis der ehemaligen Polynja herausgesägt und ihre Eisdicken mittels einer Schieblehre vermessen.
- 6) Jeweils vier Eisblöcke wurden entlang des lee- und luvseitigen Rands der künstlichen Polynja entnommen und nach der Dickenvermessung bei -30 °C gelagert.
- 7) Die vertikale Eistextur wurde im Dünnschnitt an den entnommenen Eisblöcken bestimmt. Hierzu wurde jeweils 1/3 des Eisblocks abgesägt (vgl. Frazil-Eis-Experiment).
- 8) Salz- und Sedimentgehalte wurden an den verbleibenden 2/3 der Eisblöcke bestimmt.

##### **4.1.3 Wellen-Experiment im konsolidierten Eis**

Einer weiteren Hypothese zum Sedimenteintrag ins Meereis zufolge bewirken sich fortsetzende Wellenfelder in einer konsolidierten Eisdecke ein Hinein- und Herausdrücken von Wasser und Sediment in die Eismatrix. Bisherige Experimente hierzu wurden jedoch unter wenig realistischen Bedingungen durchgeführt, so daß weitere experimentelle Prüfungen notwendig sind.

##### *Experimentvorbereitung*

Das Wellen-Experiment wurde, wie das Polynja-Experiment, im Umwelttestbecken (30 × 6 × 1 m) durchgeführt (Abb. 40; vgl. Polynja-Experiment). Für dieses Experiment wurde eine Wellenmaschine (Eigenbau der HSVA) im Tank installiert. Bei Lufttemperaturen von ca. -15 °C wurde durch Wellentätigkeit Eisbrei produziert (Amplitude: 3 cm; Frequenz:

0,5 Hz plus zweite Welle von 1 Hz; mündl. Mitt. H. Shen), der innerhalb von ca. 66 Stunden bei ca.  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  zu einer sechs bis acht Zentimeter dicken Eisdecke konsolidierte. Diese wurde mittels einer Säge entlang der Tanklängsachse von den Tankwandungen gelöst, so daß eine Eisdecke entstand, die lediglich an ihrem Ende angefroren war und in einem Wellenfeld in weiten Bereichen frei schwingen konnte (vgl. „Einschnitt“ in Abb. 40). Die Fläche nahe der Wellenmaschine wurde vom Eis befreit, so daß eine ca. 4 m lange Fläche offenen Wassers zwischen Eisrand und Wellenmaschine entstand.

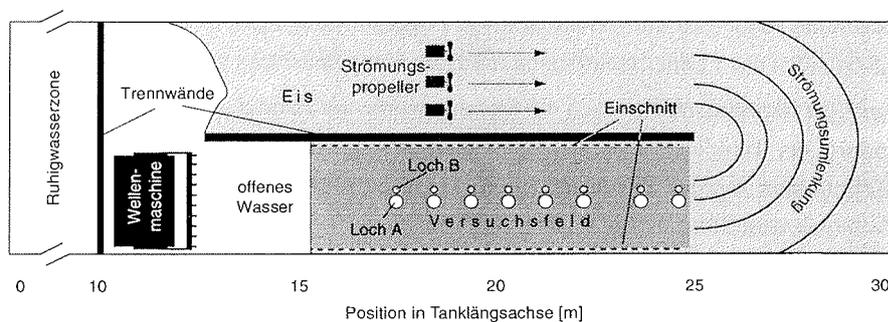


Abb. 40: Schematische Darstellung vom experimentellen Aufbau des Wellen-Experiments. Entlang des „Einschnitts“ wurde die Eisdecke im Versuchsfeld mittels einer Säge von umgebenden Wandungen getrennt. „Loch A“ durchteufte die gesamte Eisdecke, so daß sich der freie Tankpegel unmittelbar darin einstellte. „Loch B“ durchteufte die halbe Eisdecke, so daß sein Pegelstand mit dem des Wasserkörpers über das Solekanalsystem in hydraulischer Verbindung stand. Wellenzüge liefen von der Wellenmaschine kommend nach rechts in das Versuchsfeld hinein.

Vier Stunden vor Experimentbeginn wurde in Wasser dispergiertes Sediment (ca. 2 kg) in den Tank gegeben (berechneter Sedimentgehalt des Wassers  $13\text{ mg L}^{-1}$ ). Mittels Strömung wurde das Tankwasser für vier Stunden umgewälzt, um die Sedimente homogen zu verteilen.

Um durch Wellengang verursachte Druckschwankungen im Bereich der Eisdecke sichtbar zu machen, wurden im Versuchsfeld im Abstand von einem Meter entlang der Mittellinie acht mal zwei Löcher in das Eis gebohrt (Abb. 40). Die Löcher wurden mit einem Mark II- (9 cm  $\varnothing$ ; Loch A) und einem Eisdicken-Bohrer (Ice Auger, 5 cm  $\varnothing$ ; Loch B), beide KOVACS Enterprise, USA, gebohrt (vgl. Abb. 40). Loch A durchteufte die gesamte Eisdecke, wodurch sich der freie Wasserpegel des Tanks im Loch einstellte. Zur Untersuchung, ob und wie Druckoszillationen sich im Solekanalsystem fortpflanzen, wurde Loch B gebohrt. Es durchteufte etwa die halbe Eisdecke und füllte sich mit Wasser aus dem Solekanalsystem. Der Pegelstand in Loch B stand mit dem des unterlagernden Wasserkörpers über das Solekanalsystem in hydraulischer Verbindung. Ähnlich wie in hydrogeologischen Modellen, entsprach der Wasserpegel in beiden Löchern dem Druckspiegel des Wasserkörpers.

#### *Experimentdurchführung*

- 1) Verteilt über die Tanklängsachse wurden drei Eiskerne entnommen und die Sedimentgehalte bestimmt. Dieser Sedimentgehalt diente als Referenz für Proben, die am Versuchsende genommen wurden.
- 2) Bei Lufttemperaturen von ca.  $-9\text{ °C}$  wurde die Strömung aus- und die Wellenmaschine eingeschaltet (während des Experiments betrug die mittlere Amplitude der Wellen im freien Wasser 1,7 cm und die Frequenz 0,9 Hz, mündl. Mitt. H. Shen).
- 3) Vertikalbewegungen der Eisdecke sowie Pegelschwankungen in Loch A und B wurden 2,5 Stunden nach Experimentbeginn mit Hilfe eines Zollstocks gemessen.
- 4) Vor dem Experimentende nach 4,5 Stunden wurde am Rand des Versuchsfelds alle 0,5 m entlang der Tanklängsachse nochmals die Schwingung der Eisdecke gemessen. An den Meßpunkten wurden anschließend Eiskerne erbohrt und die Kernlängen mit einem Zollstock vermessen.
- 5) Diese Kerne wurden aufgetaut und ihre Sedimentgehalte bestimmt.

#### **4.1.4 Wellenexperiment im Eisbrei**

Es ist bisher unklar, ob Wellenzüge im Eisbrei zu Sedimentanreicherungen im Eis oder zu Partikelverlusten aus dem Eis heraus führen. Weitere experimentelle Untersuchungen zu diesem Prozeß sind daher notwendig, um eine Abschätzung zu dessen Wirksamkeit machen zu können.

#### *Experimentvorbereitung*

Untersuchungen zum Sedimenteintrag durch Wellentätigkeit in Eisbrei wurden im Umwelttestbecken ( $30 \times 6 \times 1\text{ m}$ ) im Zusammenhang mit Experimenten zur Bildung von Pfannkucheneis durchgeführt (Experimente U1, U2 und U3). Hierfür wurde jeweils ausgehend von einer Fläche offenen Wassers Eisbrei mit Hilfe einer Wellenmaschine und optional Wind und/oder Strömung produziert (Tabelle 4.2). Die Kühlanlage wurde während der Experimente mit maximaler Leistung betrieben, wodurch Raumtemperaturen von  $-8$  bis  $-15\text{ °C}$  realisiert wurden. Der Versuchsaufbau glich einer Kombination aus dem Polynja-Experiment (Anordnung der Ventilatoren; vgl. Abb. 39) und dem Wellen-Experiment im konsolidierten Eis (Anordnung der Wellenmaschine; vgl. Abb. 40). Ausgehend vom vorhandenen Gehalt an suspendiertem partikulärem Material (SPM) im Tank wurde vor dem ersten Experiment in Wasser dispergiertes Sediment hinzugefügt (neuer, errechneter SPM-Gehalt ca.  $15\text{ mg L}^{-1}$ ).

Zur Erhöhung des SPM-Gehalts im letzten Experiment (U3) wurden auf dem Tankboden abgelagerte Sedimente mechanisch resuspendiert.

Tabelle 4.2: Physikalische Rahmenbedingungen während der Wellen-Experimente im Eisbrei.

Experiment	Wellenfeld		Strömung	Wind <sup>o</sup>
	Frequenz [cm]	Amplitude [Hz]		
U1	0,4 Hz	0,05 cm	aus	aus
U2	0,5/1,1 Hz	0,03 cm	aus	aus
U3	0,7 Hz	0,05 cm	0,1 m s <sup>-1</sup>	6 m s <sup>-1</sup>

\* gemessen 1 m über Grund in 5 m Entfernung zum Ventilator.

#### Experimentdurchführung

- 1) In den Experimenten U1 und U2 wurden Wasserproben zur Bestimmung des Sedimentgehalts in 0, 25, 50, 75 und 90 cm Tiefe entnommen. Während des Experiments U3 wurden Wasserproben in 10, 50 und 90 cm Tiefe entnommen.
- 2) Der Eisbrei wurde vertikal mit einem an Ober- und Unterseite verschließbaren Plexiglaszylinder beprobt. Nach der Entnahme wurde Wasser, welches den Eisbrei unterlagerte, aus dem Gefäß dräniert.
- 3a) Zur Trennung von Eis und Zwischenwasser wurde der verbleibende Eisbrei im Anschluß über ein Sieb (63 µm) gegeben. Die partikuläre Fracht wurde für das Eis und das Zwischenwasser einzeln bestimmt (nur Experiment U1 und U2).
- 3b) Die partikuläre Fracht des Eisbreis (Eis und Zwischenwasser) wurde insgesamt bestimmt (nur Experiment U3).
- 4) Pfannkucheneis wurde zur Bestimmung der partikulären Fracht mit der Hand entnommen (nur Experiment U1 und U2, da es während des Experiments U3 nicht zur Bildung von Pfannkucheneis kam).

#### 4.1.5 Statistische Auswertung der Experimentdaten

Die Daten wurden mittels des von Lilliefors für kleine Datenmengen modifizierten Kolmogoroff-Smirnoff-Tests auf Normalverteilung getestet (Sachs 1984). Da alle getesteten sedimentologischen Datensätze normalverteilt waren, wurden arithmetische Mittelwerte und Standardabweichungen berechnet. Es lag jedoch nicht in allen Fällen eine Gleichheit der Varianzen (F-Test) zwischen den zu testenden Datensätzen vor. Daher wurde im weiteren Verfahren mit dem nicht parametrischen Mann-Whitney-U-Test auf signifikante Unterschiede getestet. Unterschiede wurden auf dem 5 % Niveau ( $P \leq 0,05$ ) als signifikant anerkannt (*ibid.*).

Die Gesamt-Salzgehalte unterlagen z.T. unbekanntem Verteilungen. Für diese Werte wurde daher der Median sowie der Variationsbereich angegeben. Die Salzgehalte der ausgeschleuderten Sole und der ausgeschleuderten Eiskerne waren in den Frazil-Eis-Experimenten normalverteilt. In diesem Fall wurde das arithmetische Mittel und die Standardabweichung berechnet (Sachs 1984).

#### 4.1.6 Kritische Betrachtung der experimentellen Arbeiten

Ein genereller Vorteil prozeßorientierter Untersuchungen im Experiment liegt in den kontrollierten Rahmenbedingungen. Nur im Experiment ist es weitestgehend möglich, jede beteiligte Variable an einem Gesamtprozeß einzeln zu erfassen und die sie beschreibenden Parameter aufzuzeichnen. Darüber hinaus bieten Experimente aber die Möglichkeit, bestimmte Variablen, die in der Natur wahrscheinlich an dem untersuchten Prozeß beteiligt sind, aus dem Gesamtprozeß herauszunehmen. So wurde bei den Frazil-Eis-Experimenten die Variable „Wellentätigkeit“, die in der Natur immer vorhanden ist, herausgenommen, um nur die Effektivität des Sedimenteintrags durch Frazil Eis zu testen. Durch Wellenaktivität ausgelöste vertikale Druckoszillationen innerhalb einer Eisdecke stellen für sich genommen auch einen möglichen Einschlußmechanismus für Sedimente ins Meereis dar (Ackermann et al. 1990, Shen & Ackermann 1990, Ackermann et al. 1994). Die Herausnahme der Variablen „Wellentätigkeit“ führte im Falle des Frazil-Eis-Experiments zur Einführung des Artefakts Luftblasen. Die Luftblasen erzeugten in der Wassersäule Turbulenzen und führten somit zu einem erhöhten Wärmefluß vom Wasser zur Luft. Solch ein erhöhter Wärmefluß bedingt eine starke Unterkühlung der Wassersäule (Carstens 1966, Kempema et al. 1986), die im Zusammenhang mit Turbulenzen notwendig ist, um Frazil Eis zu bilden. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß die Sedimente im Experiment durch aufsteigende Luftblasen in das Eis eingebaut wurden. Daher ist ein Einfluß der Luftblasen vernachlässigbar, zumal im unmittelbar von den Luftblasen beeinflussten Bereich keine Proben genommen wurden.

Lagerungseffekte können eisphysikalische Untersuchungen und Untersuchungen zur Sedimentquantifizierung beeinflussen. Solche Artefakte wurden bei vertikalen Salz- und Sedimentgehaltsprofilen des Eises beobachtet. Einzelne Kernabschnitte zeigten hier stark streuende Werte. Dieses Phänomen trat immer nur in den obersten oder untersten Kernabschnitten auf. Es wird angenommen, daß je nach Lage des Kerns vor dem Einfrieren Sole und Sediment sich an seiner Auflagefläche sammelten. Dies gilt insbesondere für die Proben 2-1, 3-3 und 3-5 des Frazil-Eis-Experiments, hatte aber auf alle anderen Proben keinen oder nur einen geringen Einfluß.

Die Wahrscheinlichkeit, Aussagen auf Grundlage statistischer Zufälle zu treffen, läßt sich in Experimenten durch Experimentwiederholungen minimieren. Aus diesem Grund wurde das Frazil-Eis-Experiment dreimal wiederholt. Aufgrund interdisziplinärer Interessen und begrenzter finanzieller Mittel war die Versuchszeit in den Tanks der HSVa oft befristet. Aus diesem Grund konnten die Polynja-Experimente nur zweimal und das Wellen-Experiment nur einmal durchgeführt werden. Bei den Polynja-Experimenten waren nach dem ersten Versuchsdurchgang Modifikationen am Experimentaufbau notwendig, wodurch sich nur zwei ähnliche Experimente, aber keine echten Wiederholungen ergaben. Daher sind die Ergebnisse des Polynja- und des Wellen-Experiments nur als erste Indizien zu werten, welche einer weiteren experimentellen Überprüfung bedürfen.

Die kritischste Frage an experimentelle Arbeiten ist die Übertragbarkeit ihrer Ergebnisse und ihres Bezugs auf natürliche Systeme. Im Falle der hier durchgeführten Tankexperimente wurde versucht, *in situ* Bedingungen natürlicher Systeme weitestgehend herzustellen, um somit eine Übertragbarkeit der Ergebnisse zu ermöglichen. Die Salzgehalte in den Experimenten lagen immer oberhalb von 24,7, so daß die physikalischen Voraussetzungen für die Bildung von „echtem Meereis“ gegeben waren. Luft und Wassertemperaturen lagen in Bereichen, die auch in polaren Regionen zur Eisbildungsphase gemessen werden. Die eingesetzten Windgeschwindigkeiten bewegten sich am unteren Rand des natürlichen Spektrums, da aufgrund technischer Gegebenheiten keine höheren Geschwindigkeiten realisierbar waren. Jedoch werden auch solch geringe Windgeschwindigkeiten für arktische Eisbildungsphasen beschrieben (Zachek & Korablev 1997). Gleiches gilt auch für die experimentellen Wellenamplituden. Der Sedimentgehalt des Tankwassers war vergleichbar mit dem des Wasserkörpers in der Laptewsee, der während TD III gemessen wurde (J.A. Hölemann unveröffentlicht). Auch der Sedimenttyp „toniger Silt“, der in den Experimenten verwendet wurde, ist mit Sedimenten von Einschlußgebieten vergleichbar; tonige Silte kommen in weiten Bereichen des Laptewsee-Schelfs in den Oberflächensedimenten vor (Lindemann 1994).

## 4.2 Ergebnisse

### 4.2.1 Frazil-Eis-Experiment

#### *Eisphysik*

Zu Versuchsbeginn kühlte der Wasserkörper stark ab, und Eisbildung wurde in Teilbereichen der Wasseroberfläche beobachtet. Dies wurde auch aus dem Anstieg des Salzgehalts in der Anfangsphase des Experiments deutlich. Während dieser Zeit war am Temperatursensor der CTD der Gefrierpunkt des Wassers noch nicht erreicht, dennoch stieg der Salzgehalt bereits an (Abb. 41), was auf die beobachtete Eisbildung zurückzuführen war. Der anfänglichen Abkühlung folgte eine Unterkühlung des Wassers um ca.  $0,05\text{ °C}$  und im Anschluß daran eine ungefähr einstündige Erwärmungsphase, in der die Wassertemperatur um ca.  $0,02\text{ °C}$  anstieg. Dieser Anstieg war auf intensive Eisbildung im Wasserkörper zurückzuführen. Die Eisbildung bedingte eine Salzgehaltserhöhung im Wasserkörper um ca.  $0,12$  und somit eine Absenkung des Gefrierpunkts. Aufgrund anhaltender Kühlung senkte sich die Wassertemperatur mit zunehmender Experimentdauer weiter ab. Der nahezu parallele Verlauf der Temperatur- und der errechneten Gefrierpunktkurve zeigte, daß Temperaturabnahme und Eisbildungsrate nahezu im Gleichgewicht standen (Abb. 41). Während des Experiments fand die Eisbildung in einer um  $0,01$  bis  $0,02\text{ °C}$  unterkühlten Wassersäule statt.

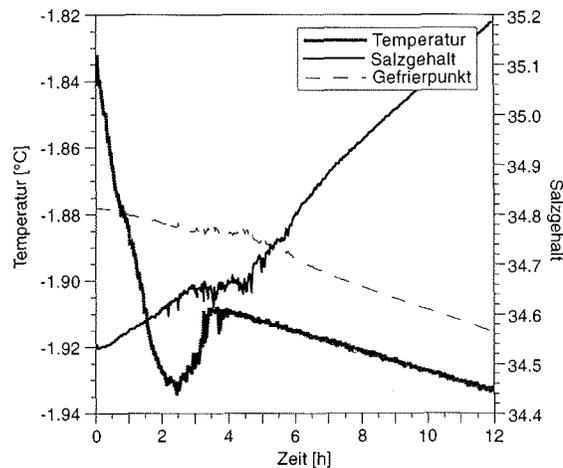


Abb. 41:  
Temperatur und Salzgehalt während des Abkühlvorgangs der Wassersäule im Frazil-Eis-Experiment 1.

Abbildung 42 zeigt eine typische Eisdickenverteilung in den Frazil-Eis-Experimenten. Der fast zentrische Bereich sehr dünnen Eises kennzeichnete den Bereich, unter dem die Luftzufuhr

installiert war. Die Eismächtigkeiten im Versuchsfeld variierten im ersten und zweiten Experiment nach 1,5 Tagen meist zwischen 7 und 8 cm, im dritten Experiment nach 2,5 Tagen zwischen 8 und 9 cm. Aufgrund der geringen Schwankungsbreiten wurden sie als homogen betrachtet. Eine genaue Aufstellung der gemessenen Eisdicken wird in Anhang A7 gegeben.

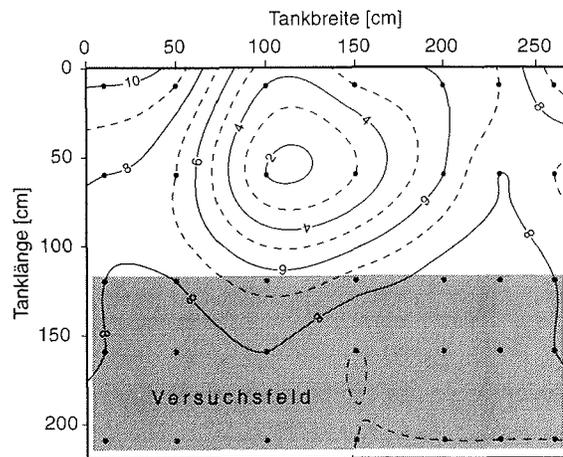


Abb. 42:  
Isolinienkarte der Eisdickenverteilung im Tank am Versuchsende des Frazil-Eis-Experiments 3. Schwarze Punkte kennzeichnen die Positionen, an denen Eisdickenmessungen durchgeführt wurden.

Eisstratigraphische Untersuchungen an Eiskernen der Frazil-Eis-Experimente wiesen in den oberen Kernabschnitten körniges Eis aus (Abb. 43), welches aus Frazil Eis hervorgegangen war, das in der turbulent durchmischten Wassersäule gebildet wurde. Mit dem Abschalten der Luftzufuhr in das Wasser bildete sich erst eine wenige Millimeter mächtige Mischlage aus, die aus noch in der Wassersäule vorhandenem Frazil Eis sowie aus säuligen Eiskristallen gebildet wurde. Rein säuliges Eis bildete sich im Frazil-Eis-Experiment später nur im unteren Abschnitt der Eisdecke und dokumentierte die ruhigen Wachstumsbedingungen nach Abschalten der Luftzufuhr. Abweichend von diesem Trend wiesen einige Eiskerne eine zusätzliche Mischlage im obersten Kernabschnitt auf. Die Mächtigkeit dieser Lage variierte stark. Im Anschluß an diese Lage kam es wie beschrieben zur Bildung körnigen Eises. Diese oberste Mischlage dokumentierte die in manchen Bereichen des Tanks an der Wasseroberfläche einsetzende Eisbildung. Tabelle 4.3 gibt einen Überblick über die Tiefenbereiche der einzelnen stratigraphischen Eislagen (vgl. Anhang A8).

Tabelle 4.3: Maximale Tiefenbereiche [cm] der einzelnen Eistypen in den Eiskernen der Frazil-Eis-Experimente (n = Anzahl der Eiskerne).

Eistyp	Experiment 1 n = 3	Experiment 2 n = 3	Experiment 3 n = 4
Mischlage	0,0 - 1,7	0,0 - 1,5	0,0 - 2,5
Körniges Eis	1,3 - 5,5	0,0 - 5,6	0,5 - 5,0
Mischlage	4,5 - 5,5	4,8 - 6,5	2,8 - 6,5
Säuliges Eis	5,5 - 7,4	6,0 - 8,5	4,0 - 9,0

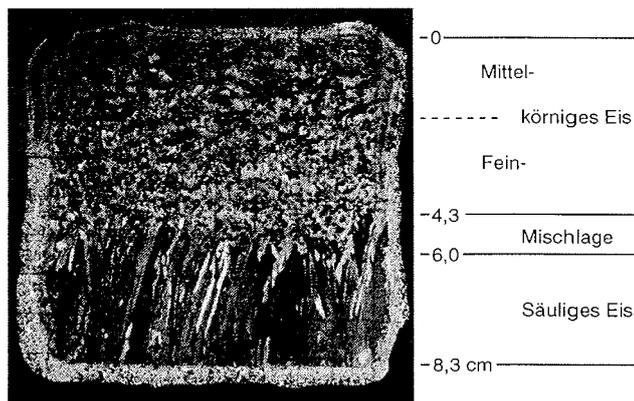


Abb. 43:  
Vertikalprofil im Dünnschnitt durch einen Eiskern des Frazil-Eis-Experiments (Probe Experiment 2-1).

Abbildung 44 zeigt einen typischen Verlauf des Temperaturgradienten in den Eiskernen. Die Temperatur stieg grundsätzlich mit zunehmender Kerntiefe an. Nahe der Oberfläche variierte die Temperatur in einem Bereich von -4,1 bis -5,5 °C. Zur Eisunterseite hin reichte der Variationsbereich von -2,6 bis -3,0 °C (Anhang A9).

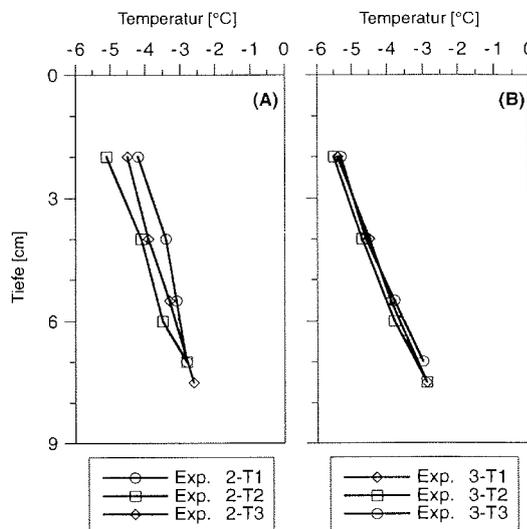


Abb. 44:  
Vertikale Temperaturprofile in Parallel-Eiskernen der Frazil-Eis-Experimente (A) Experiment 2, B) Experiment 3; Exp. = Experiment).

Die Mediane der Salzgehalte in den Gesamteisproben betragen 13,5 (Experiment 1), 14,9 (Experiment 2) und 12,7 (Experiment 3; vgl. Anhang A10). Vertikale Salzgehaltsprofile in den Eiskernen zeigten prinzipiell einen c-förmigen Verlauf (Abb. 45; Anhang A11). Gemessene

Salzgehalte variierten in einem Bereich von ca. 11 bis 16. Stark streuende Salzgehalte, wie in Abb. 45 B und C in einzelnen Kernabschnitten, sind sehr wahrscheinlich Artefakte (vgl. Kap. 4.1.6.).

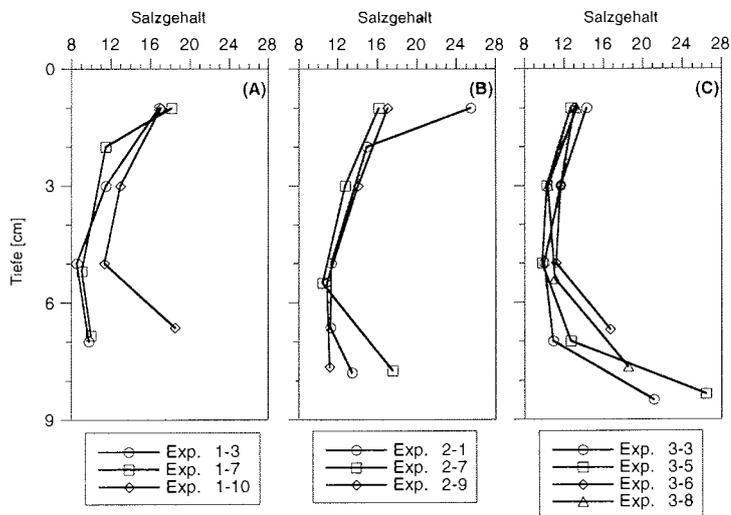


Abb. 45: Vertikale Salzgehaltsprofile in Parallel-Eiskernen der Frazil-Eis-Experimente (A) Experiment 1, B) Experiment 2, C) Experiment 3; Exp. = Experiment).

Der Salzgehalt des ausgeschleuderten Eises betrug im Mittel  $2,9 \pm 0,3$  ( $n = 8$ ). Unter der Annahme, daß alles Salz des ausgeschleuderten Eises in der Sole lokalisiert war, wurde das Volumen der im ausgeschleuderten Eis verbliebenen Sole berechnet. Ihr Anteil betrug im Mittel  $17 \pm 1 \%$  ( $n = 8$ ). Die ausgeschleuderte Sole, deren Volumenanteil an der gesamten Sole im Mittel  $83 \pm 1 \%$  ( $n = 8$ ) betrug, wies einen mittleren Salzgehalt von  $52,0 \pm 2,0$  ( $n = 8$ ) auf (vgl. Anhang A12).

#### *Sedimentquantifizierung*

In allen drei Experimenten wurde eine im Vergleich zum Wasserkörper signifikante (Experiment 1:  $U = 28,0$ ,  $P = 0,008$ ,  $m = 7$ ,  $n = 4$ ; Experiment 2:  $U = 35,0$ ,  $P = 0,005$ ,  $m = 7$ ,  $n = 5$ ; Experiment 3:  $U = 30,0$ ,  $P = 0,006$ ,  $m = 6$ ,  $n = 5$ ) Sedimentanreicherung um das Zwei- bis Dreifache im Eis beobachtet (Tabelle 4.4; vgl. Anhang A10).

#### 4. EXPERIMENTE – ERGEBNISSE

Tabelle 4.4: Sedimentgehalte [ $\text{mg L}^{-1}$ ] im Wasser am Anfang der Frazil-Eis-Experimente sowie in der Eisedecke am Experimentende und die daraus resultierenden Anreicherungsfaktoren (jeweils arithmetischer Mittelwert  $\pm$  Standardabweichung, n = Anzahl der Proben).

Wiederholung (Experimentdauer)	Wasser (n)	Eis (n)	Anreicherungs- faktor
Experiment 1 (1,5 Tage)	$11,7 \pm 0,3$ (4)	$34,2 \pm 12,1$ (7)	<b><math>2,9 \pm 1,0</math></b>
Experiment 2 (1,5 Tage)	$9,0 \pm 0,4$ (5)	$25,7 \pm 9,8$ (7)	<b><math>2,9 \pm 1,1</math></b>
Experiment 3 (2,5 Tage)	$7,2 \pm 0,3$ (5)	$12,8 \pm 3,9$ (6)	<b><math>1,8 \pm 0,5</math></b>

Vertikalprofile durch erbohrte Eiskerne zeigen meistens einen Gradienten von höheren Sedimentgehalten im oberen Kernabschnitt zu niedrigeren Werten im unteren Kernabschnitt. Dies gilt insbesondere für die Experimente 1 und 3 (Abb. 46 A und C). Extrem hohe Werte, wie sie in Abschnitten der Kerne Experiment 2-1, 3-3 und 3-5 auftraten, sind sehr wahrscheinlich auf Lagerungseffekte zurückzuführen (vgl. Kap. 4.1.6.; vgl. Anhang A11).

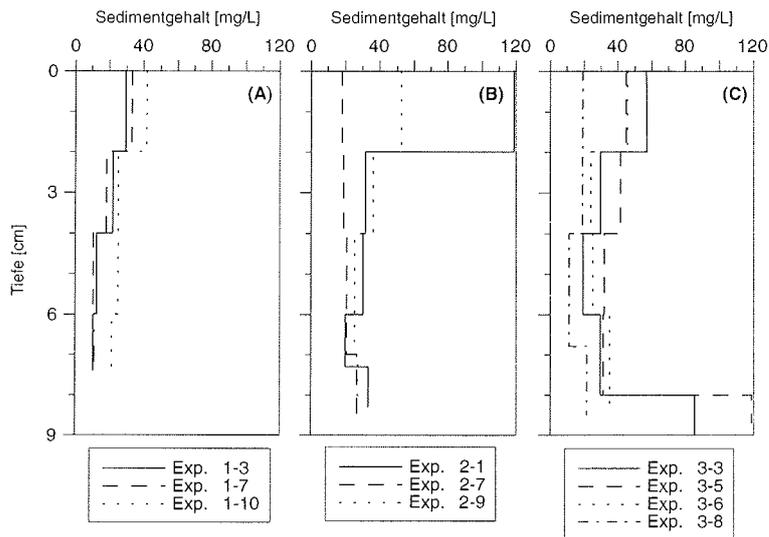
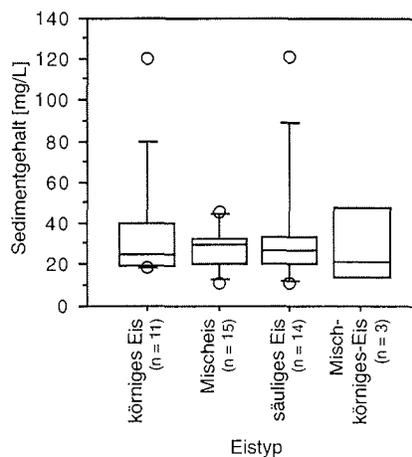


Abb. 46: Vertikale Verteilung der Sedimentgehalte in Parallel-Eiskernen der Frazil-Eis-Experimente (A) Experiment 1, B) Experiment 2, C) Experiment 3; Exp. = Experiment).

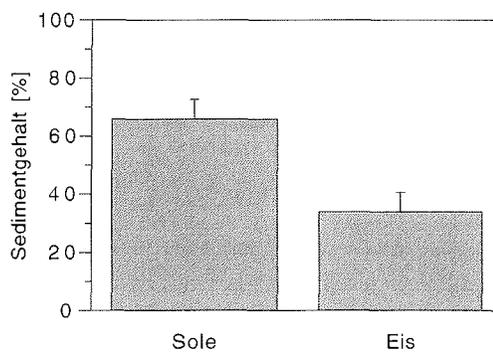
Für die unterschiedlichen Eistypen (körniges, Misch-, säuliges und Misch-körniges-Eis) konnte kein deutlicher Unterschied in den Sedimentgehalten festgestellt werden (Abb. 47). Der Eistyp Misch-körniges-Eis kennzeichnet Eisproben, deren oberer Bereich durch körniges Eis und deren unterer Bereich durch Mischeis aufgebaut wurde.

Abb. 47:  
Sedimentgehalte in stratigraphisch unterschiedlichen Eistypen während der Frazil-Eis-Experimente (n = Anzahl der Proben). Misch-körniges-Eis enthält Proben, die Bereiche der Eistypen „körniges Eis“ und „Mischeis“ enthielten (Erklärung Boxplot vgl. Abb. 15).



Zusammen mit der Sole konnten im Mittel  $66 \pm 7 \%$  (n=12) der Trockenmasse (TM) der Sedimente durch Ausschleudern aus dem Eis entfernt werden (Abb. 48). Im Mittel waren  $13 \pm 2 \%$  TM (n = 8) der Sedimentmenge der gesamten Eisprobe in der verbleibenden Sole des ausgeschleuderten Eises lokalisiert. Hieraus ergab sich, daß die gesamte Sole im Mittel  $75 \pm 6 \%$  TM (n = 8) der Sedimentmenge enthielt, die in der gesamten Eisprobe vorhanden war (vgl. Anhang 12).

Abb. 48:  
Vergleich der mittleren Sedimentgehalte in der ausgeschleuderten Sole mit denen im ausgeschleuderten Eis. Fehlerbalken zeigen die Standardabweichungen an (n = 12).



### 4.2.2 Polynja-Experiment

#### *Eisphysik und Windfeld*

Mit Ausnahme eines kleinen Bereichs offenen Wassers in der Mitte der künstlichen Polynja war diese am Versuchsende (nach ca. 12 Stunden) stets von einer dünnen Eisschicht bedeckt (Abb. 49, vgl. Anhang A7). Dabei nahmen die Eismächtigkeiten vom offenen Wasser zu den Rändern hin kontinuierlich zu, so daß große Bereiche Mächtigkeiten zwischen 1 und 4 cm aufwiesen. Direkt an den Rändern der ehemaligen Polynja nahm die Eisdicke lokal bis auf 5,3 cm zu. Dünnschnitte vom Eis nahe des luv- und leeseitigen Rands der künstlichen Polynjen zeigten, daß es sich bei diesem Eis um eine Mischform aus körnigem und säuligem Eis handelte. Daraus ist zu schließen, daß auch Frazil Eis gebildet wurde.

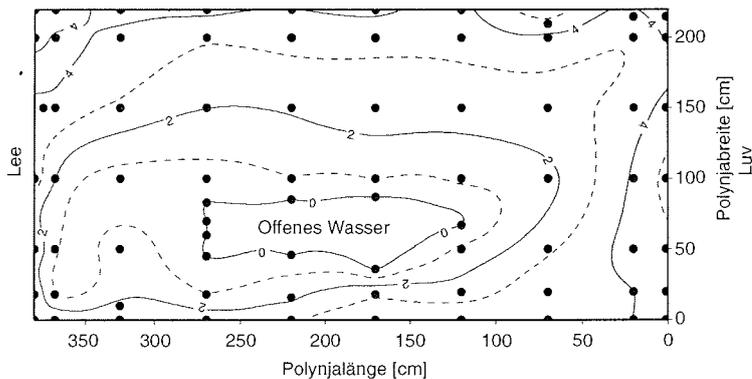


Abb. 49: Isolinienkarte der Eisdickenverteilung in der künstlichen Polynja am Ende des Polynja-Experiments 2. Schwarze Punkte kennzeichnen die Positionen der Eisdickenmessungen. Luv ist am rechten Bildrand (vgl. Abb. 42).

Der Median der Gesamt-Salzgehalte im Eis betrug im zweiten Polynja-Experiment 13,0 (Min.: 10,7, Max.: 17,3; vgl. Anhang 13).

Die Windgeschwindigkeit über dem Eis betrug während des Experiments Polynja 1 ca.  $4,5 \text{ m s}^{-1}$ . Während des Experiments Polynja 2 betrug sie ca.  $5,6 \text{ m s}^{-1}$  (1 m Höhe) bzw.  $4,1 \text{ m s}^{-1}$  (0,28 m Höhe).

#### *Sedimentquantifizierung*

In beiden Experimenten wurde eine im Vergleich zum Wasserkörper signifikante (Polynja 1:  $U = 15,0$ ,  $P = 0,025$ ,  $m = 3$ ,  $n = 5$ ; Polynja 2:  $U = 40,0$ ,  $P = 0,003$ ,  $m = 8$ ,  $n = 5$ ) Sedimentanreicherung um das 1,6- bzw. 4-fache im Eis beobachtet (Tabelle 4.5; vgl.

Anhang A13). Im Experiment Polynja 2 wurde zusätzlich zunächst zwischen luv- und leeseitigen Eisproben unterschieden. Zwischen diesen Probensätzen wurde kein signifikanter Unterschied in den Sedimentgehalten gefunden. Daher wurden diese Proben zusammengefaßt.

Tabelle 4.5: Sedimentgehalte [ $\text{mg L}^{-1}$ ] im Wasser am Anfang der Polynja-Experimente und in der Eisdecke am Experimentende nach ca. 12 Stunden sowie die daraus resultierenden Anreicherungsfaktoren (jeweils arithmetische Mittelwerte  $\pm$  Standardabweichung,  $n$  = Anzahl der Proben).

Wiederholung	Wasser (n)	Eis (n)	Anreicherungsfaktor
Polynja 1	$4,6 \pm 0,4$ (5)	$7,3 \pm 1,2$ (3)	<b><math>1,6 \pm 0,3</math></b>
Polynja 2	$4,0 \pm 0,5$ (5)	$16,1 \pm 8,3$ (8)	<b><math>4,0 \pm 2,1</math></b>

#### 4.2.3 Wellen-Experiment im konsolidierten Eis

##### *Eisphysik und Wellenfeld*

Die durch das Wellenfeld verursachten Vertikalbewegungen der Eisdecke und der Wasserpegel der Löcher vom Typ-A sind in Abb. 50 A dargestellt. In den Löchern vom Typ-B wurden keine Vertikalbewegungen des Pegels registriert. Die maximale Vertikalbewegung des Wasserpegels in den Typ-A Löchern betrug 1,3 cm, die der Eisdecke 1,6 cm (2,5 Stunden nach Experimentbeginn). Die Vertikalbewegung des Wasserpegels war an den jeweiligen Meßpunkten größer als die der Eisdecke (Abb. 50 A). Entlang der Tanklängsachse ergab sich für das Eis eine starke Dämpfung dieser Bewegung mit zunehmender Entfernung vom Eisrand und somit vom Ursprung der Wellen. Die Vertikalbewegungen des Wasserpegels pflanzten sich hingegen ungedämpft entlang der Tanklängsachse fort (Abb. 50 A; vgl. Anhang 14).

Am Experimentende nach 4,5 Stunden betrug die maximale Wellenhöhe der Eisdecke 1,3 cm (vgl. Anhang A14). Ein Vergleich der Oszillationsbewegung mit den Messungen nach 2,5 Stunden zeigte eine Abnahme um 0,3 cm und eine deutliche Phasenverschiebung in Richtung der Tanklängsachse (Abb. 50 A und B). Das gemessene Oszillationsmaximum lag nach 2,5 Stunden etwa auf Position 20 bis 21 m des Tanks (Abb. 50 A), das nach 4,5 Stunden etwa auf Position 21 bis 22 m (Abb. 50 B). Die Messungen nach 2,5 Stunden wurden in unmittelbarer Nähe der Typ-A Löcher durchgeführt, die nach 4,5 Stunden direkt an den Probenlokationen für die Sedimentquantifizierung (schwarze Kreise in Abb. 50 D). Es ergab sich somit zusätzlich zum zeitlichen Abstand der Messungen ein lateraler, räumlicher Versatz der Meßpunkte von ca. 1 m. Ob die beobachtete Phasenverschiebung sich über die Versuchsdauer entwickelt hatte oder aber ein räumliches Phänomen war, kann anhand des vorliegenden Datensatzes nicht beantwortet werden.

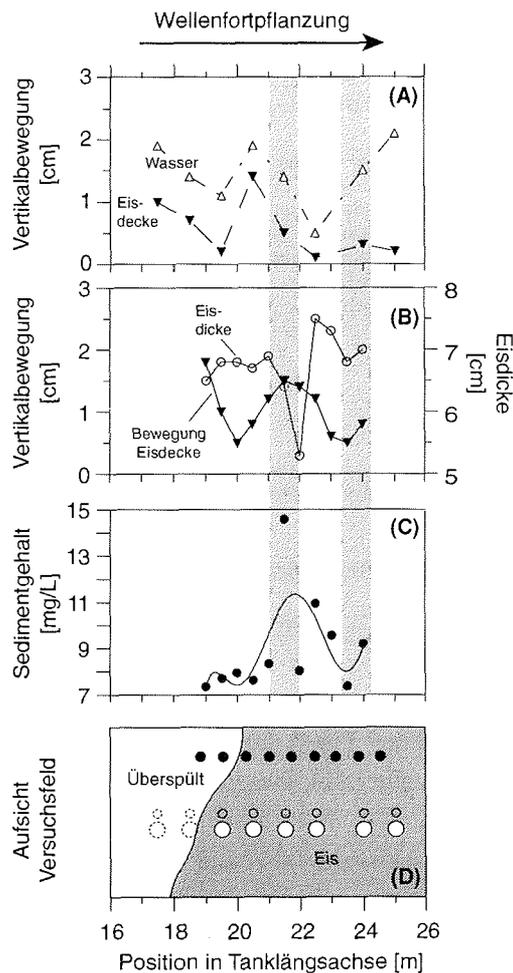


Abb. 50:  
 Ergebnisse des Wellen-Experiments. Der Wellenzug lief von links kommend unter die Eisdecke (zur „Position in Tanklängsachse“ vgl. Abb. 43). Graue Bereiche in den Teilabbildungen A-C dienen der Orientierung. A) Oszillationen der Eisdecke und der Wasserpegel in „Loch A“ entlang der Mittellinie des Versuchsfelds ca. 2,5 Stunden nach Experimentbeginn. B) Oszillation der Eisdecke an den Probenpunkten für die Sedimentquantifizierung ca. 4,5 Stunden nach Experimentbeginn. C) Verteilung der Sedimentgehalte entlang der Tanklängsachse nach 4,5 Stunden. D) Aufsicht auf das Testfeld zum Ende des Experiments nach 4,5 Stunden. „Überspült“ kennzeichnet den vom Wasser überspülten Bereich der Eisdecke. Schwarze Punkte kennzeichnen die Probenlokationen für die Sedimentquantifizierung.

Die Eisdecke in diesem Experiment war nach 4,5 Stunden über die Länge des Versuchsfelds gemittelt  $6,7 \pm 0,6$  cm ( $n = 11$ ) mächtig. Entlang der Tanklängsachse variierten die Eisdicken bis Position 21 m nur unwesentlich zwischen 6,5 und 6,9 cm. Im Bereich des Oszillationsmaximums der Eisdecke wurde mit 5,3 cm die geringste Eisdicke gemessen. Leewärts dieses Maximums lagen die Eisdicken bei 7 cm, hier wurde mit 7,5 cm auch die größte Eismächtigkeit gemessen (Abb. 50 B; vgl. Anhang A14).

#### Sedimentquantifizierung

Im Wellen-Experiment wurden die Sedimentgehalte der Eisdecke vor und nach dem Experiment miteinander verglichen. Die Sedimentgehalte zu Beginn des Experiments betragen im Mittel  $9,4 \pm 0,6$  mg L<sup>-1</sup> ( $n = 3$ ). Nach 4,5 Stunden betragen sie am Ende des Experiments im

Mittel  $9,0 \pm 2,2 \text{ mg L}^{-1}$  ( $n = 11$ ). Ein Vergleich der zwei Datensätze zeigte keinen signifikanten Unterschied (vgl. Anhang A14).

Unter Berücksichtigung der Probenlokationen im Tank ergab die Sedimentverteilung einen räumlichen Zusammenhang mit den Vertikalbewegungen des Eises. Abbildung 50 C weist entlang der Tanklängsachse einen Bereich mit höheren Sedimentkonzentrationen aus. Ein Polynom zeigte ein Maximum der Sedimentkonzentration im Bereich der Tankposition 21 bis 22 m an. Wird dieses Maximum mit den Vertikalbewegungen des Eises in räumliche Beziehung gesetzt, so zeigt sich, daß in den Bereichen maximaler, vertikaler Eisbewegung sowie insbesondere im leewärtigen Bereich dieses „Wellenbergs“ erhöhte Sedimentgehalte auftraten (Abb. 50 B und C; vgl. Anhang 14).

#### 4.2.4 Wellen-Experiment im Eisbrei

In diesen drei Wellen-Experimenten (U1 bis U3) wurden die Sedimentgehalte im Wasserkörper vor dem Experiment mit den Sedimentgehalten im Eis nach dem Experiment verglichen. Während des Experiments U1 wurden keine deutlichen Unterschiede im Sedimentgehalt des Zwischenwassers und des Eisbreis sowie des Pfannkucheneises festgestellt (Tabelle 4.6, vgl. Anhang A15). Im Experiment U2 wurden leichte Sedimentanreicherungen sowohl im Zwischenwasser als auch im dränierten Eisbrei gefunden. Nachdem sich Pfannkucheneis aus diesem Eisbrei entwickelt hatte, wurde im Pfannkucheneis eine leichte Sedimentanreicherung gegenüber dem Wasser festgestellt (Tabelle 4.6). Die Sedimentgehalte im Pfannkucheneis lagen aber unterhalb derer des vorherigen Eisbreis (vgl. Anhang A15). Ein Vergleich der Sedimentgehalte im Wasserkörper mit denen des Eisbreis im Experiment U3 zeigte keine Unterschiede (Abb. 51; Tabelle 4.6, vgl. Anhang A15). Während dieses Experiments kam es lediglich zu einer deutlichen Erhöhung der Standardabweichung, die eine laterale Streuung der Sedimentgehalte im Eis anzeigte.

Tabelle 4.6: Sedimentgehalte [ $\text{mg L}^{-1}$ ] während der Wellen-Experimente im Eisbrei. Die Anreicherungsfaktoren des Eises sind bezogen auf den Mittelwert des Wassers. Angegeben sind arithmetische Mittelwerte  $\pm$  Standardabweichung, (\*) kennzeichnet Einzelwerte ( $n$  = Anzahl der Proben, – = nicht gemessen).

Experiment	Wasser (n)	Eisbrei	Pfannkuchen- eis (n)	Anreicherungs- faktor (n)
U1	$13,5 \pm 0,2$ (5)	–	$10,4^*$ $7,1^*$	$0,8^*$ $0,5^*$
U2	$5,2 \pm 0,1$ (4)	–	$6,2 \pm 0,5$ (3)	$1,2 \pm 0,1$ (3)
U3	$12,1 \pm 1,1$ (3)	$12,1 \pm 5,4$ (5)	–	$1,0 \pm 0,4$ (5)

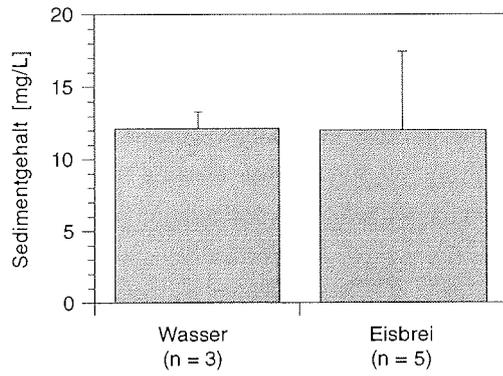


Abb.51: Sedimentverteilung im Wasserkörper und im Eisbrei während des Wellen-Experiments U3 (n = Anzahl der Proben). Fehlerbalken geben die Standardabweichung an.

## 4.3 Diskussion zu künstlichen Meereissedimenten

### 4.3.1 Künstliches und natürliches Meereis – ein Vergleich

Auf experimentellen Arbeiten beruhende Aussagen zum Einschluß von Sedimenten ins Meereis können nur dann auf natürliche Systeme übertragen werden, wenn das künstliche Eis weitgehend mit natürlichem Meereis vergleichbar ist. Diese Vergleichbarkeit gilt es anhand eisphysikalischer Parameter zu prüfen.

Der Temperaturverlauf in den Frazil-Eis-Experimenten dieser Arbeit zeigte, daß Eisbildung in einem **unterkühlten Wasserkörper** stattgefunden hatte (Abb. 41). Die Temperaturänderungen während des Experiments wiesen dabei einen klassischen Verlauf für einsetzende Eisbildung in einem unterkühlten Wasserkörper aus (Carstens 1966, Tsang 1982, Tsang & Hanley 1985, Kempema et al. 1986, 1993). Die Unterkühlung des Wassers um wenige hundertstel Grad Celsius ist auch in natürlichem Meerwasser eine Vorbedingung für einsetzende Eisbildung. Nahe Grönland wurden gar Unterkühlungen von bis zu 0,4 °C und bis in einige 10er Meter Wassertiefe beobachtet (Maykut 1985).

Das Spektrum der in den Eiskernen gemessenen **Temperaturen** (Abb. 44) ist mit Werten vergleichbar, die in neugebildetem arktischem Meereis (Nilas und Jungeis) gemessen wurden (Kovalev et al. 1997, Gradinger & Ikävalko im Druck). Auch die Temperaturgradienten sind denen aus neugebildetem Eis (Kovalev et al. 1997) ähnlich.

Die **Salzgehalte**, die im künstlichen Eis gemessen wurden, lagen durchschnittlich im Bereich von 9 bis 15. Ähnliche Werte werden auch für neugebildetes arktisches Meereis angegeben (Weeks & Ackley 1982, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990, Wadhams & Wilkinson 1996). Salzgehalte von 12 bis 13 wären aufgrund der in den Frazil-Eis-Experimenten produzierten Eisdicken von 7 bis 9 cm für arktisches Meereis zu erwarten (Cox & Weeks 1974). Auch der c-förmige Verlauf der Salzgehaltsprofile im künstlichen Eis (Abb. 45) ist aus natürlichem Meereis bekannt (Weeks & Ackley 1982, Maykut 1985, Gow & Tucker 1990).

Die **unterschiedlichen Eistypen** körniges und säuliges Eis sowie der Mischtyp, die im künstlichen Eis nachgewiesen wurden (Abb. 43, Tabelle 4.2) sind auch für arktisches und antarktisches Meereis beschrieben worden (Weeks & Ackley 1982, Pfirman et al. 1990, Spindler 1990, Eicken et al. 1997a, Kovalev et al. 1997, Freitag et al. 1997). Die stratigraphischen Lagen des Mischtyps in den obersten Kernabschnitten des künstlichen Eises waren durch Eiswachstum unter relativ ruhigen Bedingungen an der Wasseroberfläche hervorgegangen. In natürlich gewachsenem Meereis können in den obersten Abschnitten ebenfalls Lagen des Misch- oder säuligen Eistyps ausgebildet sein (Kovalev et al. 1997).

**Fazit:** Der Vergleich eisphysikalischer Parameter des künstlichen Eises mit denen in natürlich vorkommendem Meereis der Arktis und Antarktis zeigt, daß das hier produzierte künstliche Eis mit natürlichem Meereis sehr gut vergleichbar ist. Eine Übertragung anderer mit dem Eis verknüpfter Parameter, beispielsweise der Sedimentgehalte im Eis, ist daher möglich.

#### 4.3.2 Nukleus oder Scavenging – eine Grundfrage für Sedimenteintrag ins Eis

In den Frazil-Eis-Experimenten sollte der Frage nachgegangen werden, ob Sedimente, ähnlich wie Organismen (Weeks & Ackley 1982), als Kristallisationskeim (Nukleus) für initiales Eiswachstum in einem unterkühlten Wasserkörper dienen, oder ob sie durch Anhaften an Frazil Eis aus dem Wasser „herausgekehrt“ werden (Scavenging). Während dieser Experimente wurden Sedimente um das 1,8- bis 2,9-fache im Eis angereichert (vgl. Tabelle 4.3). Etwas geringere Faktoren (0,7 bis 2,1) wurde in früheren Experimenten in Eisbrei festgestellt (Reimnitz et al. 1993a). Ein direkter Vergleich ist jedoch nur unter Vorbehalt möglich, da während der Eiskonsolidierung Sedimente wieder aus dem Eisbrei ausgefroren („herausgespült“) werden können (Clayton et al. 1990), was zu kleineren Faktoren führen würde.

Sedimente im Meereis stehen in direktem Kontakt mit der im Eis befindlichen Sole. Die vertikalen Sedimentverteilungen in Eiskernen der Frazil-Eis-Experimente zeigten einen ähnlichen Verlauf wie die Salzgehaltsprofile im Eis (Abb. 45, 46). Lagerungseffekte führten während der Experimente vereinzelt zu Anreicherungen von Sole und Sediment in einzelnen Kernabschnitten (vgl. Kap. 4.1.6.). Ähnliches ließ sich auch für im Feld gewonnene Meereiskerne während ARK XI/1 beobachten, während des Tieffrierens auf -30 °C wurde Sole aus den Kernen herausgedrückt, die später innerhalb der Kunststoffverpackung gefror und sichtbare Verfärbungen durch feinverteiltes Sediment aufwies. Solebewegungen im Eis können demnach zu Sedimentumlagerungen im Eis führen.

Durchschnittlich konnten 83 % der im Eis eingeschlossenen Sole durch Zentrifugalkräfte aus dem Eis entfernt werden. Dieses Ergebnis steht in Übereinstimmung mit Messungen an antarktischem Meereis, bei denen 80 % der Sole auf diese Weise extrahiert werden konnte (Weissenberger 1992). Mit der Sole wurden im Mittel 66 % der Sedimente aus dem künstlichen Eis ausgeschleudert (Abb. 48). In bisherigen Untersuchungen mit Algenzellen verblieb ca. 70 % der vorhandenen Chlorophyllmenge im ausgeschleuderten Eis (Weissenberger 1992). Der Unterschied zwischen diesen Ergebnissen könnte zum einen in der Form und Größe der Algenzellen begründet sein, so daß sich diese beim Ausschleudern im Solekanalsystem verhaken könnten. Zum anderen könnte dies aber auch auf ein aktives Anhaften der Organismen im Eis hindeuten. In den Frazil-Eis-Experimenten ließ sich, ausgehend von einer homogenen Sedimentverteilung in der Sole, der Sedimentgehalt in der im ausgeschleuderten

Eis verbleibenden Sole berechnen. Durch Addition zum ausgeschleuderten Sedimentgehalt ergab dies, daß im Mittel 75 % der im Eis befindlichen Sedimentfracht im Solekanalsystem des Eises lokalisiert waren.

Diese Befunde weisen auf Scavenging als effektiven Prozeß für den Sedimenteinschluß hin. Die durch Zentrifugalkräfte aus dem Eis extrahierbaren Sedimente können nur durch Scavenging in das Eis eingetragen worden sein. Hätten die Sedimente als Kristallisationskeim während der initialen Eisbildung gedient, so wären sie erst durch Schmelzen des Eises wieder freigesetzt worden. Der hohe im Solekanalsystem lokalisierte Sedimentanteil erklärt, warum Sedimente beim Tieffrieren des Eises (-30 °C) mit der Sole aus dem Eis austreten. Dieser experimentelle Befund ist weitgehend auf natürliche Eiskerne übertragbar, da diese Beobachtung auch an natürlichen arktischen Eiskernen gemacht wurde. Das Ergebnis dieses Experiments bedarf dennoch einer Verifizierung durch Ausschleudern natürlicher, sedimentbeladener Eiskerne.

Der Verbleib der übrigen, nicht der Sole zurechenbaren Sedimente läßt sich nicht eindeutig klären, so daß die folgenden Überlegungen spekulativer Natur sind. Die verbleibenden 25 % der Sedimente könnten (i) als Nuklei in das Eis eingeschlossen worden sein, oder (ii) an den Wandungen des Solekanalsystems anhaften, wie es auch für Teile von nicht-ausschleudbarer Sole vermutet wird (Weissenberger 1992). (iii) Auf der Oberfläche von ehemaligem Frazil Eis angehaftete Sedimente könnten im weiteren Verlauf der Eisbildung von einer dünnen Eisschicht überzogen worden sein und würden infolgedessen sekundär in Eiskristallen eingeschlossen sein. (iv) Die verbleibenden Sedimente hafteten ursprünglich an Frazil Eis und wurden zwischen benachbarten Kristallflächen ohne Verbindung zum Solekanalsystem im körnigen Eis eingeschlossen. (v) Die Sedimentgehalte der nicht-ausschleudbaren Sole wurden unterschätzt.

Aus der räumlichen Verbindung von Sedimenten und Sole im Eis läßt sich für erstere ein hohes Umlagerungspotential ableiten. Gefriervorgänge im Eis führen zu gravitativen Soleflüssen (Gravity Drainage) im und aus dem Eis heraus (Maykut 1985, Gow & Tucker 1990). Während der sommerlichen Ablation kann auch Schmelzwasser in das Solekanalsystem fließen (Meltwater Flushing; Maykut 1985, Gow & Tucker 1990). Entsprechend dieser Fluidbewegungen könnten Sedimente im Eis umgelagert oder herausgespült werden.

#### *Ist Adhäsion die verbindende Kraft zwischen Sediment und Eis?*

Entgegen den Erwartung wurde in unterschiedlichen Eistypen (körniges und säuliges Eis) kein deutlicher Unterschied im Sedimentgehalt festgestellt (Abb. 47). Für natürliches Meereis hingegen wurden Unterschiede im Gehalt der Sedimentfracht für die verschiedenen Eistypen beobachtet. Sedimente in arktischem Meereis sind meistens mit körnigem Eis assoziiert

(Osterkamp & Gosink 1984, Eicken et al. 1997a, Freitag et al. 1997). Die Ursache für diese unterschiedlichen Sedimentgehalte könnte in natürlichen Systemen darin liegen, daß der SPM-Gehalt im Wasser bei ruhigen hydrodynamischen Bedingungen oder durch Verdriften des Eises in tiefere (küstenfernere) Regionen abnimmt.

Das Ergebnis des Experiments jedoch stützt die Adhäsions-Hypothese, denn falls Adhäsion das verbindende Element zwischen Eis und Sediment ist, so sollte sie auch in säuligem Eis wirken. Durch die im Tank herrschende Wasserbewegung wurde die Eisunterseite auch nach dem Abschalten der Lufteinleitung weiterhin vom Wasser angeströmt. Das unter ruhigen Bedingungen gewachsene säulige Eis hatte demnach ständig Kontakt mit den suspendierten Sedimenten im Tankwasser. Entsprechend konnte auch während dieser Zeit, Sediment adhäsiv an das Eis gebunden werden. Ein Einschluß auf mechanischer Grundlage (Reimnitz et al. 1993a) ist für den Sedimenteinschluß in säuliges Eis, der in den Frazil-Eis-Experimenten beobachtet wurde, unwahrscheinlich. Der zum säuligen Eiswachstum führende, unterste Abschnitt der Eisdecke (Skeleton Layer) weist keine geeigneten Strukturen für das mechanische Einfangen von Sedimenten auf, zumal das System nach unten offen ist und somit eher einen Partikelverlust vermuten ließe. Einer adhäsiven Bindung zwischen Sediment und Eis stünde aber auch bei dieser räumlichen Konfiguration nichts entgegen.

**Fazit:** Sedimente werden zum überwiegenden Teil durch Scavenging ins Neueis eingebaut. Scavenging durch aufsteigendes Frazil Eis ist ein wesentlich effektiverer Mechanismus als die Bildung von Kristallisationskeimen (Nuklei). Für die eigentliche Verbindung von Eis und Sediment ist das Wirken von Adhäsionskräften der wahrscheinlichste Mechanismus.

#### 4.3.3 Filtration von Sedimenten innerhalb der Eismatrix

Das Polynja-Experiment sollte Aufschluß zum Sedimenteintrag durch Filtration innerhalb des Eisbreis geben. Mit Filtration ist hier gemeint, daß suspendierte Sedimente mit dem Meerwasser durch Eisflocken aus Frazil Eis oder Eisbrei hindurch fließen und es dabei zum Einfangen der Sedimente innerhalb der Eismatrix kommt (Osterkamp & Gosink 1984). Während des Polynja-Experiments akkumulierte nur wenig Eisbrei am lee- und luvseitigen Rand der Polynja, am letzteren hatte sich ein Rückwirbel ausgebildet, der dort etwas Frazil Eis akkumulierte. Das meiste Frazil Eis, daß während dieser Experimente gebildet wurde, wurde durch Strömung unter der festen Eisdecke verteilt.

Filtration war wahrscheinlich am Sedimenteinschluß im Polynja-Experiment beteiligt. Darauf weist die Sedimentanreicherung bis zum 4-fachen Wert gegenüber der Wassersäule hin, denn Scavenging als singulärer Mechanismus (vgl. Frazil-Eis-Experimente) führte nur zu einer 3-fachen, mittleren Anreicherung (vgl. Tabelle 4.3 und 4.4).

Im folgenden wird die Frage diskutiert, ob der Filtrationseffekt für Sedimente auf Durchfluß von Wasser durch den Eisbrei oder aber seitlichem Abfließen ohne tiefes Eindringen in die Eismatrix beruht. Ein permanenter Wasserfluß durch den Eisbrei sollte im Laufe der Zeit zu einem Austausch des Zwischenwassers und somit zu einer Temperatur- und Salzgehaltangleichung mit dem umgebenden Wasserkörper führen. Sedimente könnten hierdurch aus einem Eis – Sediment Gemisch ausgespült werden. Bisher liegen hierzu jedoch keine Beobachtungen vor. Ein Austausch des Zwischenwassers könnte auch durch mechanische Störungen, wie sie in den Wellen-Experimenten im Eisbrei vorkamen, herbeigeführt werden. Während dieser Experimente wurde keine deutliche Sedimentanreicherung im Eis festgestellt (vgl. Tabelle 4.5). Tauchbeobachtungen unter arktischem Meereis zeigten, daß Störungen des Eisbreigefüges, die auch von Wellenzügen in natürlichem Eisbrei ausgelöst werden können (Reimnitz & Kempema 1987), mit Partikelverlust einhergehen (Reimnitz & Dunton 1979). Wird das Zwischenwasser im Eisbrei nicht oder nur sehr langsam ausgetauscht, würde dies bei anhaltendem Eiswachstum zu geringfügig höheren Salzgehalten und geringfügig erhöhten Temperaturen im Vergleich zum umgebenden, unterkühlten Wasserkörper führen. In Experimenten mit windinduzierten Turbulenzen (ohne Strömung im Tank) wurden solche Salz- und Temperaturunterschiede gemessen. Die Temperatur im Eisbrei lag ca. 0,07 °C und der Salzgehalt ca. 0,5 bis 1 über den Vergleichswerten des umgebenden Wasserkörpers (Ushio & Wakatsuchi 1993). Dies läßt vermuten, daß der Eisbrei nicht durchströmt war und die induzierten Wasserbewegungen nicht tief in die Eismatrix hineinreichten. Für eine Sedimentanreicherung würde dies bedeuten, daß Filtration nur unter relativ ruhigen hydrodynamischen Bedingungen wirksam sein könnte und daß das Wasser nur in die Randbereiche der Eismatrix eindringe und seitlich abflösse. Ähnlich ruhige Bedingungen wurden auch für den Eisbrei des Polynja-Experiments angenommen, die zum hohen Anreicherungsfaktor führten. Inwieweit das Unterkühlen des Wasserkörpers Auswirkungen auf den Filtrationsprozeß hat, ist anhand der vorliegenden Daten nicht abschätzbar. Es gibt jedoch Anzeichen dafür, daß Filtration in einem unterkühlten Wasserkörper wirksamer sein könnte als in einem nicht unterkühlten. Hierauf deuten mögliche Unterschiede im Adhäsionsverhalten von Neueis hin (vgl. Kap. 1.2.).

**Fazit:** Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Experimente zeigen, daß Filtration in Eisbrei wahrscheinlich am Sedimenteinbau ins Meereis beteiligt ist. Die Filtration von Sedimenten kann nur unter relativ ruhigen hydrodynamischen Bedingungen wirksam sein, denn Wellenzüge in Eisbrei führten nicht zu Sedimentanreicherungen.

#### 4.3.4 Sedimenteintrag durch Wellen in eine konsolidierte Eisdecke

Im Wellen-Experiment mit einer konsolidierten Eisdecke wurden über die gesamte Eisdecke gemittelt keine Sedimentanreicherungen festgestellt. In den Löchern vom Typ-B (vgl. Abb. 40) konnten keine Vertikalbewegungen des Wasserpegels beobachtet werden, obwohl der Pegel über das Solekanalsystem mit dem unterlagernden Wasserkörper in hydraulischer Verbindung stand. Die Oszillationsfrequenz der Eisdecke betrug gemittelt über die Experimentdauer 0,89 Hz (mündl. Mitt., H. Shen), d.h. daß alle 1,1 s (= Periode) ein Wellenberg den Meßpunkt passierte. Möglicherweise folgten die periodischen Druckschwankungen in so kurzen Abständen aufeinander, daß ihr Effekt durch Reibung innerhalb des Solekanalsystems kompensiert wurde. Dieser Effekt könnte durch säuliges Eis in den unteren Abschnitten der Eisdecke (mündl. Mitt. H. Eicken) verstärkt worden sein. In bisherigen Wellen-Experimenten, die zu einer Sedimentanreicherung führten, wurden wesentlich längere Wellenperioden eingesetzt (ca. 20 s; Ackermann et al. 1994). Der gleichgerichtete Druck konnte in diesen Experimenten länger auf das Solekanalsystem wirken und zu entsprechenden Pegelveränderungen führen.

Das Wellen-Experiment mit einer konsolidierten Eisdecke ergab Hinweise, daß Wellenberge lokal die Eismächtigkeit und den Sedimentgehalt beeinflussen können. Die Eismächtigkeitsverteilungen ließen sich entlang der Tanklängsachse in drei Bereiche aufteilen (vgl. Abb. 50): (i) relativ homogene Eismächtigkeit vom Eisrand her bis etwa Position 21 m, (ii) starke Mächtigkeitsabnahme innerhalb des nächsten Meters und (iii) Eismächtigkeiten oberhalb der anfänglichen Werte, etwa ab Position 22,5 m. Werden diese Schwankungen mit den Vertikalbewegungen der Eisdecke in räumliche Beziehung gesetzt, so traten im Bereich des Oszillationsmaximums die geringsten Eismächtigkeiten auf. Dies wird auf eine erhöhte Biegebeanspruchung der Eisdecke zurückgeführt. Leewärts dieses Wellenbergs stieg die Eismächtigkeit stark an und nahm im weiteren Verlauf wieder ab (Abb. 50 B). Ein ähnliches Bild, jedoch mit größeren Unregelmäßigkeiten, lieferte die Sedimentverteilung im Eis entlang der Tanklängsachse. Auch hier fielen erhöhte Werte in den leewärtigen Bereich des Oszillationsmaximums der Eisdecke (Abb. 50 C). Die Anstiege der Eismächtigkeiten und Sedimentgehalte könnten mit Bewegungsbahnen und -richtungen der Wasserteilchen innerhalb der Welle im Zusammenhang stehen. Abbildung 52 zeigt, daß die Bewegungsrichtung von Wasserteilchen im leewärtigen Bereich eines Wellenbergs nach oben gerichtet ist. Bezogen auf die Eisdecke des Experiments könnten Sediment- und Eispartikel entlang solcher Bewegungsbahnen der Wasserteilchen bevorzugt transportiert worden sein und eine Eisverdickung und Sedimentanreicherung bedingt haben. Solch ein Effekt sollte besonders in stehenden Wellen ausgeprägt sein, da hier die Bewegungsbahnen ortsfest sind. Diese Effekte könnten sich jedoch in freien Wellen gegenseitig aufheben.

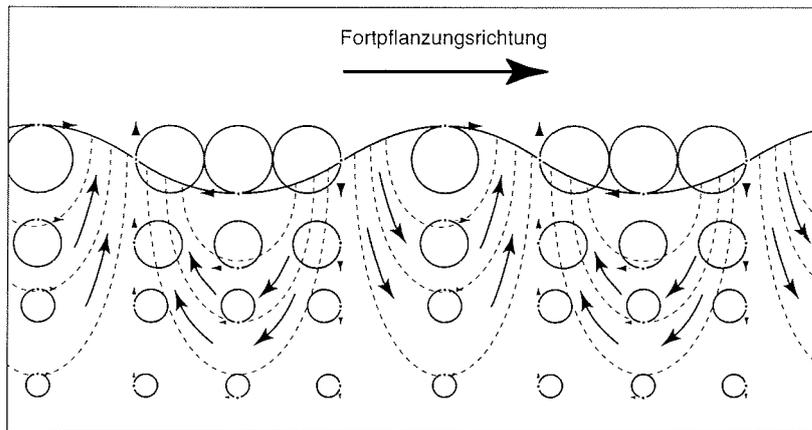


Abb. 52: Orbitalbahnen, Stromlinien und Bewegungsrichtungen von Wasserteilchen in einer Welle (Dietrich et al. 1979).

**Fazit:** Wellenzüge, die in eine konsolidierte Eisdecke liefen, bewirkten über die gesamte Eisdecke gemittelt keine Sedimentanreicherung im Eis. Es ergaben sich aber Hinweise, daß kleinräumige Bewegungen von Wasserteilchen lokal zu Sedimentanreicherungen im Eis führen können.

## 5 SYNTHESE, IMPLIKATIONEN UND AUSBLICK

### 5.1 Sedimente im arktischen Meereis

- Eintrag:** Suspensierte Sedimente werden aus einem turbulenten Wasserkörper heraus in neugebildetes Meereis eingebaut (vgl. Abb. 53 A). Im Wasser kommt es zu Zusammenstößen von Frazil Eis und Sedimentpartikeln. Dieses Scavenging hat für den Sedimenteinschluß ins Meereis eine größere Bedeutung als die Nukleation. Im Anschluß akkumuliert aufsteigendes, sedimentbeladenes Frazil Eis an der Wasseroberfläche zu Eisbrei. Am oder im Eisbrei können unter relativ ruhigen hydrodynamischen Bedingungen sehr wahrscheinlich zusätzlich Sedimente aus dem Meerwasser herausgefiltert werden. Wellenzüge, die in Eisbrei oder eine konsolidierte Eisdecke hineinlaufen, tragen in natürlichen Systemen sehr wahrscheinlich keine Sedimente in das Eis ein. In Eisbrei bedingen sie sogar eher einen Sedimentverlust. Die eigentliche Verbindung von Eis und Sediment scheint durch adhäsive Bindung aufgebaut zu sein.

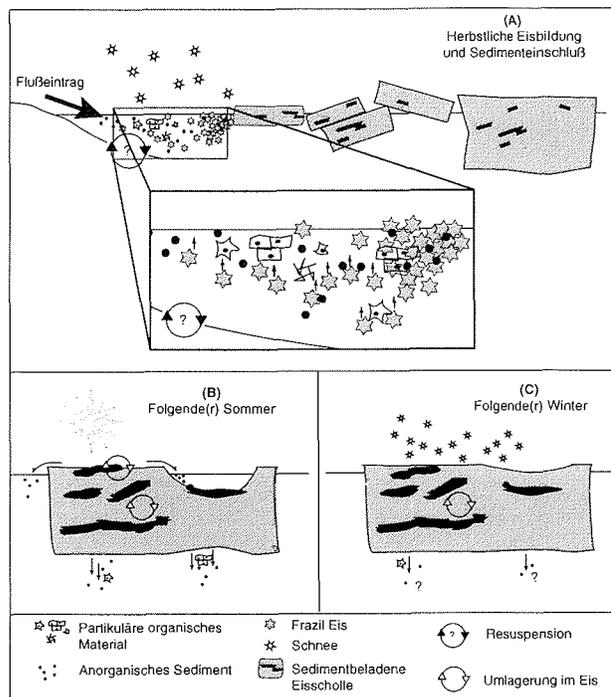
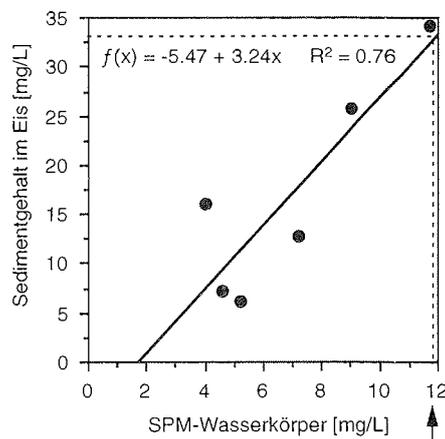


Abb. 53: Schematische Darstellung der am Einbau von Sedimenten ins Eis und an internen Sedimentumlagerungen beteiligten Faktoren. A) Einschluß von Sedimenten aus der Wassersäule während der herbstlichen Eisbildung. B) Umlagerung von Sedimenten im Eis und deren Verlust durch sommerliche Ablation. C) Umlagerung von Sedimenten im Eis und deren möglicher Verlust durch winterliche Solebildung.

Aus den experimentellen Daten läßt sich ein einfaches Anreicherungsmodell ableiten (Abb. 54), in dem der Sedimentgehalt im neugebildeten Meereis eine lineare Funktion des suspendierten partikulären Materials (SPM) des Wassers ist. Eine Rekonstruktion des SPM-Gehalts zum Zeitpunkt der Eisbildung ist anhand der vorliegenden Daten danach theoretisch möglich. Jedoch ist dieses Modell nur auf neugebildetes Eis und auch hier nur eingeschränkt übertragbar, da im Experiment auch säuliges Eis Sedimente enthält. Entsprechend der im Jungeis der Laptewsee im Oktober 1995 quantifizierten Sedimentfrachten ( $33,6 \text{ mg L}^{-1}$ ) betrug der mittlere rekonstruierte SPM-Gehalt im Wasser der Eisbildungsgebiete ca.  $12 \text{ mg L}^{-1}$ . Ein Vergleich mit dem SPM-Gehalt der Laptewsee vor dem Lena Delta ( $6,4 \text{ mg L}^{-1}$ , J.A. Hölemann, unveröffentlicht) zeigt eine mäßige Übereinstimmung. Die Flußfracht der Lena ( $7,8 \text{ mg L}^{-1}$ ) näherte sich dem theoretischen Wert jedoch weiter an. Der höhere Fluß-SPM-Gehalt und die ruhigen meteorologischen Umweltbedingungen im Oktober 1995 weisen darauf hin, daß die Sedimente wahrscheinlich direkt aus der Flußfracht unmittelbar vor den Flußmündungen in das Eis eingeschlossen wurden und Resuspension von Schelfsedimenten zu diesem Zeitpunkt nur eine untergeordnete Bedeutung für den Sedimenteinschluß ins Eis hatte.

Abb. 54:  
Regression der Sedimentgehalte im Wasserkörper und im Eis während der experimentellen Eisbildungsphasen ( $n = 6$ ). Der Pfeil kennzeichnet den rekonstruierten, theoretischen Schwebstoffgehalt der Laptewsee im Oktober 1995 (vgl. Text).



- **Charakterisierung:** Feinkörnige Sedimente und leichtes partikuläres organisches Material sind aufgrund des Eintragsmechanismus aus der Suspension für den Einbau in arktisches Meereis besonders geeignet. Charakteristische Unterschiede in Tonmineral-Paragenesen lassen eine Rekonstruktion der Einschlußgebiete auf statistischer Grundlage für Sedimente im einjährigen Treibeis zu. Für die Laptewsee konnten vier voneinander trennbare Einschlußgebiete aufgezeigt werden. Die Güte dieser Rekonstruktion ist stark abhängig vom Referenzdatensatz möglicher Einschlußgebiete sowie von detaillierten Daten zur Eisdrift.

Partikuläres organisches Material (POM) in Meereissedimenten wird wahrscheinlich durch die Einschlußprozesse in diesen Sedimenten angereichert. Dies kann zu höheren partikulären organischen Kohlenstoffgehalten (POC) in Meereissedimenten im Vergleich zu Schelfsedimenten potentieller Einschlußgebiete führen. Das POM ist stark fragmentiert und wird von wiederaufgearbeitetem terrigenem Material dominiert. Der Anteil des terrigenen Materials war in einjährigem Treibeis höher als in neugebildetem Eis. „Amorphes organisches Material“ („AOM“) konnte in allen Meereissedimenten nachgewiesen werden. Eine quantitative Abschätzung des „AOM“ am POC-Gehalt ist derzeit nicht möglich.

- **Quantifizierung:** Der Einschluß von Sedimenten ins arktische Meereis ist ein wichtiger Faktor im Sedimentbudget der Eintragsgebiete. Insbesondere während der herbstlichen Eisbildung und der frühen Wintersituation ist Meereis aufgrund hoher Driftgeschwindigkeiten für regionale Sedimentumlagerungen von Bedeutung. Ein Vergleich mit der in die Laptewsee eingetragenen fluviatilen Sedimentfracht zeigt, daß eine unter ruhigen meteorologischen Bedingungen ablaufende Eisbildungsphase innerhalb eines Winters ca. 12 % der Flußfracht umlagern kann. Einzelne Einschlußereignisse können ca. 35 % dieses jährlichen fluviatilen Sedimenteintrags in das Eis einbauen. Durch Eisdrift können diese Sedimentfrachten vom eurasischen Schelf bis nördlich der Framstraße und weiter bis in die Grönlandsee exportiert werden. Die Bedeutung von Meereissedimenten im Sedimentbudget der Ablationsgebiete arktischen Meereises ist nur schwer abschätzbar. Hydrodynamische Fraktionierungsprozesse lassen aber vermuten, daß die Sedimente über weite Gebiete verteilt werden und daher nur in geringen Anteilen zur lokalen Sedimentation beitragen.
- **Interne Umlagerung:** Die Meereissedimente sind vornehmlich im Solekanalsystem des Eises lokalisiert. Hieraus leitet sich ein hohes Umlagerungspotential für die Sedimente innerhalb des Eises ab. Gefriervorgänge im Eis führen zu gravitativen Soleflüssen (Gravity Drainage) im und aus dem Eis heraus. Während der Eisschmelze kann auch Schmelzwasser innerhalb des Solekanalsystems fließen (Meltwater Flushing). Entsprechend dieser Fluidbewegungen können Sedimente im Eis umgelagert oder herausgespült werden (vgl. Abb. 53 B, C).

## 5.2 Paläozeanographische Implikationen

Paläozeanographische Rekonstruktionen von Meereisbedeckungen sind bisher nicht mit Sicherheit möglich, lediglich Driftmuster von Eisbergen (z.B. Bischof et al. 1990, Bischof & Darby 1997) scheinen verfolgbar zu sein. Obwohl Meereisbedeckungen in der geologischen Vergangenheit bisher nicht nachgebildet werden können, zeigt ein theoretischer Ansatz auf der Grundlage der zum Einbau von Sedimenten ins Eis führenden Mechanismen, wie die Voraus-

setzungen zum Sedimenteinschluß aufgrund wechselnder Umweltbedingungen in Warm- und Kaltzeiten variierten.

Arktische Randmeere waren während vergangener Kaltzeiten möglicherweise zum Teil von Inlandeismassen bedeckt (z.B. Flint & Dorsey 1945, Don et al. 1962, Lisitzin 1996, Alekseev 1997, Pavlidis et al. 1997, Velichko et al. 1997). Die Umweltbedingungen, die zum Einschluß von Sedimenten in das Meereis führen, könnten im Vergleich zu heute in Glazialzeiten in großen Bereichen des Arktischen Ozeans ungünstiger gewesen sein. Sauerstoff-Isotopenmessungen an kalkschaligen Organismen (z.B. Emiliani 1955, Shackleton 1987) und Eiskernen (z.B. Dansgaard et al. 1969, Oeschger & Langway 1989) zeigen, daß Niederschläge während dieser Zeiten vermehrt als Schnee fielen und lokale Gebirgsvergletscherungen oder große, zusammenhängende Inlandeismassen, z.B. in Europa und Nordamerika (z.B. Don et al. 1962, Lisitzin 1996), aufbauten. Dadurch, daß Niederschläge in Form von Schnee und Eis an Land gebunden waren, verringerte sich der oberflächennahe Abfluß. Infolgedessen dürften die Süßwasser- und Sedimentfrachten der Flüsse während glazialer Phasen abgenommen haben, was zu einer Absenkung des Meeresspiegels führte. Diese Absenkung führte zu schmaleren Schelfen und infolgedessen zu kleineren Gebieten flacher Meeresbereiche. Potentielle Resuspensionsgebiete von Bodensedimenten (z.B. an der Wellenbasis) nahmen dadurch prozentual in ihrer Fläche ab (Abb. 55 A, C). Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt wurde, werden Sedimente aus der Suspension heraus während der Neueisbildung in das Meereis eingebaut. Eine Herabsetzung des SPM-Gehalts im Wasserkörper durch geringere Fluß-

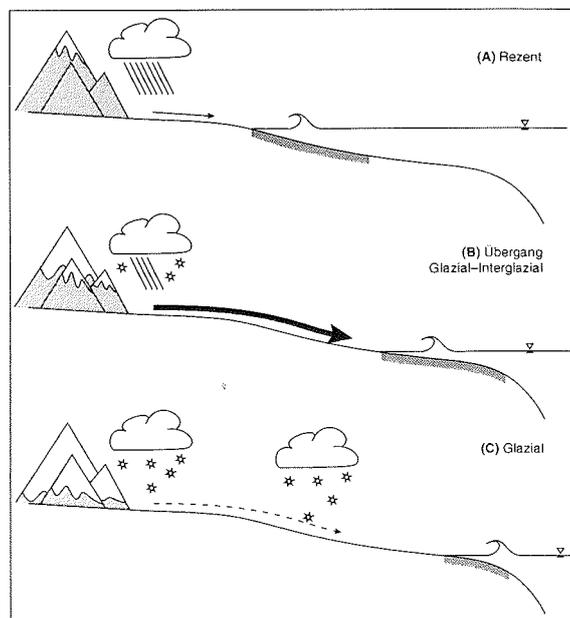


Abb. 55:  
Schematische Darstellung der Umweltsituationen während paläogeographischer Zeiträume. Pfeile kennzeichnen fluviatile Einträge, grau unterlegte Schelfbereiche markieren die Größe potentieller Resuspensionsgebiete.

frachten und eine Verkleinerung der potentiellen Resuspensionsflächen würden die Voraussetzungen zum Eintrag von Sedimenten ins Meereis im Arktischen Ozean negativ beeinflussen (vgl. Abb. 54).

Während glazialer Zeiten in der Nordhemisphäre kam es wahrscheinlich zu einer Ausdehnung der ganzjährig und saisonal mit Meereis bedeckten Gebiete in südlicher Richtung. Dies lassen Rekonstruktionen von eisbergtransportiertem Material und Modellrechnungen vermuten (z.B. Haupt et al. 1995, Lisitzin 1996). Saisonales Eis ist vielleicht auch südlich der mitteleuropäischen und nordamerikanischen Eisschilde vorgekommen. In diesen und anderen Randlagen der Vereisungszentren könnten in küstennahen Gebieten ähnliche Umweltbedingungen geherrscht haben, wie sie heute in den Randbereichen des Arktischen Ozeans vorkommen. Zwar waren auch dort die potentiellen Resuspensionsflächen auf den Schelfen infolge der Meeresspiegelabsenkung kleiner, jedoch waren in jenen Regionen die SPM-Gehalte möglicherweise durch Flußeinträge erhöht. In diesen Regionen könnte es demnach zur Bildung von Meereissedimenten gekommen sein. Insgesamt jedoch sollten die allgemeinen Voraussetzungen, die zur Bildung von Meereissedimenten führen, während glazialer Phasen ungünstiger gewesen sein als heute (Tabelle 5.1).

Tabelle 5.1: Bewertung der Umweltbedingungen, die zum Sedimenteintrag in das Meereis beisteuern, für unterschiedliche Zeiträume in der geologischen Vergangenheit (+ = günstig, o = durchschnittlich, - = ungünstig).

Zeitraum	Potentielle Resuspensionsgebiete	Fluß-eintrag	Bildungsbedingungen
Rezent (Interglazial)	o	o	o
Übergang Glazial-Interglazial	+/o	+	+
Glazial	-	-/o	-

In Übergangsphasen von glazialen zu interglazialen Stadien waren die Umweltbedingungen für den Sedimenteinschluß in das Meereis eventuell günstiger als heute. Die SPM-Gehalte der Flüsse in den Randlagen der Vereisungsgebiete könnten in diesen Zeitintervallen höher gewesen sein, als dies heute der Fall ist. Zum einen sollten Schmelzwasserabflüsse und zum anderen Niederschläge, die in zunehmendem Maße wieder als Regen fielen, oberflächennah abgefließen sein und durch erhöhte Erosion zu höheren Flußfrachten geführt haben. Infolge des einsetzenden Meeresspiegelanstiegs kam es zu Transgressionen in den flachen Schelfgebieten und einer Vergrößerung der Flächen potentieller Resuspensionsgebiete (Abb. 55 B, C). Eine flächenhafte Zunahme flacher Resuspensionsgebiete auf den Schelfen sowie ein verstärktes oberflächennahes Abfließen von Schmelzwässern lassen erhöhte SPM-Gehalte im

Meerwasser erwarten. Während der Neueisbildung würden diese erhöhten SPM-Gehalte im Wasserkörper höhere Sedimentgehalte im Meereis bedingen (vgl. Abb. 54). Die Umweltbedingungen, die zur Bildung von Meereissedimenten führen, wären demnach in den Übergangsphasen vom Glazial zum Interglazial günstiger gewesen als es heute der Fall ist.

### 5.3 Ausblick

Experimentelle Arbeiten zum Einbau von Sedimenten ins Meereis geben Aufschluß über einzelne am Einbau beteiligte Prozesse. In der Natur können nur die Rahmenbedingungen während einer Eisbildungsphase erfaßt werden (biologische, eisphysikalische, geologische, meteorologische und ozeanographische Grundparameter), in deren Verlauf es zum Einschluß von Sedimenten ins Eis kommt. Die Prozesse selbst können jedoch in Felduntersuchungen nicht detailliert untersucht und verstanden werden. Der Einfluß von Meereissedimenten auf andere, z.B. biologische, Systeme läßt sich ebenfalls nur aus einer Kombination von Feld- und Laboruntersuchungen abschätzen. Die Untersuchungen zu dieser Arbeit warfen folgende, offen gebliebene Fragen auf:

- Kann das Ergebnis des Frazil-Eis-Experiments in Felduntersuchungen verifiziert werden?
- Ist die Anreicherung von Sedimenten im Eis auch bei höheren Sedimentkonzentrationen im Wasser linear?
- Ist die Adhäsionsfähigkeit von Sedimenten und Eis abhängig vom Grad der Unterkühlung in der Wassersäule?
- Ist die Effizienz des Filtrationsprozesses abhängig von der Turbulenz im Wasserkörper?
- Welche Wellentypen können zu lokalen Sedimentanreicherungen in einer konsolidierten Eisdecke führen?
- Wie hoch ist der Anteil rezenter Biomasse am POC in Meereissedimenten und welche Organismen tragen zu diesem POC bei?
- Gibt es bakterielle Aktivität in Meereissedimenten?
- Welchen Einfluß haben Sedimente auf das Lichtangebot und somit auf Primärproduzenten im und unter dem Eis?
- Lassen sich geologische Methoden zur Untersuchung von organischem Material an biologische Methoden anbinden?

Zur Beantwortung dieser Fragen wäre es notwendig, in zukünftigen Untersuchungen zu Meereissedimenten alle Teildisziplinen (Biologie, Eisphysik, Fernerkundung, Geologie, Meteorologie und Ozeanographie) in Feld- und experimentelle Arbeiten miteinzubeziehen.

## 6. DANKSAGUNG

Zuerst möchte ich mich herzlichst bei Prof. Jörn Thiede bedanken, der diese Arbeit anregte, betreute und mir einen sehr gut ausgestatteten Arbeitsplatz am GEOMAR zur Verfügung stellte. Bei Prof. Michael Spindler bedanke ich mich für die Übernahme des Korreferats.

Diese Arbeit wäre nicht möglich gewesen ohne die Initiative und den Einsatz von Dr. Heidemarie Kassens für das BMBF-Projekt „System Laptev-See“, in dessen Rahmen große Teile dieser Arbeit entstanden sind. Dafür, daß sie immer ein offenes Ohr für mich hatte und für die Durchsicht des Manuskripts möchte ich mich herzlichst bedanken.

Ohne die Unterstützung der Kapitäne und der Schiffsbesatzungen der Schiffe „Polarstern“ und „Kapitan Dranitsyn“ sowie den russischen und deutschen Kollegen wären die Feldarbeiten zu dieser Arbeit nicht möglich gewesen. Mein Dank gilt insbesondere den Eisarbeitsgruppen und hier Dr. Hajo Eicken und Fernando Valero Delgado für die Einführung in die Arbeiten auf dem Eis sowie „Kalle“ Evers, Johannes Freitag, Peter Jochmann, Dr. Erk Reimnitz und Dr. Iris Werner für die tatkräftigen Unterstützungen auf dem Eis.

Wieder zuhause im Labor möchte ich mich bei den vielen Guten Geistern, die da heißen Anke Bleyer, Bettina Dohmeyer, Jutta Heinze, Dr. Jens Hölemann, Martina Petschner und Amelie Winkler bedanken, die mir immer mit Rat und Tat zur Seite standen. Besonders möchte ich mich bei Dr. Martin Reinhard für die „private“ Einführung in die Kohlepetrologie bedanken. Mein ganz besonderer Dank gilt Dr. Thomas Wagner (Universität Bremen), der es verstand mich mit unendlicher Geduld und mit nie schwindendem Interesse in die „geheime“ Welt des POM einzuführen, für das „Zwischenschieben“ meiner Rock-Eval Proben sowie für den super Service während meiner Tage in Bremen.

Dafür, daß nichts unmöglich war, möchte ich mich bei den Mitarbeitern der HSVA (Hamburg) und besonders bei „Kalle“ Evers, Peter Jochman, Willi Nepert und Klaus Niederhausen, ferner für die strukturierte Leitung bei Dr. Hajo Eicken und außerdem bei den vielen helfenden Händen des INTERICE I Teams bedanken. Es hat sehr viel Spaß gemacht, mit Euch zu arbeiten.

Für die vielen, vielen versteckten und nicht versteckten Hinweise zur statistischen Auswertung meiner Daten sei Dr. habil. Dieter Piepenburg und Dr. Iris Werner herzlichst gedankt.

Ohne die unermüdliche Arbeit von Dr. Jens Hölemann, Dr. Thomas Wagner und Dr. Iris Werner, die die Aufgabe hatten, die ersten schriftlichen Versionen zu dieser Arbeit durchzuarbeiten und das eine oder andere Unterkapitel zu entrümpeln, sähe dieses Schriftstück wohl anders aus. Der Experimenteteil profitierte von den kritischen Anmerkungen von Dr. Rolf Gradinger. Euch allen ein ganz großes und herzliches Dankeschön.

Für die vielen, netten und fröhlichen Momente während der letzten drei Jahre möchte ich mich bei der russischen und deutschen Seite von „Laptewhausen“ bedanken.

Bei meinem ehemaligen Mitbewohner Jens möchte ich mich für viele schweißtreibende Runden bedanken, auf denen wir auch viel über die Inhalte dieser Arbeit gesprochen haben. Die bessere Platzierung sei ihm daher gegönnt.

Schließlich möchte ich mich bei meiner Freundin Iris für die vielen Sonnenstunden in den letzten Jahren herzlichst bedanken und dafür, daß sie immer für mich da war, mich aufrichtete und mich unterstützte diese Arbeit zu beenden. Ein ganz besonderes Danke!

## 7. LITERATUR

- Aagaard, K. & Carmack, E.C. (1989) The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.* **94**.C10: 14485-14498.
- Ackermann, N.L., Shen, H.T. & Sanders, B.E. (1990) Sediment enrichment of coastal ice covers. Proc. IAHR Ice Symposium, Espoo, Finland: 86-96.
- Ackermann, N.L., Shen, H.T. & Sanders, B. (1994) Experimental studies of sediment enrichment of Arctic ice covers due to wave action and frazil entrainment. *J. Geophys. Res.* **99**.C4: 7761-7770.
- Ackley, S.F., Dieckmann, G.S. & Shen, H. (1987) Algal and foram incorporation into new sea ice. *EOS* **68**.50: 1736 (abstr.).
- Alabyan, A.M., Chalov, R.S., Korotaev, V.N., Sidorchuk, A.Y. & Zaitsev, A.A. (1995) Natural and technogenic water and sediment supply to the Laptev Sea. *Ber. Polarforsch.* **176**: 265-271.
- Alekseev, M.N. (1997) Paleogeography and geochronology in the Russian eastern Arctic during the second half of the Quaternary. *Quatern. Int.* **41/42**: 11-15.
- Alexandrov, V.Y., Eicken, H. & Kolatschek, J. (1995) Satellite radar monitoring of ice drift in the Laptev Sea. *Ber. Polarforsch.* **176**: 17-19.
- Are, F.E. (1996) Dynamics of the littoral zone of Arctic seas (state of the art and goals). *Polarforschung* **64**.3: 123-131.
- Assur, A. (1958) Composition of sea ice and its tensile strength. - NRC Arctic sea ice Publ. 598, Washington: 106-138.
- Backhaus, K., Erichson, B., Plinke, W. & Weiber, R. (1996) *Multivariate Analysenmethoden*. 8. Aufl., Springer-Verlag, Berlin: 591 S.
- Barnes, P.W. & Reimnitz, E. (1982) Sediment content of nearshore fast ice – fall 1980, Beaufort Sea, Alaska. Open-File Rep. U.S. Geol. Surv. 82-716: 9 p.
- Barnes, P.W., Reimnitz, E. & Fox, D. (1982) Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska. *J. Sed. Petrol.* **52**.2: 493-502.
- Barnes, P.W., Rearic, D.M. & Reimnitz, E. (1984) Ice gouging characteristics and processes. - Barnes, P.W., Schell, D.M. & Reimnitz, E. (eds.): *The Alaskan Beaufort Sea: ecosystems and environments*, Academic Press, Inc., Orlando: 185-212.
- Barnett, D. (1991) Sea ice distribution in the Soviet Arctic. - Brigham, L.W. (ed.): *The Soviet maritime Arctic*, Belhaven Press, London: 47-62.
- Benthien, A. (1994) Echographiekartierung und physikalische Eigenschaften der oberflächennahen Sedimente in der Laptevsee. Unveröffentl. Dipl.-Arb., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel: 80 S.
- Berner, H. (1991) Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. *Ber. FB Geowiss. Nr. 20*, Universität Bremen: 167 S.
- Berner, H. & Wefer, G. (1994) Clay-mineral flux in the Fram Strait and Norwegian Sea. *Mar. Geol.* **116**: 327-345.
- Biscaye, P.E. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* **76**: 803-831.
- Bischof, J.F. & Darby, D.A. (1997) Mid- to Late Pleistocene ice drift in the western Arctic Ocean: evidence for a different circulation in the past. *Science* **277**: 74-78.
- Bischof, J.F., Koch, J., Kubisch, M., Spielhagen, R.F. & Thiede, J. (1990) Nordic Seas surface ice drift reconstructions: evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. - Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (eds.): *Glacimarine environments: processes and sediments*. *Geol. Soc. Spec. Publ. No. 53*: 235-251.
- Boisvert, W.E. (1970) Major currents along the coasts of Norway and the USSR to the Kurils. TR-222, U.S. Naval Oceanogr. Off., Washington: 26 p.
- Bourke, R.H. & McLaren, A.S. (1992) Contour mapping of Arctic Basin ice draft and roughness parameters. *J. Geophys. Res.* **97**.C11: 17715-17728.
- Brigham, L.W. (1996) Sea ice and ocean processes in the Laptev Sea. Unpubl. Master thesis, SPRI University of Cambridge: 93 p.

- Carstens, T. (1966) Experiments with supercooling and ice formation in flowing water. *Geof. Publ.* **26.9**: 1-18.
- CIA (1978) Polar Regions Atlas. GC 78-10040, Washington: 66 p.
- Chapbell, N.J. & Collin, A.E. (1958) The discoloration of Foxe Basin Ice. *J. Fish. Res. Board Can.* **15.6**: 1175-1188.
- Clayton jr., J.R., Reimnitz, E., Payne, J.R. & Kempema, E.W. (1990) Effects of advancing freeze fronts on distributions of fine-grained sediment particles in seawater- and freshwater-slush ice slurries. *J. Sed. Petrol.* **60.1**: 145-151.
- Coachman, L.K. & Aagaard, K. (1974) Physical oceanography of Arctic and subarctic seas. - Herman, Y. (ed.): *Marine geology and oceanography of the Arctic seas*. Springer-Verlag, Berlin: 1-72.
- Colony, R. & Thorndike, A.S. (1984) An estimate of the mean field of Arctic sea ice motion. *J. Geophys. Res.* **89.C6**: 10623-10629.
- Colony, R. & Thorndike, A.S. (1985) Sea ice motion as a drunkard's walk. *J. Geophys. Res.* **90.C1**: 965-974.
- Cox, G.F.N. & Weeks, W.F. (1974) Salinity variations in sea ice. *J. Glaciol.* **13.67**: 109-120.
- Curtin, T.B., Untersteiner, N. & Callahan, T. (1990) Arctic oceanography. *Oceanus* **33.4**: 58-66.
- Daly, S.F. & Stolzenbach, K.D. (1984) The dynamics of frazil ice formation. *Proc. IAHR Ice Symposium Vol. 1, Hamburg, Germany*: 161-172.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Møller, J. & Langway jr., C.C. (1969) One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science* **166**: 377-381.
- Davis, J.C. (1986) *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons, New York: 646 p.
- Dayton, P.K., Robillard, G.A. & DeVries, A.L. (1969) Anchor ice formation in McMurdo Sound, Antarctica, and its biological effects. *Science* **163**: 273-274.
- Dean, K.G., Stringer, W.F., Ahlnäs, K., Searcy, C. & Weingartner, T. (1994) The influence of river discharge on the thawing of sea ice, Mackenzie River delta: albedo and temperature analyses. *Polar Res.* **13**: 83-94.
- Delvaux, D., Martin, H., Leplat, P. & Paulet, J. (1990) Geochemical characterization of sedimentary organic matter by means of pyrolysis kinetic parameters. *Org. Geochem.* **16.1-3**: 175-187.
- Dethleff, D. (1995) Die Laptevsee - eine Schlüsselregion für den Fremdstoffeintrag in das arktische Meereis. Unveröffentl. Diss., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel: 111 S.
- Dethleff, D., Nürnberg, D., Reimnitz, E., Saarso, M. & Savchenko, Y.P. (1993) East Siberian Arctic Region Expedition '92: the Laptev Sea - its significance for Arctic sea-ice formation and transpolar sediment flux. *Ber. Polarforsch.* **120**: 3-44.
- Dethleff, D., Kleine, E. & Loewe, P. (1994) Oceanic heat loss, sea ice formation and sediment dynamics in a turbulent Siberian flaw lead. *Physics of ice-covered seas, Proc. Summer School Savonlinna, University of Helsinki*: 35-40.
- Dieckmann, G.S., Spindler, M., Lange, M.A., Ackley, S.F. & Eicken, H. (1991) Antarctic sea ice: a habitat for the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. *J. Foram. Res.* **21.2**: 182-189.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. & Siedler, G. (1979) *Allgemeine Meereskunde*. 3. Aufl., Gebrüder Borntraeger, Berlin: 593 S.
- Dmitrenko, I., Timokhov, L., Golovin, P. & Dmitriev, N. (1997) Oceanographic processes in the Laptev Sea during autumn. *Ber. Polarforsch.* **248**: 44-61.
- Dmitrenko, I., Dehn, J., Golovin, P., Kassens, H. & Zatsepin, A. (in press) Influence of sea ice on under-ice mixing under stratified conditions: potential impacts on particle distribution. *Est. Coast. Shelf Sci.*
- Dolginow, J. & Kropatschow, S. (1994) *Abriss der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten*. E. Schweizerbat'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart: 174 S.
- Don, W.L., Farrand, W.R. & Ewing, M. (1962) Pleistocene ice volumes and sea-level lowering. *J. Geol.* **70.2**: 206-214.
- Drachev, S.S., Savostin, L.A. & Bruni, I.E. (1995) Structural pattern and tectonic history of the Laptev Sea region. *Ber. Polarforsch.* **176**: 348-366.
- Eicken, H. & Valero Delgado, F. (1997) Properties and microstructure of sea ice. *Ber. Polarforsch.* **226**: 62-65.

## 7. LITERATUR

---

- Eicken, H., Reimnitz, E., Alexandrov, V.Y., Martin, T., Kassens, H. & Viehoff, T. (1997a) Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Cont. Shelf Res.* **17.2**: 205-233.
- Eicken, H., Kolatschek, J., Evers, K.-U. & Jochmann, P. (1997b) Observations on sea-ice conditions in the Laptev Sea during the cruise. *Ber. Polarforsch.* **226**: 41-43.
- Eicken, H., Kottmeier, C. & Tüg, H. (1997c) Deployment of drifting buoys equipped with ice-freeboard pressure sensors. *Ber. Polarforsch.* **226**: 68-69.
- Emiliani, C. (1955) Pleistocene temperatures: *J. Geol.* **63**: 538-578.
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J. & Boutefeu, A. (1977) Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Fr. Pét.* **32**: 23-42.
- Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F. (1985) La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. Pét.* **40**: 563-579 et 755-784.
- Esquevin, J. (1969) Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Cen. Rech. Pau (S.N.P.A.) Bull.* **3.1**: 147-153.
- Fahrbach, E. (1995) Die Polarmeere – ein Überblick. - Hempel, I. & Hempel, G. (Hrsg.): *Biologie der Polarmeere*, Gustav Fischer Verlag, Jena: 24-44.
- Flint, R.F. & Dorsey jr., H.G. (1945) Glaciation of Siberia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **56**: 89-106.
- Freitag, J., Lindemann, F. & Reimnitz, E. (1997) Dirty sea-ice studies. *Ber. Polarforsch.* **248**: 31-34.
- Friedrich, C. (1997) Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises. *Ber. Polarforsch.* **246**: 211 S.
- Fuchs, V.E. & Whittard, W.F. (1930) The East Greenland pack-ice and the significance of its derived shells. *Geogr. J.* **76.1**: 419-425.
- Garrison, D.L., Ackley, S.F. & Buck, K.J. (1983) A physical mechanism for establishing algal populations in frazil ice. *Nature* **306**: 363-365.
- Garrison, D.L., Close, A.R. & Reimnitz, E. (1989) Algae concentrated by frazil ice: evidence from laboratory experiments and field measurements. *Ant. Sci.* **1.4**: 313-316.
- Gierloff-Emden, H.G. (1980) *Geographie des Meeres. Ozeane und Küsten, Teil 2.* Walter de Gruyter Verlag, Berlin: 767-1310.
- Goldschmidt, P.M., Pfirman, S.L., Wollenburg, I. & Henrich, R. (1992) Origin of sediment pellets from the Arctic seafloor: sea ice or icebergs? *Deep Sea Res.* **39.2**: S539-S565.
- Goñi, M.A., Ruttenger, K.C. & Eglinton, T.I. (1997) Sources and contribution of terrigenous organic carbon to surface sediments in the Gulf of Mexico. *Nature* **389**: 275-278.
- Gorbunov, Y., Gudkovich, Z. & Losev, S. (1995) Full-scale field experiment carried out by the AARI in the south-eastern Laptev Sea (1976) and its main results. *Ber. Polarforsch.* **176**: 25-27.
- Gordeev, V.V. & Sidorov, I.S. (1993) Concentrations of major elements and their outflow into the Laptev Sea by the Lena river. *Mar. Chem.* **43**: 33-45.
- Gordeev, V.V., Martin, J.M., Sidorov, I.S. & Sidorova, M.V. (1996) A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean. *Am. J. Sci.* **296**: 664-691.
- Gordienko, P. (1958) Arctic ice drift. - NRC Arctic Sea Ice Conference, Publ. No. 598, Washington: 210-222.
- Gordienko, P.A. & Laktionov, A.F. (1969) Circulation and physics of the Arctic basin waters. - Gordon, A.L. & Baker, F.W.G. (eds.): *Annals of the international geophysical year, oceanography*, Pergamon Press, New York. 94-112.
- Gow, A.J. & Tucker III, W.B. (1990) Sea ice in the polar regions. - Smith jr., W.O. (ed.): *Polar oceanography*, part A, physical science, Academic Press, Inc., San Diego: 47-122.
- Gradinger, R. & Nürnberg, D. (1996) Snow algal communities on Arctic pack ice floes dominated by *Chlamydomonas nivalis* (Bauer) Wille. *Proc. NIPR Symp. Polar Biol.*, No. 9, Tokio: 35-43.
- Gradinger, R. & Zhang, Q. (1997) Vertical distribution of bacteria in Arctic sea ice from the Barents and Laptev Seas. *Polar Biol.* **17**: 448-454.
- Gradinger, R. & Ikävalko, J. (in press.) Organism incorporation into newly forming Arctic sea ice in the Greenland Sea. *J. Plankton Res.*

- Grossmann, S. & Gleitz, M. (1997) Primary and micro-heterotrophic productivity within ice-associated habitats. *Ber. Polarforsch.* **226**: 73-79.
- Hanley S.J., T.O'D. & Tsang, G. (1984) Formation and properties of frazil in saline water. *Cold Reg. Sci. Tech.* **8**: 209-221.
- Harder, M. (1996) Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell. *Ber. Polarforsch.* **203**: 126 S.
- Haupt, B.J., Schäfer-Neth, C. & Stattegger, K. (1995) Three-dimensional numerical modeling of Late Quaternary paleoceanography and sedimentation in the northern North Atlantic. *Geol. Rundsch.* **84.1**: 137-150.
- Hebbeln, D. & Wefer, G. (1991) Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature* **350**: 409-411.
- Hermel, J. (1995) Sedimentpetrographische Untersuchungen an Flußsedimenten der Lena (Yakutsk - Laptev-See), Ostsibirien. Unveröffentl. Dipl.-Arb., TU Carolo Wilhelmina zu Braunschweig: 120 S.
- Hölemann, J.A. (1994) Akkumulation von autochthonem und allochthonem organischem Material in den känozoischen Sedimenten der Norwegischen See (ODP Leg 104). *Geomar Rep.* **33**: 79 S.
- Hölemann, J.A. & Henrich, R. (1994) Allochthonous versus autochthonous organic matter in Cenozoic sediments of the Norwegian Sea: evidence for the onset of glaciations in the northern hemisphere. *Mar. Geol.* **121**: 87-103.
- Holmes, M.L. & Creager, J.S. (1974) Holocene history of the Laptev Sea continental shelf. - Hermann, Y. (ed.): *Marine geology and oceanography of the Arctic seas*, Springer-Verlag, Berlin: 211-229.
- Horner, R.A. (1985) Ecology of sea ice microalgae. - Horner, R.A. (ed.): *Sea ice biota*, CRC Press, Inc., Boca Raton: 84-103.
- Horner, R.A. & Schrader, G.C. (1982) Relative contributions of ice algae, phytoplankton, and benthic microalgae to primary production in nearshore regions of the Beaufort Sea. *Arctic* **35.4**: 485-503.
- Jones, R.W. (1987) Organic facies. *Adv. Petrol. Geochem.* **2**: 1-90.
- Karpiy, V., Lebedev, N. & Ipatov, A. (1994) Thermohaline and dynamic water structure in the Laptev Sea. *Ber. Polarforsch.* **151**: 16-47.
- Kassens, H. (1997) Laptev Sea System: expeditions in 1995. *Ber. Polarforsch.* **248**: 210 S.
- Kempema, E.W., Reimnitz, E. & Hunter, R.E. (1986) Flume studies and field observations of the interaction of frazil ice and anchor ice with sediment. *Open-File Rep. U.S. Geol. Surv.* 86-515: 48 p.
- Kempema, E.W., Reimnitz, E. & Barnes, P.W. (1989) Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic. *J. Sed. Petrol.* **59.2**: 308-317.
- Kempema, E.W., Reimnitz, E. & Barnes, P.W. (1990) Salt-water anchor ice formation - observations from the Alaskan Beaufort Sea and flume experiments. - Ackley, S.F. & Weeks, W.F. (eds.): *Sea ice properties and processes*, Monogr. 90-1, CRREL, Hanover: 114-116.
- Kempema, E.W., Reimnitz, E., Clayton jr., J.R. & Payne, J.R. (1993) Interactions of frazil and anchor ice with sedimentary particles in a flume. *Cold Reg. Sci. Techn.* **21**: 137-149.
- Kolatschek, J. & Zatchek, A. (1997) Spectral and integral Albedo of sea ice. *Ber. Polarforsch.* **226**: 71-72.
- Kolatschek, J., Eicken, H., Alexandrov, V.Y. & Kreyscher, M. (1996) The sea-ice cover of the Arctic Ocean and the Eurasian marginal seas: a brief overview of present day patterns and variability. *Ber. Polarforsch.* **212**: 2-18.
- Kovalev, S., Strakhov, M. & Tyshko, K. (1997) Crystal structure and physical and mechanical properties of Laptev Sea ice at the initial period of ice formation. *Ber. Polarforsch.* **248**: 34-44.
- Kunz-Pirrung, M. (1997) Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen. Unveröffentl. Diss., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel: 112 S.
- Lange, M.A., Ackley, S.F., Wadhams, P., Dieckmann, G.S. & Eicken, H. (1989) Development of sea ice in the Weddell Sea. *Ann. Glaciol.* **12**: 92-96.
- Langford, F.F. & Blanc-Valleron, M.-M. (1990) Interpreting Rock-Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **74.6**: 799-804.
- Larssen, B.B., Elverhøi, A. & Aagaard, P. (1987) Study of particulate material in sea ice in the Fram Strait - a contribution to paleoclimatic research? *Polar Res.* **5**: 313-315.

## 7. LITERATUR

---

- Legendre, L., Ackley, S.F., Dieckmann, G.S., Gulliksen, B., Horner, R., Hoshiai, T., Melnikov, I.A., Reeburgh, W.S., Spindler, M. & Sullivan, C.W. (1992) Ecology of sea ice biota. *Polar Biol.* **12**: 429-444.
- Levitan, M.A., Dekov, V.M., Gorbunova, Z.N., Gurvich, E.G., Muyakshin, S.I., Nürnberg, D., Pavlidis, M.A., Ruskova, N.P., Shelekhova, E.S., Vasilkov, A.V. & Wahsner, M. (1996) The Kara Sea: a reflection of modern environment in grain size, mineralogy, and chemical composition of the surface layer of bottom sediments. *Ber. Polarforsch.* **212**: 58-80.
- Liebezeit, G. & Wiesner, M.G. (1989) Pyrolysis of recent marine sediments – I. Biopolymers. *Adv. Org. Geochem.* **16.4-6**: 1179-1185.
- Lindemann, F. (1994) Sonographische und sedimentologische Untersuchungen in der Laptevsee, sibirische Arktis. Unveröffentl. Dipl.-Arb., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel: 75 S.
- Littke, R. (1993) Deposition, diagenesis and weathering of organic matter-rich sediments. *Lecture Notes in Earth Sciences* 47, Springer-Verlag, Berlin: 216 p.
- Littke, R. & Sachsenhofer, R.F. (1994) Organic petrology of deep sea sediments: a compilation of results from the Ocean Drilling Program and the Deep Sea Drilling Project. *Energy & Fuels* **8.6**: 1498-1512.
- Littke, R., Baker, D.R. & Rullkötter, J. (1997) Deposition of petroleum source rocks. - Welte, D.H., Horsfield, B. & Baker, D.R. (eds.): *Petroleum and basin evolution*, Springer-Verlag, Berlin: 271-333.
- Lisitzin, A.P. (1996) Oceanic sedimentation. Lithology and geochemistry. *Am. Geophys. Union*, Washington: 400 p.
- Lockerman, R.C. (1968) Some summer oceanographic features of the Laptev and East Siberian Seas. TR-200, U.S. Naval Oceanogr. Off., Washington: 50 p.
- Martin, S. (1981) Frazil ice in rivers and oceans. *Ann. Rev. Fluid Mech.* **13**: 379-397.
- Martin, S. & Kauffman, P. (1981) A field and laboratory study of wave damping by grease ice. *J. Glaciol.* **27.96**: 283-313.
- Maykut, G.A. (1985) The ice environment. - Horner, R.A. (ed.): *Sea ice biota*, CRC Press, Inc., Boca Raton: 21-82.
- McCormick, M. & Barnes, P.W. (1994) Studies of sediment transported by Beaufort Gyre pack ice, Arctic Ocean, 1993: concentrations, textural and carbon data. *Open-File Rep. U.S. Geol. Surv.* 94-25: 29 p.
- McCormick, M., Barnes, P.W. & Reimnitz, E. (1993) Studies of sediment transport by Beaufort Gyre pack ice, 1992: sediment, ice & water data. *Open-File Rep. U.S. Geol. Surv.* 93-19: 38 p.
- Medcof, J.C. & Thomas, M.L.H. (1974) Surfacing on ice of frozen-in marine bottom materials. *J. Fish. Res. Board Can.* **31**: 1195-1200.
- Milliman, J.D. & Meade, R.H. (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* **91**: 1-21.
- Müller, G. (1964) Methoden der Sediment-Untersuchung (Sediment-Petrologie, Teil I). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart: 303 S.
- Naidu, A.S. & Mowatt, T.C. (1983) Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94.7**: 841-854.
- Namilov, Y.V. (1995) The ice-thermal regime at front deltas of rivers of the Laptev Sea. *Ber. Polarforsch.* **176**: 55-61.
- Nansen, F. (1898) *Farthest North*. Haper and Brothers Publ., London: 679 p.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. & Thiede, J. (1994) Sediments in Arctic sea ice: implications for entrainment, transport and release. *Mar. Geol.* **119**: 185-214.
- Oeschger, H. & Langway jr., C.C. (1989) *The environmental record in glaciers and ice sheets*. John Wiley & Sons, Chichester: 400 p.
- Osterkamp, T.E. & Gosink, J.P. (1984) Observations and analyses of sediment-laden sea ice. - Barnes, P.W., Schell, D.M. & Reimnitz, E. (eds.): *The Alaskan Beaufort Sea: ecosystems and environments*, Academic Press, Inc., Orlando: 73-93.
- Parkinson, C.L. (1991) Interannual variability of the spatial distribution of sea ice in the north polar region. *J. Geophys. Res.* **96.C3**: 4791-4801.
- Parkinson, C.L. (1992) Spatial patterns of increases and decreases in the length of the sea ice season in the north polar regions, 1979-1986. *J. Geophys. Res.* **97.C9**: 14377-14388.

- Parkinson, C.L. & Cavalieri, D.J. (1989) Arctic sea ice 1973-1987: seasonal, regional, and interannual variability. *J. Geophys. Res.* **94**.C10: 14499-14523.
- Pavlidis, Y.A., Dunayev, N.N. & Shcherbakov, F.A. (1997) The Late Pleistocene palaeogeography of Arctic Eurasian shelves. *Quatern. Int.* **41/42**: 3-9.
- Petschick, R., Kuhn, G. & Gingele, F. (1996) Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.* **130**: 203-229.
- Pfirman, S.L., Wollenburg, I., Thiede, J. & Lange, M.A. (1989a) Lithogenic sediment on Arctic pack ice: potential aeolian flux and contribution to deep sea sediments. - Leinen, M. & Sarnthein, M. (eds.): *Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*, NATO ASI Series C 282, Kluwer Academic Publ., Dordrecht: 463-493.
- Pfirman, S.L., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelmann, A. (1989b) Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987. *Polar Res.* **7**: 59-66.
- Pfirman, S.L., Lange, M.A., Wollenburg, I. & Schlosser, P. (1990) Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea depositon: Arctic - Antarctic comparisons. - Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publ., Dordrecht: 187-211.
- Pfirman, S.L., Eicken, H., Bauch, D. & Weeks, W.F. (1995) The potential transport of pollutants by Arctic sea ice. *Sci. Total Environ.* **159**: 129-146.
- Pfirman, S.L., Colony, R., Nürnberg, D., Eicken, H. & Rigor, I. (1997) Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.* **102**.C6: 12575-12586.
- Pivovarov, S.V., Hölemann, J.A., Kassens, H., Antonov, M. & Dmitrenko, I. (in press) Dissolved oxygen, silicon, phosphorus and suspended matter concentrations during the spring breakup of the Lena River. - Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): *Land-ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history*, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin.
- Poltermann, M. (1997) Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises. *Ber. Polarforsch.* **225**: 170 S.
- Proshutinsky, A.Y. & Johnson, M.A. (1997) Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* **102**.C6: 12493-12514.
- Rachold, V. (1995) Geochemistry of Lena river suspended load and sediments - preliminary results of the expedition in July/August 1994. *Ber. Polarforsch.* **176**: 272-279.
- Rachold, V. (in press) Major, trace, and rare earth element geochemistry of suspended particulate material of east Siberian rivers draining to the Arctic Ocean. - Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.-W., Melles, M., Thiede, J. & Timokhov, L. (eds.): *Land-ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history*, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin.
- Rachold, V., Alabyan, A.M., Hubberten, H.-W., Korotaev, V.N. & Zaitsev, A.A. (1996) Sediment transport to the Laptev Sea - hydrology and geochemistry of the Lena River. *Polar Res.* **15**.2: 183-196.
- Rachold, V., Eisenhauer, A., Hubberten, H.-W., Hansen, B. & Meyer, H. (1997) Sr isotopic composition of suspended particulate material (SPM) of east Siberian rivers: sediment transport to the Arctic Ocean. *Arctic Alpine Res.* **29**.4: 422-429.
- Rachor, E. (1997) Scientific cruise report of the Arctic expedition ARK-XI/1 of RV "Polarstern" in 1995. *Ber. Polarforsch.* **226**: 157 p.
- Radke, M., Horsfield, B., Littke, R. & Rullkötter, J. (1997) Maturation and petroleum generation. - Welte, D.H., Horsfield, B. & Baker, D.R. (eds.): *Petroleum and basin evolution*, Springer-Verlag, Berlin: 169-229.
- Rearic, D.M., Barnes, P.W. & Reimnitz, E. (1990) Bulldozing and resuspension of shallow-shelf sediment by ice keels: implications for Arctic sediment transport trajectories. *Mar. Geol.* **91**: 133-147.
- Reimnitz, E. & Bruder, K.F. (1972) River discharge into an ice-covered ocean and related sediment dispersal, Beaufort Sea, coast of Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 861-866.
- Reimnitz, E. & Dunton, K. (1979) Diving observations on the soft ice layer under the fast ice at DS-11 in the Stefansson Sound Boulder Patch. Principal investigators' annual reports Vol. IX, Nat. Oceanic and Atmos. Admin., Boulder: 210-230.
- Reimnitz, E. & Kempema, E.W. (1987) Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters. *Mar. Geol.* **77**: 219-231.

## 7. LITERATUR

---

- Reimnitz, E., Kempema, E.W. & Barnes, P.W. (1987) Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic Seas. *J. Geophys. Res.* **92.C13**: 14671-14678.
- Reimnitz, E., Graves S.M. & Barnes, P.W. (1988) Beaufort Sea coastal erosion, sediment flux, shoreline evolution, and the erosional shelf profile. *U.S. Geol. Surv. Map I-1182 G*, Denver.
- Reimnitz, E., Marincovich jr., L., McCormick, M. & Briggs, W.M. (1992) Suspension freezing of bottom sediment and biota in the Northwest Passage and implications for Arctic Ocean sedimentation. *Can. J. Earth Sci.* **29**: 693-703.
- Reimnitz, E., Clayton jr., J.R., Kempema, E.W., Payne, J.R. & Weber, W.S. (1993a) Interaction of rising frazil with suspended particles: tank experiments with applications to nature. *Cold Reg. Sci. Tech.* **21**: 117-135.
- Reimnitz, E., Barnes, P.W. & Weber, W.S. (1993b) Particulate matter in pack ice of the Beaufort Gyre. *J. Glaciol.* **39.131**: 186-198.
- Reimnitz, E., McCormick, M., McDougall, K. & Brouwers, E. (1993c) Sediment export by ice rafting from a coastal polynya, Arctic Alaska, U.S.A. *Arctic Alpine Res.* **25.2**: 83-98.
- Reimnitz, E., Dethleff, D. & Nürnberg, D. (1994) Contrasts in Arctic shelf sea-ice regimes and some implications: Beaufort Sea versus Laptev Sea. *Mar. Geol.* **119**: 215-225.
- Rey, L. (1982) The Arctic Ocean: a 'Polar Mediterranean'. - Rey, L. (ed.): *The Arctic Ocean. The hydrographic environment and the fate of pollutants*, John Wiley & Sons, New York: 3-38.
- Rigor, I. & Heiberg, A. (1997) International Arctic Buoy Program data report 1 January 1996 - 31 December 1996. *Tech. Mem. APL-UW TM 5-97*, Applied Physics Laboratory, University of Washington, Seattle: 166 p.
- Rossak, B. (1995) Zur Tonmineralverteilung und Sedimentzusammensetzung in Oberflächensedimenten der Laptevsee, sibirische Arktis. Unveröffentl. Dipl.-Arb., Institut für Geologie der Universität Würzburg: 95 S.
- Rudels, B. (1989) The formation of Polar Surface Water, the ice export and the exchanges through the Fram Strait. *Prog. Oceanogr.* **22**: 205-248.
- Sachs, L. (1984) *Angewandte Statistik*. 6. Aufl., Springer-Verlag, Berlin: 552 S.
- Schaefer, V.J. (1950) The formation of frazil and anchor ice in cold water. *Trans. Am. Geophys. Union* **31.6**: 885-893.
- Schauer, U., Muench, R.D., Rudels, B. & Timokhov, L. (1997) Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layer. *J. Geophys. Res.* **102.C2**: 3371-3382.
- Schubert, C.J. (1995) Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität. *Ber. Polarforsch.* **177**: 178 S.
- Shackleton, N.J. (1987) Oxygen isotope, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.* **6**: 183-190.
- Shen, H.T. & Ackermann, N.L. (1990) Wave-induced sediment enrichment in coastal ice covers. - Ackley, S.F. & Weeks, W.F. (eds.): *Sea ice properties and processes*, Monogr. 90-1, CRREL, Hanover: 100-102.
- Shepard, F.P. (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratios: *J. Sed. Petrol.* **24.3**: 151-158.
- Siedler, G. & Peters, H. (1986) Properties of sea water. - Sündermann, J. (ed.): *Numerical data and functional relationships in science and technology/Landolt-Börnstein*, Group V, Vol. 3 oceanography, subvolume a, Springer-Verlag, Berlin: 233-264.
- Silverberg, N. (1972) Sedimentology of the surface sediments of the East Siberian and Laptev Seas. Unpubl. PhD thesis, University of Washington: 184 p.
- Spindler, M. (1990) A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. - Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publ., Dordrecht: 173-186.
- Spindler, M. (1994) Notes on the biology of sea ice in the Arctic and Antarctic. *Polar Biol.* **14**: 319-324.
- Spindler, M. & Dieckmann, G.S. (1986) Distribution and abundance of the planktic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in sea ice of the Weddell Sea (Antarctica). *Polar Biol.* **5**: 185-191.
- Stach, E., Mackowsky, M.-T., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. & Teichmüller, R. (1982) *Stach's textbook of coal petrology*. Gebrüder Borntraeger, Berlin: 535 p.
- Stein, R. (1991) Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lecture Notes in Earth Sciences* 34, Springer-Verlag, Berlin: 217 p.

- Stein, R. (1996) Organic-carbon and carbonate distribution in surface sediments from the eastern central Arctic Ocean and the Eurasian continental margin: sources and pathways. *Ber. Polarforsch.* **212**: 243-267.
- Stein, R., Littke, R., Stax, R. & Welte, D.H. (1989) Quantity, provenance, and maturity of organic matter at ODP sites 645, 646, and 647: implications for reconstruction of paleoenvironments in Baffin Bay and Labrador Sea during Tertiary and Quaternary time. - ODP, SR **105**: 185-208.
- Subba Rao, D.V. & Platt, T. (1984) Primary production of Arctic waters. *Polar Biol.* **3**: 191-201.
- Suslov, S.P. (1961) Physical geography of Asiatic Russia. Freeman & Co, San Francisco: 594 p.
- Sverdrup, H.U. (1927) Dynamic of tides on the north Siberian shelf. *Geof. Publ.* **4.5**: 3-75.
- Tarr, R.S. (1897) The Arctic sea ice as a geological agent. *Am. J. Sci.* **3**: 223-229.
- Timokhov, L.A. (1994) Regional characteristics of the Laptev and the East Siberian Seas: climate, topography, ice phases, thermohaline regime, circulation. *Ber. Polarforsch.* **144**: 15-31.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984) Petroleum formation and occurrence. Springer-Verlag, Berlin: 699 p.
- Treshnikov, A.F. (1985) Atlas Arktiki. Sov. Minist. SSSR, Gl. Upr. Geod. i. Kartogr. Moscow USSR: 204 p.
- Tsang, G. (1982) Frazil and anchor ice. A monograph. NRC Subcommittee on Hydraulics of Ice Covered Rivers, Ottawa: 90 p.
- Tsang, G. & Hanley S.J., T.O'D. (1985) Frazil formation in water of different salinities and supercoolings. *J. Glaciol.* **31.108**: 74-85.
- Tyson, R.V. (1995) Sedimentary organic matter. Organic facies and palynofacies. Chapman & Hall, London: 615 p.
- Underwood, A.J. (1981) Techniques of analysis of variance in experimental marine biology and ecology. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* **19**: 513-605.
- Untersteiner, N. (1964) Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.* **69.22**: 4755-4766.
- Ushio, S. & Wakatsuchi, M. (1993) A laboratory study on supercooling and frazil ice production processes in winter coastal polynyas. *J. Geophys. Res.* **98.C11**: 20321-20328.
- Velichko, A.A., Andreev, A.A. & Klimanov, V.A. (1997) Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the late glacial and Holocene. *Quatern. Int.* **41/42**: 71-96.
- Vogt, C. (1997) Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel. *Ber. Polarforsch.* **251**: 309 S.
- Wadhams, P. & Wilkinson, J.P. (1996) Measurements of sea-ice characteristics within the Odden ice tongue. - Wadhams, P., Wilkinson, J.P. & Wells, S.C.S. (eds.): *ESOP sea ice – ocean interactions*, Sci. Rep. Vol. 2: 331-359.
- Wagner, T. (1993) Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer. *Ber. SFB 313 Nr. 42*, Universität Kiel: 138 S.
- Wagner, T. (in press) Petrology of organic matter in modern and Late Quaternary deposits of the Equatorial Atlantic: climatic and oceanographic links. *Intern. J. Coal Geol.*
- Wagner, T. & Henrich, R. (1994) Organo- and lithofacies of glacial-interglacial deposits in the Norwegian-Greenland Sea: responses to paleoceanographic and paleoclimatic changes. *Mar. Geol.* **120**: 335-364.
- Wagner, T. & Hölemann, J.A. (1995) Deposition of organic matter in the Norwegian-Greenland Sea during the past 2.7 million years. *Quat. Res.* **44**: 355-366.
- Wagner, T. & Dupont, L. (in press) Terrestrial OM in marine sediments: analytical approaches and eolian-marine records of the central Equatorial Atlantic. - Fischer G. & Wefer G. (eds.): *The use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic*, Springer-Verlag.
- Wahsner, M. (1995) Mineralogical and sedimentological characterization of surface sediments from the Laptev Sea. *Ber. Polarforsch.* **176**: 303-313.
- Wahsner, M., Ivanov, G. & Tarasov, G. (1996) Marine geological investigations of surface sediments in the Franz-Josef-Land area and the St. Anna Trough. *Ber. Polarforsch.* **212**: 172-184.
- Walker, J.H. (1974) The Colville River and the Beaufort Sea: some interactions. - Reed, J.C. & Sater, J.E. (eds.): *The coast and shelf of the Beaufort Sea*, Arctic Institute of North America, Arlington: 513-538.
- Walsh, J.E., Hibler III., W.D. & Ross, B. (1985) Numerical simulation of northern hemisphere sea ice variability, 1951-1980. *J. Geophys. Res.* **90.C3**: 4847-4865.

## 7. LITERATUR

---

- Weeks, W.F. & Ackley, S.F. (1982) The growth, structure, and properties of sea ice. Monogr. 82-1, CRREL, Hanover: 130 p.
- Weissenberger, J. (1992) Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises. Ber. Polarforsch. **111**: 159 S.
- Weissenberger, J. (1998) Arctic sea ice biota: design and evaluation of a mesocosm experiment. Polar Biol. **19**: 151-159.
- Weissenberger, J., Dieckmann, G.S., Gradinger, R. & Spindler, M. (1992) Sea ice: a cast technique to examine and analyze brine pockets and channel structure. Limnol. Oceanogr. **37**.1: 179-183.
- Werner, I. (1997) Ecological studies on the Arctic under-ice habitat - Colonization and processes at the ice-water interface. Ber. SFB 313 Nr. 70, Universität Kiel: 167 S.
- Werner, I. & Lindemann, F. (1997) Video observations of the underside of arctic sea ice - features and morphology on medium and small scales. Polar Res. **16**.1: 27-36.
- Wiesner, M.G., Haake, B. & Wirth, H. (1990) Organic facies of surface sediments in the North Sea. Org. Geochem. **15**.4: 419-432.
- Wigle, T.E. (1970) Investigations into frazil, bottom ice and surface ice formation in the Niagara river. Proc. IAHR Symposium on Ice and its Action on Hydraulic Structures, No. 2.8, Reykjavik, Iceland: 1-16.
- WMO (1970) WMO sea-ice nomenclature. Terminology, codes, illustrated glossary and symbols. WMO No. 259.TP.145, Vol. I, Suppl. No. 4 and 5, WMO, Geneva: E3-E17.
- Wollenburg, I. (1993) Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. Ber. Polarforsch. **127**: 159 S.
- Zakharov, V.F. (1966) The role of flaw leads off the edge of fast ice in the hydrological and ice regime of the Laptev Sea. Oceanology **6**.1: 815-821.
- Zachek, A. & Korablev, A. (1997) Meteorological research and synoptical support of the expedition. Ber. Polarforsch. **248**: 20-24.
- Zenkevitch, L. (1963) Biology of the seas of the U.S.S.R. Allen & Unwin Ltd., London: 955 p.

## 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 Mikronektonnetzfänge  
zusammengestellt von Norbert Klages
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-  
schiffes '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 'Polarsirkele'  
(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 Grundschieppnetzfänge 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 Fahrtleiters 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 samples 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' 1984/85“, 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 antarktischem 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 Hoyer und Marianne Gube-Lehnardt
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“, by M. Gube-Lehnardt
- 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. Meincke 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 Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjweit 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. 74/1991** – „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-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grüning
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in 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  $\beta$ -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** – „Paläoglaziologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereiseigenschaften: 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, Nicolai 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“, herausgegeben 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 Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht von 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 von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom 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 der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land / Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- \* **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Spurenmetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Stress und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige 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“, herausgegeben 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 nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner
- \* **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor

- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991”, by Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)”, von Peter Schulze
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik”, von Rüdiger Hotten
- \* **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere”, von Andreas P. A. Wöhrmann
- \* **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux”, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso and Y.P. Savchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV 'Dalnie Zelentsy'”, by D. Nürnberg and E. Groth
- \* **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln”, von Michael Diepenbroek
- \* **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente”, von Sebastian Gerland
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen”, von Martin Graeve
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten”, von Christian F. von Dorrien
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär 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 Kurbjewweit
- 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 Bochert, 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 Königpinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)”, von Klemens Pütz
- \* **Heft-Nr. 137/1994** – „Die kanozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis”, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E)”, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz”, von Holger Winkler
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992”, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis”, von Klemens 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 Neumeyer 1982 – 1992”, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo

- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer/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‘ 1994/95. 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 Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Dmitry 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 María Dolores Andrés Hernández
- Heft-Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden 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  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{238}\text{U}$ : 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 Lebensstrategien antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam
- Heft-Nr. 193/1996** – Heterogene Reaktionen von  $\text{N}_2\text{O}_5$  und  $\text{HBr}$  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 *Neoglobobulimina 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 RV '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 Gereon 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** – „Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke
- Heft-Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung 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. Bolshyanov 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 Südpolarmees 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 Expedition ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96”, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek

**Heft-Nr. 222/1997** – „Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data”, by László Oszkó

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

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

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

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

**Heft-Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arcta* (Chlorophyta) der Arktis und Antarktis”, 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 lecoointei*”, von Doris Meyerdierks

**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 Fahrtteilnehmern

**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 Gaw, 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 Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – „Entstehung und modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‚Polarstern‘ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starman.
- 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. 261/98** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/98** – „The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/98** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/98** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/98** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft-Nr. 266/98** – „Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV ‚Akademik Boris Petrov‘ in 1997“, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 267/98** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 268/98** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft-Nr. 269/98** – „Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)“, by Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 270/98** – „Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies“, by Vera Schindwein.
- Heft-Nr. 271/98** – „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. 272/98** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft-Nr. 273/98** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas-Rückens und des Agulhas-Plateaus („SETARAP“)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.

- Heft-Nr. 274/98** – „The Expedition ANTARKTIS XIV/2“, by Gerhard Kattner.
- Heft-Nr. 275/98** – „Die Auswirkungen der ‚NorthEastWater‘-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft-Nr. 276/98** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft-Nr. 277/98** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft-Nr. 278/98** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft-Nr. 279/98** – „Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A new Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)“, edited by Ruediger Stein.
- Heft-Nr. 280/98** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“, von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft-Nr. 281/98** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirrung.
- Heft-Nr. 282/98** – „Scavenging of  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{232}\text{Th}$  in the South Atlantic: Implications for the use of the  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  ratio as a paläoproductivity proxy“, by Hans-Jürgen Walter.
- Heft-Nr. 283/98** – „Sedimente im arktischen Meereis – Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.

\* vergriffen/out of print

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