

**Sedimenttransport durch das arktische Meereis:  
Die rezente lithogene und biogene Materialfracht**

**Sediment transport by Arctic Sea Ice:  
The recent load of lithogenic and biogenic material**

---

**Ingo Wollenburg**

**Ber. Polarforsch. 127 (1993)  
ISSN 0176 - 5027**

**Ingo Wollenburg**

Adresse des Autors:

c/o GEOMAR - Forschungszentrum für marine Geowissenschaften

Wischhofstraße 1-3

2300 Kiel 14

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1991 am Forschungszentrum für marine Geowissenschaften (GEOMAR) der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel angefertigt wurde.

## INHALTSVERZEICHNIS

<b>KURZFASSUNG</b>	<b>3</b>
Abstract	4
<b>GRUNDLAGEN</b>	<b>5</b>
1. Meereis als bedeutender Faktor der polaren Umwelt	5
2. Meereissedimente im Nordpolarmeer: Herkunft und Sedimentation	6
3. Regionale Eisverhältnisse und Hydrographie im Arktischen Ozean	8
3.1. Zentraler Arktischer Ozean	8
3.2. Schelfgebiete	9
- Barentssee	
- Sibirische Schelfgebiete	
- Beaufortsee	
3.3. Kanadischer Archipel	11
3.4. Framstraße	12
4. Arktisches Meereis	13
4.1. Stellung im polaren System und Einbindung in globale Prozesse	13
4.2. Eisbildungsprozesse und eisphysikalische Parameter	15
4.3. Kinematik des Meereises	18
4.4. Alter, Zusammensetzung und Mächtigkeitsverteilung	20
5. Eistransportierte Sedimente	22
<b>METHODIK</b>	<b>26</b>
6. Probennahme und Probenauswahl	26
7. Sedimentanalysen	28
7.1. Korngrößenanalyse	28
7.2. Grobfraktionsanalyse	33
7.3. Schwereanteil der Siltfraktion	34
7.4. Oberflächentexturen	34
7.5. Röntgendiffraktometrie	36
7.6. S-, C <sup>org</sup> - und CaCO <sup>3</sup> -Bestimmung	37
7.7. Spurenelemente und Seltene Erden (Lanthanide und Aktinide)	38
7.8. Partikuläres Material in Eiskernen	38
<b>ERGEBNISSE</b>	<b>41</b>
8. Meereissedimente im eurasischen Becken	41
8.1. Sedimentverteilung und -konzentrationen auf und im Meereis	41
8.2. Sedimentologie	43
8.2.1. Korngrößenparameter	43
8.2.2. Grobfraktionsanalyse	46
8.2.3. Oberflächentexturen	50
8.2.4. Tonmineralogie	51
8.2.5. Schwermineralgehalt	54

8.3.	Sedimentchemie .....	54
8.3.1.	Spurenelemente und Seltene Erden (Lanthanide und Aktinide) .....	54
8.3.2.	Schwefel- und Karbonatgehalte, Anteil des organischen Materials (TOC) .....	56
8.4.	Partikuläres Material in der Eissäule .....	57

**SEDIMENTTRANSPORT DURCH ARKTISCHES MEEREIS:  
PROZESSE UND WECHSELWIRKUNGEN**

**59**

9.	Eintragsmechanismen .....	59
9.1.	Meereis als Sedimentfalle für äolisches Material? .....	59
9.2.	Beitrag der arktischen Flußsysteme zu den Meereissedimenten .....	65
9.3.	Sedimenteintrag während der Eisbildung aus der Suspension im Meerwasser .....	68
9.4.	Weitere Mechanismen des Materialeintrages in Meereissedimente .....	73
10.	Herkunftsgebiete der Meereissedimente in der Eurasischen Arktis .....	74
10.1.	Haupteisdrift als erstes Indiz für eine Abgrenzung der möglichen Liefergebiete .....	74
10.2.	Biogene Komponenten als Anzeiger für Herkunftsgebiete ..	76
10.3.	Lithogener Anteil der Meereissedimente .....	77
10.4.	Smektit als Indiz für Variationen der mesoskaligen Eisdrift .....	81
11.	Sedimentanreicherung und Verbreitung auf dem Eis als Ausdruck dynamischer Prozesse während der Eisdrift .....	85
12.	Eissediment - idealer Lebensraum für Algen? .....	88
13.	Sedimentation aus dem Eis .....	92
14.	Faziestyp: Meereissedimente .....	96

**SCHLUBBETRACHTUNG**

**103**

15.	Fazit und Perspektiven .....	103
-----	------------------------------	-----

**DANKSAGUNG**

**106**

**LITERATURVERZEICHNIS**

**107**

**ANHANG**

**122**

Verzeichnis .....	122
Karten, Probenahmelokalitäten .....	123
Datengrundlagen .....	131

## KURZFASSUNG

Detaillierte sedimentologische Untersuchungen wurden an Sedimenten durchgeführt, die aus Oberflächenproben und Eiskernen vom Meereis des Eurasischen Beckens, der Framstraße, der Grönland- und der Barentssee extrahiert wurden. Die Arbeiten umfaßten die Bestimmung der Korngrößenverteilung der Gesamt- und der Siltfraction, eine Komponentenanalyse der Grobfraction, Tonmineralogie, Bestimmung der Kalziumkarbonat-, Schwefel- und organischen Kohlenstoffgehalte, sowohl exemplarisch an einigen Proben geochemische Analysen der Spurenelemente.

Die in situ-Beobachtungen in den eisbedeckten Meeresgebieten zwischen 1987 und 1990 und die Analysen belegen die Bedeutung des Sedimenttransportes durch das arktische Meereis für die moderne sedimentäre Umwelt des Arktischen Ozeans. Die Sedimente wurden in solch hohen Konzentrationen und flächenhafter Verbreitung gefunden, daß sie für einen Großteil des Partikelflusses in den Ablationsgebieten (z.B. die Framstraße) verantwortlich sein können. Unterschiede in der tonmineralogischen Zusammensetzung, charakterisiert durch signifikante Smektit-Gehalte, erlauben die Differenzierung der Eissedimente und stellen zum ersten Mal einen direkten Bezug zu einem bestimmten Liefergebiet, in diesem Fall der Laptevsee, her. Anhand der Daten können Variationen der Eisdrift spezifiziert und Muster in den Meeresbodensedimenten der angrenzenden Meeresgebiete interpretiert werden. Biogene Komponenten unterstützen die Herkunft der Eissedimente aus küstennahen Meeresgebieten und machen zusammen mit einer sehr speziellen Eisfauna ('Kryofauna') das Charakteristikum der Eissedimente aus.

Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse lassen auf einen Eintrag aus der Suspension während der Eisbildung als Haupteintragsmechanismus für die rezenten Meereissedimente schließen. Gleichzeitig kann das Meereis-transportierte Material deutlich zu den Sedimenten im Herkunftsgebiet und anderer glazigener Sedimente abgegrenzt werden. Zusammen mit der Aggregatbildung auf dem Eis eröffnet sich die Möglichkeit, die Eigentümlichkeiten der Meereissedimente auch nach der Ablagerung in den pelagischen Sedimenten zu konservieren und damit Eisbedeckung nachweisen zu können.

## ABSTRACT

Sediments extracted from surface samples and ice cores of sea ice from the Eurasian Basin, Fram Strait, Greenland and Barents Sea have been investigated for detailed sedimentological analyses. Analyses comprise sand/silt/clay distribution, coarse fraction analyses, grain size distribution of the silt fraction, clay mineralogy, measurements of carbonate, sulfur and organic carbon contents and the geochemistry of trace elements.

In situ-observations of the particulate loads in Arctic Ocean sea ice during investigations carried out in 1987-1990 show the importance of sea ice rafting for the modern Arctic sedimentary environment. Sediments composed of lithogenic and biogenic material were observed in concentrations and areal extents high enough to account for a large portion of the average sedimentation rate in potential ablation areas (e.g. Fram Strait). For the first time ever, differences in clay mineralogy with significant high smectite values make back-tracing to a distinct source region which is the Laptev Sea possible. With the sedimentological data, variations in ice drift can be specified and allow an interpretation of patterns in sea floor sediments to be made. The biogenic components confirm the origin in shallow water areas and are part of a special 'cryopelagic fauna', which is characteristic for the sea ice environment.

From the results of grain size analyses, a similar and uniform incorporation by resuspension of sea floor sediments for most of the sea ice sediments can be concluded. This information may be a tool for identifying sea ice covers and sediment transport in the sedimentary record of the past.

## 1. Meereis als bedeutender Faktor der polaren Umwelt

Die offensichtlichen, zunehmenden globalen Umweltzerstörungen (Abholzung der Regenwälder, Treibhausgase, Staubgehalt der Atmosphäre etc.) und der ansteigende CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre machen die Dringlichkeit für die Erforschung der Prozesse und Auswirkungen von Klimaveränderungen ('Global Change') sehr deutlich. Modellrechnungen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäresystem lassen darauf schließen, daß klimatische Veränderungen die stärksten und schnellsten Auswirkungen in hohen Breiten zeigen (HIBLER 1989, SEMNTER 1987). Damit nehmen die Polargebiete eine Schlüsselstellung bei der Erforschung der globalen Zusammenhänge der Klimaentwicklung ein. Als Hauptverursacher von Klimaveränderungen gelten langperiodische Schwankungen in der Insolation, auf deren Amplitude die kurzzeitigen, natürlichen Veränderungen aufmoduliert sind (MYSAK & MANAK 1989).

Zu den 'Klimamotoren' der Nordhalbkugel gehört als wichtigster Faktor vor allem die arktische Meereisdecke (CLARK 1990, UNTERSTEINER 1990). Aufgrund der exponierten Stellung und dem Mißverhältnis zwischen der Fläche (40x größer als alle Gletscher der Erde) und der durchschnittlichen Eisdicke (ca. 3m) wird angenommen, daß die Meereisdecke bereits auf kleinste Umweltveränderungen reagiert (s. Abb. 3 und 4 - GIERLOFF-EMDEN 1982). Die Ausdehnung, Zusammensetzung und Mächtigkeit der Eisdecke, der Anteil von offenem Wasser und die Eisdrift beeinflussen den Gas- und Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, wirken durch die Albedo auf den Wärmehaushalt und die atmosphärische Zirkulation und beeinflussen die Ökologie der marinen Biota (Abb. 1 - AAGAARD et al. 1985, CLARK 1990, MORRIS & CLARK 1986). Die Meereisdecke des Arktischen Ozeans und seiner Randmeere steht in sensibler Wechselwirkung mit dem Wassermassen- und Wärmeaustausch der Ozeane, der wiederum von geologischen, klimatischen und ozeanographischen Vorgängen gesteuert wird. Die Atmosphäre und die ozeanische Zirkulation transportieren Wärme in die Polargebiete, wo dieser Energieüberschuß durch die negative Bilanz der Insolation und Wärmeabstrahlung ausgeglichen wird. Hier setzt die klimatische und ökologische Bedeutung an, die Meereisdecke bei entsprechender flächenmäßiger Verteilung durch Erniedrigung der Albedo und Verringerung der Lichtdurchlässigkeit des Eises spielen können (LEDLEY & THOMPSON 1986).

Wichtig ist der Sedimenttransport durch das Meereis aber vor allem als Teil der rezenten interglazialen Umwelt des Arktischen Ozeans. Die Erstreckung und die Mächtigkeit polarer Eisdecken, sowie das Verhältnis von Meereis zu Eisbergen sind wichtige Faktoren für Beurteilungen des Sedimentationsmilieus und des Klimas in der geologischen Vergangenheit. Bis heute werden vorwiegend 'Dropstones' (= terrigenes klastisches Material >500 µm) oder geringe Quantitäten von marinen planktonischen Foraminiferen und Cocolithen als Anzeiger für Eisbergtransport bzw. für das Vorhandensein einer geschlossenen Eisdecke verwendet (BISCHOF et al. 1990). Die Kombination von Eisbergtransport und seiner Identifikation anhand von grobem terrestrischem Material in Glazialzeiten und Meereis als bedeutender Faktor in Interglazialzeiten könnte ein Hilfsmittel der paläo-ozeanographischen und -klimatischen Interpretationen werden. Die Deutung der in den Meeresböden konservierten paläo-ozeanographischen Verhältnisse setzt allerdings ein umfassendes Verständnis der heutigen Prozesse und Mechanismen des Sedimenteintrages, des Sedimenttransportes und der Ablagerung aus dem Eis voraus. Dieses wiederum macht profunde Kenntnisse der

Eisbildungsprozesse, der Stabilität der meso- und mikroskaligen Eisdrift und der Einflüsse der biologischen, geologischen, meteorologischen und ozeanographischen Vorgänge auf die Meereis-sedimente notwendig.

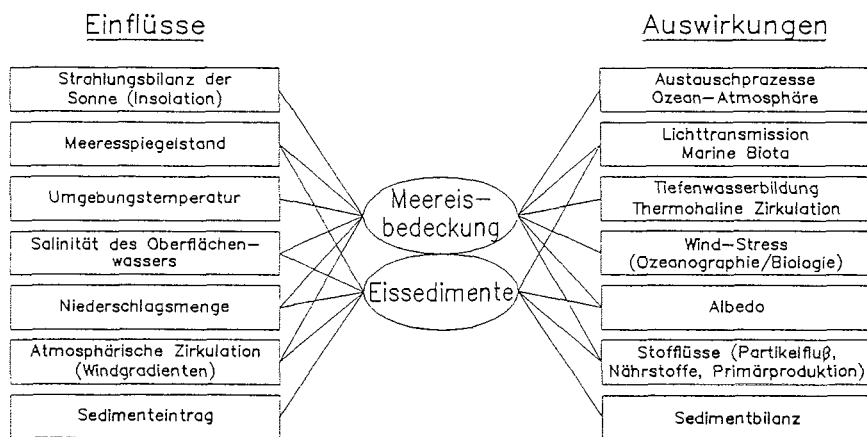


Abb. 1: Schematische Darstellung der Steuerfaktoren ('Einflüsse') auf der Meereisbedeckung und seiner Sedimentfracht und ihre Auswirkungen auf die polare Umwelt.

Für die letzten ca. 700-600 Ky ist die Existenz einer Meereisdecke im Arktischen Ozean nachgewiesen, aber das Einsetzen der Eisbedeckung ist noch sehr umstritten (CLARK 1982, 1990; UNTERSTEINER 1969). SHACKLETON et al. (1984) vermuten diesen Zeitpunkt bei ca. 2,4-2,3 My, während nach CLARK et al. (1980) und ELDHOLM et al. (1987) ältere Phasen der Eisbedeckung seit dem Paläogen oder älteren Neogen (jüngeres Miozän) angenommen werden können. Für die letzten 5 Ma (älteres Pliozän) wird die Annahme eines glazialen Milieus allgemein akzeptiert (CLARK 1990, CLARK & HANSON 1983, MUDIE & BLASCO 1985).

## 2. Meereissedimente im Nordpolarmeer: Herkunft und Sedimentation

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Quellen der Meereis-sedimente, die Art des Eintrages in das Eis, die Transportwege und die Ablagerungsprozesse zu bestimmen und damit die Bedeutung der Meereis-transportierten Sedimente für das Sedimentationsmilieu und den Partikelfluß im rezenten, interglazialen Milieu des Arktischen Ozeans abzuschätzen. Unter Berücksichtigung der Eisdrift und der eisspezifischen Parameter, sowie der Variationen in der Sedimentfracht und ihrer Verbreitung auf dem Eis soll versucht werden, die Meereissedimente zu charakterisieren und festzustellen, ob sich ein spezifischer Faziestyp definieren läßt. Dieser Forschungsansatz wird im folgenden Fragenkomplex in einzelne Schwerpunkte aufgelöst:

- Woraus besteht das Sediment im Eis?
- Besteht ein Zusammenhang zwischen lithogenem und biogenem Sedi-



- mentanteil? Sind sie zusammen eingetragen worden?
- Wie bedeutend ist der bisher postulierte Haupteintrag durch äolischen Transport (KINDLE 1909, 1924; NANSEN 1897)?
  - Welchen Anteil am Sedimenteintrag haben andere Mechanismen?
  - Woher stammt das Sediment auf dem Eis?
  - Gibt es Unterschiede in den Meereissedimenten, die auf verschiedene Herkunftsgebiete schließen lassen?
  - Existieren neben regionalen auch zeitliche Unterschiede in der Sedimentfracht?
  - Welche Vorgänge beeinflussen die Aufnahme und Ablagerung der Sedimente?
  - Beeinflußt das Meereis als Transportplattform die Charakteristik der Sedimente im Vergleich zu den Liefergebieten?
  - Welche Fraktionen werden vom Meereis transportiert und welche wurden von Wind und Strömungen abgelagert? - Kann grobkörniges Material >500 µm weiterhin uneingeschränkt als Anzeiger für Gletschereis- bzw. Eisbergtransport gelten?
  - Wie groß sind die Materialmengen, die durch das Eis transportiert werden? Sind diese Mengen signifikant für die Sedimentation in hohen Breiten?
  - Wo wird das Material sedimentiert?
  - Bildet sich ein charakteristisches Signal der rezenten Verhältnisse im Eis, das im 'Sediment-Archiv' gespeichert wird und so zur Unterscheidung von glazialen und interglazialen Ablagerungsfolgen benutzt werden kann (Art des Material, Menge, Textur o.ä.)?

Die Arbeitsstrategie beinhaltete zunächst die Gewinnung eines möglichst umfangreichen Probensatzes. Besonderer Wert wurde dabei auf wiederholte Probennahmen in der Framstraße gelegt, um neben den regionalen Charakteristika auch die zeitliche Konstanz des Sedimenttransportes beurteilen zu können. Eisbeobachtungen während der Expeditionen vom Schiff und Helikopter aus wurden herangezogen, um die Sedimentverteilung und -konzentrationen zu erfassen. Im Detail sollten anhand der Sand-Silt-Ton-Verhältnisse, der Korngrößenverteilung der Siltfraktion, der Rundungsgrade und der Oberflächenstrukturen die Prozesse und das energetische Niveau der Sedimentaufnahme bestimmt werden. Die mineralogische und biologische Zusammensetzung der Grobfraktion, die röntgenographische Bestimmung der Ton- und Gesamtmineralogie, der quantitative Anteil der Schwermineralfraktion, sowie die Neben- und Spurenelementverteilung dienten der Suche nach den Herkunftsgebieten der Eissedimente. Die Zusammensetzung und Verbreitung des partikulären Materials in und auf dem Meereis wurde, zusammen mit den  $C_{org}$ -, Karbonat- und Schwefelgehalten, in Beziehung zu den Meereisparametern (Alter, Chemie, Kristallographie) gesetzt. Mögliche Wechselwirkungen zwischen den Eissedimenten, der Meereisgenese und der Eisflora und -fauna sollten so auf ihre Auswirkungen für die Sedimentcharakteristik überprüft werden. Alle Daten wurden mit dem Eisdriftmuster verglichen, um zusätzliche Hinweise auf Liefergebiete und Transportbahnen zu erhalten.

Grundsätzlich stand die Frage zur Diskussion, ob es gelingen würde, die relevanten Steuerprozesse und notwendigen Rahmenparameter festzulegen, so daß Abschätzungen über den Sedimenteintrag und -transport bei veränderten Umweltbedingungen möglich sind. Schließlich wurde versucht mit dem erarbeiteten Datensatz das heutige Interglazial mit den wichtigsten Steuer- und Rückkoppelungsvorgängen zu skizzieren, um dann mögliche Auswirkungen der Umweltveränderungen während eines Glazials herauszustellen.

### 3. REGIONALE EISVERHÄLTNISSE UND HYDROGRAPHIE IM ARKTISCHEN OZEAN

#### 3.1. Zentraler Arktischer Ozean

Der Arktische Ozean erstreckt sich über 2000 km von Ellesmere Island bis Severnaya Zemlya und über ca. 3300 km von Svalbard bis Point Barrow in Alaska (Abb. 2 - nach PERRY & FLEMING 1986). Morphologisch wird der Arktische Ozean durch den Lomonosov-Rücken in das Eurasische und das Amerasische Becken unterteilt (Abb. 2). Weitere Rückensysteme untergliedern das Eurasische Becken in Nansen- und Frambecken (getrennt durch den aktiven mittelozeanischen Rücken, den Nansen-Gakkel-Rücken) und das Amerasische Becken (Alpha-Mendelejev-Rückensystem) in Kanada- und Makarov-Becken. Während Meereis saisonal in vielen Teilen der Weltmeere im Winter gebildet wird, ist nur das Nordpolarmeer durch eine ausgedehnte, ganzjährige Packeisdecke gekennzeichnet (SANDERSON 1988, UNTERSTEINER 1990).

Große Bedeutung für die Stabilität der arktischen Eisdecke hat die strenge Schichtung der Wassersäule. Die Hydrographie gliedert sich im wesentlichen in vier Teile (ANDERSON et al. 1989, CARMACK 1990, RUDELS 1989): Das Oberflächenwasser (0- 60 m), die arktische Halokline (50-200 m), Wasser atlantischen Ursprunges (200 - 500 m) und arktisches Bodenwasser (>500 m). Beim arktischen Oberflächenwasser (0 bis 60 m - 'low salinity layer') handelt es sich um niedrig-salines Wasser, gespeist aus dem Einstrom von pazifischem Oberflächenwasser durch die Bering-Straße und Süßwasser aus den zirkum-arktischen Flußsystemen (AAGAARD 1989; ANDERSON et al. 1990; CARMACK 1986, 1990; MILLIMAN & MEADE 1983; RUDELS 1989). Hauptlieferanten mit 3500 km<sup>3</sup>/Jahr sind der Indigirka, Kolyma, die Lena, der Ob, Yenisei (alle sibirische Arktis), der MacKenzie (Nordamerika) und der Yukon (durch die Beringstraße) (CARMACK 1990, MILLIMAN & MEADE 1983). Mit ca. 1500-2000 km<sup>3</sup>/Jahr spielt der Einstrom durch die Bering-Straße (ca. 60 m Wassertiefe) nur eine untergeordnete Rolle im Wasserhaushalt des Arktischen Ozeans (Abb. 2 - CARMACK 1990, RUDELS 1989).

#### 3.2. Schelfgebiete

Ungefähr 36 % der Fläche des Arktischen Ozeans wird von den epikontinentalen Meeresgebieten vor Sibirien und Alaska eingenommen (siehe Abb. 2 - CARMACK 1986, GIERLOFF-EMDEN 1982). Wegen ihrer allgemein sehr geringen Wassertiefen nehmen sie nur 2 % des Volumens ein (GIERLOFF-EMDEN 1982). Die größte Bedeutung erhalten die arktischen Schelfgebiete als Liefergebiete für das Meereis im zentralen Arktischen Ozean (COLONY & THORNDIKE 1985) und durch die bei Eisbildung freiwerdenden Salzlaugen (AAGAARD 1988, 1989; MIDTTUN 1985). Bei den zirkumarktischen Schelfgebieten wird zwischen der Barents-, der Kara- und Laptevsee, der Ostsibirischen See, der Chukchi- und Beaufortsee und dem kanadischen Archipel unterschieden (Abb. 2). Die Dimensionen der arktischen Flachwassergebiete werden bei Betrachtung der Ostsibirischen und der Laptevsee deutlich (Abb. 2, Tabelle 1). Sie bilden zusammen 5 % der Fläche aller Schelfgebiete der Erde (SVERDRUP et al. 1942).

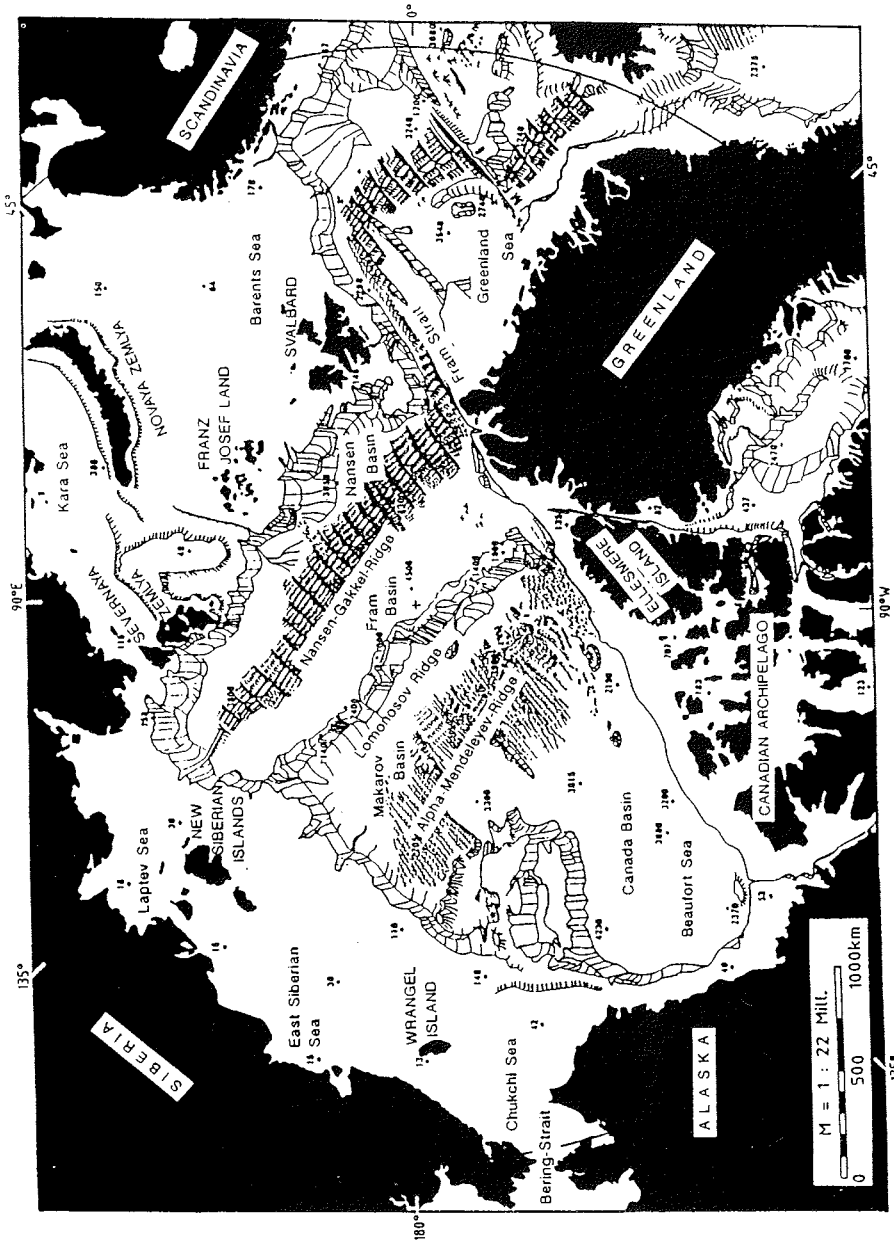


Abb. 2: Der Arktische Ozean mit seinen Schelfgebieten und umgebenden Landmassen in morphographischer Darstellung (umgezeichnet nach GIERLOFF-EMDEN 1982). Darstellung 1:10 Mill., vertikal überhöht in mittelabstandstreuer Azimutal-Projektion.

#### - Barentssee

Die Barentssee südlich und östlich Svalbards (Abb. 2) zeigt morphologisch die Spuren einer intensiven Vergletscherung während des letzten Hochglazials vor ca. 18000 Jahren. Sie weist dadurch eine größere durchschnittliche Wassertiefe als die anderen Schelfgebiete von 100-350 m auf (Tabelle 1). Aufgrund der vorherrschenden Windrichtung erfolgt im Sommer ein bedeutender Eiseinstrom durch die Straße zwischen Franz-Josef-Land und Novaya Zemlya (Abb. 2) aus dem Bereich der Karasee, während im Winter umgekehrt ein Export in den Arktischen Ozean erfolgt (ANDERSON et al. 1990; OVERGAARD et al. 1983; VINJE 1985, 1987; ZACHAROV 1976). Der Einstrom relativ warmer Wassermassen mit dem Norwegen-Strom und die vorherrschenden Windverhältnisse führen dazu, daß die Barentssee am Ende des Sommers in der Regel eisfrei ist (VINJE 1985). Die südliche Eisgrenze folgt der ozeanischen Polarfront (Grenze zwischen arktischem Wasser und dem Einstrom von relativ warmem Atlantik-Wasser) bei etwa 74-75° N (ELVERHØI et al. 1989). Eisberge sind in der Barentssee relativ häufig. Sie stammen hauptsächlich von den Gletschern Svalbards und Franz-Josef Lands (ELVERHØI et al. 1989).

#### - Sibirische Schelfgebiete

Östlich an die Barentssee schließen sich die sibirischen Schelfgebiete an. Beginnend mit der Karasee, über die Laptevsee und die Ostsibirische See bis zur Chukchisee erstrecken sich die neben der Barentssee größten Epikontinentalmeere der Erde (ELVERHØI et al. 1989). Das westlichste der sibirischen Schelfmeere, die Karasee, ist fast vollständig von Novaya Zemlya eingeraht (Abb. 2). Sie hat eine mittlere Wassertiefe von 118 m, mit einem Maximum bei etwa 400 m (PERRY & FLEMING 1986). Circa 15 % ihrer Fläche sind tiefer als 200 m. Sie zeigt ein unruhiges Bodenrelief, hervorgerufen durch die morphologischen Hauptstrukturen, den Novaya Zemlya-Trog, den St. Anna-Trog und den Voronni-Trog. Haupteinfluß auf die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes haben die zahlreichen in die Karasee entwässernden Flußsysteme mit einem Wassertransport von 1243 km<sup>3</sup>/Jahr (ALEXANDER 1973, KULIKOV 1961). Hervorzuheben sind davon der Ob und der Yenisei. Am Ende des Sommers ist auch die Karasee weitgehend eisfrei, während sie in den Wintermonaten zu fast 100% von Meereis bedeckt ist (ALEXANDER 1973).

Östlich der Taimyr-Halbinsel beginnt die 300 km (westlicher Teil) bis 500 km (im Osten) breite Laptevsee (Abb. 2). Die Wassertiefe ist allgemein sehr gering (Tabelle 1), der Schelfabbruch beginnt bereits in ca. 50-60 m Tiefe. Den mittleren Teil der Laptevsee bildet eine flache Plattform mit weniger als 15 m Wassertiefe. Außerdem existieren zahlreiche Bänke mit weniger als 5 m Wassertiefe. Fünf untermeerische Täler zerschneiden den sonst eintönig-ebenen Meeresboden der Laptevsee. Jedes Tal steht mit einem Fluß in Verbindung (HOLMES 1967). Die bedeutendsten in die Laptevsee entwässernden Flüsse sind die Lena und der Yana. Sie haben einen jährlichen Süßwasser-Eintrag von ca. 490 km<sup>3</sup> (Lena) bzw. 30 km<sup>3</sup> (Yana) (HOLMES 1967).

Im weiteren Verlauf der eurasisch-arktischen Schelfgebiete erstreckt sich von den Neusibirischen Inseln bis zur Wrangel Insel die Ostsibirische See (Abb. 2). Ihr Meeresboden ist sehr eben und weist einen weniger komplizierten Aufbau als die Laptevsee auf. Die Ostsibirische See ist, mit Ausnahme der Tiefsee-Ebenen, eines der Gebiete mit der geringsten Topographie auf der Erde. Der Schelf ist zwischen 550 km (bei Wrangel) und 800 km (im W) breit.

Die Schelfkante liegt in ca. 60-70 m Wassertiefe (NAUGLER 1967). Es gibt auch in diesem Gebiet untermeerische Täler, die mit Flüssen (Kolyma und Indigirka) in Verbindung stehen und auf eine subaerische Genese hinweisen (NAUGLER et al. 1974). Die größten regionalen Flüsse sind der Kolyma und der Indigirka. Die Ostsibirische See ist für ihre ausgedehnte Festeisdecke bekannt (bis zu 500 km im Winter - GIERLOFF-EMDEN 1982). Besonders ausgeprägt ist sie im Bereich der Neusibirischen Inseln, wo das Eis durch das flache Wasser und die Inselgruppe stabilisiert wird.

Als östlichstes der sibirischen Schelfgebiete nimmt die Chukchisee das Meeresgebiet zwischen der Wrangel Insel und der Bering Straße bis vor die Nordküste Alaskas ein (Abb. 2). Sie bildet in Bezug auf die regionalen Verhältnisse (Topographie, Meeres- und Windströmungen) die Fortsetzung der Ostsibirischen See, wird aber in den ozeanographischen und geologischen Verhältnissen stark durch die benachbarte Beringstraße geprägt. Die Chukchisee ist von Mitte November bis Mitte Juni 50-100 % eisbedeckt, während der Sommermonate August und September aber eisfrei (ZUBOV 1945). Die Chukchisee zeigt keinen ausgeprägten Festeissaum entlang der Küste, da dieser von dem küstenparallelen Chukchistrom aufgebrochen wird (NAUGLER 1967).

Die sibirischen Schelfgebiete zeigen in weiten Teilen eine sehr monotone, ebene Meeresbodentopographie. Die Gradienten reichen von 1:300 bis zu so geringen Werten wie 1:20000 im Gebiet der Zentralbank, dem breiten Zentrum der Ostsibirischen See (SILVERBERG 1972). Ähnlich niedrige Werte erreichen nur die Tiefseebenen. Die sanft abfallenden Ebenen der Schelfe werden nur durch submarine Täler durchschnitten, die zum Großteil mit Flüssen in Verbindung stehen und ihren Ursprung in Meeresspiegelniedrigständen der Vergangenheit haben (HOLMES 1967, NAUGLER 1967). Permafrost erstreckt sich bis in den marinen Bereich (SUSLOV 1961). Die wenigen rezent auftretenden Eisberge haben ihren Ursprung im wesentlichen auf Franz-Josef-Land, das zu fast 100% vergletschert ist, und dem Svernya Zemlya-Archipel, speziell von der nördlichsten Insel 'Komsomolets'.

#### - Beaufortsee

Im Vergleich zu den riesigen sibirischen Schelfgebieten ist das Gebiet vor Alaska, die Beaufortsee, relativ klein (Abb. 2). Die Beaufortsee erstreckt sich vom Rand des Amerasischen Beckens, von der Chukchisee (Point Barrow) bis zum kanadischen Archipel (Tabelle 1). Der Schelf ist nur ca. 50-100 km breit, die Schelfkante liegt in ca. 60 m Wassertiefe. Die Beaufortsee ist für 9-10 Monate im Jahr (Oktober bis Mai) von Meereis bedeckt (SHARMA 1979). Am Ende des Winters erreicht das Küsteneis eine seewärtige Erstreckung von bis zu 50 km. Die bedeutenden Flüsse im Bereich der Beaufortsee sind der Colville mit 12 km<sup>3</sup>, der Kobuk mit 20 km<sup>3</sup> und der Mackenzie mit 240 km<sup>3</sup> Süßwasserzufluß pro Jahr (MILLIMAN & MEADE 1983).

### 3.3. Kanadischer Archipel

Dieses Meeresgebiet besteht aus einem Netzwerk von Flachwasserpässen und Inseln, das sich vom Arktischen Ozean bis zum Atlantik erstreckt (Abb. 2). Die 10 bis 120 km breiten Wasserstraßen erreichen Tiefen bis zu 700 m (nach PERRY & FLEMING 1986). Über den kanadischen Archipel erfolgt indirekter Wasseraustausch zwischen dem Arktischen Ozean und dem Atlantik. Die ca. 250 m

tiefe Wasserstraße zwischen Ostgrönland und Ellesmere Island ist bekannt für die zahlreichen Eisberge, die vorwiegend von den Gletschern Ellesmere Islands abbrechen und über diesen Wege bis in den Nordatlantik driften. Im Sommer ist die kanadische Arktis zum großen Teil eisfrei, während im Winter große Eismassen die Wasserwege blockieren.

Meeresgebiet	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Volumen [km <sup>3</sup> ]	mittlere Tiefe [m]
Zentrale Arktis	4.7 x 10 <sup>6</sup>	13.2 x 10 <sup>6</sup>	>2000
Barentssee	1.20 x 10 <sup>6</sup>	0.32 x 10 <sup>6</sup>	229
Karasee	0.85 x 10 <sup>6</sup>	0.10 x 10 <sup>6</sup>	118
Laptevsee	0.46 x 10 <sup>6</sup>	0.34 x 10 <sup>6</sup>	74
Ostsibirische See	0.90 x 10 <sup>6</sup>	0.05 x 10 <sup>6</sup>	58
Chukchisee	0.60 x 10 <sup>6</sup>	0.05 x 10 <sup>6</sup>	88
Beaufortsee	0.033 x 10 <sup>6</sup>	0.01 x 10 <sup>6</sup>	ca. 40
Kanadischer Archipel	0.75 x 10 <sup>6</sup>	0.11 x 10 <sup>6</sup>	ca. 150

Tabelle 1: Größenverhältnisse des Arktischen Ozean und seiner Randgebiete (nach AAGAARD et al. 1985, ANDREW & KRAVITZ 1974, GIERLOFF-EMDEN 1982, HOLMES & CREAGER 1974, NAUGLER et al. 1974 und PERRY & FLEMING 1986).

### 3.4. Framstraße

Infolge des Massen-, Wärme- und Stofftransportes durch die 2600 m tiefe (mittlere Schwellentiefe) Framstraße wird der Arktische Ozean in das globale Zirkulationssystem eingebunden (Abb. 2). 90 % des Wärme- und 75 % des Massenaustausches zwischen dem Arktischen Ozean und dem übrigen Weltmeer finden über dieses schmale Meeresgebiet statt (AAGAARD et al. 1973). Entscheidend für die Eisbewegung und Eisbedeckung sind auch hier die oberflächennahen Strömungssysteme. Im Osten fließen relativ warme atlantische Wassermassen im Westspitsbergenstrom nach Norden und halten die östliche Framstraße bis auf 81°N über einen großen Teil des Jahres eisfrei. Im westlichen Teil der Framstraße transportiert der Ostgrönlandstrom Eis und Wasser nach Süden (FOLDVIK et al. 1988). Die Komplexität der Eisedecke in der Framstraße wird durch die Vermischung von lokal gebildetem Eis mit Eisschollen aus allen Regionen des Arktischen Ozeans verursacht (ENGLBRETSON 1989, KOCH 1945). Untergeordnet sind auch Eisberge von den Gletschern Nord-Grönlands und Ellesmere Islands in die Eisedecke der Framstraße integriert (SANDERSON 1988).

#### 4. ARKTISCHES MEEREIS

##### 4.1. Stellung im polaren System und Einbindung in globale Prozesse

Als dünnes Band an der Grenzfläche Ozean/Atmosphäre verhindert Meereis die thermale Konvektion und den Austausch von latenter und sensibler Wärme, Gasen und  $\text{CO}_2$  zwischen Atmosphäre und Ozean (Abb. 3 - GOW & TUCKER 1990; MAYKUT 1982, 1985; MAYKUT & UNTERSTEINER 1971). Die Reduzierung von windgetriebenen Meeresströmungen spielt besonders in Flachwassergebieten eine bedeutende Rolle (BROWN 1990). Durch eine 2-5 mal höhere Rückstrahlung der eintreffenden Sonnenstrahlung (Albedo) als der Ozean ist die Meereisbedeckung ein wichtiger Steuermechanismus des globalen Wärmehaushaltes (Abb. 3 - BARRY 1984). Aus jeder Veränderung in der Eisbedeckung resultiert daher in direkter Konsequenz eine Veränderung der Wärmebilanz der Erde (BLOCH 1965, LANGLEBEN 1966). Die Freisetzung von hypersalinen Lösungen ('brines') während der Eisbildung hat weitreichende ozeanographische und geologische Auswirkungen (AAGAARD 1989, 1990; HONJO et al. 1988). Aufgrund der hohen spezifischen Dichte sinken diese ab und fließen als hochsalines, kaltes sogenanntes Winterwasser die Schelf hinab (Abb. 3 - HONJO et al. 1988, MIDTTUN 1985).

Neben der geologischen Bedeutung durch mögliche Erosion von Schelfsedimenten (BLINDHEIM 1989, HONJO et al. 1988) sind die Salzlaugen Hauptantrieb der thermohalinen ozeanographischen Zirkulation (AAGAARD 1989, 1990; MIDTTUN 1985). Sie sind wesentlich für die Durchlüftung der Tiefsee verantwortlich und untergeordnet an der Bildung des nordatlantischen Tiefenwassers ('North Atlantic Deep-water' = NADW) beteiligt (AAGAARD 1988, CLARK 1990, UNTERSTEINER 1990).

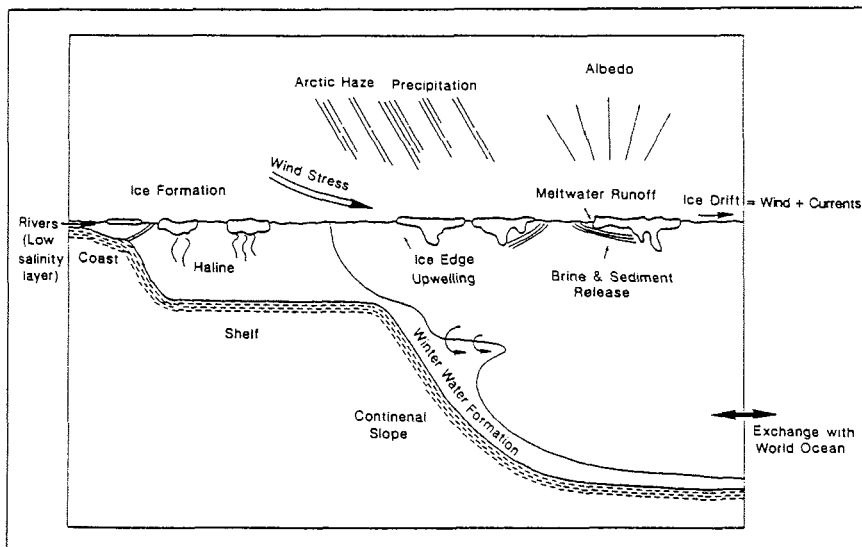


Abb. 3: Schematische Darstellung der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Meereisdecke.

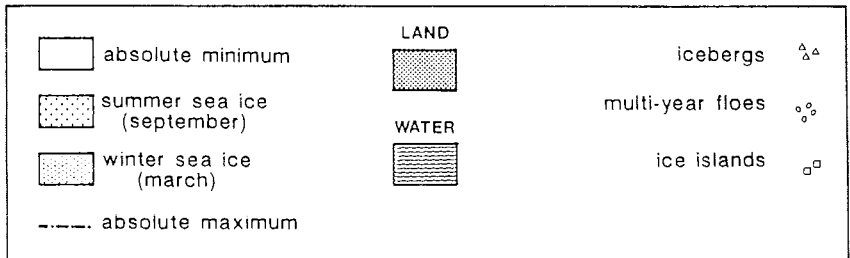
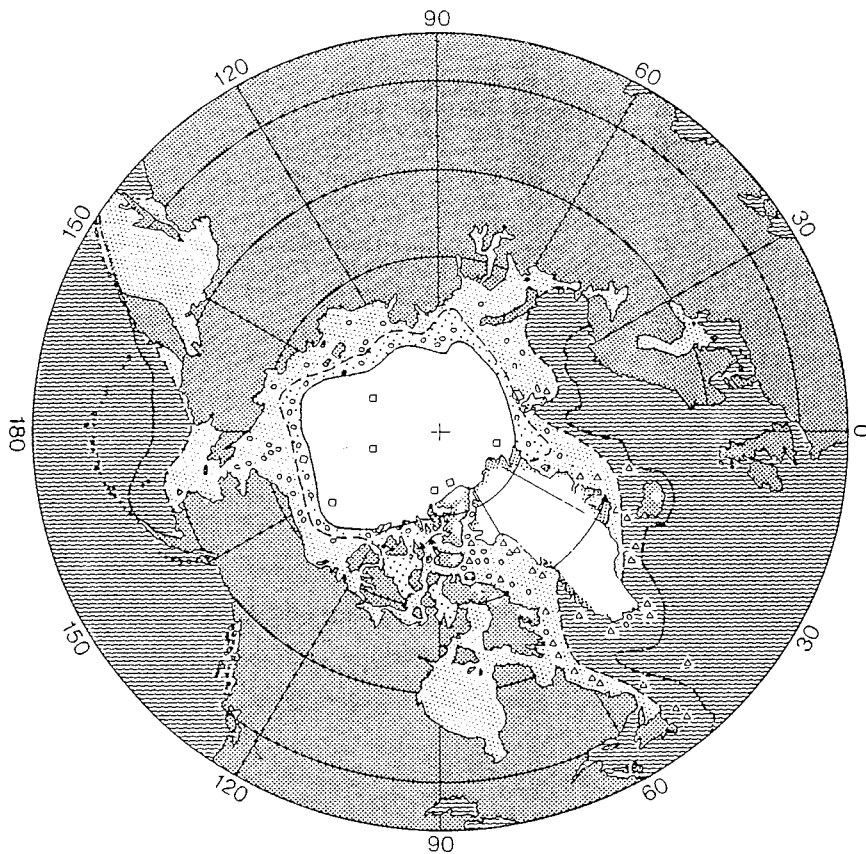


Abb. 4: Meereisbedeckung im Arktischen Ozean (verändert nach SANDERSON 1988, 'absolute maximum'-Linie nach CIA 1978). Die Signaturen für Eisberge, mehrjährige Eisschollen und Eisinseln geben nur schematisch das Vorkommen dieser Eistypen an.



Die größte Bedeutung für ausgeprägte Wechselwirkungen zwischen geologischen und biologischen Vorgängen, also der Parameter, die im Sediment archiviert werden können, hat die randliche Eiszone (Marginal Ice Zone = MIZ) (BROWN 1990, WADHAMS 1986). Die 'MIZ' ist bezeichnet das Gebiet zwischen dem offenem Wasser und der geschlossenen Eisdecke. Die Ausbreitung dieser Übergangszone ist ausgedehnten saisonalen und jährlichen Schwankungen unterworfen (Abb. 4). Die MIZ ist ein Gebiet mit hochenergetischen Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean und Meereis und spielt damit nach AUGSTEIN (1984) eine wichtige Rolle im globalen Klimasystem. Durch die freiwerdenden Nährstoffe aus dem Eis und den Auftriebsvorgängen verbunden mit dem Eisrand bildet sich ein Hochproduktivitätsgebiet mit Phytoplanktonblüten.

#### 4.2. Eisbildungsprozesse und eisphysikalische Parameter

Weil die physikalischen und thermalen Verhältnisse wesentlichen Einfluß auf die Sedimentcharakteristik haben können, ist ein Verständnis der wichtigsten meereisspezifischen Parameter ist Voraussetzung für die Interpretation der Sedimentdaten und der Eisbeobachtungen.

Meereis bildet sich bei ca.  $-1.9^{\circ}\text{C}$  bei einer Salinität von 35 ppt (Standard-Meerwasser) (Abb. 5). Die Formel für die Eisbildung

$$T_g = -0.054 \times S \text{ [ppt]} \text{ (MAYKUT 1985)}$$

zeigt die starke Abhängigkeit der Eisbildung [ $T_g$  = Gefrierpunktstemperatur] von der Salinität [S] (Abb. 5). Wegen des niedrig salinen Oberflächenwassers im Arktischen Ozean von 28-32 ppt im Winter (SANDERSON 1988) und 15-20 ppt im Sommer (US NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE 1958) steigt der Gefrierpunkt auf  $-1.6^{\circ}\text{C}$  an (Abb. 5). Bei niedrigen Temperaturen kühlt das mit der Atmosphäre in Verbindung stehende Oberflächenwasser aus, sinkt aufgrund des Dichteunterschiedes ab und wird von wärmerem oder weniger salinem Wasser aus tieferen Schichten ersetzt. Nach der Abkühlung an der Oberfläche sinkt dieses wiederum ab und macht Platz für nachströmendes Wasser. Diese Konvektion hält an bis ein isothermaler Zustand der gesamten Wassersäule erreicht ist. Die ausgeprägte Halokline im rezenten Arktischen Ozean und der schnelle Wärmeverlust an der Grenzschicht Ozean/Atmosphäre sorgen dafür, daß die Eisbildung einsetzt, bevor die gesamte Wassersäule auf  $-1.9^{\circ}\text{C}$  abgekühlt ist (SANDERSON 1988). Besonders auf den arktischen Schelfen begünstigen geringe Salinitäten und die nahezu homohaline Wassersäule die Eisbildung bei relativ hohen Temperaturen (RUDELS 1989 - Abb. 5).

Die Eisbildung läuft schrittweise wie folgt ab: In einer gleichmäßig ausgekühlten Wassersäule bilden sich diskusförmige Eiskristalle von 1-5 mm Durchmesser und 1-100  $\mu\text{m}$  Dicke, sogenanntes 'frazil'-Eis (BARNES et al. 1982, CAMPBELL & COLLIN 1958, MAYKUT 1985, OSTERKAMP & GOSINK 1984, REIMNITZ & KEMPEMA 1987). Aufgrund des Salinitäts- und Dichteunterschiedes schwimmen sie auf und bilden einen losen, wassergesättigten (ca. 60-80 % Wasser) Eischlamm ('slush') (WEEKS & ACKLEY 1982). Bei turbulenten Bedingungen mit anhaltend niedrigen Temperaturen kann sich innerhalb von 20 Stunden eine 2 m mächtige 'slush'-Eislage bilden. Maximal kann sie Mächtigkeiten bis zu 4 m erreichen (REIMNITZ & KEMPEMA 1987). Sehr starke Turbulenz kann durch verstärkten Wärmeverlust zu einer Auskühlung der Wassersäule bis zum Meeresboden führen ('supercooling'). Unter diesen Bedingungen können sich Eiskristalle bis in Wassertiefen von 60 m direkt am Meeresboden bilden

('anchor ice') (KEMPEMA et al. 1988). Nach Erreichen einer bestimmten Größe schwimmen die Eiskörper auf und werden in die 'slush'-Eislage eingefügt. Abhängig von der Umgebungstemperatur gefriert dieser Eisbrei von der Oberfläche abwärts zu einer festen Meereisdecke (UNTERSTEINER 1990). Winde und Oberflächenströmungen sorgen für das Verdriften, wobei an den Aufreißstellen ('leads') bei fortgesetzt niedrigen Temperaturen erneut Neueis gebildet wird.

Bei der Konsolidierung des Eisschlammes ('slush') entsteht junges Eis mit einer körnigen Kristallstruktur ('granular ice'). Die Eiskristalle sind ca. 1 mm groß und unregelmäßig verteilt (GOW & TUCKER 1990, WEEKS & ACKLEY 1982). Darunter wachsen dann unter nicht turbulenten Bedingungen säulenförmige Eiskristalle, sogenanntes 'columnar ice' (LANGE 1987). ZUBOV (1945) beobachtete eine Wachstumsgeschwindigkeit von 'columnar'-Eis von 1 cm/Tag. Bei einer gerichteten Strömung orientieren sich die 'columnar'-Eiskristalle beim Wachstum mit der kristallographischen c-Achse in Strömungsrichtung (GOW & TUCKER 1990). Durch das oberflächliche Abschmelzen im Sommer besteht das mehrjährige arktische Meereis in der Hauptsache aus 'columnar' oder säulenförmigem Eis (WEEKS & GOW 1978 - Abb. 6).

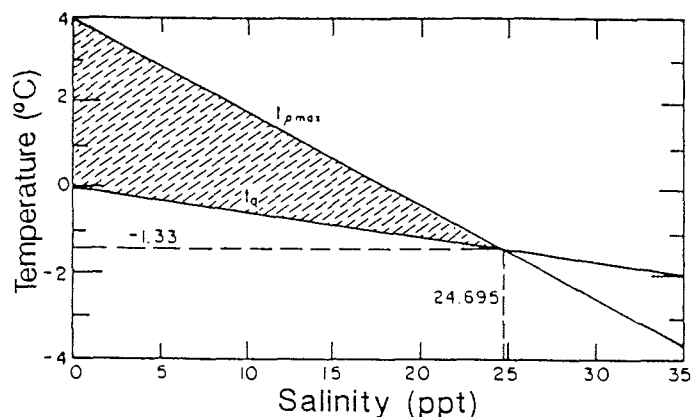


Abb. 5: Abhängigkeitsdiagramm von Gefrierpunktstemperatur ( $t_g$ ) und Temperatur des Dichtemaximums ( $t_{max}$ ) von der Salinität (S). Meerwasser im schraffierten Bereich sinkt aufgrund der höheren Dichte ab (GIERLOFF-EMDEN 1982, GOW & TUCKER 1990).

Aus den chemischen und physikalischen Entmischungs- und Kristallisationsmechanismen während der Eisbildung resultiert der anisotrope und inhomogene Aufbau des arktischen Meereises (UNTERSTEINER 1990). Das Eis ist aus drei Phasenzuständen (fest, gasförmig, fluidal) zusammengesetzt. Die Bildung von Meereis führt zur Fraktionierung des Meerwassers in Eiskristalle aus purem Süßwasser und hochkonzentrierte Salzlaugen ('brines') (Abb. 4 - MAYKUT 1985, UNTERSTEINER 1990). Bei turbulenten Bedingungen und verstärkter Eisbildung werden zusätzlich Luft und Gase mit den Salzlaugen in den Kristallzwischenräumen eingeschlossen (GOW & TUCKER 1990). Die Zusammensetzung ist stark von den Umgebungsbedingungen, wie Temperatur, Wind, Strömung und Salinität des Meerwassers abhängig (WEEKS 1981). Je schneller die Abkühlung, desto salzreicher ist das Eis (5 - 10 ppt) (COX & WEEKS 1974).

Während der Eisdrift treten an der Unterseite vor allem während des Sommers 'brines' aus (COX & WEEKS 1974). Aus diesem Prozeß der gravitativen Entmischung resultiert die geringe Salinität von mehrjährigem Eis (> 1 ppt). Die Zeitabhängigkeit der Salinität des Meereises wird zur groben Alterseinstufung verwendet (GOW & TUCKER 1990, WEEKS & ACKLEY 1982).

Im ersten Jahr wächst das Eis bis zu einer Dicke von 1-2.5 m (Maximum im April-Mai) (UNTERSTEINER 1986). Zusätzlich trägt der Niederschlag in Form von Schnee ca. 30-50 cm zur Eisdecke bei (COLONY 1990). Dabei nimmt die Schneefallrate zum Zentrum des Arktischen Ozeans ab (KOERNER 1973). Das oberflächliche Abschmelzen des Schnees beginnt im späten Mai bis frühen Juni (Abb. 6 - VOWINCKEL & ORVIG 1970, BARRY et al. 1984). Im Juli ist das Eis bereits schneefrei und bis zum Ende des Sommers schmelzen durchschnittlich noch einmal 40 cm der obersten Eissäule (GOW & TUCKER 1990, UNTERSTEINER 1986, VOWINKEL & ORVIG 1970, NANSEN 1897). Am Ende des arktischen Sommers ist ein Großteil des einjährigen Eises abgeschmolzen (SANDERSON 1988, UNTERSTEINER 1990). Mitte September beginnt ein erneuter Gefrierzyklus. Nach dem Auskühlen der gesamten Eisdecke wächst an der Unterseite neues Eis (Abb. 6), wobei sich im zweiten Winter mehr Eis bildet als im Sommer zuvor abgeschmolzen ist (UNTERSTEINER 1986). Dieser positiv ausgerichtete Prozeß ist in den ersten Jahren (bei jüngerem Eis) ausgeprägter, da eine dickere, ältere Eisdecke länger braucht, um im Herbst durchzukühlen und dann weniger Zeit für die Neueisbildung an der Unterseite zur Verfügung steht (UNTERSTEINER 1986). Im heutigen Arktischen Ozean pendeln sich diese Schmelz- und Eisbildungszyklen bei einer Gleichgewichtsmächtigkeit von 3-4 m ein (GOW & TUCKER 1990, UNTERSTEINER 1990). Diese Modell ist allerdings stark idealisiert, da Temperaturschwankungen, Meeresströmungen und Wind das Eis aufreißen und -brechen, es über- und untereinander schieben und so das thermische und physikalische Gleichgewicht stören.

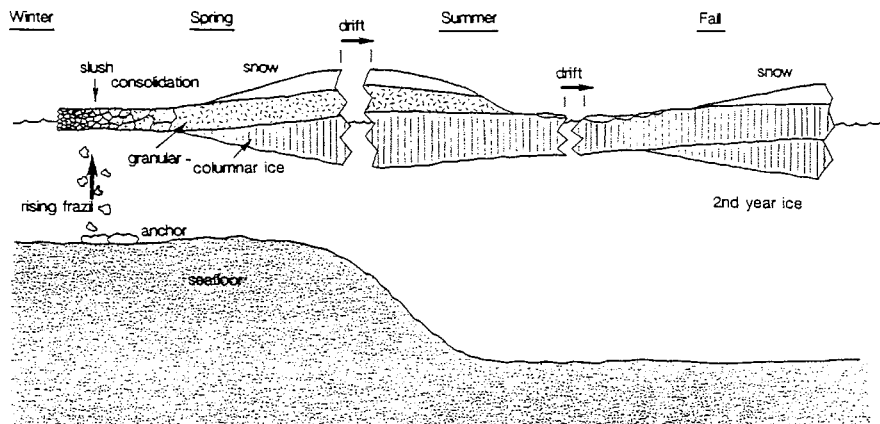


Abb. 6: Schematische Darstellung der saisonalen Eisbedingungen; von der Neueisbildung auf den Schelfen über die sommerliche Schmelzperiode und dem Einsetzen eines neuen Gefrierzyklus an der Eisunterseite im Herbst und Winter.

Bei der Klassifikation des Meereises nach der 'World Meteorological Organisation' (WMO-Klassifikation) unterscheidet man zwischen Neueis und einjährigem Eis. Neueis ist eine Sammelbezeichnung für junges, dünnes Eis ( $< 0.5$  m). In dem Begriff sind eine Vielzahl von Neueisbildungen, wie dünne Eishäute, Kristalle ('frazil'), Eisbrei oder -schlamm ('slush') und Pfannkucheneis ('pancake ice') zusammengefaßt. Als einjähriges Eis wird solides Meereis bis zum Einsetzen des neuen Gefrierzyklus bezeichnet. Zweijähriges Eis hat einen Sommer überdauert und zeigt eine im zweiten Winter gebildete Eislage an der Unterseite. Nach dem zweiten Sommer- und Winter-Zyklus wird der Eistyp als mehrjähriges Eis (multi-year) bezeichnet.

#### 4.3. Kinematik des Meereises

Die Eisdrift wird durch ein komplexes Zusammenwirken von atmosphärischer und ozeanographischer Zirkulation, Neigung der Meeresoberfläche, Coriolis-Kraft und internem Stress im Eis bestimmt (GOW & TUCKER 1990, SANDERSON 1988, THORNDIKE & COLONY 1982). Die arktische Meereisdecke befindet sich in einem Zustand permanenter Bewegung, wobei die generelle Driftrichtung, ohne Einbeziehung der unregelmäßigen Zick-Zack- und Kreisbewegungen, im wesentlichen dem Muster der atmosphärischen Zirkulation und den Oberflächenströmungen folgt (DUNBAR & WITTMAN 1963, VINJE 1982). Die Bestimmung der kleinskaligen Eisdrift oder der Driftgeschichte einzelner Schollen gestaltet sich wegen täglich wechselnder Winde zusammen mit den komplizierten mechanischen Wechselwirkungen der einzelnen Eisschollen und der unterschiedlichen Eis-typen als außerordentlich schwierig (COLONY & THORNDIKE 1985).

Aufgrund von Langzeitaufzeichnungen der Drift von Schiffen, Eisinseln, Bojen und von Satellitenbeobachtungen läßt sich ein östliches und westliches Regime der Eisdrift im Arktischen Ozean unterscheiden (COLONY & THORNDIKE 1984, DUNBAR & WITTMAN 1963, GORDIENKO & LAKTIONOV 1969, HIBLER 1989 - Abb. 7). Die generelle Drift im westlichen Teil des Arktischen Ozeans (Amerasisches Becken) erfolgt in Übereinstimmung mit der allgemeinen Luftdruckverteilung in einem antizyklonalen Wirbel, dem Beaufort-Wirbel (ZUBOV 1945 - Abb. 7). Das Zentrum liegt bei etwa  $80^{\circ}$ N und  $150^{\circ}$ W (SANDERSON 1988, WADHAMS 1983b), wobei die Position des Beaufort Wirbels in Lage und Ausdehnung von Monat zu Monat schwankt (LOSEV et al. 1987). Die wichtigste Quelle für Meereis im Amerasischen Becken sind die Schelfe der Beaufortsee und der amerikanischen Chukchisee (COLONY & THORNDIKE 1985). Die Driftgeschwindigkeiten sind allgemein sehr gering. Die Rotation ist aber nicht kohärent (SANDERSON 1988). Im äußeren Teil beträgt die Zeit für einen Umlauf 10 Jahre, im inneren Teil 3 Jahre (COLONY & THORNDIKE 1985).

Das Eurasische Becken, im östlichen Teil des Arktischen Ozeans, wird von der Transpolar drift beherrscht, die das Eis von den sibirischen Quellenregionen (Ostsibirische-, Laptev- und Kara-see) über den Pol in die Framstraße führt (Abb. 7 - COLONY & THORNDIKE 1985, NANSEN 1897, ZUBOV 1945). Die durchschnittliche Driftdauer von den sibirischen Schelfen bis zum Austritt in die Framstraße beträgt 2-3 Jahre (COLONY & THORNDIKE 1985, KOCH 1945, WEEKS 1986), das Maximum liegt bei ca. 5 Jahren (KOERNER 1973). Der jährliche Eisausstrom durch die Framstraße beträgt ca.  $0.065$  -

0.150 Sv<sup>1</sup> (KOERNER 1973, ZACHAROV 1976, WADHAMS 1983a, VINJE & FINNEKÅSA 1986). Beim Eintritt aus dem breiten Bereich der Transpolar-drift in die enge Framstraße wird das Eis mechanisch stark beansprucht und deformiert. Unter dem Druck der nachschiebenden Transpolar-drift wird das Eis um Nordøstrundingen (Grönland) herum in den westlichen Teil der Framstraße gepreßt (Abb. 8 - VOWINCKEL 1967, VINJE & FINNEKÅSA 1986).

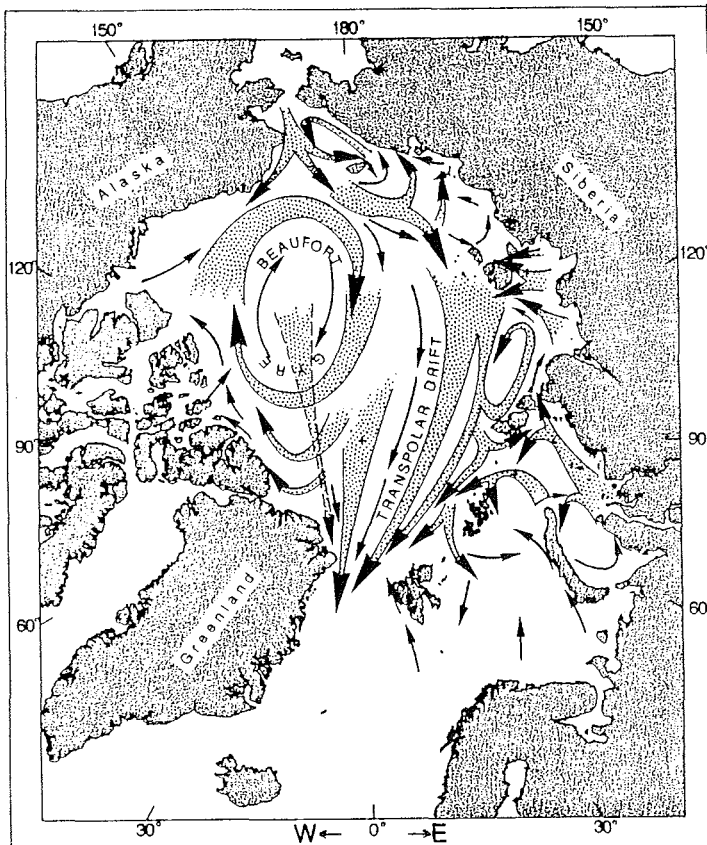


Abb. 7: Haupteisdriftmuster im Arktischen Ozean (umgezeichnet nach GORDIENKO & LAKTIONOV 1969). Zwei Driftsysteme kennzeichnen die langperiodische Eisdrift: Der Beaufort Wirbel im westlichen und die Transpolar-drift im östlichen Arktischen Ozean.

Obwohl Langzeitdaten die Stabilität der Großstrukturen belegen, führt die saisonale Variabilität der atmosphärischen Zirkulation auch zu Veränderungen der Hauptdriftrichtung (COLONY & THORNDIKE 1984, GORSHKOV 1980, LOSEV et al. 1987). Es gibt sogar Hinweise auf eine vollständige Umkehr der Bewegungsrichtung des Beaufort Wirbels vom Spätsommer bis zum frühen Herbst (SERREZE et

<sup>1</sup> 1 Sverdrup (Sv) entspricht  $10^6 \text{ m}^3/\text{sek}$ .

al. 1990) und bedeutende Variationen in den Liefergebieten für die Transpolardrift innerhalb weniger Jahre (ENGLBRETSON 1989). Das Resultat der hohen Dynamik ist, daß es auch im Gebiet permanenter Eisbedeckung nördlich von 75° N zu jeder Zeit ca. 1-5 % offenes Wasser oder dünnes Eis (<30 cm) gibt (HALL 1980).

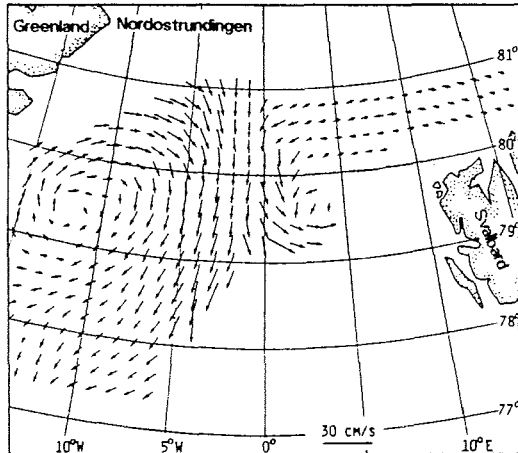


Abb. 8: Eisdriftmuster beim Eintritt aus der Transpolardrift in die Framstraße. Interpolierte Daten basierend auf Satelliten-Beobachtungen (LANDSAT) von 100 Eisschollen (aus VINJE & FINNEKÅSA 1986).

#### 4.4. Alter, Zusammensetzung und Mächtigkeitsverteilung

Die Zusammensetzung und die Ausdehnung der arktischen Eisdecke ist durch die saisonale Zyklizität und Schwankungen im Windmuster und bei der Intensität der Eisbildung ständigen Veränderungen unterworfen (Abb. 3 - CLIMAP 1976, WALSH & JOHNSON 1979, ZWALLY et al. 1983).

Die maximale Erstreckung im März/April beträgt ca.  $14 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, während Ende des Sommers (September) nur ca.  $7 \times 10^6$  km<sup>2</sup> von Meereis bedeckt sind (Abb. 3 - BARRY 1989, GIERLOFF-EMDEN 1982, PARKINSON et al. 1987). Bei langfristigen Datenerhebungen über die Meereisbedeckung des Arktischen Ozeans und seiner Randmeere wurden verschiedene zyklische Anomalien festgestellt (Abb. 9). Neben dem saisonalen Zyklus treten 25 monatige- und 4-6jährige Zyklen auf (MYSAK & MANAK 1989). Diese werden auf Anomalien in den atmosphärischen Druckgradienten und den Wintertemperaturen zwischen Europa und West-Grönland zurückgeführt. Variationen in der Minimum- und Maximumerstreckung resultieren aus jährlichen und regionalen Unterschieden in der Intensität der Eisbildung und im Eisexport der marginalen Flachwassergebiete (ZACHAROV 1976).

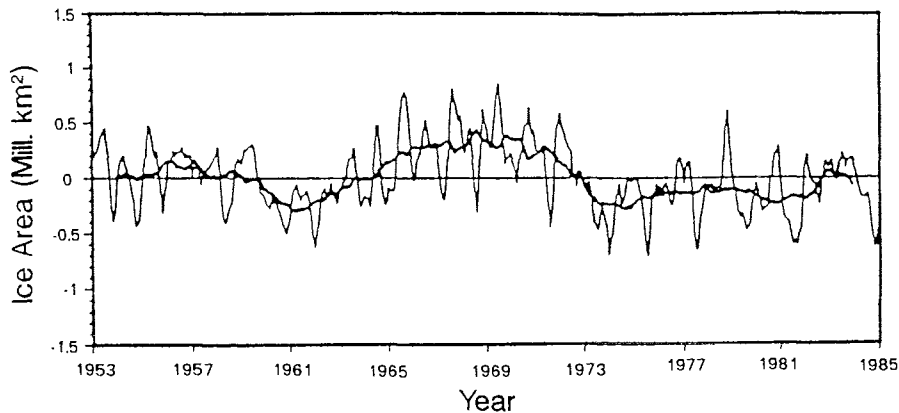


Abb. 9: Geglättete Kurven der 25-monatigen und 4-6 jährigen Anomalien in der Meereisbedeckung des Arktischen Ozeans (MYSAK & MANAK 1989). Die Grundlage bilden Eiserkundungsflüge, Satellitenbeobachtungen und Daten von Eisüberwachungsdiensten zwischen 1953-84.

Ein großer Teil des mehrjährigen arktischen Eises ist 10-12 Jahre alt (SANDERSON 1988), wobei das Alter im Amerasischen Becken grundsätzlich höher als im Eurasischen Teil der Arktis ist (COLONY & THORNDIKE 1985). Dies hängt mit den durchschnittlichen Aufenthaltsdauer in den beiden Driftströmen zusammen. Der Beaufortwirbel ist ein fast geschlossenes System, in dem das Eis durchschnittlich 16 Jahre verweilt. Der gradlinige Transport in der Transpolardrift zeigt sich im geringen Alter von ca. 5 Jahren (KOERNER 1973). Die durchschnittliche Eismächtigkeit im zentralen Arktischen Ozean schwankt zwischen 2 - 6 m (Abb. 10). Die mittlere Eismächtigkeit im Beaufortwirbel beträgt 4.6 m und in der Transpolardrift 3.9 m (KOERNER 1973). Die größten Eismächtigkeiten werden im Bereich vor Ellesmere Island und Nordostgrönland mit durchschnittlich 6 m erreicht (BOURKE & GARRETT 1987 - Abb. 10).

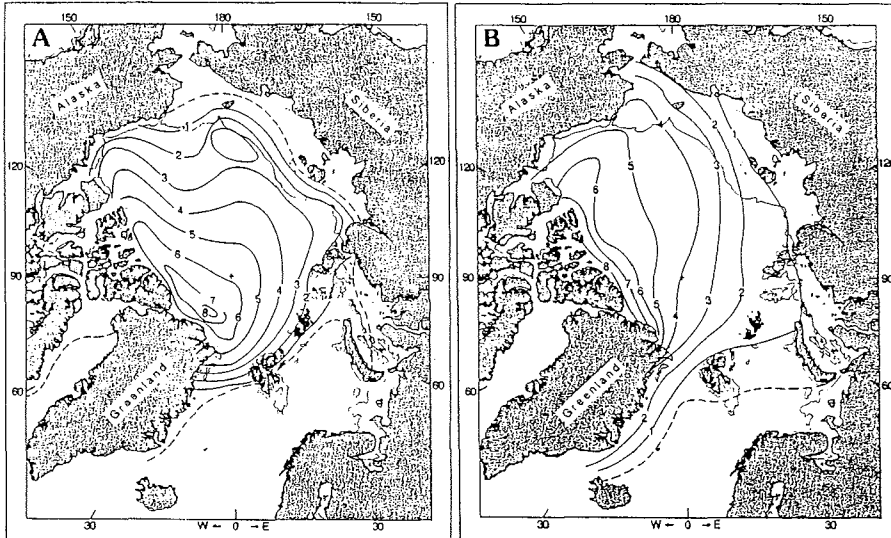


Abb. 10: Eisdickenverteilung im Arktischen Ozean für Sommer (Minimum - A.) und Winter (Maximum - B.) basierend auf 17 Unterseebootfahrten zwischen 1960 und 1982 (umgezeichnet nach BOURKE & GARRETT 1987). Isolinien kennzeichnen die Eismächtigkeit in Meter. Eingezeichnet ist die 200 m Tiefenlinie. Die gestrichelte Linie kennzeichnet den Eisrand (nach CIA 1978).

## 5. EISTRANSPORTIERTE SEDIMENTE

### *Historischer Hintergrund*

Sedimente auf dem arktischen Meereis sind bereits in den Schilderungen der frühen Arktisexpeditionen dokumentiert. Beobachtungen von Baumstämmen und anderen Vegetationsresten haben Fridjof Nansen auf die Idee einer Drift-Expedition von den sibirischen Schelfen über den Nordpol gebracht und zu ersten wissenschaftlich fundierten Beobachtungen über die Materialfracht geführt (GRAN 1904; NANSEN 1897, 1904). Die Transportkapazität des arktischen Meereises wird auch anhand anderer Reiseberichte deutlich. TARR (1897) beispielsweise berichtet, daß er während seiner Reise 'tausende von Tonnen Sediment' gesichtet hat. KINDLE (1909) beschreibt, daß über 80 % der Eisoberfläche in der Beringsee durch 'kleine Mengen feinen Materials grau bis schwarz verfärbt' war. USACHEV (1938) fand mineralische Körner 2-3  $\mu\text{m}$  groß, oft in Flocken von 60-100  $\mu\text{m}$  Größe akkumuliert, und vereinzelt auch größeres Material und Vegetationsreste auf dem Eis. POSER (1933) untersuchte den sedimentären Bodensatz von Kryokonit-Löchern und interpretierte die fleckenhafte Verteilung der Sedimente auf der



Oberfläche mit 'stoßweise wirkenden Winden'. Sverdrup (1931, 1938) erklärt die weit verbreiteten schmutzigen Eisschollen vor der sibirischen Küste, die Schlamm, Ton, Muschelschalen und kiesiges Material enthalten, durch Anfrieren von Bodenmaterial an die Eisunterseite im Winter und durch das oberflächliche Abschmelzen im Sommer. KINDLE (1924), NANSEN (1897) und POSER (1933) dagegen nahmen als Hauptquelle des Eissedimentes äolischen Transport an. DREWRY (1986) und VINJE (1985) schätzten den Anteil durch Sedimente verfärbter Eisschollen nördlich Svalbards auf 10 % und in der Barentssee auf 20-30 % 'bräunlicher Eisschollen'. Diese Reise- und Expeditionsberichte dokumentieren für einen Zeitraum von über 100 Jahren, daß die Sedimentfracht ein signifikantes Charakteristikum der arktischen Meereisdecke ist und nicht auf Umweltverschmutzung oder jüngsten Klimaveränderungen beruht.

#### *Sedimenteintrag*

Grundlage für das heutige Verständnis der Sedimentaufnahme durch das Meereis sind die intensiven Studien über die wichtigsten Meereiseigenschaften, wie die physikalischen Parameter, die Eisdrift, Abschmelz- und Gefrierzyklen (z.B. COLONY & THORNDIKE 1985, UNTERSTEINER 1990, WEEKS 1986), sowie die langjährigen Studien der Sedimentdynamik an der Arktisküste Alaskas (z.B. BARNES & REIMNITZ 1974, REIMNITZ & BARNES 1990). Aufgrund von Beobachtungen und experimentellen Untersuchungen werden heute im wesentlichen 5 Möglichkeiten für den Sedimenteintrag in Meereis unterschieden (Abb. 11):

- A. proximaler und distaler äolischer Transport (KINDLE 1924, WINDOM 1969) - Nr.1 (Abb. 11);
- B. Materialeintrag durch Abbrechen von Küstenkliffs, Hangrutschungen etc. (PFIRMAN et al. 1989b) - Nr.2 (Abb. 11);
- C. Überflutung durch Flußwasser und Ablagerung der Sedimentfracht auf dem Eis (HOLMES & CREAGER 1974, KULIKOV 1961, REIMNITZ & BRUDER 1972,) - Nr.3 (Abb. 11);
- D. direktes Anfrieren von Material an die Eisunterseite bei Bodenberührung (BARNES & REIMNITZ 1974, CLARK & HANSON 1983, KEMPEMA et al. 1988) - Nr.4a,b (Abb. 11);
- E. Eintrag während der Eisbildung aus der Suspension in der Wassersäule (BARNES & REIMNITZ 1974, KEMPEMA et al. 1989, LARSSSEN et al. 1987, OSTERKAMP & GOSINK 1984) - Nr. 5 (Abb. 11).

Aufgrund der Vielzahl von potentiellen Staubquellen auf den zirkumarktischen Kontinenten und der Feinkörnigkeit der Eissedimente wird der äolische Eintrag von terrigenem Material als einer der Hauptmechanismen für die Sedimentakkumulation auf dem Meereis im zentralen Arktischen Ozean angesehen (DARBY et al. 1974, KINDLE 1924, MULLEN et al. 1972, WINDOM 1969). Neuere Forschungen zeigen, daß besonders während der Eisbildung auf den Schelfen und in Küstennähe bedeutende Materialmengen in das Eis eingebracht werden können (REIMNITZ & BARNES 1974 - Abb. 11). Beim Eintreten der Schneeschmelze werden große Mengen der mitgeführten Flußfracht im späten Frühling und Frühsommer auf das Meereis gespült (3 - Abb. 11). LANDSAT-Aufnahmen belegen die weitflächige Verbreitung von Sedimenten auf dem Eis in den Mündungsgebieten der arktischen Flüsse (NAUGLER et al. 1974, REIMNITZ & BRUDER 1972). Der Eintrag durch direktes Einfrieren von Küstenmaterial am Strand oder bei der Bodenberührung von Preßeisrücken hat eine besondere Bedeutung, weil hierbei auch grobes unsortiertes Material bis Kies Korngröße, also ein Sediment mit ähnlicher Textur wie sie von Eisbergen

transportiert wird, aufgenommen werden kann (BARNES et al. 1990, CLARK & HANSON 1983, REIMNITZ & KEMPEMA 1988).

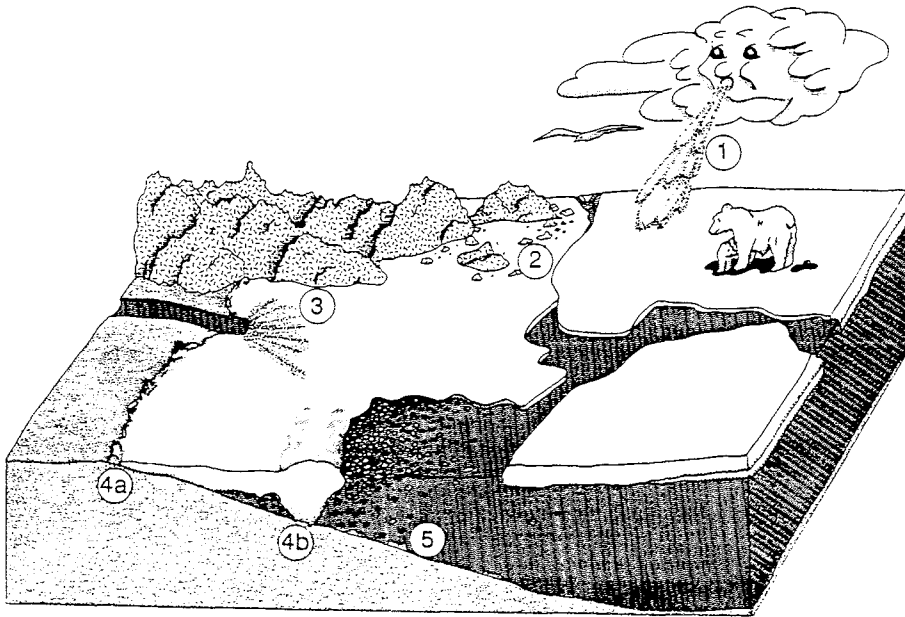


Abb. 11: Schematische Darstellung der potentiellen Eintragsmechanismen von klastischen Sedimenten in Meereis. 1. Äolischer Eintrag, 2. Abbrechen von Küstenkliffs, 3. Überspülen der Eisdecke durch Flüsse, 4a. direktes Anfrieren am Strand oder Untiefen, 4b. Anfrieren bei Bodenberührung von Preßeisrücken, 5. Filtration von suspendiertem Bodensediment durch Eiskristalle oder Einfrieren in 'anchor-ice' am Meeresboden.

Die Anreicherung der Sedimente im oberen Teil der saisonalen Eisdecke, in einer Eislage mit horizontalen C-Achsen, deutet auf einen Sedimenteintrag im frühen Stadium der Eisbildung hin (BARNES et al. 1982, SHARMA 1979). Es konnte nachgewiesen werden, daß in Jahren besonders starker herbstlicher Stürme ein verstärkter SMaterialeintrag in das Eis erfolgte (BARNES et al. 1982, REIMNITZ & KEMPEMA 1987). Neben der Intensivierung der Eisbildung bewirkt die Turbulenz in der Wassersäule eine starke Aufwirbelung von Bodensedimenten bzw. einen hohen Gehalt an suspendiertem Material. Dabei werden aus der Wassersäule durch Anheften an die aufsteigenden Eiskristalle suspendierte Partikel (z.B. Sedimentpartikel, benthische Organismen etc.) herausgefiltert (Abb. 11 - BARNES et al. 1982, CAMPBELL & COLLIN 1958, CLARK & HANSON 1983, OSTERKAMP & GOSINK 1984, REIMNITZ et al. 1990). Bei der 'anchor

ice'-Bildung am Meeresboden können auch gröbere Partikel in die Eissäule eingebracht werden (Abb. 11 - KEMPEMA & REIMNITZ 1988). Ob das partikuläre Material als Kristallisationskeim für Eiskristalle wirkt oder nur durch das mechanische Einfangen in die Wassersäule gelangt, ist bislang wenig untersucht. ACKLEY (1982), ACKLEY et al. (1987), GARRISON et al. (1983) und SHEN & ACKERMAN (1988, 1990) nehmen alternativ einen Prozeß der Partikelanreicherung in 'slush'-Eis, gegenüber dem suspendierten Material in der Wassersäule, durch ein propagierendes Wellenfeld an.

Ein weiterer Prozeß des Sedimenteintrages in Meereis wurde im kanadischen Archipel beobachtet (GILBERT 1989, SASSEVILLE & ANDERSON 1976). Gezeiten sorgen in Wattbereichen dafür, daß Sediment vom Meeresboden auf Meereis gepumpt wird. Dieser 'Pump-Mechanismus' setzt eine an der Küste oder an Sandbänken festgefrorene Eisdecke voraus. Beim Auflaufen der Flut entsteht durch Wellenbewegung ein Sogeffekt unter dem Eis, der an Rissen und Öffnungen das aufgewirbelte Sediment auf das Eis bringt (GILBERT 1989).

Aufgrund der Textur können zwei Meereissediment-Typen unterschieden werden. Zum einen handelt es sich um begrenzte, kleine Flecken (< 10 m) von vorwiegend grobem Sediment mit breitem Korngrößenspektrum von Fein- (>2 mm) bis Grobkies Korngröße (>16 mm). Schalen von Mollusken, Pflanzen, Seetang und Holzfragmente in diesem Material (CAMPBELL & COLLIN 1958, DAYTON et al. 1969, KINDLE 1924, SVERDRUP 1931) weisen auf einen Eintrag durch 'anchor-ice' hin (KEMPEMA et al. 1988). Der zweite Eissedimenttyp ist durch toniges oder siltiges Material, fein verteilt im oder auf dem Eis, charakterisiert (BARNES & REIMNITZ 1974, CAMPBELL & COLLIN 1958, KINDLE 1909, OSTERKAMP & GOSINK 1984, TARR 1897). Dieses Sediment könnte auf einen Eintrag durch 'frazil'-Eis (REIMNITZ et al. 1990), durch Wellen-induzierten Eintrag in 'slush'-Eis (SHEN & ACKERMAN 1990), einen Eintrag direkt aus der Schwebfracht der Flüsse (REIMNITZ & BRUDER 1972) oder auf Windtransport (MULLEN et al. 1972) zurückzuführen sein.

## METHODIK

### 6. Probennahme und Probenauswahl

Im Untersuchungszeitraum von 1987 bis 1990 wurden 229 Oberflächenproben und 152 Eiskerne im Gebiet der Eurasischen Arktis, der Framstraße, Grönland- und Barentssee entnommen. Davon sind 144 Oberflächenproben und 25 Eiskerne für die sedimentologischen Arbeiten ausgewählt worden (s. Anhang und Abb. 12). Bei der Probennahme wurde auf die repräsentative Abdeckung möglichst großer Gebiete des Arktischen Ozeans Wert gelegt. Der kanalisierte Abfluß des arktischen Meereises durch die Framstraße ermöglicht in einem vergleichsweise sehr kleinen Meeresgebiet Untersuchungen über jährliche Variationen in der Sedimentfracht, über totalen Eistransport etc. Aus der Framstraße und der Grönlandsee liegt ein Probensatz von insgesamt 3 Sommerexpeditionen zwischen 1988-90 vor (ARK V/3, VI/2, VII/2). Die Probennahme erfolgte zwischen 72°-80°N und 20°W-8°E (Abb. 12). Die Meereissedimentproben aus dem östlichen arktischen Becken (ARK IV/3) haben eine besondere Bedeutung, da es gelang die Transpolar drift zu kreuzen, bevor sich das Eis in der Framstraße mit lokal gebildetem Eis der 'MIZ' vermischt (Abb. 12). Die Arbeiten wurden auf einem Transekt durchgeführt, der östlich Spitzbergens (81°N, 30°E) begann und über den Nansen-Gakkel-Rücken (86°N, 22°E) bis zurück in die Framstraße reichte (Abb. 12). Die Probennahme in der westlichen Barentssee (ARK VI/1) zwischen 76°-80°N und 22°-28°E (1989) diente der Suche nach lokalen Quellen für Meereissedimente (Abb. 12). Die geographischen Positionen der Probenlokationen sind in Abb. 12 dargestellt und im Anhang aufgelistet.

Die wenigen verfügbaren Daten aus den Gebieten der sibirischen Schelfe machen Vergleiche mit den Meereissedimenten schwierig. Besonders bei der Tonmineralogie und der Korngrößenanalytik sind Vergleiche und Interpretationen nur bei exakt übereinstimmender oder nachvollziehbarer Methodik zulässig. Freundlicherweise wurden von M.L. Holmes (Univ. Washington) 30 Oberflächensedimentproben der Ostsibirischen See und der Laptevsee zur Verfügung gestellt. Es handelt sich um Großkastengreiferproben, die während zweier Expeditionen des amerikanischen Eisbrechers 'Northwind' (1963, 1964) gewonnen wurden (Abb. 12). Trotz des groben Probenrasters konnte mit dem verfügbaren Material ein repräsentativer Schnitt über die beiden Schelfgebiete parallel zur Küste gelegt werden (Abb. 12).

Bei der Probennahme wurden primär Stellen mit deutlicher Sedimentfracht oder sonstigen Besonderheiten (eingefrorene Baumstämme oder Holzteile, Verfärbungen der Eisoberfläche durch Algen etc.) ausgewählt. Die Schneebedeckung verursachte zuweilen Probleme bei der Beprobung der 'schmutzigen' Stellen. Während der Barentssee-Expedition (April/Mai 1989) war das Eis mit einer bis zu 100 cm mächtigen Schneedecke bedeckt. Man war hier ausschließlich auf die Beobachtungen beim Eisbrechen mit dem Schiff und dem späteren Abfliegen der Schiffspur angewiesen. Bohrungen in 'sauberen' Eisschollen sollten den 'normalen' partikulären Gehalt im Eis durch das Meerwasser und durch atmosphärischen Niederschlag abschätzen und bestimmen helfen. Bei der Auswahl der Proben für die Analysen wurde auf einen großen Sedimentanteil Wert gelegt, so daß eine umfassende sedimentologische Bearbeitung gewährleistet war. Oberflächenschneeproben ohne sichtbaren Gehalt an partikulärem Material wurden zum Großteil Dr. P. Mudie (Atlantic Geoscience Center, Dartmouth, Kanada) zur Bestimmung des Pollen- und

Sporenanteils überlassen.

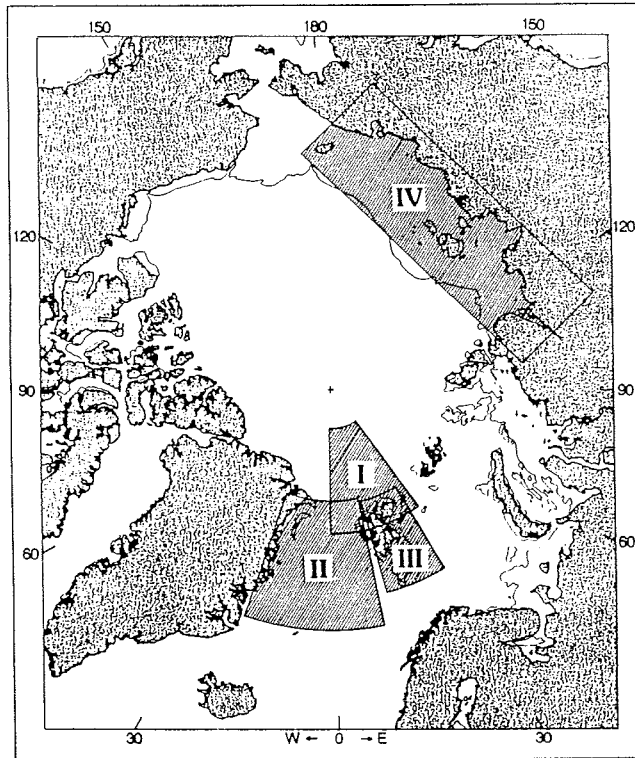


Abb. 12: Übersicht über das Untersuchungsgebiet. Schraffiert sind die Gebiete dargestellt, in denen Eissedimentproben gewonnen wurden (I. Eurasischer Arktischer Ozean, II. Framstraße, III. Barentssee, IV. Ostsibirische See und Laptevsee). Die einzelnen Probengebiete sind im Anhang detailliert dargestellt.

Beim Eisbohren wurde grundsätzlich versucht mit Hilfe eines motorgetriebenen Aluminium-Eisbohrers ('JIFFY Power Drill') die gesamte Eisdecke zu durchbohren. Die Eiskerne haben einen Durchmesser von 10 cm und durchschnittliche Längen von 2-4 m (längster Eiskern 8.48 m). Die Kerne wurden bei der Probennahme kurz beschrieben (sedimenthaltige Lagen, Hohlräume, Salzlaugenkanäle, Algen etc.) und fotografiert. Zum Schutz vor Kontamination und mechanischer Beanspruchung wurden sie in Kunststoff-Folie eingeschweißt und in 1 m lange PVC-Linierrohre verpackt. Während der Expeditionsdauer und bis zur Aufbereitung und Analyse wurden die Eiskerne bei  $-27^{\circ}\text{C}$  gelagert (Kühlräume POLARSTERN und AWI).

## 7. Sedimentanalysen

### *Analysenvorbereitung*

Von der tiefgefrorenen Probe wurde mit Hilfe der Hochvakuum-Gefriertrocknung das partikuläre Material abgetrennt. Die Gefriertrocknung erwies sich nach Versuchen mit einem Auftauen bei normaler Raumtemperatur (ca. 2 Tage Dauer) oder im Mikrowellenherd (schwierige Temperaturkontrolle) oder mit der Vakuumfiltration (schwierige qualitative und quantitative Entfernung vom Filter) als schonendste Methode, bei der chemische Reaktionen und Algenwachstum weitgehend ausgeschlossen werden können. Ein weiterer Vorteil der Gefriertrocknung ist die gute Weiterverarbeitbarkeit des Materials. Es verklebt nicht wie bei 'normalen' Trocknungsvorgängen und muß nicht mühsam wieder dispergiert werden. Leider zerbrechen auch bei der Gefriertrocknung ca. 10 % der Mikrofossilien (GROBE 1986). Die Aufbereitung und der Analysenweg der Oberflächenproben ist im Fließdiagramm dargestellt (Abb. 13). Zur Vorbereitung auf das Naßschlänmen und zur Dispergierung des Probenmaterials wurde das organische Material mit 15% H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Lösung aufoxidiert. Diese Art der Aufbereitung ist sehr materialschonend. Intensives Naßsieben oder Ultraschall-Behandlung würde empfindliche Mikrofossilien, Mineralkörner und Oberflächentexturen beeinflussen (PFEFFER 1952).

### 7.1. Korngrößenanalyse

#### *Atterberg-Trennung*

Zunächst wurde die Gesamtprobe durch Naßsieben mit einem 63 µm-Sieb in Grob- und Feinfraktion getrennt (Abb. 13). Die Grobfraktion wurde aufgefangen, getrocknet und gewogen. Der Fein-Anteil wurde nach dem Naßsieben mit Hilfe der Atterberg-Methode gravitativ in Silt- (63-2 µm) und Tonfraktion (< 2 µm) aufgetrennt. In der Atterberg-Anlage erfolgt die Separation nach dem Stoke'schen Fallgesetz, welches auf unterschiedliche Sinkgeschwindigkeit von sphärischen Körpern nach ihrer Größe und Dichte beruht. Wichtige Rahmengrößen für eine exakte Trennung sind die Fallhöhe, die Temperatur und die Zeit (bei 23°C ca. 20.3 Stunden). Nach durchschnittlich 8-13 maligem Aufschütteln und Absaugen zeigte eine klare Wassersäule die Abtrennung der Tonfraktion an. Der verbleibende Tongehalt wurde bei der Korngrößenverteilung gemessen und vom Siltanteil subtrahiert.

#### *Fehlerbetrachtung*

Sehr wichtig während des Trennungsprozesses sind konstante Temperaturen, da bereits geringe Abweichungen zu unterschiedlichen Sinkraten und damit zu fehlerhaftem Absaugen führen. Ebenso müssen sich die Proben absolut erschütterungsfrei und bei Dunkelheit absetzen, um Konvektion zu vermeiden. Es wurden im Zweifelsfall geringfügig längere Absetzzeiten angesetzt und häufiger abgesaugt. Die Restgehalte von Ton in der Siltfraktion (ca. 3-9 %) - trotz exemplarisch sehr intensiv durchgeführter Trennungsgänge - sind vermutlich auf den Zerfall noch vorhandener Tonaggregate zurückzuführen. Sie wurden, umgerechnet auf den Gewichtsanteil der Siltfraktion, der Tonfraktion zugeschlagen.

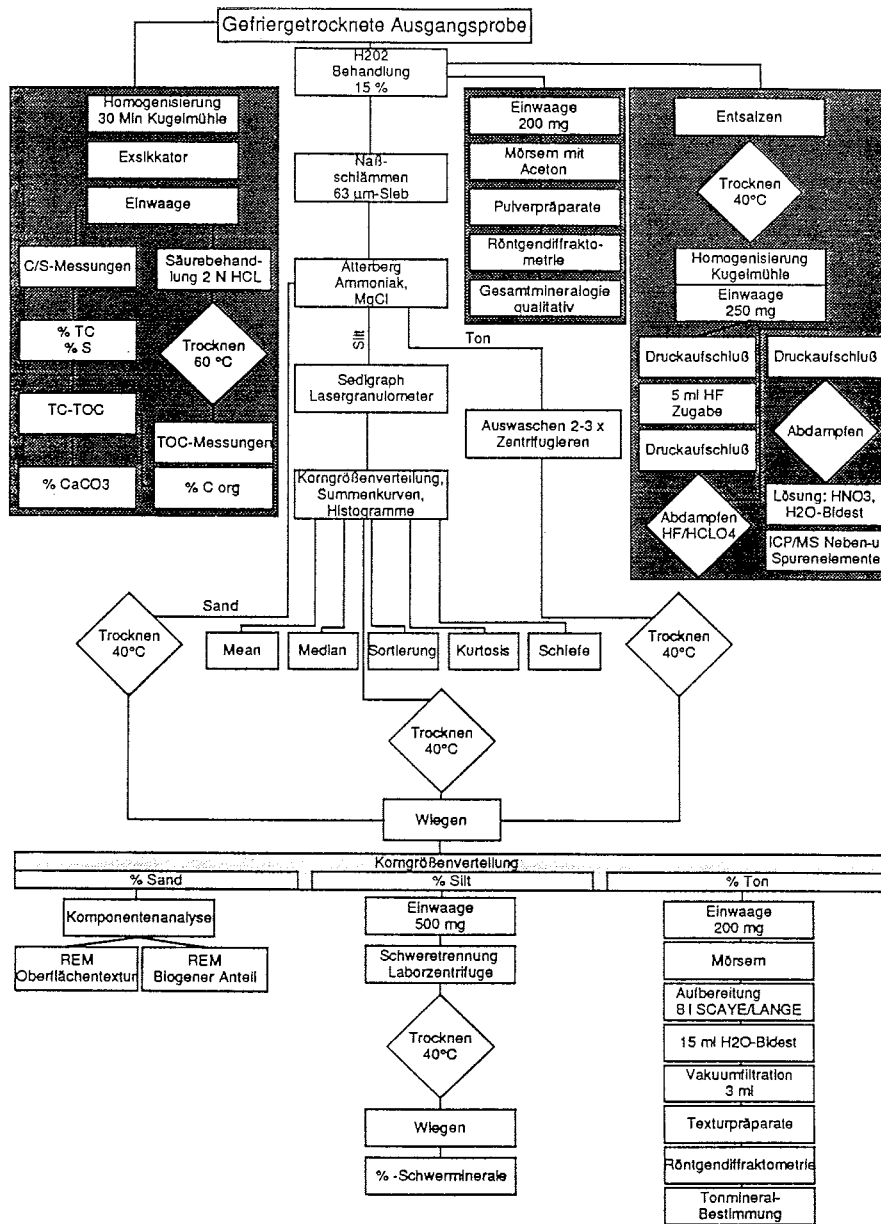


Abb. 13: Analysenweg der Oberflächensediment-Proben im Flußdiagramm.

### Korngrößenbestimmung

Die umfangreichen Korngrößenanalysen wurden an der Siltfraktion durchgeführt, da sie den größten Anteil am Meereissediment ausmacht und die Siltfraktion ein sensibler Anzeiger des energetischen Niveaus im Sedimentationsgebiet ist (FÜTTERER 1980, SINGER et al. 1988). Der Anteil der Grobfraktion ( $>63 \mu\text{m}$ ) war allgemein zu gering, um damit zu statistisch interpretierbaren Ergebnissen zu gelangen. Korngrößenmessungen an der Silt- und Tonfraktion gemeinsam führen zu einer schlechten Reproduzierbarkeit der Ergebnisse (GROBE 1986). Messungen der Gesamtverteilung im Sedigraphen oder Lasergranulometer würden künstliche, nicht reproduzierbare Daten liefern und gleichzeitig durch Aggregatbildung zu unüberwindlichen technischen Problemen führen. Die Gesamtverteilung und die statistischen Parameter der Gesamtfraktion können aufgrund des geringen Sandanteils hinreichend genau aus der Siltfraktion abgeschätzt werden.

Zum besseren Vergleich mit bestehenden Datensätzen wurden alle Messungen parallel mit einem Sedigraphen 5000E (MIKROMERITICS MANUAL 1978) und einem 'modularen Teilchen-Analysator' (CIS-LOT GmbH), im folgenden als Laser-Granulometer bezeichnet, durchgeführt. Die Anwendung beider Meßsysteme hatte zwei Gründe:

- a. Nur der Sedigraph mißt den Resttongehalt in der Siltfraktion und Literaturdaten wurden häufig mit dem Sedigraphen bestimmt;
- b. Nur das Laser-Granulometer erlaubt die Live-Bildkontrolle mit Hilfe einer CCD-Videokamera und damit die Interpretation des Zustandes der Probe während der Messung (Anteile stark von der Kugelform abweichender Partikel, wie Seeigelstachel, faserige und stengelige Mineralkörner, benthonische Foraminiferen lassen sich bestimmen). Mit dem Laser-Granulometer können zudem kleinste Probenmengen gemessen werden.

Das Lasergranulometer mißt mit einem Helium/Neon-Laser die Überstreichdauer und errechnet daraus nach Fourier die Korngröße. Der Sedigraph bestimmt die Korngrößenverteilung über das hydraulische Prinzip nach der Sinkgeschwindigkeit (Stoke'sches Gesetz). Das Gerät mißt mit einer Wolfram-Anoden-Röntgenröhre die Partikelkonzentrationen als Funktion der Zeit. Da sich die unterschiedlichen Systeme der Korngrößenmessungen [Coulter Counter, Sedimentationsverfahren (Sedigraph) und die verschiedenen Laser-Granulometer-Systeme (GALAI, CIS/CILAS, MALVERN, SHIMADZU, FRITSCH)] nicht direkt vergleichen lassen (HÜBENTHAL 1984, SINGER et al. 1988, STEIN 1985) und selbst bei einem Vergleich verschiedener Meßreihen innerhalb eines Systems Vorsicht geboten ist, wurde für die Korngrößenberechnung hauptsächlich Sedigraph-Messungen herangezogen. Mit dem Lasergranulometer gemessene Proben mit sehr geringen Gehalten (Schneeproben, Lagen im Eis) wurden im Einzelfall zur Interpretation herangezogen.

Aus den Kornsummenkurven des Sedigraphen und des Lasergranulometers wurden die für die Berechnung der statistischen Parameter notwendigen Perzentil-Werte abgelesen (Tabelle 2). Die Berechnung der Korngrößen-Parameter erfolgte nach FOLK & WARD (1957) (Tabelle 2). Dabei wurde die geometrische Korngröße ( $d$ ) in arithmetrische  $\phi$ -Einheiten ( $\phi$ ) umgerechnet (KRUMBEIN 1934), die eine leichtere Berechnung der statistischen Parameter ermöglichte. Ein  $\Phi$ -Grad ist als negativer dualer Logarithmus der Korngröße definiert:

$$\phi = -\log_2 d \text{ [mm]}.$$

Für direkte Vergleiche wurden die Summenkurven in Histogramme der relativen Häufigkeit der einzelnen Kornklassen umgerechnet.

Die Korngrößenparameter liefern Informationen über alle Transport- und Umlagerungsprozesse durch Wind, Wellen und Strömun-



gen, sowie über die Sedimentdynamik im Herkunftsgebiet (ANDREWS 1985, FÜCHTBAUER 1988, SHARMA 1979, SWIFT et al. 1972). Der Medianwert ('median') gibt die Korngröße beim 50 % Wert der Ordinate in der Summenkurve an. Die mittlere Korngröße der Verteilung wird als arithmetrischer Mittelwert ('mean') angegeben. Der Modalwert repräsentiert den häufigsten Wert der Korngrößenverteilung. Man kann ihn am Wendepunkt der häufigsten Kornklasse ablesen (Maximum der Verteilungskurve). Bei einer normalen oder symmetrischen Verteilung fallen die Werte für Median, mittlere Korngröße und Modus zusammen. Ein Großteil aller Sedimente ist unimodal. Bi- oder Polymodalität entsteht durch zeitweise höher energetische Bedingungen oder durch Überlagerung verschiedener Transport- und Sedimentationsmechanismen.

Die mittlere Korngröße ('mean') wird stark durch Unterschiede in der Stärke und der Art des Transportmechanismus geprägt. Je größer die hydrodynamische Energie ist desto größer ist der Meanwert. Die Streuung der Korngrößenverteilung, d.h. die Standardabweichung von der Normalverteilung, wird als Sortierung bezeichnet (Tabelle 2). Die Sortierung beschreibt allgemein die Gesamtbreite der Kornverteilungskurve. Sie ist das wichtigste Maß für die Dynamik im Ablagerungsgebiet. Die Schiefe beschreibt die Asymmetrie der Verteilungskurve oder geometrisch ausgedrückt die Abweichung des Modalwertes vom Meanwert. Eine negative Schiefe bedeutet einen Abbruch der Kurve auf der feinen Seite und einen auslaufenden Kurvenverlauf auf der groben, während eine positive Schiefe eine Kurve mit einem 'Schweif' im feinen Bereich und einen Abbruch auf der groben Seite beschreibt. Die Kurtosis zeigt ebenso wie die Schiefe die Modal-Verhältnisse eines Sedimentes an. Sie beschreibt die Steilheit des Maximums und stellt die Beziehung zur Streuung und Normalität der Verteilung her. Ein schmaler scharfer Peak eines unimodalen, gut sortierten Sedimentes wird als leptokurtik bezeichnet. Schlecht sortierte, bimodale Sedimente sind häufig breiter in ihren Peaks angelegt (mesokurtik) und je breiter und flacher ein Peak wird, desto höher platykurtik ist die Verteilung.

#### *Fehlerquellen*

Fehler können durch die Kombination von Naßsieb- (Abtrennung der Grobfraction  $>63 \mu\text{m}$ ), Sedimentationsverfahren (Atterberg-Trennung von Silt und Ton, Sedigraph) und Laser-Granulometer (FÜCHTBAUER 1988, SINGER et al. 1988) auftreten. Beim Sieb- und Schlämverfahren wird nur die Breite b und a (Plättchen) berücksichtigt, unabhängig wie groß c (Faser) ist. Fehlerquellen beim Lasergranulometer können bei den vielfältigen Einstellmöglichkeiten der Rühr- und Pumpgeschwindigkeit auftreten. Es wurden Testreihen mit verschiedenen Grundeinstellungen gefahren, um die optimale Reproduzierbarkeit der Verteilungen zu erhalten. Die optimierte Grundeinstellung wurde dann standardmäßig bei allen Eisproben angewendet.

Beim Sedigraphen muß auf eine einheitliche Eintauchtiefe der Schläuche des Pumpsystems geachtet werden, da der Magnetrührer niemals eine vollkommen homogene Verteilung der Korngrößen garantiert. Es wurden in bestimmten Abständen Doppel- und Wiederholungsmessungen (Proben früherer Meßreihen) durchgeführt, um diese Ungenauigkeit möglichst gering zu halten. Durch die Magnetrührung werden ferromagnetische Minerale (z.B. Magnetit) in der Probe zurückgehalten und gehen nicht in die Korngrößenbestimmung ein. Problematisch sind Proben mit einem hohen Grobsiltgehalt. Der Sedigraph neigt zur Unterrepräsentation dieser Proben im Bereich  $63\text{-}40 \mu\text{m}$  (GROBE 1986). Für die hier bearbeiteten Proben ist er

aber kaum signifikant, da der Grobsiltgehalt meist gering ist. Nach FOLK (1962) ist die Kombination von Korngrößenverteilungen aus Sieb- und Atterberg-Trennung (entspricht Sedigraph) problematisch. Die Methoden lassen sich nicht in einer Kornverteilungsanalyse verbinden, ohne daß ein Fehler im Übergangsbereich von Sand und Silt entsteht. Da der Anteil der Sandfraktion bei den bearbeiteten Proben meist unter 5 % liegt, ist dieser Fehler hier vernachlässigbar.

Median:

Korngröße an der 50 %-Marke der Summenkurve

Mittelwert (mittlere Korngröße):

$$M = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

Sortierung (Standardabweichung):

$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16} + \phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

< 0.35	sehr gut sortiert
0.35 bis 0.5	gut sortiert
0.5 bis 0.71	mäßig gut sortiert
0.71 bis 1.0	mäßig sortiert
1.0 bis 2.0	schlecht sortiert
2.0 bis 4.0	sehr schlecht sortiert
> 4.0	extrem schlecht sortiert

Schiefe:

$$\alpha = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50} + \phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{25}}{2(\phi_{84} - \phi_{16}) \quad 2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

> +0.30	starke positive Schiefe
+0.30 bis +0.10	positive Schiefe
+0.10 bis -0.10	annähernd symmetrisch
-0.10 bis -0.30	negative Schiefe
> -0.30	starke negative Schiefe

Kurtosis:

$$K = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$$

< 0.67	sehr platykurtic
0.67 bis 0.90	platykurtic
0.90 bis 1.11	mesokurtic
1.11 bis 1.50	leptokurtic
1.50 bis 3.00	sehr leptokurtic
> 3.00	extrem leptokurtic

Tabelle 2: Formeln für die Bestimmung von Korngrößen-Parametern aus einer Kornsummenkurve in  $\phi$ -Einheiten und die beschreibende Terminologie der Ergebnisse (nach FOLK & WARD 1957).

Beim Lasergranulometer treten Fehler durch klare, durchsichtige Mineralkörner auf. Das Gerät hat zwar eine 'Spezial'-Funktion hierfür, dennoch können plattige und stengelige Korn-

formen zu Fehlmessungen führen. Bei sorgfältiger Live-Kontrolle der Messungen über den Monitor lassen sich diese Ungenauigkeiten zwar erkennen, quantitative Abschätzungen können jedoch nicht gemacht werden. Aus diesem Grunde wurden zur Berechnung der Korngrößenverteilung und ihrer statistischen Größen nur die Kornprozent verwendet.

## 7.2. Grobfraktionsanalyse

Nach der Trocknung und Gewichtsbestimmung, die als Sandanteil in die Korngrößenberechnungen einging, wurde an dem  $>63 \mu\text{m}$ -Material mit einem Auflichtstereomikroskop (ZEISS DV4) eine Grobfraktionsanalyse nach SARNTHEIN (1971) durchgeführt. Aufgrund des geringen Sandgehaltes von  $>5 \text{ Gew.}\%$  und der geringen mittleren Korngröße der Sandfraktion ( $63 - 125 \mu\text{m}$ ) wurde keine Unterteilung in die sonst üblichen Korngrößenklassen ( $63-125 \mu\text{m}$ ,  $125-250 \mu\text{m}$ ,  $250-500 \mu\text{m}$ ,  $>500 \mu\text{m}$ ) unternommen. Es wurden durchschnittlich 500-600 Partikel gezählt und bestimmten Partikelgruppen zugeordnet. Die ausgezählten Werte wurden in Kornzahlprozenten angegeben, die die relative Häufigkeit einzelner Komponenten dokumentieren. Folgende Partikelgruppen wurden unterschieden:

### + Terrigene Komponenten:

Gerundeter -, angerundeter -, eckiger Quarz, Feldspat, Schwerminerale, Muskovit, Biotit, rote und graue Siltsteine, Aggregate und untergeordnet Rosenquarz, grüne Glimmer;

### + Organische Komponenten:

Kohle, Holz;

### + Authigene Komponenten:

Pyrit, Glaukonit;

### + Planktonische Komponenten:

Planktonische Foraminiferen, Diatomeen und untergeordnet Copepoden, Tintinniden, Amphipoden, Radiolarien, Coccolithophoriden, Ebriaceae und Silicoflagellaten;

### + Benthische Komponenten:

Agglutinierende und kalkschalige benthische Foraminiferen, Spiculae, Seeigelstachel, Braunalgen, Diatomeen und untergeordnet Muscheln, Schwammraxon und Fischzähne.

Einige Komponenten (z.B. Aggregate) wurden zusätzlich unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) gekoppelt mit einem EDAX-System (energiedispersives System) untersucht und fotografiert. Die Partikel wurden auf 'TEMFLIX-Kunstharz'-beschichtete Probenträger mit einem Pinsel aufgebracht, durch kurze Aufheizung der Beschichtung fixiert und anschließend mit Kohle bedampft. Biogene Partikel wurden auf Fotopapier aufgebracht und durch Anlösung der Gallertschicht fixiert. Nach der Bedampfung mit einer Gold/Palladium-Legierung konnten sie unter dem REM fotografiert werden. Die Einstufung der Rundungsgrade der Quarzkörner erfolgte vereinfacht nach der Klassifizierung von LINDHOLM (1987) vorgenommen.

### *Fehlerabschätzung*

Fehler in der Partikelzuordnung und -erkennung lassen sich bei sorgfältiger Einarbeitung weitgehend vermeiden. Bei Unsicherheiten wurde häufig eine Überprüfung mit Hilfe des EDAX-Systems vorgenommen. Bei SARNTHEIN (1971) läßt sich eine intensive Gewichtung der Fehlerquellen beim Naßschlämmen und -sieben, sowie bei der Grobfraktionsanalyse finden.

### 7.3. Schwereanteil der Siltfraktion

Zur Unterstützung der Grobfraktionsanalyse wurde der Schwermineralanteil der Siltfraktion gravimetrisch abgetrennt und bestimmt. Nach den Messungen der Korngrößenverteilung (s.u.) wurde das Netto-Gewicht der getrockneten und gewogenen Siltfraktion bestimmt. Es ging in die Berechnungen der Korngrößenparameter ein (Tabelle 3 und Abb. 13). Zur quantitativen Bestimmung des Schwermineralgehaltes wurden ca. 500 mg der Siltfraktion abgewogen. Nach dem Versetzen mit Natriumpolywolframat [ $\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})$ ] der Dichte 2.80-2.85 wurden schwere und die leichte Fraktion in der Laborzentrifuge (2800 bis 3500 Umdrehungen, ca. 3-5 Minuten) getrennt. Die Dispergierung der Siltpartikel erfolgte vor dem Zentrifugieren unter kurzem Aufschütteln und unter kurzer (wenige Sekunden), vorsichtiger Ultraschall-Behandlung. Wegen der geringen Korngröße von durchschnittlich  $< 15 \mu\text{m}$  konnte eine quantitative Auswertung nicht erfolgen. Mineralspezifische Parameter wie Auslöschung, Doppelbrechung, Konoskopie, Isotropie/Anisotropie sind in diesem Korngrößenbereich kaum noch bestimmbar (vgl. NAUGLER 1967, SILVERBERG 1972). Ersatzweise wurden einige Proben mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) und der EDAX-Anlage des Alfred-Wegener Institutes in Bremerhaven auf ihre elementare Zusammensetzung untersucht.

#### *Fehlerabschätzung*

Bei einer Dichteeinstellung von 2.8-2.85 läßt sich eine Abtrennung von verunreinigten Quarzen und Tonmineralen mit den Schwermineralen nicht vermeiden. Andererseits werden unter Umständen einige Schwerminerale im Grenzbereich um 2.8 nicht erfaßt. Die Trennung in der Laborzentrifuge lieferte bei einigen Doppelversuchen gut reproduzierbare Ergebnisse.

### 7.4. Oberflächentexturen

Nach KRINSLEY & DOORNKAMP (1973), MARGOLIS & KRINSLEY (1974) und PIPER (1976) spiegeln die Texturen auf der Oberfläche von monokristallinen Quarzkörnern den Grad und die Intensität der mechanischen und chemischen Beanspruchung wider. Bei statistischer Auswertung der Kornmorphologie von bereits ca. 30(!) Körnern pro Probe sollen unter Berücksichtigung der hydrologischen, klimatischen und anderer Bedingungen des Ablagerungsmilieus Aussagen über die Genese und Transport- und Sedimentationsgeschichte eines Sedimentes möglich sein.

Die Texturuntersuchungen dienten schwerpunktmäßig der Suche nach Anzeichen für Windtransport in den Eissedimenten. Dafür wurden 12-40 Quarzkörner  $> 200 \mu\text{m}$  aus jeder Probe ausgelesen. Polykristalline Quarze wurden nach Möglichkeit ausgeschlossen, um der Komplexität bei der Kombination von Oberflächenmorphologie und Kristallkontakten zu entgehen (KRINSLEY & MARGOLIS 1971). Die Befreiung von organischem Material, anhaftenden Partikeln, sowie von Eisen- und Karbonatkrusten erfolgte durch eine Wärmebehandlung mit 35%igem  $\text{H}_2\text{O}_2$  und einem Kochen mit 0.5 n HCl. Als Zwischenschritt erfolgte jeweils das Auswaschen mit destilliertem Wasser. Die auf angefeuchtetem Fotopapier fixierten Körner wurden auf einen REM-Träger mit flüssigem Kohlenstoff ('Leit C') geklebt und mit einer Gold/Palladium-Legierung bedampft. Die Analyse der Oberflächentexturen erfolgte unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM). Die Einstufung der Oberflächenmorphologie und die Auswertung der Daten wurde an die Methodik von HODEL et al. (1988)

angelehnt. Die Einstufung der Texturen erfolgte in 8 Klassen (Tabelle 3), die auf bestimmte Transportverhältnisse schließen lassen. Rasterelektronenmikroskopische Abbildungen zu typischen Vertretern jeder Kornklasse sind dort aufgeführt (S. 26, Fig. 2).

Klasse	Merkmale	Einstufung
Typ 1	eckige, scharfkantige Umrisse mit hohem Relief wenig oder seltene Lösung	glaziales Milieu oder Reliktmaterial mit kurzem Transportweg
Typ 2	ähnlich Typ 1, aber abgerundeten Ecken, dominante Lösungsstrukturen	glaziales Milieu oder Reliktmaterial, in Umgebung mit intensiver chemischer Verwitterung
Typ 3	ähnlich Typ 1, zeigen untergeordnet mechanische Abrasion	glaziales Milieu oder Reliktmaterial mit anschließendem Transport in einem niedrig-energetischem-subaquatischen Milieu
Typ 4	wie Typ 3, deutlich mehr mechanische Beanspruchung	niedrig- bis mittelenergetisches subaquatisches Milieu
Typ 5	abgerundete Ecken, abgerundete Umrisse	mittel- bis hochenergetisches subaquatisches Milieu
Typ 6	gegenüber Typ 5 noch stärker gerundet, einige chemische Lösung	hochenergetisches subaquatisches Milieu oder äolischer Transport
Typ 7	gut gerundet, selten chemische Lösung	längerer äolischer Transport oder Kombination von äolischem und hochenergetischem subaquatischem Transport
Typ 8	sehr gut gerundet, überwiegend sphärische Form	äolisches Milieu

Tabelle 3: Einstufung der Quarzkörner nach ihrer bevorzugten Oberflächentextur. Die Klassifizierung erfolgte nach HODEL et al. (1988).

#### Fehlerbetrachtung

Primär ist die geringe Häufigkeit von Quarzen der notwendigen Größe der limitierende Faktor für die Anwendbarkeit dieser Methode auf Meereissedimente. Für signifikante Aussagen sollten Quarzkörner  $>250 \mu\text{m}$ , besser  $>350 \mu\text{m}$ , nach DOWDESWELL (1982) sogar nur  $420 \mu\text{m}-500 \mu\text{m}$ , verwandt werden. Kleinere Partikel gehorchen anderen Gesetzen beim Transport und reagieren anders auf mechanische und chemische Beanspruchung (DOWDESWELL 1982). Eine potentielle Fehlerquelle stellt das Naßsieden dar. Die Meereissedimente zeigten sich als sehr hartnäckig aggregiert und mußten trotz vorheriger Behandlung mit  $\text{H}_2\text{O}_2$  häufig mit einem harten Wasserstrahl geschlämmt und gesiebt werden.

Die Einstufung von Sedimenten auf bestimmte Transportvorgänge oder in bestimmte Milieus aufgrund der Oberflächentexturen ist grundsätzlich mit großen Ungenauigkeiten verbunden. Untersuchungen von HODEL et al. (1988) und DOWDESWELL (1982) an Sedimenten in jeweils regional begrenztem Rahmen mit bekanntem Transportprozessen zeigen dies sehr deutlich. MAZZULLO & MAGENHEIMER (1987) zeigen, daß Quarzkörner, die aus wassertransportierten Sedimentge-

steinen stammen, durch den fluviatilen und marinen Transport der Muttergesteine textuell nicht beeinflusst wurden und somit das Ursprungsmilieu und nicht das aktuelle Ablagerungsmilieu widerspiegeln. In einem glazialen Milieu werden eine große Vielzahl von Texturen erzeugt, so daß auch völlig unterschiedliche Milieus ähnliche Texturen enthalten, wie z.B. niedrig bis hochenergetische Strände der Atlantik- und Golf-Küste Floridas (SETLOW & KARPOVICH 1972).

#### 7.5. Röntgendiffraktometrie

Die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  (Tonfraktion) und der Gesamtprobe wurde mit Hilfe des Röntgendiffraktometers bestimmt (Abb. 13). Die Aufbereitung der Tonfraktion erfolgte nach der Methode von BISCAYE (1965), modifiziert nach H. Lange (Kiel). Der Tonanteil wurde nach der Abtrennung in der Atterberg-Anlage mit Hilfe von 50 %iger Magnesiumchloridlösung gefällt und dann zur Entfernung überschüssiger Ionen zweimal zentrifugiert. Nach der Trocknung bei  $40^\circ\text{C}$  und Wägung, die in die Berechnung der Korngrößenverteilung einging, wurden texturierte Präparate hergestellt. Das Beugungsspektrum wurde von  $2-30^\circ$  Grad in  $1/100^\circ$  pro Sekunde (oder  $1^\circ$  in 100 Sekunden) Schritten aufgenommen. Zur Bestimmung aufweitbarer Tonminerale wie Smektit oder Illit-Smektit-Mischminerale wurden die Präparate mit Ethylen-Glykol in der gesättigten Dampfphase bei  $60^\circ\text{C}$  gequollen. Die Messung erfolgte an einem Phillips PW 1050/25 Röntgendiffraktometer mit Kobalt-K- $\alpha$ -1-Strahlung, eingebautem Monochromator und variablen Divergenzschlitz. Die Bestimmung der Tonminerale aufgrund der Reflexionsintensitäten erfolgte semiquantitativ nach dem Prinzip der Flächenintegration (BISCAYE 1965). Als Smektit wurden alle Tonminerale bezeichnet, die nach der Behandlung mit Glykol einen Peak bei  $17 \text{ \AA}$  und in der unbehandelten Probe den Basalreflex (001) bei  $14-15 \text{ \AA}$  zeigen (Abb. 14). Illit wurde anhand des (001)-Peaks bei  $10 \text{ \AA}$  und eines untergeordneten Peaks bei  $5 \text{ \AA}$  identifiziert. Chlorit hat einen schwachen (001)-Reflex bei  $14 \text{ \AA}$  und den stärkeren (002)-Peak bei  $7 \text{ \AA}$  ( $29.2^\circ 2\theta$ ). Der Basalreflex (001) von Kaolinit koinzidiert mit dem (002)-Peak des Chlorits. Durch langsames Scannen über den Kaolinit (002)/Chlorit(004)-Doppelpeak bei  $25^\circ 2\theta$  läßt sich der Kaolinit-Anteil bestimmen. Fehlerquellen bei dieser Methode liegen neben den gerätespezifischen Abweichungen in der Variabilität der Tonminerale (z.B. Mischminerale) und der Hintergrundstrahlung.

Zur Bestimmung der Gesamtmineralogie wurden Pulveraufnahmen an der Gesamtprobe durchgeführt. Diese Daten sollen die Auswertung der Grobfraktionsanalyse unterstützen und besonders Rückschlüsse auf die Mineralogie im Feinkornbereich erlauben. Zu diesem Zweck wurden auf einem Trägerplättchen texturfreie Pulverpräparate hergestellt. Die Aufnahmen erfolgten in einem  $2\theta$ -Winkelbereich von  $2^\circ$  bis  $70^\circ$  in  $1/100^\circ 2\theta$  Schritten mit einem Philips PW 1800 Röntgendiffraktometer mit variablen Divergenzschlitz und Probenwechsler. Die Mineralzusammensetzung wurde qualitativ aus dem Beugungsspektrum bestimmt.

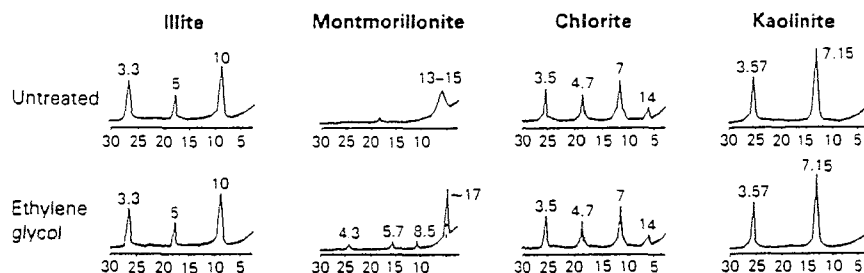


Abb. 14: Identifizierung der Tonminerale anhand der Intensitätsmaxima (nach BISCAÿ 1965).

### 7.6. S-, C<sub>org</sub>- und CaCO<sub>3</sub>- Bestimmung

Die Bestimmung der Anteile des organischen und Gesamtkohlenstoffgehaltes, sowie der Karbonat- und Gesamtschwefelgehalte wurden mit dem LECO CS-125 durchgeführt. Die Aufbereitung ist im Analysendiagramm dargestellt (Abb. 13). Dazu wurde die Probe im Hochfrequenz-Induktionsofen verbrannt. Die Verbrennungsgase werden zu der Schwefel-Infrarot-Meßzelle geleitet, in der der Schwefeldioxidanteil gemessen wird. Anschließend werden die Gase durch den Katalyseofen geleitet, in dem Kohlenmonoxid zu Kohlendioxid und Schwefeldioxid zu Schwefeltrioxid aufoxidiert wird. Schwefeltrioxid wird in einer Schwefelfalle aufgefangen und der Kohlenstoffanteil als CO<sub>2</sub> in einer Kohlenstoff-Infrarot-Meßzelle gemessen (LECO CORPORATION MANUAL 1988). Die Kalibrierung, die vor jeder Meßreihe mit Standards durchzuführen ist, dient der Korrektur der aktuellen Messung. Vor dem zweiten Meßgang wird der anorganische Kohlenstoffanteil (IC) mit 0.25 n Salzsäure gelöst und abgedampft. Um Unregelmäßigkeiten durch den Gang des Gerätes und bei der Homogenisierung zu vermeiden, wurden grundsätzlich Doppelmessungen durchgeführt und der Mittelwert berechnet. Der anorganische Kohlenstoffanteil (IC) ergibt sich dann aus der Differenz von Gesamtkohlenstoff (TC) und organischem Kohlenstoff (TOC). Der Kalziumkarbonatanteil wird mit einem stöchiometrischen Umrechnungsfaktor nach der Formel  $\text{CaCO}_3 = \text{IC} \times 8.33$  [Gew.-%] berechnet.

#### Fehlerbetrachtung

Fehler sind bei sorgfältiger Kalibrierung und einheitlicher Homogenisierung in der Kugelmühle nahezu auszuschließen. Nach SUESS (freundl. mdl. Mitt.) sind Messungen von niedrigen Kalziumkarbonatgehalten mit Vorsicht zu betrachten, da der anorganische Kohlenstoffanteil nur indirekt berechnet wird, und die Annahme, daß der anorganische Kohlenstoff ausschließlich in Form von Kalziumkarbonat gebunden ist, schränkt die Aussagefähigkeit ein. Relative Vergleiche der Karbonatgehalte der Eissedimente untereinander und vorsichtige Interpretation ermöglichen auch hier eine ausreichende Genauigkeit.

### 7.7. Spurenelemente und Seltene Erden (Lanthanide und Aktinide)

Die Suche nach einem sedimentären 'Tracer' für bestimmte Liefergebiete oder nach einem 'Fingerprint' der Eissedimente wurde exemplarisch auf die Geochemie ausgedehnt. Hierzu wurden an der ICP/MS (Induktiv gekoppeltes Argonplasma mit Massenspektrometrie) die Nebenelemente und Seltenen Erden der Oberflächensedimente von 12 Typ-Lokationen aus der Transpolar drift, der Barentssee und der Framstraße/Grönlandsee bestimmt. In einem mehrere Schritte umfassenden Aufbereitungsgang wurden die Proben aufgeschlossen (Abb. 13). Die Messungen wurden an der VG PlasmaQuad PQ1 1 mit IBM-At PC des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Kiel durchgeführt. Das Gerät gibt die Zusammensetzung der Spurenelemente inklusive der Seltenen Erden in ppm (parts per million) an. Zur Bestimmung der Richtigkeit der Messungen wurde ein internationaler Sedimentstandard (MESS-1 = marines Sediment) verwendet. Der vorliegende Datensatz wurde innerhalb einer groß angelegten Meßkampagne gewonnen. Zur Kontrolle der Reproduzierbarkeit wurden Doppelmessungen durchgeführt.

#### *Fehlerquellen*

Einige Elemente wie Hafnium, Zirkon und die Seltenen Erden werden durch das Druckaufschluß-Verfahren nicht vollständig in Lösung gebracht und können daher nur semiquantitativ bestimmt werden.

### 7.8. Partikuläres Material in Eiskernen

Neben den Untersuchungen des partikulären Materials wurden ausgewählte Eiskerne wurden an einigen ausgewählten Kernen chemische Analysen durchgeführt. Beprobungsschema und analytischer Weg sind im Fließdiagramm (Abb. 15) dargestellt. Nach der sorgfältigen Vermessung (Durchmesser, Länge und Breite) und Wägung der Kerne, die als Grundlage für die Berechnung der Materialkonzentration und des Porenraumes im Eis dienen, erfolgte das Auftauen der Proben unter möglichst reinen Bedingungen. Beim Auftauen einiger Kernabschnitte wurde ein Absinken des pH-Wertes in den sauren Bereich beobachtet. Zur Erhaltung des karbonatischen Materials mußten die Proben gepuffert werden (technische Pufferlösung mit pH 8). Nach den verschiedenen Schritten der Vakuumfiltration wurde aus dem Filtergewicht, der Wassermenge und dem Eisvolumen die Materialkonzentrationen und das Porenvolumen des Eises (Funktion des Alters und des Bildungsmilieus) berechnet.

Mit einem Auflicht-Binokulars (ZEISS DV4) wurde an den getrockneten und gewogenen Filtern eine Komponentenanalyse durchgeführt. Dabei wurden die mineralogische Zusammensetzung, die Korngrößenverhältnisse, den Grad der Verunreinigung, Ausmaß der Aggregation und den Anteil des biogenen Materials bestimmt. Zur genaueren Bestimmung einiger Minerale wurden die Filter mit Immersionsöl (DIN 58884) transparent gemacht und unter dem Durchlichtmikroskop untersucht. Abgesehen von sediment-haltigen Lagen waren die Konzentrationen im Eis so gering, daß sedimentologische Untersuchungen, wie z.B. Grobfraktionsanalyse oder Korngrößenverteilung nicht sinnvoll erschienen. Bei ausreichenden Materialmengen erfolgte die Analyse entsprechend der Behandlung 'normaler' Oberflächen-Sedimentproben (s.u.). An dem gefilterten Wasser ausgewählter Kerne wurden Nähr- und Spurenstoffanalysen durchgeführt (BALZER, unveröff. Daten).



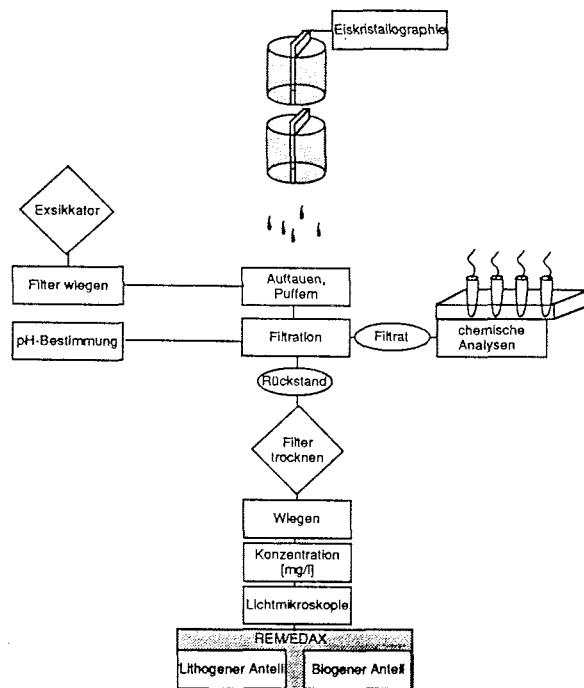


Abb. 15: Aufbereitungs- und Analysenschema der Eiskerne. Sehr stark sediment-haltige Lagen wurden entsprechend den Oberflächenproben aufbereitet und analysiert (Abb. 13).

#### Fehlerbetrachtung

Zur Abschätzung der Kontamination und der Wägenauigkeiten wurden alle Aufbereitungsschritte anhand von Mehrfachmessungen und Probeläufen mit künstlicher Kontamination durchgeführt. Bei sorgfältiger Beachtung des Ablesemomentes, vorhergehender Stabilisierung der Membranfilter im Exsikkator und Wägung bei ähnlicher Raumtemperatur sind die Abweichungen gering. Aufgrund des Gewichtsverlustes der Filter durch auswaschbare Substanzen (nach SARTORIUS ca.  $\pm 0.1-0.2$  mg, eigene Kontrollfiltrationen ca. 0.15 mg bis 0.95 mg) erhält man Abweichungen von -1.15 mg bis + 0.05 mg (0.07 -1.5 %). Bei einem Partikelgehalt von ca. 1-3 mg/l in sauberen Eiskernen stellt diese Standardabweichung von 2-115 % ein großes Problem dar. Für Sediment-Lagen mit Konzentrationen von 40-14000 mg/l ist die Abweichung von 3 % dagegen weniger problematisch.

Kontamination durch Stoff-Fussel und Haare, Öl aus dem Motor des Bohrers, Metall- und Farbsplitter, Fabrikationsrückstände in den Plastikbehältern, Alusplitter des Eisbohrers und Rost- und Metallfragmente der Säge, konnten auf den Filtern meist gut erkannt werden. Größere Probleme der Erkennung bereiteten Staub und Ruß vom Schiff, Helikopter und Eismotor. Daher wurde versucht, besonders diese Verunreinigungen zu vermeiden. Die Staubgefahr konnte im Labor durch das Arbeiten an Reinraum-Arbeitsplätzen weitgehend eliminiert werden. Wegen der Kontaminationsgefahr durch Ruß und Abgase wurden die Arbeiten stets auf der Luv-Seite des Schiffes und nach Abflug des Helikopters oder Stillstand der Turbinen begonnen. Den Kontaminationsquellen durch den Bohrer wurde auf ähnliche Weise begegnet (Auspuff des Motors zur windabgewandten Seite etc.).

## ERGEBNISSE

### 8. Meereissedimente im Eurasischen Becken

#### 8.1. Sedimentverteilung und -konzentrationen auf und im Meereis

Eine bedeutende Rolle für die Beurteilung und Interpretation des Sedimenttransportes durch Meereis spielen die detaillierten Beobachtungen während der Schiffsexpeditionen. Mit ihrer Hilfe sollen Prozesse erkannt werden, die während der Eisdrift die ursprüngliche Sedimentzusammensetzung und -verteilung verändern können.

Auf dem Transekt in den zentralen, östlichen Arktischen Ozean 1987 (ARK IV/3) wurden in regelmäßigen Abständen Beobachtungsflüge durchgeführt, um mögliche Unterschiede in der Meereis- und Sedimentverteilung vom Eisrand bis in die Transpolardrift zu erkennen. Dabei wurde ein exakt definiertes Gitter von 8 x 9 nautischen Meilen Seitenlänge in 100 m Höhe abgeflogen (Abb. 16). Die Dokumentation der Sedimentverteilung erfolgte in regelmäßigen Abständen entlang der Flugroute. Es zeigte sich, daß sich neben den Sedimentparametern auch die laterale Verteilung der Sedimente veränderte. Im randlichen Bereich des Eurasischen Beckens (bis 83°N, nördlich der Barentssee) wurden viele kleinere 'schmutzige' Flächen (ca. 5-20 m<sup>2</sup>) beobachtet (Abb. 16). Von 83°-84°N folgte ein Gebiet mit sehr wenigen Sediment-beladenen Schollen oder nur kleinen Sedimentflecken auf dem Eis (meist < 5 m<sup>2</sup>). Nördlich von 84°N im Bereich der Transpolardrift waren große Gebiete der Eisoberfläche mit Sedimenten bedeckt (Abb. 16). Besonders im Bereich der nördlichsten Position (86°11'N) bedeckte das Sediment über 50 % der Eisoberfläche (über 10er km<sup>2</sup>). Im Vergleich dazu besteht die Eisdecke der Framstraße und der Grönlandsee aus einem Gemisch von sedimenthaltigen und sauberen Eisschollen. Einzelne Schollen oder Schollenteile zeigten zwar ähnlich hohe Oberflächenkonzentrationen wie im Bereich der Transpolardrift, aber vergleichbare weitflächige Vorkommen wie 1987 in der Transpolardrift wurden nicht beobachtet.

Außer den Sedimenten wurden beim Eisbrechen unter gewendeten Eisschollen häufig lange (schätzungsweise 1 m) braune Algenmatten beobachtet, die jedoch nur eine fleckenhafte Verbreitung aufwiesen. Besonders häufig kommen sie in der Nähe des Eisrandes (MIZ) vor, wobei die Algenmatten in der zentralen Arktis selten oder überhaupt nicht zu beobachten waren. Vereinzelt zeigte der Oberflächenschnee ca. 1-5 m<sup>2</sup> umfassende, leuchtend-rote verfärbte Stellen, bei denen es sich um die Blüte einer einzelligen Rotalge der Gattung *Chlamydomonas nivalis* handelte (STEINBÖCK 1934). Nördlich von 83°N wurden relativ häufig Baumstämme (0.5 - 3 m Länge und 5-40 cm Durchmesser) auf dem Eis oder eingefroren im Eis beobachtet. Mit Ausnahme der Proben in denen neben Muscheln und grobkörnigem Sediment (Tabelle 5) auch zerriebenes Holz und größere Holzsplitter (bis 35 cm) gefunden wurden, waren Holz oder Holzreste in der Framstraße und der Grönlandsee nur selten zu beobachten. Zwei größere Baumstämme aus der eurasischen Arktis (Länge 1.8 m, Durchmesser 0.4 m) konnten als *Pinus spec.*, eine arktisch verbreitete Baumart, identifiziert werden.

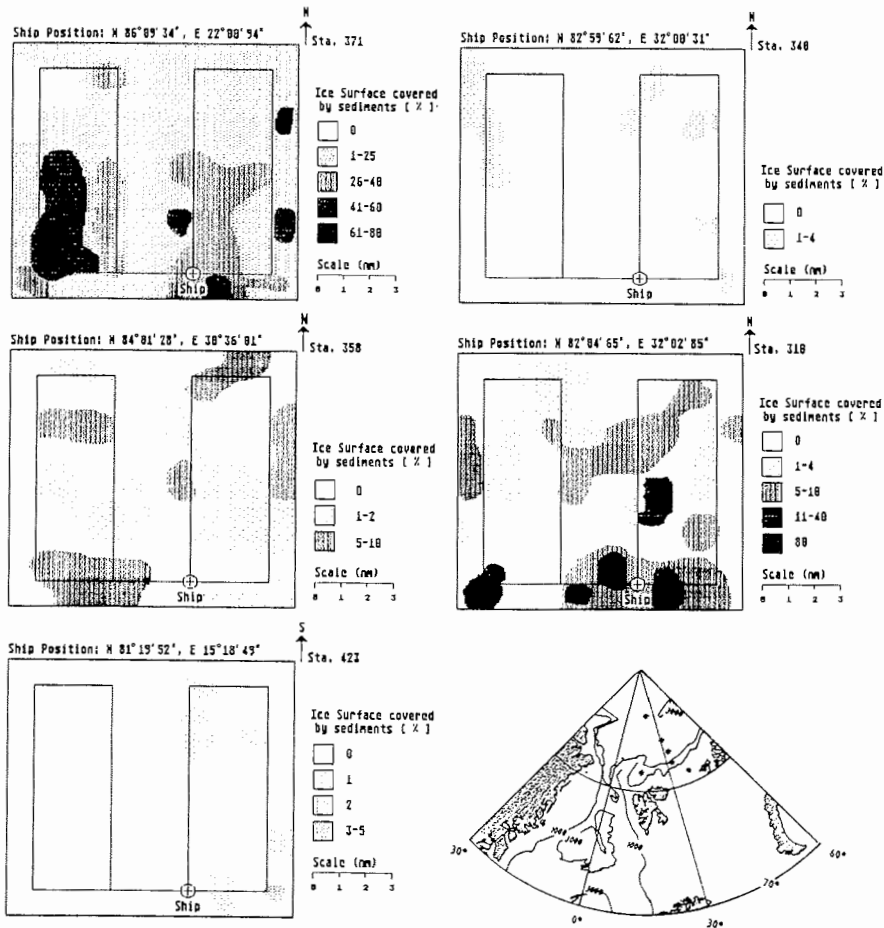


Abb. 16: Prozentuale Bedeckung der Eisoberfläche mit Sedimenten. Die Daten wurden durch Beobachtungsflüge (100 m Flughöhe) über ein festgelegtes jeweils 8x9 nautischen Meilen umfassendes Gebiet gewonnen. Zur Orientierung dient ein Kartenausschnitt des Eurasischen Beckens und die Angabe der geographischen Position des Schiffes.

Die Ergebnisse der Eisbeobachtungen von fünf POLARSTERN-Ausfahrten zwischen 1987 und 1990 haben charakteristische, immer wiederauftretende Arten der oberflächlichen Sedimentanreicherungen aufgezeigt [Konzentrationsangaben in mg(g) partikuläres Material pro Liter geschmolzenen Schnees oder Eises]:

- geringe Konzentrationen (0.03 - 0.08 g/l); fein verteilt im Schnee oder Eis;
- kleine, diskrete Flecken (1-2 m<sup>2</sup>) mit sehr variablen Kon-

zentrationen (0.04 - 350 g/l) einseitig an Preßeisrücken, durch Absorption der Sonnenstrahlung bildet sich häufig eine Hohlkehle heraus;

- c. Bodensatz von 'Kryokonit'-Löchern (nach NORDENSKJÖLD 1870);
- d. Anreicherung in Schmelztümpeln, meist als braune Massen in Kryokonitlöchern (stark wassergesättigte Sedimente);
- e. Akkumulation in flachen Wannen oder Vertiefungen auf der Eisoberfläche, laterale Erstreckung von 0.5 m bis zu 500 m, sehr hohe Konzentrationen bis zu 700 g/l (z.T. reines Sediment);
- f. Anreicherung in Schmelzwasserkanälen oder auf den Rändern der Eisschollen, ähnlich hohe Konzentrationen wie e.;
- g. Lagen, Linsen oder Flecken (1-15 cm Durchmesser) in allen Tiefen im Eis, sehr variable Konzentrationen (a.-e.), Mächtigkeit zwischen 1-35 cm.

Die höchsten Sedimentkonzentrationen wurden auf der Eisoberfläche von mehrjährigen Eisschollen gemessen und waren in der Regel mit einer visuell partikel-freien Eissäule assoziiert. Der umgekehrte Fall, eine partikelfreie Eissäule mit Sediment-Anreicherungen an der Unterseite, wurde dagegen nicht beobachtet. Vereinzelt traten reine Sedimentschichten bis zu 3 cm Mächtigkeit auf (e.), während Sedimentlagen im Eis nur Konzentrationen von maximal 2 g/l erreichten. Die Sedimentlagen im Eis zeigen häufig eine diffuse untere Begrenzung, so daß Vergleiche von Lagen untereinander schwierig sind. Viele Sedimentlagen waren bei näherer Untersuchung linsig ausgeprägt und zeigten starke Mächtigkeitsunterschiede. Die Sedimentkonzentrationen auf der Eisoberfläche scheinen hauptsächlich vom Alter des Eises und saisonalen Vorgängen und weniger von regionalen Zusammenhängen abzuhängen. Besonders deutlich war eine Umverteilung und Anreicherung des Materials, abhängig von der Morphologie der Eisschollen und vom Sedimentgehalt durch das Schmelzwasser zu beobachten. Am Ende des Sommers waren die Sedimente nicht mehr flächig verteilt, sondern fast ausnahmslos in bis zu 35 cm tiefen Kryokonitlöchern zu finden.

## 8.2. Sedimentologie

### 8.2.1. Korngrößenparameter

Die Sand/Silt/Ton-Anteile der Meereissedimente zeigen eine relativ einheitliche Verteilung im gesamten Untersuchungsgebiet (Abb. 17). Im Durchschnitt liegt der Sandgehalt bei 4.2 Gew.% und nur wenige Proben enthalten mehr als 5 Gew.% Sand (Abb. 17). Eine regionale Auftrennung des Datensatzes zeigt keine signifikanten Unterschiede. Proben mit Sandgehalten von ca. 25 Gew.% unterschieden sich häufig bereits bei der Probennahme durch Holzfragmente, Muschelschill und Seegrass von den übrigen Eissedimenten. Eine Probe aus dem Eurasischen Becken (82°N, 32°E) enthielt sogar 74 Gew.% Sand (Abb. 17). Die abweichenden Sandanteile prägen sich nicht grundsätzlich in einer anderen mineralischen Zusammensetzung aus. Mit einer Zusammensetzung von 50 -72 Gew.% Silt und 25 - 52 Gew.% Ton können die Meereissedimente als siltige Tone bis tonige Silte klassifiziert werden (Abb. 17 - FÜCHTBAUER 1988). Die Referenzproben von den sibirischen Schelfen enthalten deutlich höhere Sandanteile von 1.29 - 64.82 Gew.% (Mittelwert: 14.96 Gew.%). Der durchschnittliche Modalwert der Sandfraktion der Eissedimente, abgeschätzt unter dem Binokular, liegt zwischen 70-120 µm (Feinsandbereich). Die maximale Korngröße beträgt ca. 300-500 µm.

In Ausnahmefällen wurden Partikel bis zu 4 cm Durchmesser gefunden.

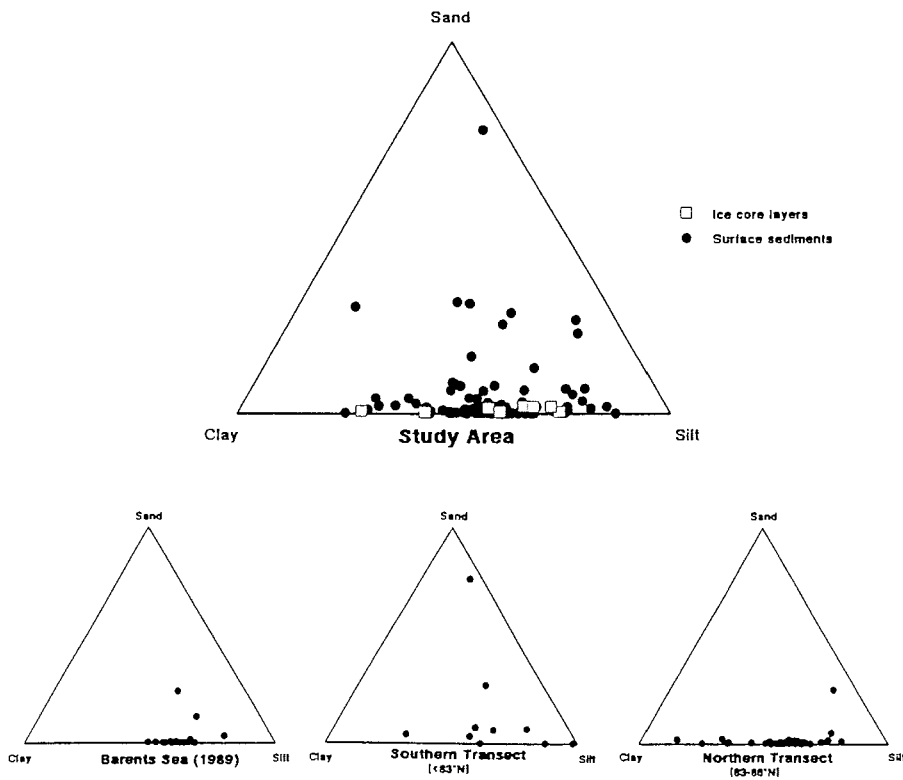


Abb. 17: Dreiecksdiagramme der Sand/Silt/Ton-Verteilung in den Meereissedimenten. Das obere Dreieck zeigt die Verteilung der gesamten untersuchten Eissedimente. Die unteren Dreiecke stellen den Probensatz aufgeschlüsselt nach Probenlokation dar (vergl. Abb. 12 und im Anhang).

Die weitgehende Uniformität in den Sand/Silt/Ton-Verhältnissen zeigen die Eissedimente auch in der Korngrößenverteilung der Siltfraktion und den daraus berechneten statistischen Kenngrößen (Abb. 18). Der graphische Mittelwert (Median) schwankt zwischen  $5 - 8 \phi$  ( $39 - 4 \mu\text{m}$ ). Der arithmetrische Mittelwert (Mean) liegt bei  $6.5 - 8 \phi$  ( $39 - 10 \mu\text{m}$ ). Damit zeigt sich, daß die Siltfraktion intern der Sand/Silt/Ton-Verteilung mit einem Trend zum Feineren folgt.

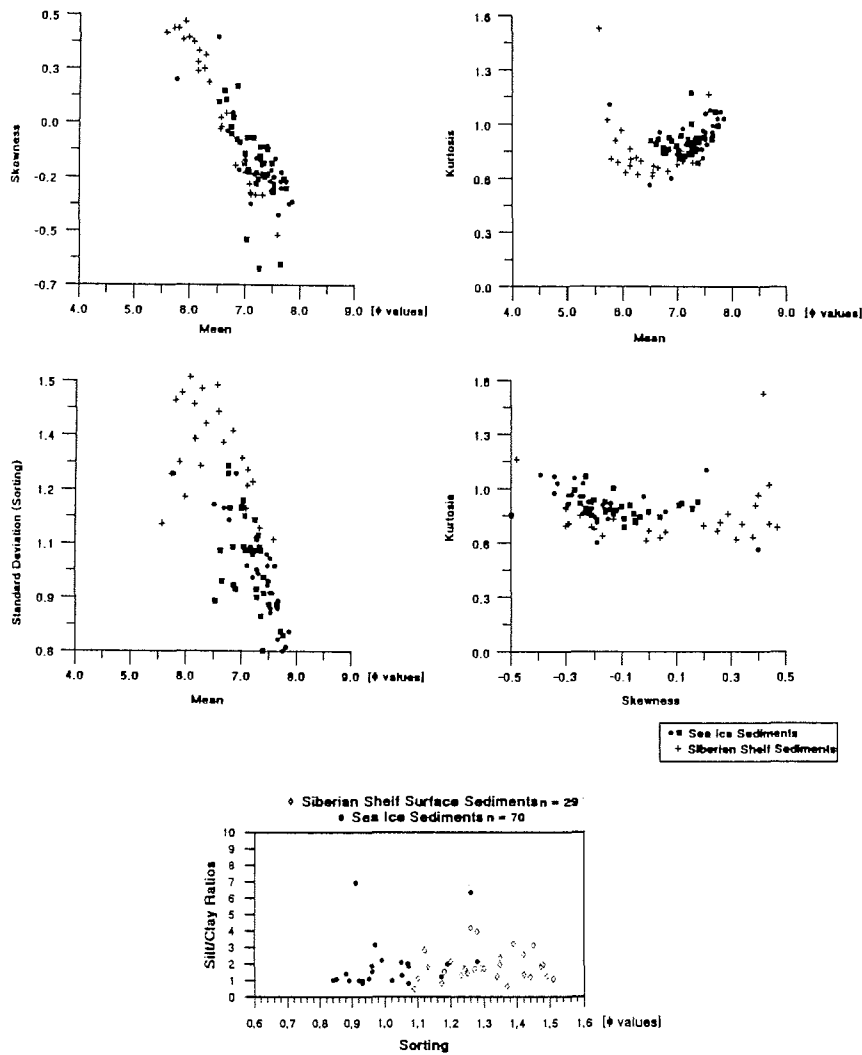


Abb. 18: Statistische Parameter der Siltfraktion der Meereissedimente und der sibirischen Schelfsedimente.

Die Werte für die Schiefe ('skewness') streuen über einen Bereich von -0.7 bis +0.25 (von stark negativ bis positiv schief). Zum überwiegenden Teil zeigen die Meereissedimente eine symmetrische bis stark negative Schiefe im Bereich von 0 bis -0.3 auf (Überwiegen kleinerer Korngrößen). Im Vergleich dazu streuen die sibirischen Proben über einen ähnlich großen Bereich (-0.5 bis +0.5), sie sind im Mittel jedoch etwas mehr im positiven Bereich (um +0.3) angesiedelt, d.h. im Gegensatz zu den Eissedimenten enthalten sie mehr Grobsilt.

Die Standardabweichung der Verteilungsfunktion (Sortierung) der Eissedimente ist im Durchschnitt mäßig (0.8 bis 1.3). Die sibirischen Meeresbodensedimente zeigen im Vergleich dazu eine deutlich schlechtere Sortierung (Abb. 18) mit Werten zwischen 1.1 bis 1.55 ('schlecht sortiert'). Als Anzeiger der hydrodynamischen Transportenergie weist die Sortierung der Eissedimente auf einen relativ einheitlichen Mechanismus mit mittlerer Transportenergie hin. Die sibirischen Schelfsedimente zeigen schwache oder variierende Energieniveaus an. Die Maxima der Korngrößenverteilungen sind allgemein nicht scharf ausgeprägt. Die Kurtosis, als Wert für die Ausbildung der Maxima, zeigt ein fast einheitliches Bild von mesokurtigen Werten. Alle untersuchten Sedimente (Meereis und sibirische Schelfe) streuen zwischen 0.6 und 1.2. Die Breite der Peaks kann ein Indiz für überlagernde Transportprozesse, aber auch für wechselnde Transportenergie sein. Die aufgezeigten graphischen Verknüpfungen von jeweils zwei Variablen weisen die Eissedimente und die Meeresbodensedimente der Ostsibirischen - und Laptevsee als zwei deutlich trennbare Probenkollektive mit unterschiedlichen Milieus aus (Abb. 18).

### 8.2.2. Grobfraktionsanalyse

Die Auszählergebnisse der  $>63 \mu\text{m}$ -Fraktion zeigen eine Dominanz von Quarz und Feldspat. Im Durchschnitt bestehen die Proben zu 80 Korn% aus Quarz und Feldspat, mit einem Maximum von 98 Korn%. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis ist nahezu 1:1 (Abb. 19). Die Feldspäte gliedern sich in variable Anteile von Kalifeldspat und Plagioklasen, wobei die Unterscheidung aufgrund der geringen durchschnittlichen Korngröße schwierig ist. Die Quarze sind meist farblos und durchsichtig. Milchige bis weißliche Mineralkörner machen eine Unterscheidung zwischen Quarz und Feldspat schwierig. Kontrollmessungen mit dem EDAX-System ergaben, daß es sich hierbei zum Überwiegenden Teil um Feldspäte handelte.

Neben Quarz und Feldspat findet man eine Vielzahl von weiteren lithogenen und biogenen Komponenten. Die mineralischen Akzessorien bestehen aus Biotit, Muskovit, Kohle, Pyrit, roten und grauen Siltsteinfragmenten, Glaukonit und Schwermineralen (meist opak). Glimmer wurde in sehr unterschiedlichen Quantitäten von 0-13 Korn% gefunden, eine Probe aus der Framstraße (27.7.88 A4) enthielt 31.8 Korn%. Allgemein ist Muskovit (2.4 Korn%) häufiger als Biotit (1.4 Korn%). Die Verteilung von grauen und roten Siltsteinen zeigt keine Korrelation zwischen beiden Komponenten. In einigen Proben zeigen beide hohe Werte, in anderen Proben dagegen fehlt eine Komponente, während die andere einen hohen Kornanteil zeigt. Sehr selten wurden grüne Glimmer (Chlorit), Rosenquarze und rote Granate (vermutlich Pyrop oder Almandin) gefunden. Die Schwermineralkörner bestehen aus einem inhomogenen Gemisch von Hornblenden, Pyroxenen, Spinell, Magnetit, Zirkon und Titanit. Die Bestimmung der Gesamtmineralogie mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie bestätigt die sehr einheitliche mineralogische Zusammensetzung der Eissedimente. Es zeigt sich, daß auch die Siltfraktion fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat besteht. Tonminerale sind der dominante Mineraltyp. Sie bestimmen weitgehend die Reflexionsintensitäten, so daß die Intensitäten der akzessorischen Minerale verschwindend gering sind und häufig unter der Nachweisgrenze liegen.

Der biogene Anteil wird von autochthonen Diatomeen dominiert. Daneben treten untergeordnet Tintinniden in sehr variablen Anteilen auf. In einigen Eissedimentproben fehlen sie, während eine Probe aus dem Eurasischen Becken ('20.8.87Beob') 19.1 Korn%



und Probe '6215111' aus der Framstraße 16.1 Korn% Tintinniden enthielten. Es handelt sich bei allen gefundenen Exemplaren um die marin-planktisch lebende *Stenosemella nivalis* (NEUNIER). Vereinzelt wurden agglutinierende und sandschalige Foraminiferengehäuse in den Eissedimenten gefunden (Tabelle 4). Die kalkschaligen Foraminiferen zeigten wenig mechanische Beanspruchung und keine Anzeichen stärkerer Lösung zu zeigen. Es handelt sich in der Mehrzahl um benthische Arten der litoralen bis neritischen Zone. In Tabelle 4 sind die Arten, ihr Hauptlebensraum und ihr Erhaltungszustand in den Eissedimenten zusammengefaßt. Wegen der (obwohl sehr seltenen) Funde von vollständigen Copepodenkörpern der Spezies *Calanus glacialis*, wurden häufig beobachtete Häutungsreste zunächst ebenfalls den Copepoden zugeordnet. Nach näherer, detaillierterer Untersuchung handelt es sich aber vermutlich um Häutungsreste von *Gammarus* spec., einem auf dem Eis lebendem Amphipoden (HORNER 1989). In einer Probe wurden Reste von Harpacticiden gefunden. Diese 'wurmartigen' Copepoden treten vorwiegend im Flachwasser auf, werden aber auch unter dem Eis lebend angetroffen (freundl. pers. Mitt. N. MUMM).

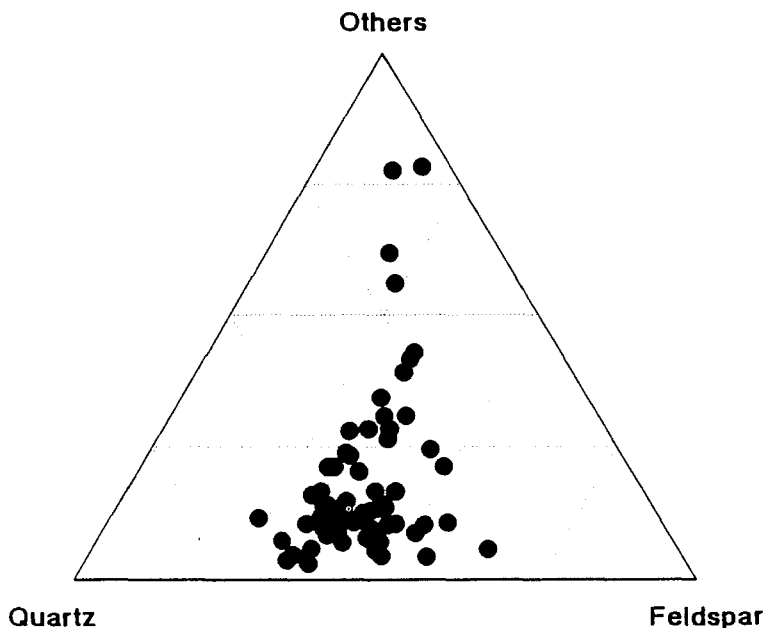


Abb. 19: Mineralogische Zusammensetzung der Grobfraktion (> 63 µm) der Meereissedimente. 'Others' umfaßt alle akzessorischen Komponenten.

Bei der Untersuchung der Aggregatbildungen in der Grobfraktion wurden Radiolarien (Nasselarien), Dinoozysten und Coccolithophoriden in geringen Quantitäten gefunden. Trotz spezieller Aufbereitung einiger Proben und detaillierter Analyse des organischen

Rückstandes aus Algenfasern und kohligem Material wurden keine Pollen und Sporen gefunden (freundl. mdl. Mitt. J. Mathießen). Neben den Kieselalgen (Diatomeen) wurde eine Vielzahl weiterer Algenarten in den Bissedimenten beobachtet.

#### A. Sandschalige benthische Foraminiferen

*Verneuilinulla arctica* (HÖGLUND 1947)  
= *Verneuilinulla advena* (CUSHMAN 1922)  
Wassertiefe: wenige Meter bis ca. 200 m,  
Erhaltung: sehr gut, mit orangeroter Färbung, vermutlich nicht umgelagert.

*Textularia torquata* PARKER 1952  
Wassertiefe: wenige Meter bis ca. 300 m.

*Sacamina sphaerica* BRADY 1871  
Wassertiefe: 100 - 600 m,  
Erhaltung: gut.

#### B. Kalkschalige benthische Foraminiferen

*Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOBS 1798)  
lebt epibenthisch vornehmend auf Algen und filtrierenden Metazoen,  
Wassertiefe: wenige Meter (ca. 20m) bis 500 (700) m,  
Erhaltung: Schlecht, alle Gehäuse sind stark beschädigt und angelöst, deutet auf Umlagerung hin.

*Haynesina orbicularis* (BRADY 1988)  
Wassertiefe: 40 - 390 m,  
Erhaltung: äußerst schlecht, stark angelöst, deutet auf Umlagerung hin.

*Elphidium incertum* (WILLIAMSON 1858)  
tritt rezent hauptsächlich boreal auf, massives Auftreten im Holozän und Pleistozän (FEYLING-HANSSSEN 1964),  
Wassertiefe: flach bis < 100 m,  
Erhaltung: äußerst schlecht, deutet auf Umlagerung hin.

*Elphidium subarcticum* CUSHMAN 1944  
stratigraphisch wichtige Vorkommen im Holozän bis spätes Pleistozän,  
Wassertiefe: flach bis < 140 m,  
Erhaltung: äußerst schlecht, deutet auf Umlagerung hin.

#### B. Planktische Foraminiferen

*Neogloboquadrina pachyderma*  
typische polare Form  
Erhaltung: gut bis sehr gut, keine Lösung

Tabelle 4: Tabellarische Auflistung der in den Bissedimenten enthaltenen Foraminiferen-Arten mit Angaben über den vorgefundenen Erhaltungsgrad und dem Hauptlebensraum (nach LOEBLICH 1988, LOEBLICH & TAPPAN 1953, 1988). Folgende Proben enthielten besonders hohe Individuenzahlen: Framstraße '26.7.88', '19.8.87', '6214511'; Eurasisches Becken '24.7.87', '310', '372 6.8.' (Probenlokalitäten s. Anhang).

Insbesondere die Detailuntersuchung der Aggregate mit Hilfe des REM zeigte eine hohe Diversität auf. Die Aggregate bestanden in der Hauptsache aus feinkörnigem detritischem und organischem Material und einer Vielzahl von Algenfasern und -bruchstücken, die

vermutlich auch das Bindemittel bilden. Bei den Algen handelte es sich um pennate und centricate Diatomeen-Arten, Braunalgen im weiteren Sinne [Dinophyceae (*Protoperdinium* spec.), Chrysophyceae, Prymnesiophyceae (Ebriaceae), Dictyochophyceae (Silicoflagellaten), Haptophyceae (Coccolithen)] und Grünalgen (Praxinophyceae).

Arten	Lebensraum	Verbreitung
<u>Probe 72206121</u>		
<i>Astarte</i> cf. <i>crenata</i> (GRAY 1824)	30-200 m	Barents- bis Chukchisee, kanadische Arktis
<i>Cyrtodaria kurriana</i> (DUNKER 1862)	< 2 m	Eurasische Arktis (Kara- bis Beringssee), kanadische Arktis
<i>Portlandia arctica</i> (GRAY 1824)	2-339 m hpts. 10-60 m	zirkumarktisch
<u>Probe 26.7.88 A1</u>		
<i>Balanus</i> spec	0-60 m	zirkumarktisch
<i>Nicania montagui</i> (DILLWYN 1817)	0-445 m hpts. 10-70 m	Eurasische Arktisküste (Kara- bis ostsibirische See)
<i>Portlandia arctica</i> (GRAY 1824)	2-339 m hpts. 10-60 m	zirkumarktisch
<i>Tridonta borealis</i> (SCHUHMACHER 1817)	2-100 m hpts. 5-30 m	Eurasische Arktis, zirkum- arktisch
<u>Probe 27.7.88 A5</u>		
<i>Hiatella arctica striata</i> (FLEURIAU 1802)	0-250 m hpts. 10-60 m	zirkumarktisch
<i>Macoma</i> cf. <i>calcareosa</i> (GMELIN 1791)	3-245 m hpts. 5-30 m	Eurasische Arktis, Ostgrön- land, zirkumarktisch

Tabelle 5: Muschelvergesellschaftungen in Meereisproben der zentralen und östlichen Framstraße. Lebensraum und Verbreitung nach LUBINSKY (1980). Die Muschelfauna in der eurasischen Arktis umfaßt 119 Arten. 90% aller arktischen Arten treten, mit kleinen regionalen Unterbrechungen, zirkumarktisch auf (LUBINSKY 1980).

In drei Oberflächenproben aus der zentralen Framstraße (zwischen 75°46'N - 79°42'N und 11°54'W - 02°18'E; Expeditionen 1989, 1990) wurden Muschelschalen in unterschiedlicher Erhaltung gefunden (Tabelle 5). Bei allen Arten handelt es sich um zirkumarktisch verbreitete Spezies. Die in Tabelle 5 angegebenen maximalen Wassertiefen beziehen sich meist auf niedere Breiten, wo die Tiere kältere Wasserschichten in größeren Tiefen bewohnen. Polwärts findet man diese Bivalven in stetig geringerer Wassertiefe (= polare Emergenz). In hohen Breiten leben sie im neritischen, eu- bis sublitoralen Bereich. Die Mehrzahl der Muscheln gehört zur Infauna, zeigt aber Bohrspuren räuberischer Schnecken auf den Schalen. Die Muscheln müssen demnach beim Eintrag in das Eis

bereits einige Zeit tot auf dem Meeresboden gelegen haben. Ansonsten ließen sich nicht die auf der Schale anhaftenden Braunalgen erklären. In Verbindung mit den Muscheln wurden auch Gesteinsbruchstücke und Holzfragmente auf dem Eis gefunden. Es handelte sich meist um graue Feinsand-/Siltsteine von 1-4 cm Größe. Weiterhin wurde ein schwarzer Chert von 1.2 cm Größe und ein heller Silt-/Tonstein von 1.5 cm Größe gefunden. Bei den Holzresten könnte es sich um Reste zersplitterter Baumstämme oder um zerbrochene Äste handeln. Ihre Größe reichte von 2-25 cm Länge und 0.5 - 3 cm Durchmesser.

### 8.2.3. Oberflächentexturen

Bei den Oberflächentexturen herrschen im wesentlichen mechanische Bruchstrukturen, wie muschelige und treppenartige Brüche, parallele Streifung und V-förmige Ausbrüche vor. Nur selten sind Anzeichen von Lösung erkennbar. Die Verteilung der Klassen nach HODEL et al. (1988) ist aus Abb. 20 ersichtlich. Typ 8-Körner sind deutlich seltener vertreten, als Kornformen des Typs 1, 2 und 3. Die größte Häufigkeit weisen die Typen 1,2,6 und 7 auf. Insgesamt ergab die Zuordnung der Texturen zu bestimmten Klassen als Milieuanzeiger einen großen Streubereich ohne ein erkennbares signifikantes Muster. Auffällig waren die frischen Bruchstellen vieler Partikel. Es war nicht eindeutig zu bestimmen, ob es sich um primäre Texturen oder Artefakte der Probenaufbereitung handelte. Bei einigen Quarzen schienen die Texturen in erster Linie auf Verwitterungseinflüssen zu beruhen.

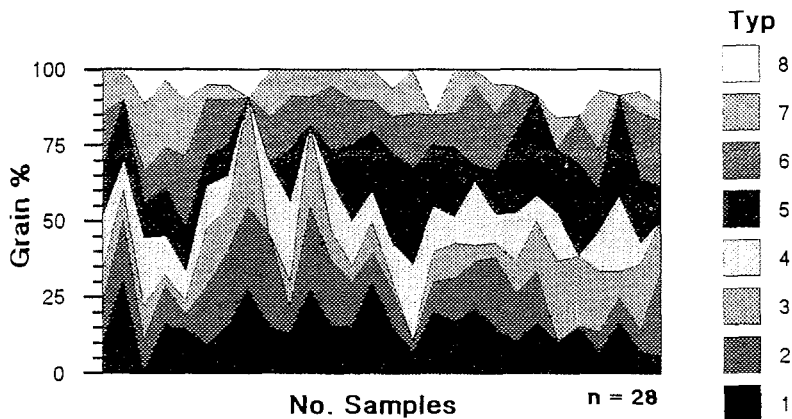


Abb. 20: Oberflächentexturen von Quarzkörnern der Meereissedimente. Im Diagramm sind die prozentualen Anteile (Korn%) der Texturklassen nach HODEL et al. (1988) gegen die Probennummer aufgetragen.

Die Einstufung der Quarzkörner in der Fraktion  $>63 \mu\text{m}$  nach Rundungsgraden ergibt ein ähnliches Bild wie die Analyse der Oberflächentexturen. Es herrschen eckige Formen vor, nur selten treten gerundete oder gut gerundete Quarzkörner auf (Abb. 21). Im gesamten Untersuchungsgebiet zeigt sich ein ähnliches Muster. Die Eissedimente weisen bevorzugt die für ein glaziales Milieu typische Bruchtexturen mit muschelförmigen und getreppten Bruchstellen auf. Für eine statistisch abgesicherte Interpretation der Oberflächentexturen im Hinblick auf Transportgeschichte der Partikel sind Quarze in der Korngröße von  $>250 \mu\text{m}$  zu selten. Für Oberflächentexturen der Siltfraktion existieren kaum Referenzdaten und nach DOWDESWELL (1982) und KRINSLEY & McCOY (1977) reagieren feinere Korngrößen anders auf mechanische Beanspruchung als größere. TUCKER (1985) beschreibt in pelitischen Sedimenten die Siltkörner als eckig, unabhängig vom Transport, da sie auf mechanischem Zerbrechen größerer Quarze beruhen und FÜCHTBAUER (1988) gibt an, daß Mineralkörner  $<100 \mu\text{m}$  grundsätzlich eine eckige Kornform zeigen.

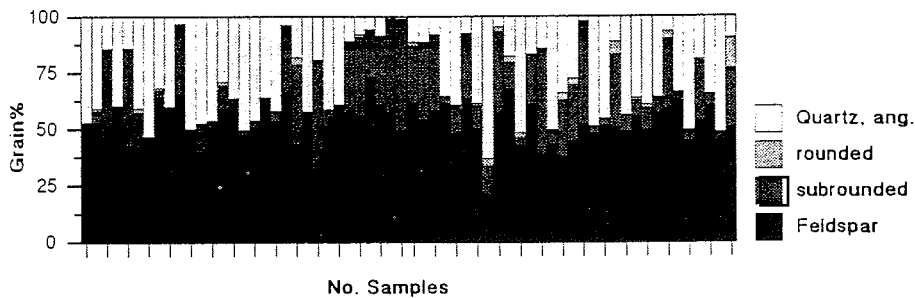


Abb. 21: Diagramm der Rundungsgrade von Quarzkörnern in Kornprozent im Vergleich mit dem Verhältnis von Feldspat zu Quarz. Die ausgezählten Quarz- und Feldspatanteile der  $>63 \mu\text{m}$ -Fraktion wurden auf 100 % umgerechnet.

#### 8.2.4. Tonmineralogie

Die Tonmineralvergesellschaftung der Meereissedimente weist deutliche regionale Unterschiede auf (Abb. 22). Proben aus der Framstraße, der Grönland- und der Barentssee zeigen eine relativ einheitliche Zusammensetzung, während die Eissedimente des Arktischen Ozeans sich bereits bei der Probennahme durch eine unterschiedliche Färbung bemerkbar machten. Das Material im südlichen Transekt hatte eine mittelbraune bis braune Färbung, während das Eissediment nördlich von  $84^\circ\text{N}$  entsprechend den Eissedimenten der Framstraße, Grönland- und Barentssee dunkelgrau bis schwarzgrau gefärbt war. Die Eissedimente des 'südlichen' Typs enthalten bis zu 63 Flächenprozent ('Fl%') Smektit, im Gegensatz zu den Proben aus dem nördlichen Teil des Transektes mit durchschnittlich 22.2 Fl% (Abb. 22). Aufgrund der hohen Smektit-Werte sind die restlichen Tonminerale, besonders der Illit, verarmt (Illit 12 Fl%, Chlorit 5.8 Fl%, Kaolinit 9.8 Fl%). Ähnlich hohe Smektit-Gehalte

wie im südlichen Arktischen Ozean wurden in keinem anderen Gebiet in den Eissedimenten gefunden. In Abb. 23 ist der Schnitt von der Barentssee bis auf 86°N in den Arktischen Ozean dargestellt. Deutlich zu erkennen ist der Übergang von sehr hohen Smektit-Werten zu Sedimenten mit relativ niedrigen Smektit-Gehalten bei ca. 83°30'N. In den Eissedimenten des nördlichen Transekts (> 83°30'N) liegen die Werte für Illit im Durchschnitt bei 42 Fl%, für Chlorit bei 14 Fl% und Kaolinit bei 22.1 Fl% (Abb. 23). Smektit ist hier mit 22.2 Fl% durchschnittlich vertreten. Bemerkenswert ist der relativ hohe Gehalt an Kaolinit, mit ähnlich hohen Anteilen wie der Chlorit.

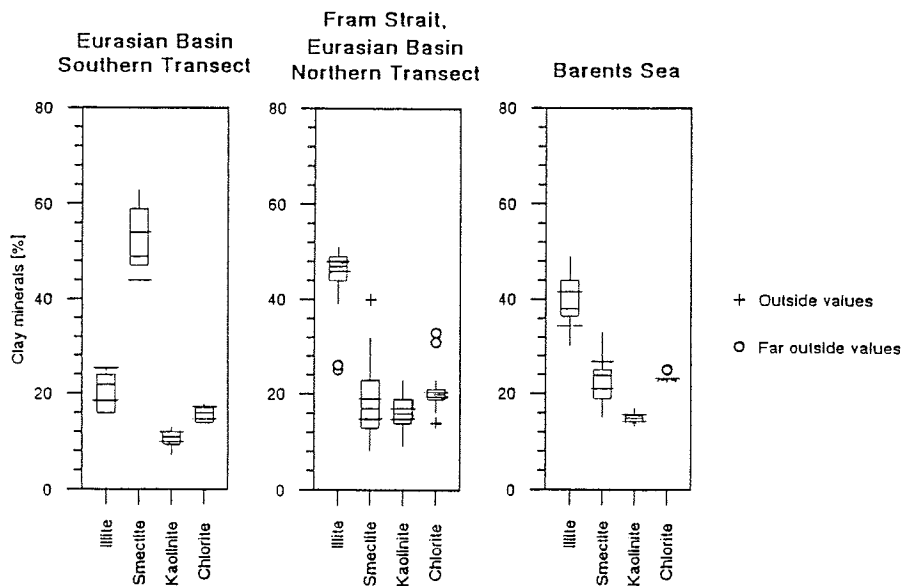


Abb. 22: 'Boxplots' der Tonmineralvergesellschaftungen in Eissedimenten des südlichen und des nördlichen Schnittes durch den östlichen Arktischen Ozean und der Barentssee. Dargestellt ist der prozentuale Gehalt der Tonminerale, wobei abweichende Werte mit einem '+' und Extremwerte mit einem 'o' bezeichnet sind.

Die Meeresbodensedimente der sibirischen Schelfe zeigen von Westen nach Osten eine ähnliche Zonierung, wie sie in den Eissedimenten auf dem ARK IV/3-Transekt in das Eurasische Becken vorgefunden wurde (Abb. 24). Die Proben aus der westlichen Laptevsee zeigen hohe bis sehr hohe Smektit-Gehalte (25 - 49 Fl%), die nach Osten deutlich abnehmen. Im Bereich der östlichen Lena-Mündung tritt eine scharfe Trennlinie auf, die zu einer anderen Tonmineralogie in der östlichen Laptevsee (ab ca. 130°E) führt (Abb. 24). Diese Tonmineralvergesellschaftung ist dann über die Ostsibirische See bis in den sibirischen Teil der Chukchisee verbreitet. Sie ist durch hohe Illit-Gehalte (41 - 54 Fl%) und gleich hohe Anteile von Kaolinit und Chlorit (je 12 - 23 Fl%) gekennzeichnet. Die Smektit-

Gehalte sind gering (10 - 17 Fl%), wobei die westliche Laptevsee in einigen Proben gegenüber der Ostsibirischen See etwas höhere Anteile von Smektit (9 - 22 Fl%) zeigt (Abb. 24).

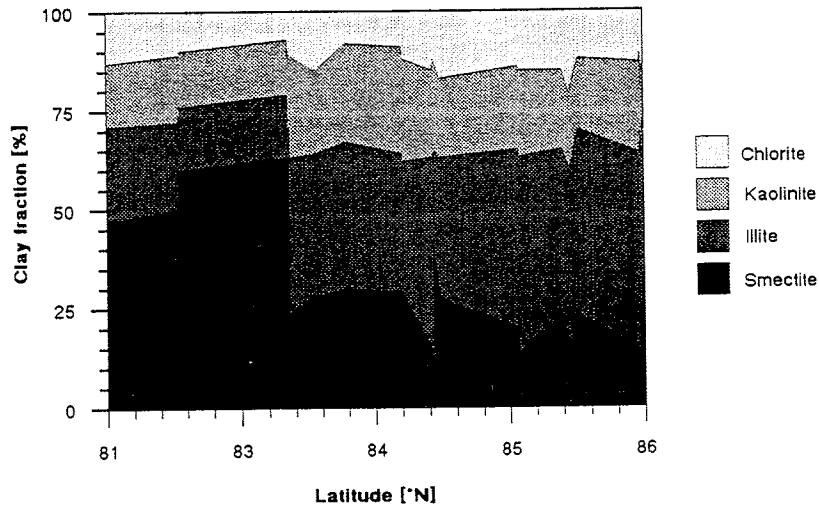


Abb. 23: Tonmineralvergesellschaftung in einem Schnitt entlang der Fahrtroute (ARK IV/3) in den östlichen Arktischen Ozean vom Barentssee-Schelf (81°N, 30°E) bis zum Nansen-Gakkel-Rücken bei 86°N und 22°E.

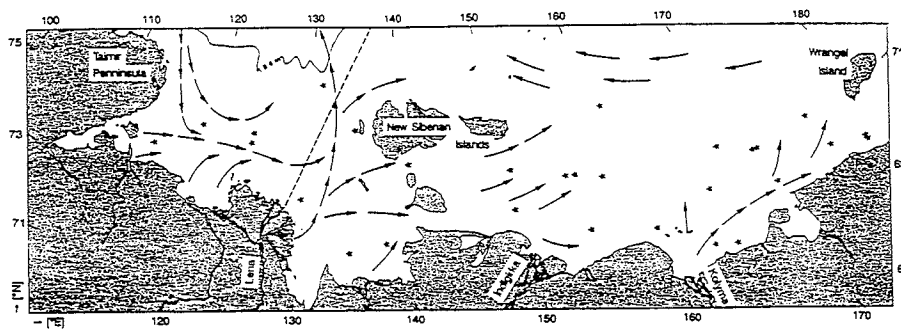


Abb. 24: Laptev- und Ostsibirische See. Die gestrichelte Linie markiert die Grenze zwischen den Smektit-reichen Sedimenten im westlichen Teil und der von Illit dominierten Tonmineralvergesellschaftung im östlichen Teil des Kartenausschnittes. Die Pfeile kennzeichnen Oberflächenströmungen nach SUSLOV (1961).

Die Grenze zwischen den Tonmineralvergesellschaftungen kann mit dem Muster der Oberflächenströmungen (Abb. 24) korreliert

werden. Sie trennt die westliche Laptevsee mit einem Wassereinstrom aus der Karasee und den Flüssen Anabar und Kotuy vom östlichen Untersuchungsgebiet, das vom Ausstrom aus dem Lena-Delta gekennzeichnet ist (Abb. 24).

#### 8.2.5. Schwermineralgehalt

Der Schwermineralgehalt der Siltfraktion liegt zwischen 0.47 - 8.38 Gew.%. In einigen Eissedimenten sind 16 - 32 Gew.% Schwerminerale enthalten, ohne das sich ein regionaler Bezug herstellen ließe. Diese hohen Werte beruhen im wesentlichen auf erhöhte Glimmeranteile. Die Unterschiede in den Tonmineralvergesellschaftungen zeigen keinen Einfluß auf den Schwermineralgehalt der Sedimente. Stichprobenhafte Untersuchungen mit dem REM/EDAX-System zeigen, daß es sich bei der abgetrennten Schwerefraktion in der Hauptsache um Tonminerale, Glimmer und Hornblende handelt. Seltener findet man Pyrit, Apatit, Zirkon, Rutil und Titanit. Die Ergebnisse der röntgendiffraktometrischen Gesamtaufnahme bestätigen die optische Analyse, wobei aufgrund der Dominanz von Quarz, Feldspat und den Tonmineralen die Peak-Identifizierung der Nebengemengteile gegenüber dem Untergrundrauschen schwierig ist.

### 8.3. Sedimentchemie

#### 8.3.1. Spurenelemente und Seltene Erden (Lanthanide und Aktinide)

Die Untersuchungen der Nebenelemente und Seltene Erden dienten dem Vergleich der Eissedimente mit der geochemischen Zusammensetzung typischer terrigener und mariner Sediment- und Kristallingesteine (nach TUREKIAN & WEDEPOHL 1961) und geochemischen Daten der Schelfgebiete Alaskas (SHARMA 1979). Ziel war es, einen geochemischen 'Tracer' zur Bestimmung eines Liefergebietes oder zur Unterscheidung zwischen Eissedimenten und normalen pelagischen Sedimenten zu finden. In Tabelle 6 werden die Daten gegenübergestellt.

Es zeigt sich, daß der überwiegende Teil der Elemente (Cr, Cs, Ni, Rb, Sr, Zn, Zr) im typischen Schwankungsbereich feinkörniger pelagischer und mariner Sedimente liegen. Die V- und Cu-Gehalte entsprechen den Werten von Schelfsedimenten (Tabelle 6), während Co, Cr und die Seltene Erden gut mit terrigenen Gesteinen korrelieren. Terrestrische Schiefer weisen sehr ähnliche Lanthaniden-Gehalte wie die Eissedimente auf und zeigen, ebenso wie die Eissedimente, geringere Cer (Ce)-Werte. Der As-Gehalt der Eissedimente entspricht den Werten, die organisch-reiche Sedimente und Kohle aufweisen (Tabelle 6). Der Sr-Anteil dagegen ist sehr viel niedriger als die typischen Werte für Kohle und ähnelt mehr den Sr-Werten mariner Sedimente.



<u>Arsen (As)</u>			
Eissedimente:	14-39 ppm (eine Probe: 61 ppm)	Mariner Ton (Atlantik):	4-16 ppm
		Pelagischer Ton:	13 ppm
		Pelagische Karbonate:	1 ppm
		Besonders hoch in organisch-reichen Sedimenten:	
		- Phosphate:	21 ppm
		- 'Schlamm' (Mianata Bay, Japan):	4-60 ppm
		- Kohle (UdSSR):	1.3-60 ppm
		Basalte:	> 100 ppm
<u>Barium (Ba)</u>			
Eissedimente:		Schelfsedimente (Bering- und Chukchisee):	400 - 500 ppm
Barentssee, Framstraße und Grönlandsee:	356-778 ppm	Mariner Ton (Atlantik):	750 ppm
Eurasische Arktis:	1189 ppm	" (Pazifik):	4000 ppm
<u>Cäsium (Cs)</u>			
Eissedimente:	3.8-5.9 ppm (Mittelwert 4.98 ppm)	Pelagische Tone:	6 ppm
		Pelagische Karbonate:	0.4 ppm
<u>Chrom (Cr)</u>			
Eissedimente:	48-81 ppm	Mariner Ton (Nordatlantik):	72 ppm
		" (kanadische Arktis):	85 ppm
		Pelagische Sedimente:	1 ppm
		Basische Gesteine:	170 ppm
		Terrigene Tonsteine (Westsibirien):	83 ppm
		" Siltsteine ( " ):	61 ppm
<u>Cobalt (Co)</u>			
Eissedimente:	9-20 ppm	Mariner Ton (Atlantik):	29-39 ppm
		Schiefer (russische Plattform):	11 ppm
<u>Kupfer (Cu)</u>			
Eissedimente:	20-40 ppm	Pelagischer Ton (Atlantik):	70-150 ppm
		Subwasserton:	45 ppm
		Mariner Ton (Golf von Mexiko):	27 ppm
		Schelfsedimente (Alaska):	7-40 ppm
		Terrestrische Schiefer:	35 ppm
<u>Lanthanide (La-Lu, Yb)</u>			
Die Gehalte der leichten und schweren Seltenen Erden als Summe der Einzelelementgehalte angegeben [ $\Sigma(Yb+La-Lu)$ ].			
Eissedimente:	120-150 ppm	Mariner Ton (Atlantik und schwarzes Meer):	160-260 ppm
		Terrestrische Schiefer:	100-150 ppm
<u>Nickel (Ni)</u>			
Eissedimente:	22-41 ppm	Marine Sedimente:	42 ppm
		Nicht-marine Sedimente:	39 ppm
		Mariner Ton (Nordatlantik):	80-115 ppm
<u>Rubidium (Rb)</u>			
Eissedimente:	28-102 ppm	Glazialer Ton:	30-40 ppm
		Litoraler Ton:	60-300 ppm
		Pelagischer Ton:	35-165 ppm
		Sandsteine:	20-100 ppm
		Terrestrische Schiefer:	164 ppm
<u>Strontium (Sr)</u>			
Eissedimente:	80-180 ppm	Marine Tone (Barentssee):	39-111 ppm
		" (Atlantik):	99-600 ppm
		Kohle:	240-850 ppm
<u>Uran (U)</u>			
Eissedimente:	1.7-3 ppm	Pelagische Tone:	1.3 ppm
		Schelfsedimente:	53-135 ppm
		Pelagischer Ton:	130-140 ppm
<u>Zink (Zn)</u>			
Eissedimente:	64-111 ppm	Mariner Ton (Atlantik):	85-130 ppm
		" (Pazifik):	85 ppm
		Schwarzschiefer (Schweden):	68 ppm
<u>Zirkon (Zr)</u>			
Eissedimente:	116-188 ppm	Glazial-marines Sediment:	180-350 ppm
		'Normale' Schelfsedimente:	183 ppm
		Pelagisches Sediment:	96-390 ppm
		Pelagischer Ton:	60-270 ppm

Tabelle 6: Neben- und Spurenelementverteilung der Eissedimente mit Referenzangaben typischer terrigener und mariner Gesteine nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) und SHARMA (1979).

### 8.3.2. Schwefel- und Karbonatgehalte, Anteil des organischen Materials (TOC)

Die Meereissedimente weisen sehr geringe Karbonatgehalte von durchschnittlich 0.6 Gew.% auf (Abb. 25a). Während viele Proben kein Karbonat enthalten, treten in einigen maximale Werte von 5-6 Gew.% auf. Sie konnten meist auf Detritus, Gehäuse oder Schalen von kalkschaligen Organismen, im wesentlichen Muscheln und Foraminiferen und weniger auf klastisches karbonatisches Material zurückgeführt werden. Die niedrigen Werte des Kalziumkarbonatgehaltes in der Gesamtfraktion zeigen, daß auch in den feineren Kornanteilen kaum detritisch-karbonatisches Material oder kalkschalige Organismen, wie Coccolithen, kleine benthische und planktonische Foraminiferen auftreten. Die Schwefel-Gehalte sind ebenfalls gering (< 0.2 Gew.%), während der organische Kohlenstoff (TOC) sehr variable Anteile zeigt (0.6 - 6.8 Gew.%) (Abb. 25b). Sehr hohe TOC-Werte wurden in Proben aus dem Bereich der Transpolar-drift und aus Schmelzwassertümpeln gemessen (4-6 Gew.%).

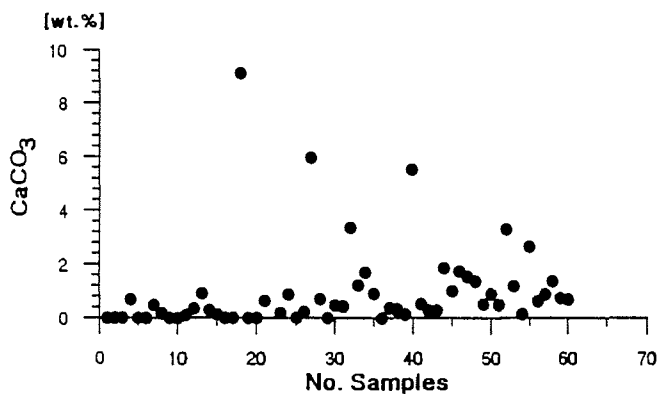


Abb. 25a: Karbonat-Gehalte der Meereissedimente.

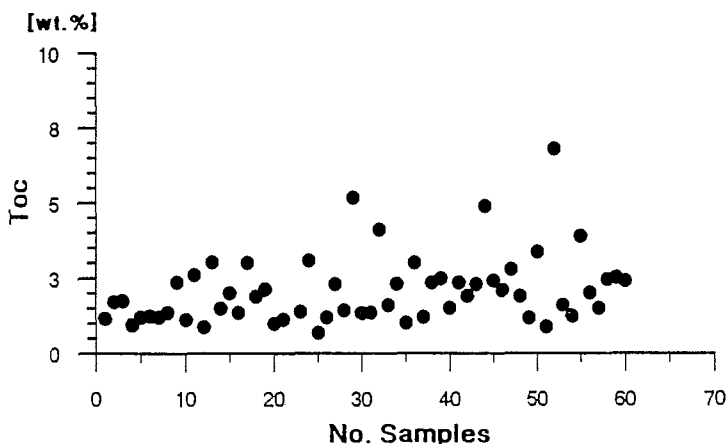


Abb. 25b: Organischer Kohlenstoff in den Meereissedimenten.

Bei einem regionalen Vergleich zeigt sich, daß die Proben aus dem Eurasischen Transekt größere Mengen organischen Materials als die Eissedimente in der Framstraße und der Barentssee enthalten. Daneben zeigt sich eine zeitliche Abhängigkeit. Die Probennahme in der Transpolardrift erfolgte am Ende des Sommers (August/September), während die Proben aus der Barentssee im späten Frühjahr (April) und die aus der Framstraße und Grönlandsee meist im Mittsommer (Juni/Juli) entnommen wurden.

#### 8.4. Partikuläres Material in der Eissäule

Die durchschnittliche Partikel-Konzentration der 'sauberen' Eiskerne betrug 1.2 - 1.9 mg/l, wobei einige Kernabschnitte höhere Konzentrationen von 3.3 - 5.2 mg/l aufwiesen (mg/l = Gewicht des partikulärem Material in einem Liter geschmolzenen Eises). Die Werte in den obersten Eisschichten zeigten eine Abhängigkeit von den Sedimentanreicherungen auf der Oberfläche (Abb. 29 und im Anhang). Bei sehr hohen Oberflächenkonzentrationen waren auch die Gehalte in den obersten Zentimetern (16 - 256 mg/l) und bis in mehrere 10er Zentimeter Kerntiefe ebenfalls erhöht (bis zu 23.7 g/l). Sedimentlagen im Eis, die in unterschiedlichen Kerntiefen (10cm bis 360 cm Tiefe) vorkommen, enthielten zwischen 180 bis 2000 mg/l partikuläres Material. Ihre sedimentologische Zusammensetzung entsprach weitgehend der der Oberflächenproben (s. Abb. 17).

Die Partikel in den 'sauberen' Eiskernen bestehen im wesentlichen aus organischem Material (meist Algen) und nur wenig feinsiltigem bis tonigem Sediment. Die durchschnittliche Partikelgröße (mean) des Sedimentes beträgt  $< 10 \mu\text{m}$  und Hauptbestandteil sind daher auch Tonminerale. Das lithogene Material  $> 10 \mu\text{m}$  ist fast ausschließlich aus Quarz zusammengesetzt. Vereinzelt sind Körner anderer Minerale, wie Feldspat, Magnetit, Pyrit und opake Minerale enthalten. In vielen Eiskernen wurden sehr kleine Rußpartikel in allen Tiefenabschnitten gefunden. Die biogenen Komponenten entsprechen denen der Oberflächensedimente. Hauptbestandteil sind kieselige Eisalgen (Diatomeen), obwohl sie nicht die Verbreitung und Häufigkeit wie in den Oberflächensedimenten erreichten. Im wesentlichen handelte es sich um *Thalassiosira* sp., *Nitzschia frigida* und *Chaetoceros* sp. Maximale Algenkonzentrationen in den untersten Zentimetern oder Algenbewuchs an der Eisunterseite war nicht generell zu beobachten. In vielen tieferen Kernabschnitten wurden marine planktonische Foraminiferen der Art *Neogloboquadrina pachyderma* gefunden. Copepoden (*Calanus glacialis*) und benthische sandschalige Foraminiferen waren dagegen nur selten. In einem Eiskern ('AR6214511') aus der Framstraße wurden im Kernabschnitt aus 245-268 cm Tiefe fünf sehr gut erhaltene Muscheln von ca. 250 - 300  $\mu\text{m}$  Durchmesser gefunden. Eine Bestimmung scheiterte an dem mesoplanktonischen Larvenstadium. In demselben Eiskern (AR6214511) wurde im 6-16 cm Tiefenabschnitt ein gut erhaltener Insektenflügel (*Psychodomorpha* sp.) entdeckt. Bei der Spezies handelt es sich um eine Diptere (Zweiflügler), die in den arktischen Tundragebiete lebt (freundl. pers. Mitt. A. FREIWALD).

Durch die Absorption der Sonneneinstrahlung verstärkt das Sediment, z.B. beim Eindringen in Schmelzwasserkanäle, das oberflächliche Abschmelzen. Damit bestand grundsätzlich die Frage, ob sich durch Sedimentbedeckung bzw. Sedimentfracht eine Veränderung der thermischen Gradienten der Eisdecke ergibt. Ein Vergleich der

Temperaturverteilungen von Eisschollen mit hohen Sedimentanreicherungen auf der Oberfläche und sediment-haltigen Lagen im Eis mit weitgehend partikelfreien 'sauberen' Eisschollen zeigt, daß das Eis keine Anzeichen einer thermischen Beeinflussung durch das Sediment erkennen ließ. Zur Abschätzung von Wechselwirkungen zwischen den Sedimenten, dem Meereis und der Eisbiota wurden chemische Analysen an einigen ausgewählten Eiskernen durchgeführt (Abb. 29). Dabei ergab sich ein bislang wenig verstandener Zusammenhang zwischen Nährstoffverteilung und Sedimentkonzentration (Abb. 26). Besonders Silikat- und Nitratgehalt scheinen mit den Bereichen erhöhter Sedimentkonzentrationen zu korrelieren, während die Chlorit-Werte keine Abhängigkeit erkennen lassen (Abb. 26).

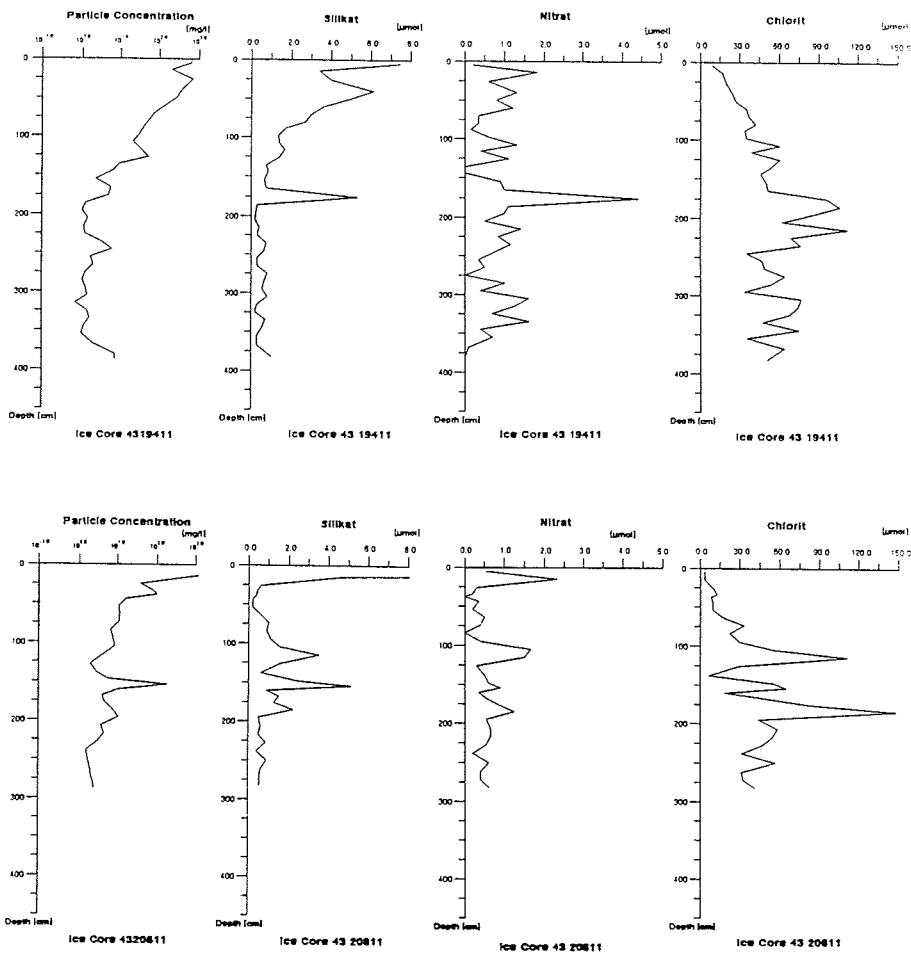


Abb. 26: Vergleich von Partikelkonzentration und Nährstoffverteilung (Silikat, Nitrat, Chlorit) in zwei Eiskernen aus dem eurasischen Becken.

## SEDIMENTTRANSPORT DURCH ARKTISCHES MEEREIS: PROZESSE UND WECHSELWIRKUNGEN

Der Aufbau dieses Diskussionskapitels folgt dem Weg der Meer-eissedimente vom Eintrag in das Eis und den Liefergebieten, über die Drift bis in die Ablagerungsräume. Zunächst werden die bekannten potentiellen Prozesse des Sedimenteintrages diskutiert und auf ihre Relevanz für die untersuchten Meereissedimente betrachtet. Anschließend wird versucht, mit den sedimentologischen Daten des Meereismaterials und der sibirischen Schelfsedimente, der Eisdrift und der regionalen geologischen Verhältnisse in den potentiellen Liefergebieten die Herkunft der Eissedimente herauszuarbeiten. Die Diskussion der Verteilungsmuster der Sedimente auf und im Eis soll mögliche Veränderungen der Sedimente während der Eisdrift bestimmen helfen. Da die Wechselwirkungen zwischen Eisbiota und Eissediment wenig erforscht sind, wird der Versuch unternommen, anhand der gewonnenen Daten einige klärende Anhaltspunkte zu diesem Thema zu erhalten und Ansätze für zukünftige Forschungen zu liefern. Schließlich werden die Möglichkeiten der Sedimentabgabe aus dem Eis vorgestellt und eine quantitative Abschätzung der Meereis-transportierten Sedimente und ihres Anteils an der Sedimentation vorgenommen. Die Zusammenfassung aller Ergebnisse und Interpretationspunkte der vorliegenden Arbeit soll ein skizzenhaftes Bild der Meereissedimente in der Eurasischen Arktis, von der Sedimentaufnahme über die Eisdrift bis zur Sedimentabgabe liefern. Abschließend dient ein Rückblick in Zeiten glazialer Verhältnisse dem Versuch die Auswirkungen einer solchen Umweltveränderung auf den Sedimenttransport durch Meereis darzustellen.

### 9. Eintragsmechanismen

#### 9.1. Meereis als Sedimentfalle für äolisches Material?

Die feinkörnigen Ruß- und Tonpartikel in 'sauberen' Eiskernabschnitten könnten auf einen geringen Hintergrundeintrag von äolischem Material hinweisen, da Rußpartikel ebenfalls im 'Arctic Haze' nachgewiesen wurden (CLARKE & NOONE 1985, RAHN 1982). Die ausgedehnte Erstreckung der Eisdecke in Verbindung mit dem relativ hohen Alter des Eises von bis zu 16 Jahren im Beaufort Wirbel und der kontinentalen Umräumung des Arktischen Ozeans läßt vermuten, daß sich Windstaub über Jahre auf der Eisoberfläche ablagern und anreichern kann (KINDLE 1924, POSER 1933, ARNOLD 1961). Ziel dieses Kapitels ist es, die Bedeutung des Windtransportes für die Meereissedimente darzustellen.

Bei der Diskussion von Wind als Eintragsmechanismus anhand sedimentologischer Parameter muß grundsätzlich zwischen proximalem und distalem Transport unterschieden werden, da beide zu sehr unterschiedlichen Sedimentzusammensetzungen führen können (PYE 1989, SCHÜTZ 1989). Proximaler Windtransport zeigt ein charakteristisches Korngrößenverteilungsmuster mit einem Maximum im Feinsandbereich (Kurve 1, Abb. 27). Küstennahe Stäube weisen aufgrund der Kombination von Schweb-, Roll- und Springfracht ein weites Korngrößenspektrum von ca. 10 Gew.% Sand, 77 Gew.% Silt und 13 Gew.% Ton (PYE 1987) auf. Diese Verteilung resultiert aus den unterschiedlichen Erosionseigenschaften von Feinsand, Silt und Ton, wobei Ton aufgrund des hohen Wassergehaltes und der Kohäsivität nur schwer aufgenommen werden kann (PYE 1987). Deshalb könnten, im Gegensatz

zu den durchfeuchteten Moor- und Tundrangebieten der arktischen Küstengebiete, besonders die subaerischen Sandbänke der Flußdeltas gute Möglichkeiten der Materialaufnahme durch den Wind bieten. Dem widersprechen aber die nur sehr geringen Feinsandanteile von < 5 Gew.%, die hohen Tonanteile von 25 - 50 Gew.% und die gute Sortierung der Eissedimente mit einem Mittelwert (Mean) im Feinsiltbereich (Abb. 27). Proximaler Windtransport würde zudem in der Hauptsache küstennahes Eis beeinflussen; ein Großteil davon ist aber durch Eispressungen am Meeresboden und an der Küste verankert. Zahlreiche Sandbänke, Untiefen und Inseln halten dieses Eis zusätzlich bis zum Abschmelzen am Bildungsort fest (NAUGLER 1967, HOLMES 1967, REIMNITZ et al. 1978). Bei Betrachtung der Windverhältnisse entlang der Küste auf den sibirischen Schelfen zeigt sich, daß im Jahresdurchschnitt die großräumige atmosphärische Zirkulation im Herbst und Winter (September bis Februar) stärker ausgeprägt als im Sommer (Abb. 28 - BORISOV 1965, HOLMES 1967, PARKINSON et al. 1987, SUSLOV 1961). Das größte Potential zur Materialaufnahme hat der Wind aber gerade während der Sommermonate, wenn die küstennahen kontinentalen Gebiete und die vorgelegerten Sandbänke aufgetaut und frei von Schnee und Eis sind (REIMNITZ & MAURER 1979). Zu dieser Zeit sind die Schelfe größtenteils ebenfalls eisfrei und das Material würde hauptsächlich auf dem Meeresboden abgelagert werden.

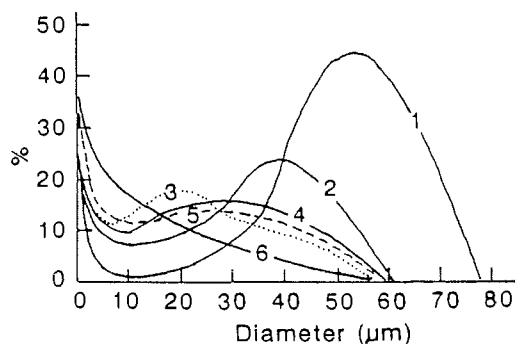


Abb. 27: Korngrößenverteilung von Stäuben aus verschiedenen Höhen über Grund nach PYE (1987) [1 = 0-2m, 2 = 1-2 m, 3 = 2-3 m, 4 = 3-4 m, 5 = 4-6 m, 6 = 5-8 m]

Falls die die arktische Tundra die Quelle für den Staub ist, der ca. 10% zur pelagischen Sedimentation im Arktischen Ozean beitragen soll (WINDOM 1969), so müßten charakteristische Pollen und Sporen häufig sein. Es wurden aber weder im Eissediment noch in großvolumigen Oberflächenschnee- und Eisproben signifikante Mengen gefunden (P. MUDIE unpubl. Daten). Die wenigen vorhandenen Exemplare im Oberflächenschnee deuten eher auf einen Transport in Suspension im Meerwasser und einen Eintrag bei der Eisbildung als auf Windtransport hin (freundl. mdl. Mitt. P. MUDIE).

Die zweite Möglichkeit des Sedimenteintrages durch den Wind wäre der Transport über große Entfernungen. Sahara-Staub beispielsweise wurde bis nach Tromsø in Nord-Norwegen getragen. Auch wenn solche Ereignisse Ausnahmen darstellen, so belegen sie doch die Möglichkeit des Windes, Staub in höhere Luftschichten zu inji-

zieren und über große Entfernungen zu verfrachten. Das höhere durchschnittliche Alter des Meereises im Amerasischen Teil des Arktischen Ozeans (KÖRNER 1973) könnte zu einer stärkeren Staubakkumulation führen, wogegen die höheren durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten im eurasischen Teil der Arktis ein größeres Potential für den Windtransport darstellen würden (Abb. 2 und 28). Staubflußmessungen auf dem grönländischen Inlandeis belegen einen maximalen Staubeintrag im Frühjahr (HAMMER 1977, SERREZE & BARRY 1988, STEFFENSEN 1988), der vermutlich auf eine Verlagerung der atmosphärischen Polarfront im Herbst nach Süden zurückzuführen ist (BARRIE 1986, STEFFENSEN 1988), und damit den Einstrom von kontinentalem Staub in die Arktis ermöglicht.

Bei distalem Windtransport würde man sehr geringe Korngrößen erwarten, da mit der Entfernung von der Staubquelle die Korngröße sehr schnell abnimmt (Abb. 29 - SCHÜTZ 1989). Nach PYE (1987) liegt die mittlere Korngröße von Langstrecken-Staub bei ca.  $<16 \mu\text{m}$ , selbst Staub der über wenige 100 km transportiert wurde, enthält nur wenig Körner  $>16 \mu\text{m}$  (Abb. 29 - SCHÜTZ 1989). Untersuchungen der Partikel im Oberflächenschnee auf dem Meereis des Amerasischen Beckens zeigten Korngrößen  $<5 \mu\text{m}$ , wobei der Durchschnitt der Körner  $>5 \mu\text{m}$  bei  $18 \mu\text{m}$  lag (MULLEN et al. 1972). SHAW (1984) fand eine bimodale Verteilung mit zwei Maxima bei 0.2 und  $<0.015 \mu\text{m}$  und BAILEY et al. (1984) bezeichnen Partikel  $>2 \mu\text{m}$  im arktischen Staub als 'Giant Particles'. Der Staub im grönländischen Inlandeis in ca. 2000 m ü.NN., der auf distalen Transport zurückgeführt wird, enthielt Korngrößen zwischen 0.1 -  $2 \mu\text{m}$  (HAMMER et al. 1985). Die mittleren Korngrößen der distalen arktischen Stäube sind danach zu klein, um die Korngrößen in den Eissedimenten zu erklären. Außerdem sind die im Arktischen Ozean bestimmten Staubflußraten zu niedrig, um die hohen Sedimentkonzentrationen auf dem Meereis zu erklären. Untersuchungen an Schneeproben der Driftinsel T-3 und von Meereisoberflächenschnee ca. 500 km nördlich der Küste Alaskas ergaben Fallout-Raten zwischen 3.3 und  $14 \mu\text{g}/\text{cm}^2\text{yr}$  (= 0.36 bis  $1.04 \text{ mg}/\text{kg}$ ) (DARBY et al. 1974, MULLEN et al. 1972) mit Partikelgrößen kleiner  $2 \mu\text{m}$ . Man schätzte den Beitrag des atmosphärischen Niederschlags zur pelagischen Sedimentation auf 0.09-0.02 mm/ka für das Amerasische Becken (Kanada Becken, Chukchi Ebene und Alpha Rücken). Basierend auf diesen Daten würde man einen minimalen atmosphärischen Niederschlag von  $3.3\text{-}21 \mu\text{g}/\text{cm}^2\text{yr}$  erwarten (PFIRMAN et al. 1989b). Selbst bei altem Meereis, z.B. 5 Jahre, würden sich aus diesen Daten nur geringe Konzentrationen von 0.02-0.13 mm/yr  $\times$  5 Jahre = 0.1-0.65 mm/yr ergeben (bei einer Dichte von  $1.6 \text{ g}/\text{cm}^3$  und dem kompletten Abtauen des Oberflächenschnees). Dieser minimale Staubfluß könnte die geringen Mengen von Rußpartikeln und feinkörnigen terrigenen Partikeln in den Eiskernen erklären, für die hohen Sedimentakkumulationen mit Werten bis zu  $700 \text{ mg}/\text{l}$  reicht diese Rate aber nicht aus.

Gegen einen Anreicherungsprozeß von Staubmaterial über Jahre auf der Eisoberfläche sprechen die geringen Konzentrationen die in den obersten Schichten von 'sauberen' mehrjährigen Eisschollen gefunden wurden. Bei einem bedeutenden distalen äolischen Eintrag müßten alle 'alten' Eisschollen partikuläres Material auf der Oberfläche anreichern. In den Eiskernen wurde zudem nur wenig terrigenes Material und extrem selten wurden gröbere Komponenten ( $>$  Feinsilt) beobachtet. Bei den Partikeln handelte es sich in der Mehrzahl um Quarze, die weder gut gerundet, noch die für Windtransport charakteristischen Oberflächentexturen ('mattiert', Schlagmarken) aufwiesen. Auch die Oberflächentexturen und die Rundungs-

grade von Quarzkörnern aus den Oberflächenproben zeigen keine eindeutigen Hinweise auf äolischen Transport ergeben. Ein distaler Transport müßte sich in gut gerundeten, mattierten Partikeln äußern. Die untersuchten Proben zeigen vorwiegend eckige Kornformen und Schlagmarken, die eher auf einen höherenergetischen oder längeren subaquatischen Transport hinweisen.

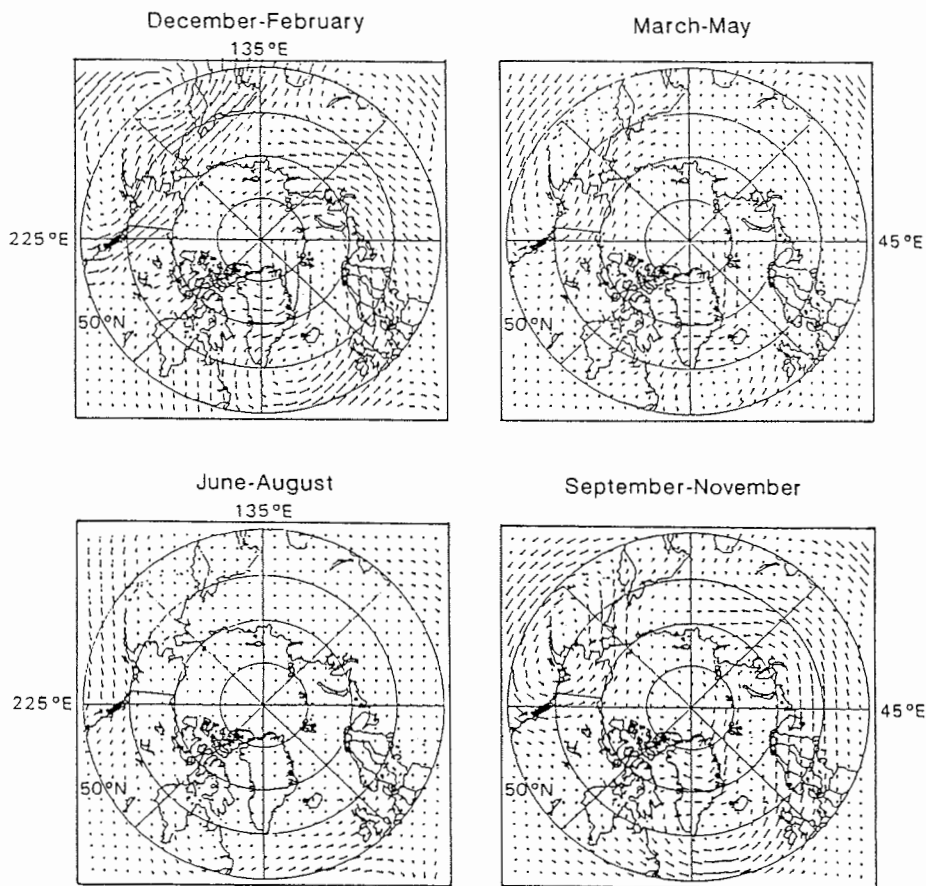


Abb. 28: Mittlere monatliche Verteilung der geostrophischen Winde über dem Arktischen Ozean (nach PARKINSON et al. 1987). Die Pfeile kennzeichnen Richtung und Stärke der Winde.

Die Tonmineralzusammensetzung des rezenten arktischen Staubmaterials auf Grönland und in der Amerasischen Arktis wurde mit 40-60 % Illite, 15-25 % Chlorit und 15-36 % Kaolinit bestimmt. Smektit



wurde nicht oder in nur geringen Quantitäten gefunden (MULLEN et al. 1972, WINDOM 1969). Die Zusammensetzung entspricht zwar der Tonmineralverteilung eines Großteils der Eissedimente (s. Abb. 22), schließt aber einen äolischen Eintrag für die Smektit-reichen Sedimente der südlichen randlichen Eurasischen Beckens aus. Distaler äolischer Transport würde aber die gesamte Eisoberfläche gleichermaßen betreffen. Außerdem lassen die sehr ähnlichen Korngrößenverteilungen aller Eissedimente lassen auf einen einheitlichen Eintragsmechanismus schließen.

Trotz aller gegen Windtransport sprechenden Indizien lassen einige Proben aufgrund ihrer Korngrößenverteilung auf Windtransport schließen (Abb. 30). KOOPMANN (1981) entwickelte aus den Beobachtungen im östlichen äquatorialen Atlantik, nach denen der Anteil größerer Partikel in Richtung auf eine Staubquelle zunimmt, ein Diagramm, in dem die gleichmäßige Zunahme des Anteiles  $> 6 \mu\text{m}$  der Siltfraktion mit dem Modalwert dieser Subfraktion äolischen Transport anzeigt (Feld I.; Abb. 30). Demnach weist die gute Sortierung einiger Eissedimente auf einen äolischen Eintrag hin (Feld I.; Abb. 30), während nur wenige Proben mit einem Feinkornüberschuß in Feld II. liegen (Abb. 30), welches fluviatilen Transport anzeigen soll. Ein Großteil der Meereissedimente zeigt eine unterrepräsentierte Feinfraktion und liegt im Identifikationsbereich für Auswaschung am Meeresboden (Feld III.; Abb. 30). Die sibirischen Schelfsedimente verteilen sich über den gesamten Bereich, zeigen aber im fluviatilen und marinen Bereich Maxima.

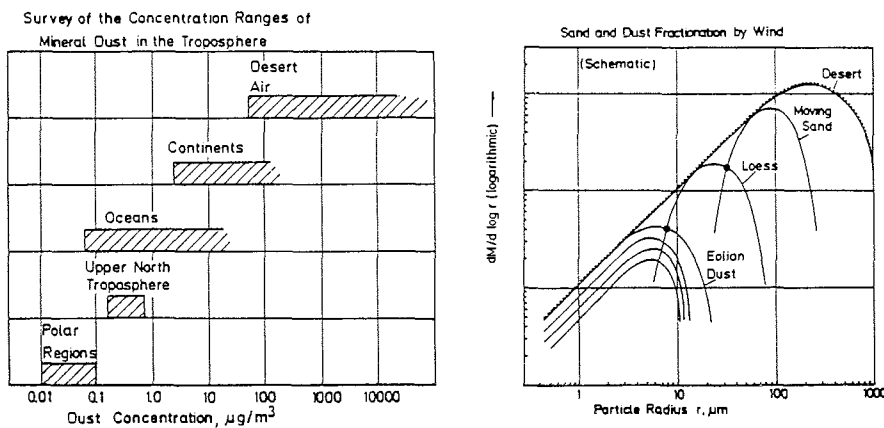


Abb. 29: Gegenüberstellung der Staubkonzentrationen verschiedener Luftmassen in der Troposphäre und die durchschnittliche Korngröße in Stäuben in Abhängigkeit vom Transportweg (nach SCHÜTZ 1989).

Bei genauer Betrachtung der Proben, die in das Indikationsfeld für äolischen Transport fallen, zeigt sich, daß einige dieser Proben rezente, benthisch-marine Organismenreste (Foraminiferen) enthalten. Die Schwierigkeiten bei der Anwendung des KOOPMANN-Diagramms auf die Meereissedimente können darin begründet sein, daß der Sedimenteintrag während der Eisbildung zu einer Sortierung

führt, die ähnlich der von Windtransport ist. Außerdem könnte auf den Schelfgebieten Material aus Löss- und Wüstenablagerungen zur Verfügung stehen, welches dann vom Eis aufgenommen wird. Dafür spricht das 'Wind-Signal' in einigen Schelfsedimenten.

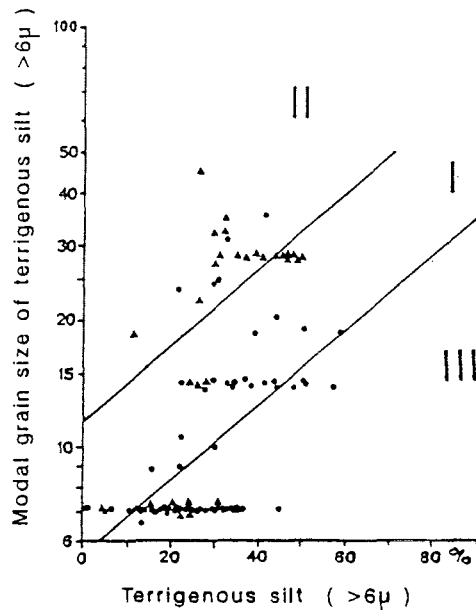


Abb. 30: Prozentualer Anteil der Siltfraktion  $> 6 \mu\text{m}$  in Abhängigkeit vom Modalwert dieser Subfraktion nach KOOPMAN (1981). Feld I. typisch für windtransportiertes Material; II. Überschuß an Feinfraktion, typisch für fluviatilen Transport; III. wenig Feinfraktion, typisch für Auswaschung am Meeresboden.

Insgesamt zeigen die Eissedimente nur wenige Anzeichen für einen Partikeleintrag durch Wind. Aus den Korngrößenverteilungen könnte man auf einen untergeordneten äolischen Eintrag schließen, in Verbindung mit den häufig gefundenen Flachwasserorganismen und den sehr geringen Gehalten von Pollen und Sporen scheinen diese Daten aber auf einem anderen, Meereis-spezifischen Prozeß in relativer Landnähe zu beruhen. In wie weit sich Aerosole und Spurenstoffe über den globalen Hintergrund ('Arctic Haze') hinaus im Meereis akkumulieren, konnte anhand der vorliegenden Daten nicht beurteilt werden. Dazu wären spezielle luftchemische und spurenstoffanalytische Arbeiten notwendig.

9.2. Beitrag der arktischen Flußsysteme zu den Meereissedimenten

Wenn distaler öologischer Transport nur eine untergeordnete Rolle für die Meereissedimente spielt muß der Haupteintrag auf den Schelfen erfolgen, woher der überwiegende Teil des arktischen Meereises stammt (COLONY & THORNDIKE 1984, 1985; ZACHAROV 1976). Neben dem Eis und windgesteuerten Meeresströmungen ist vor allem die Zulieferung aus der Schwebfracht der Flüsse ein geologischer Hauptfaktor (NAUGLER et al. 1974, SHARMA 1979). Aufgrund des jährlichen Süßwassereintrages von 3000 km<sup>3</sup> (ANTONOV 1978, CATTLE 1985, COACHMANN & AAGAARD 1988, MICKLIN 1981) bezeichnen MILLIMAN & MEADE (1983) den Arktischen Ozean als das 'größte Drainagebecken der Welt'.

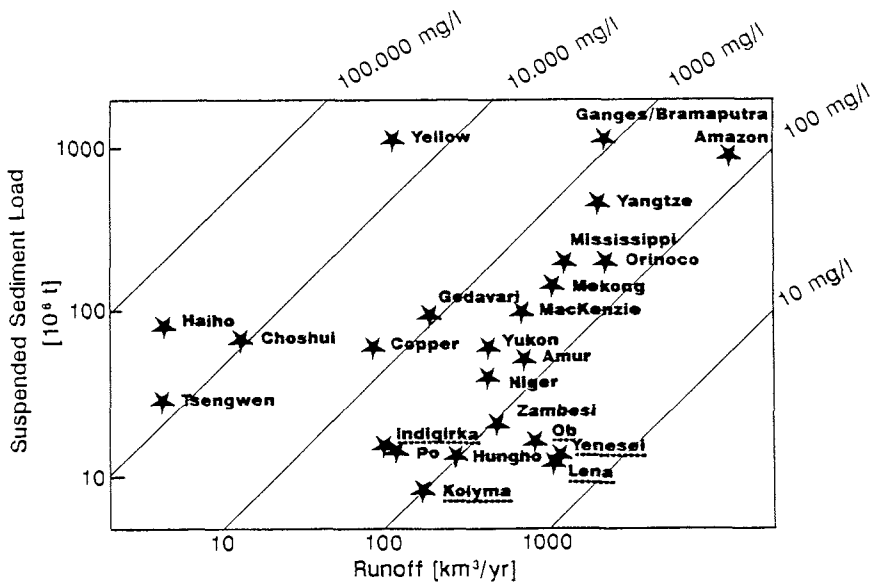


Abb. 31: Jährliche Sedimentfracht großer Flußsysteme auf der Erde aufgetragen gegen den jährlichen Wasserfluß (verändert nach MILLIMAN & MEADE 1983 und ergänzt nach CATTLE 1985). In die eurasische Arktis entwässernde Flüsse sind unterstrichen.

Die größten sibirischen Flüsse (Yenisei, Ob, Lena) haben zusammen ein Einzugsgebiet von 2.5 Millionen km<sup>2</sup> (MILLIMAN & MEADE 1983), von dem sich ein bedeutender Teil außerhalb der Permafrostzone befindet (KULIKOV 1961, NAUGLER 1967). Die Wasserführung der sibirischen Flußsysteme gehört zwar zu den höchsten auf der Erde, aber Wasserführung und Sedimentfracht gehen nicht konform (GIERLOFF-EMDEN 1982, MILLIMAN & MEADE 1983). Sie zeigen das geringste Wasser/Sediment-Verhältnis aller großen Flüsse der Erde (Abb. 31). Der Grund dafür mag in den geringen topographischen Gradienten der arktischen Kontinente liegen (MILLIMAN & MEADE

1983). Von den durchschnittlich  $84 \times 10^6$  t Sediment, die jährlich in den Arktischen Ozean transportiert werden (MILLIMAN & MEADE 1983), lagert sich der überwiegende Teil der Schwebfracht und der Sinkstoffe auf den Schelfen, in Ästuaren und Deltabereichen ab (FÜCHTBAUER 1988, HOLMES & CREAGER 1974, NAUGLER et al. 1974). Nur ca. 1 % gelangt in das Pelagial (KULIKOV 1961). Da die mittlere Korngröße der Flußfracht bei  $2 \mu\text{m}$  liegt (KULIKOV 1961) ist dieses nach FÜCHTBAUER (1988) auch auf den höheren Elektrolyt-Gehalt des Meerwassers zurückzuführen, durch den Tonminerale sehr schnell koagulieren.

Hauptargument für einen bedeutenden Sedimenteintrag durch die Flüsse ist das häufig beobachtete Überfluten der Küsteneisdecke im Frühsommer und die Ablagerung der mitgeführten Sedimente auf dem Eis (BARNES & REIMNITZ 1973, GIERLOFF-EMDEN 1982, REIMNITZ & BRUDER 1972). Die Schneeschmelze im Frühjahr, verbunden mit dem Aufbrechen des Flußeises in den Mündungsbereichen, führt zu Hochwasser und verstärkter Erosion im Unterlauf (Abb. 32 - CATTLE 1985, CODISPOTI & RICHARDS 1968). Zu dieser Zeit, in der 90% des Flußeintrages stattfindet (NAUGLER et al. 1974), zieht sich das Eis aber bereits von den Schelfen zurück (Abb. 32 - MYSAK & MANAK 1989). Nur das küstennahe Festeis und das Eis in den Delta- und Mündungsbereichen der Flüsse wird durch Untiefen und flache Sandbänke stabilisiert und gefangen halten (SILVERBERG 1972), so daß es hier zu den beobachteten Überflutungen kommen kann. Gleichzeitig führt das relativ warme Flußwasser (ca.  $+6^\circ\text{C}$ , KULIKOV 1961) und die Absorption der Sonnenstrahlung durch das aufgespülte Material zu einem verstärkten Abschmelzen und einer Reduzierung der küstennahen Eisdecke (ALEXANDER 1973, GIERLOFF-EMDEN 1982). In Abb. 32 ist der monatliche Wassertransport für die Flüsse der eurasischen Arktis mit den höchsten Gehalten an transportiertem Material dargestellt. Zum Vergleich wird die saisonale Eisbedeckung in den marginalen Schelfgebieten der Arktis gegenübergestellt (Abb. 32). Diese Gegenüberstellung macht die negative Korrelation zwischen dem Maximum des fluviatilen Sedimenttransportes und der Muster der Eiserstreckung und damit der geringen Möglichkeiten der Flüsse zu den Meereissedimenten beizutragen, besonders deutlich (Abb. 32).

Einige Anzeichen für fluviatilen Transport in den Meereissedimenten, wie Rundungsgrade, Oberflächentexturen und Korngrößenverteilung, widersprechen dieser Deutung jedoch nicht. Oberflächentexturen, die bei einem distalen, mittel- bis hochenergetischen subaquatischen Transport entstehen (Kornklasse 6) und die Hinweise auf einen fluviatilen Transport im KOOPMANN-Diagramm (Abb. 30) belegen lediglich die Bedeutung der Flüsse für die Materialanlieferung. Doch als Indiz für einen direkten Eintrag in das Eis können sie nicht gelten, da das Sediment nach dem fluviatilen Transport auf dem Schelf sedimentiert und anschließend durch Resuspension oder direktes Anfrieren vom Schelfboden vom Eis aufgenommen werden kann. Das niedrig- bis mittlere energetische Milieu mit meist schwachen Meeresströmungen, wie es besonders für die sibirische Schelfe typisch ist (HOLMES & CREAGER 1974, KULIKOV 1961, MILLIMAN & MEADE 1983, NAUGLER et al. 1974, SUSLOV 1961), beeinflusst kaum die Sedimentcharakteristik, so daß, unabhängig von der Aufnahme direkt aus der Flußfracht oder indirekt vom Schelfboden, sehr ähnliche Sedimentparameter entstehen. Die Baumstämme und Holzreste in den Meereisproben, die auf die Holzwirtschaft entlang der sibirischen Flüsse zurückgeführt werden (HÄGGBLUM 1982, NANSEN 1897), können ebenso während der Eisbildung schwimmend eingefroren werden.

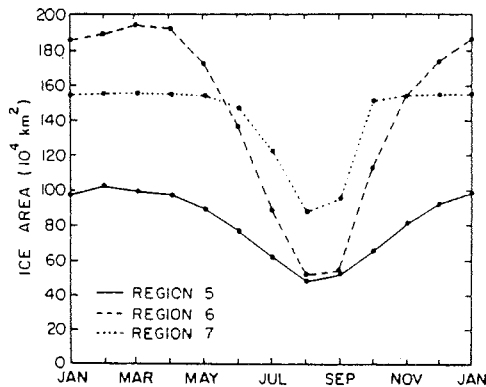
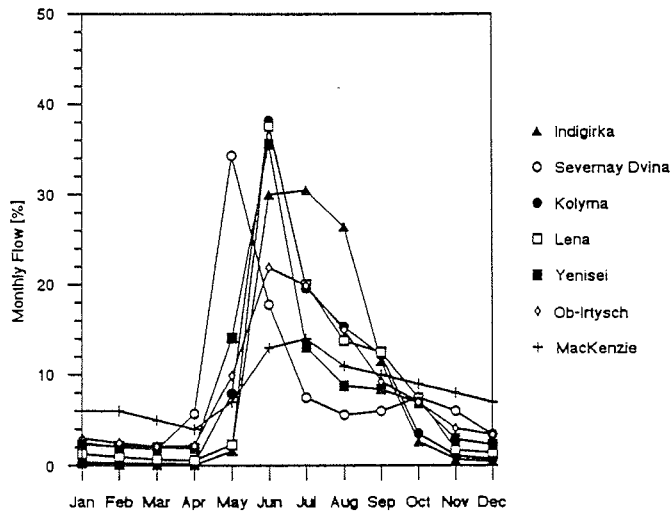


Abb. 32: Gegenüberstellung der saisonalen Sedimentfracht der bedeutendsten arktischen Flüsse (Daten nach CATTLE 1985) und Eisbedeckung in der Grönlandsee (Region 5), der Barentssee (6) und der Ostsibirischen See und Laptevsee (7) nach MYSAK & MANAK (1989).

Weitere Indizien gegen einen direkten Eintrag aus den Flüssen liefert der biogene Anteil der Eissedimente. Alle in den Sedimenten gefundenen Organismen weisen aufgrund ihres bevorzugten Lebensraumes auf eine Herkunft und einen Eintrag aus dem Flachwasserbereich hin (vgl. Tabellen 4/5), gleichzeitig widersprechen die marinen benthischen Organismen einem Eintrag direkt aus der Schwebfracht der Flüsse. Einige Sedimente enthalten zwar keine Flachwasserorganismen und könnten direkt aus der Suspension des Flußwassers eingebracht worden sein. Da sie aber dieselben Sortierungseffekte aller Eissedimente gegenüber den Schelfsedimenten zeigen, wird ein anderer Eintragsmechanismus unwahrscheinlich. Außerdem herrschen zur Zeit des höchsten Flußeintrags und höchsten Gehaltes an Schwebfracht höher energetische Verhältnisse vor, die sich in

den Korngrößenparametern bemerkbar machen würden.

Insgesamt sprechen die gewonnenen Daten unter Berücksichtigung des saisonalen Musters der Eisausdehnung und der Wasser- und Sedimentführung der Flüsse gegen einen direkten Eintrag. Dieser Prozeß hat unter normalen Bedingungen nur lokale Bedeutung, hauptsächlich in den Mündungen und Deltas, wo das Eis aber ortsfest bis zum Abschmelzen verharrt. Nur in Jahren außergewöhnlicher Windverhältnisse und/oder Hochwässer ist ein größerer Beitrag von Küsteneis zur Eiskecke der zentralen Arktis vorstellbar. Die indirekte Rolle der Flüsse als Hauptlieferanten von Sediment aus ihren riesigen kontinentalen Entwässerungsgebieten ist allerdings unbestreitbar.

### 9.3. Sedimenteintrag während der Eisbildung aus der Suspension im Meerwasser

Der in der Natur häufig beobachtete Eintrag von Partikeln während der Eisbildung ist in kleinen Tanks simuliert worden, um die notwendigen Rahmenbedingungen kennenzulernen und festzustellen, ob Meereis Partikel gegenüber der Wassersäule anreichert und inkorporiert (REIMNITZ et al. 1990, SHEN & ACKERMANN 1990). Bislang sind nur wenig Aussagen darüber möglich, da es schwierig ist die natürlichen Bedingungen zu simulieren. Es gibt verschiedene Modelle dieses Prozesses. Während NAIDU (1980), OSTERKAMP & GOSINK (1984) und REIMNITZ & KEMPEMA (1986) einen Eintrag durch aufsteigende 'frazil'-Eiskristalle favorisieren, nehmen SHEN & ACKERMANN (1990) eine Anreicherung im losen Eisbrei (slush) während der ersten Stunden der Eisbildung durch Wellenbewegung an (s. Kap. 4.5.). Übereinstimmend wird jedoch ein Sedimenteintrag während der initialen Eisbildungsperiode postuliert.

Der durchweg sehr feinkörnige Charakter von Meereissedimenten aus allen Teilen der Arktis (BARNES et al. 1982, ELVERHØI 1989, ELVERHØI et al. 1989, KINDLE 1924, OSTERKAMP & GOSINK 1984, PFIRMAN et al. 1989b, REIMNITZ et al. 1989, SHARMA 1979) läßt bereits einen speziellen, überall wirkenden Mechanismus des Sedimenteintrages vermuten. Zunächst könnte man argumentieren, daß die arktischen Schelfgebiete in weiten Teilen ebenfalls eine sehr ähnliche Sand-Silt-Ton-Verteilung zeigen (ALEXANDER 1973, HOLMES & CREAGER 1974, NAUGLER et al. 1974, REIMNITZ & BARNES 1974, SASSEVILLE & ANDERSON 1976, SHARMA 1979), doch gibt es in allen Regionen ebenfalls ausgedehnte Gebiete mit größerem Material. Es gibt viele Sandbänke und verbreitet Oberflächen mit Material von Kies-Korngröße (>64 mm) (HOLMES & CREAGER 1974, NAUGLER et al. 1974, SILVERBERG 1972). Die Sedimente der Chukchisee beispielsweise bestehen zu 4 Gew.% aus Kies, 38 Gew.% aus Sand, zu 42 Gew.% aus Silt und nur zu 16 Gew.% (5-35 Gew.%) aus Ton (SHARMA 1979).

Bereits bei einem Vergleich der Sand-Silt-Tongehalte einiger Eissedimente mit rezenten Bodensedimenten der Laptev- und Ostsibirischen See zeigt sich die bessere Sortierung der Eissedimente (Abb. 33). Dennoch könnten die untersuchten Meereissedimente der Eurasischen Arktis aus der Ostsibirischen See stammen. Dort gibt es ausgedehnte Flachwassergebiete (häufig < 10 m Wassertiefe), die Neusibirische Flachwasserplattform und das Zentrale Plateau, die mit besser sortierten siltigen Tönen aus dem Indigirka bedeckt sind (HOLMES & CREAGER 1974, NAUGLER et al. 1974), die den Meereissedimenten sehr ähnlich sind. Da aber die Tonmineralvergesellschaftung der Eissedimente eindeutig auf zwei verschiedene Liefergebiete hinweist und dennoch die beobachteten Sortierungs-

effekte bei allen Eissedimenten vorherrschen, kann es sich nur um ein Signal des Sedimenteintrages handeln. SHARMA (1979) beobachtete an einigen untersuchten Eissedimenten der Beringsee, daß das Eissediment deutlich feiner als das Schelfsediment des Herkunftsgebietes ist (Abb. 34). Er fand 35 bis 80 Gew.% Silt, 12 bis 60 Gew.% Ton und 1 bis 8 Gew.% Sand. Dagegen bestehen die Meeresbodensedimente aus demselben Gebiet aus fein- bis mittelkörnigen Sanden. Diese Zusammensetzung entspricht der der untersuchten Eissedimente und belegt die These, daß rezent der Sedimenteintrag in das Meereis mit einem Prozeß verbunden ist, der selektiv bestimmte Korngrößen fördert.

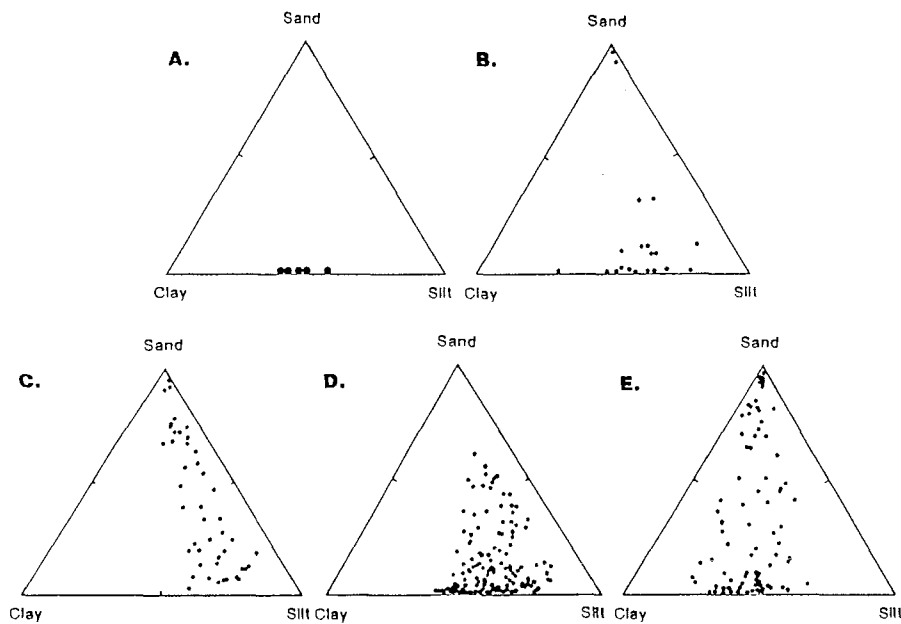


Abb. 33: Sand/Silt/Ton-Gehalte von Meereissedimenten aus der Framstraße (A - LARSSEN et al. 1987) und dem westlichen Arktischen Ozean (B - CLARK & HANSON 1983) im Vergleich mit Meeresbodensedimenten aus der Chukchisee (C - SHARMA 1979), der Ostsibirischen (D - SILVERBERG 1972) und der Laptevsee (E - HOLMES 1967).

Einige Proben mit erhöhten Sandgehalten aber ohne grobkörniges biogenes und lithogenes Material zeigen eine ähnliche mittlere Sand-Silt-Tonverteilung von bis zu 25 Gew.% Sand wie die sibirischen Oberflächensedimente (Abb. 33). Hier sind verschiedene Möglichkeiten des Sedimenteintrages denkbar. Sie können durch direktes Anfrieren an die Eisunterseite oder ebenfalls durch 'anchor ice'-Bildung eingebracht werden. Eine weitere Möglichkeit wäre ein Ursprung in sehr geringer Wassertiefe (< 10 m), wodurch gröberes Material bis an die Oberfläche und die Eisdecke aufgewirbelt werden könnte, z.B. in der Nähe einer der auf den arktischen Schelfen häufigen Sandbänke oder Untiefen. Durch etwas höherenergetische Bedingungen bei der Eisbildung wäre eine Aufwirbelung von

Feinsand auch in größeren Wassertiefen denkbar. Die Eissedimentprobe (310) aus dem östlichen Arktischen Ozean mit einem Sandgehalt von 74 Gew.% zeigt sehr deutliche Indizien für eine Herkunft des Materials von einer der arktischen Schelfsandbänke. Die Untersuchung der Sandfraktion mit der Sedimentationswaage ergab eine fast symmetrische Korngrößenverteilung (Normalverteilung) und damit eine sehr gute Sortierung. Nach SILVERBERG (1972) sind das die Kennzeichen flacher Sandbarren, die auf den Sibirischen Schelfen mit Wassertiefen ( $< 5$  m) an der Küste und im Deltabereich der Flüsse vorkommen.

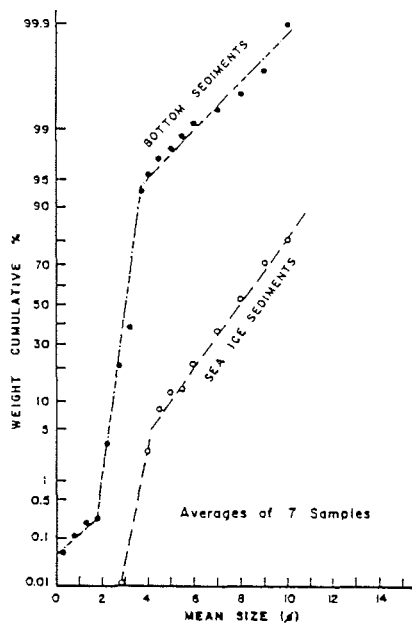


Abb. 34: Vergleichsplot von Mittelwert und Summenprozenten zwischen Meeresboden- und Eissedimenten aus der Beringsee (nach SHARMA 1979).

Aufgrund der feinkörnigen Oberflächensedimente und der meist geringen Wassertiefe ist eine Resuspension der Schelfsedimente relativ einfach, so daß schon bei leicht höheren Windgeschwindigkeiten oder durch tidale Kräfte eine Resuspension erfolgen kann (SHARMA 1979). Eine hohe Sedimentationsrate durch eine ständige fluviatile Materialanlieferung und ein anhaltend hoher Gehalt an suspendiertem Material in der Wassersäule, wie er von SHARMA (1979) angenommen wird, scheinen aber nicht vorzuherrschen, da die Funde von Manganknollen und -krusten in der Laptevsee (HOLMES & CREAGER 1974) eher auf geringen terrigenen Eintrag und geringe



Sedimentationsraten schließen lassen (HALE 1990). Dies unterstützen auch die Daten des Flußeintrags. Sie zeigen, daß es sich hierbei um relativ kurzzeitige Ereignisse im Frühjahr handelt, während im Rest des Jahres nur geringe Materialmengen angeliefert werden (CODISPOTI & RICHARDS 1968, HOLMES 1967, KULIKOV 1961, NAUGLER et al. 1974). Im Vergleichsdiagramm von Silt/Ton-Rate gegen Mittelwert zeigt sich, daß die Eissedimente, ebenso wie die sibirischen Schelfsedimente, grundsätzlich einem Milieu mit relativ niedrig-energetischen Verhältnissen zugeordnet werden können (Abb. 35). Die Schelfsedimente lassen aber einen geringfügig höher-energetischen Transport als die Eissedimente erkennen (Abb. 35), was mit der o.a. Massenlieferung der Flüsse beim frühjährlichen Hochwasser zu erklären wäre.

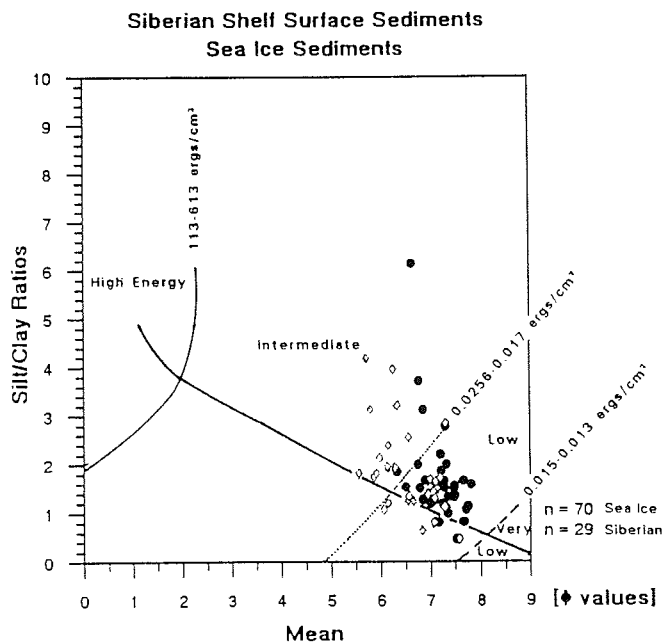


Abb. 35: Silt/Ton-Rate gegen mittlere Korngröße für die Meereis-sedimente und die sibirischen Schelfproben (energetische Levels nach PELLETIER 1975).

Bedeutsam für den quantitativen und qualitativen Sedimenteintrag sind vor allem die turbulenten Bedingungen bei der Bildung von 'frazil' und besonders von 'anchor'-Eis (BARNES et al. 1982, OSTERKAMP & GOSINK 1984, REIMNITZ et al. 1990, SHARMA 1979, ZUBOV 1945). Diese Turbulenz bewirkt die Aufwirbelung von Meeresbodensediment und die Aufnahme durch die aufsteigenden Eiskristalle (REIMNITZ & KEMPEMA 1987) oder durch einen welleninduzierten Sedimenteintrag in die 'slush'-Eislage (SHEN & ACKERMANN 1990). Da die Auswirkung von turbulenten Bedingungen auf die Sedimente stark von lokalen Verhältnissen, wie Wassertiefe und verfügbarer Korngröße

abhängig ist, läßt sich die Uniformität in der Korngrößenverteilung der Siltfraktion nur in einem Sortierungseffekt der aufsteigenden Eiskristalle und nicht der Turbulenz an sich erklären. Die untersuchten Eissedimente heben sich im Vergleich zu den sibirischen Schelfsedimenten durch eine mäßige bis gute Sortierung und eine etwas feinkörnigere mittlere Korngröße (median) deutlich ab (Abb. 36). Die sibirischen Schelfsedimente lassen sich dem Feld der langsamen Sedimentation aus ruhigem Wasser, ähnlich dem der pelagischen Sedimentation oder Suspension, zuordnen (HOLMES 1967, NAUGLER 1967, SILVERBERG 1972), während die Eissedimente ein eigenes Feld bilden (Abb. 36). Eine ähnliche Milieu-Zuordnung zeigt auch das Diagramm von Schiefe und Median-Wert (Abb. 36).

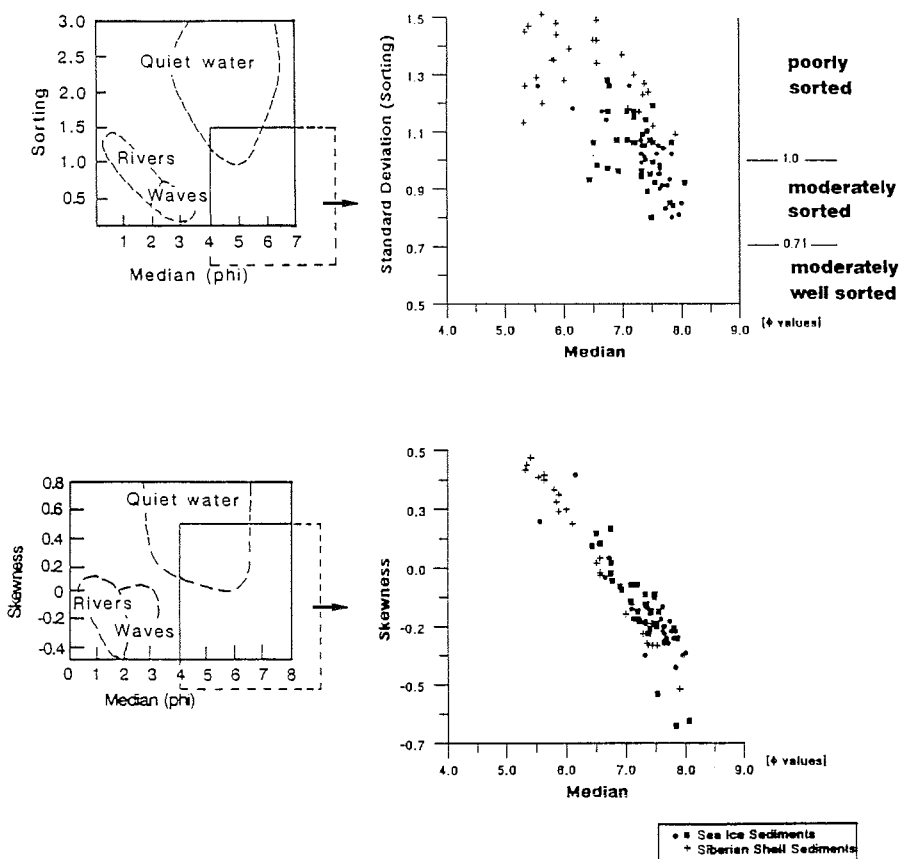


Abb. 36: Korngrößenparameter (Schiefe und Sortierung gegen Median) als Anzeiger für bestimmte sedimentäre Milieus nach STEWARD (1958).

Einige Meereissedimente enthielten grobe Partikel bis Kies-  
korngröße (bis 4 cm) und Muschelschalen (Tabelle 5), die nach  
bisherigem Kenntnisstand nicht durch 'frazil ice' eingetragen  
werden können (REIMNITZ et al. 1986). Ähnliches Sediment, meist  
nur fleckhaft und kleinräumig verteilt, wurde bereits häufiger  
auf dem Meereis beobachtet und einem Eintrag durch 'anchor ice'  
zugeordnet (CAMPBELL & COLLIN 1958, DAYTON et al. 1969, KEMPEMA et  
al. 1989, KINDLE 1924, SVERDRUP 1931). Der zunächst vermutete  
Eintrag durch Vögel oder Robben wird durch die stets aufgefundene  
Kombination von Muscheln und Sediment unwahrscheinlich. Es wurden  
niemals Muscheln in sauberem Oberflächenschnee gefunden. Die Funde  
wurden außerdem auf altem, dickem Eis gemacht, welches Robben  
meiden. Gegen Vögel spricht, daß ebenfalls juvenile, sehr kleine  
Formen gefunden wurden und daß die Muscheln beim Eintrag bereits  
längere Zeit tot waren, d.h. kein Fleisch enthielten. Marine  
planktonische Organismen, wie Radiolarien, Copepoden und Foraminif-  
eren können durch einen Eintrag während der Eisdrift durch über-  
schwappendes Meerwasser (Wellen, Sturm) oder durch Einfrieren bei  
der Eisbildung im Winter erklärt werden. Da planktonische Foraminif-  
eren und Copepoden fast ausschließlich in in 'sauberen'  
Abschnitten der Eiskerne gefunden wurden, erfolgt ihr Eintrag sehr  
wahrscheinlich während der Eisdrift im offenen Ozean. Vereinzelt  
benthische kalkschalige Foraminiferen wurden auch in Plankton-  
fängen in den oberen Wassermassen des zentralen Ozeans beobachtet,  
müssen also nicht unbedingt auf einen Eintrag im Flachwasser  
hinweisen (freundl. pers. Mitt. J. CARSTENS).

#### 9.4. Weitere Mechanismen des Materialeintrages in Meereis

Das 'Pumpen' von Meeresbodensediment durch Gezeiten oder  
Wellenaktivität auf das Eis (s. Kap. 4.5. - GILBERT 1989,  
SASSEVILLE & ANDERSON 1976) könnte wegen des relativ großen Tiden-  
hubs von über 2 m in Teilen der Laptevsee eine gewisse Bedeutung  
(GIERLOFF-EMDEN 1982, HOLMES 1967) haben. In den anderen sibirischen  
Schelfgebieten tritt nur ein geringer Tidenhub von 20 cm auf  
(NAUGLER 1967). Dieser Vorgang mag vereinzelt Sediment auf das Eis  
bringen, ist insgesamt aber zu selten und auf einen sehr schmalen  
Streifen entlang der Küsten und der Inseln beschränkt, um die  
weite Verteilung von Sediment-beladenem Eis z.B. in der Transpolar-  
drift zu erklären. In jedem Fall würde dieser Prozeß hauptsächlich  
festgefrorenes Küsteneis betreffen (GILBERT 1989), welches wie  
bereits erwähnt kaum etwas zur Eisdecke der zentralen Arktis  
beiträgt (s. 8.2.).

Wegen der allgemein niedrigen Küstenlinie gibt es nur wenige  
Stellen an denen Material von Kliffs o.ä. auf das Eis fallen kann.  
Auf den sibirischen Schelfen weist nur das Gebiet östlich des  
Kolyma (s. Anhang) eine größere Verbreitung von Kliffs an der  
Küste auf (NAUGLER et al. 1974). Dort und vereinzelt an anderen  
Stellen mag dieser Prozeß lokal auftreten, betrifft dann aber  
ebenfalls das Küstenfesteis. In den bearbeiteten Sedimenten wurde  
kein Material wie Bodenbildungen, Gesteinsbruchstücke, Grassoden  
etc. gefunden, welches auf einen solchen Prozeß hinweisen  
könnte. In der Beaufortsee sind das Durchpflügen des Schelfbodens  
durch Preßeisrücken (15-45 m Wassertiefe) und der erosive Charak-  
ter von Eispressungen an der Küste wichtige geologische und geo-  
morphologische Prozesse der Umlagerung und Umschichtung von Sedi-  
menten (BARNES et al. 1987). Dabei können Bodensedimente, sehr  
ähnlich dem Material aus dem 'anchor ice'-Eintrag, durch Fest-

frieren an der Unterseite in das Eis eingebracht werden. Wegen des Bodenkontaktes und dem Auftürmen an der Küste trägt dieses Eis aber nur wenig zur Eisdecke der zentralen Arktis bei. Die Bedeutung dieses Prozesses liegt darin begründet, daß auch sehr grobes Sediment mit einer dem Eisberg-transportiertem Material ähnlichen Textur in das Meereis gelangen kann (BARNES et al. 1978, 1987). Bei stärkeren Windverhältnissen, die zu einem Verdriften dieser Eisschollen in tieferes Wasser führen könnten, würde man eine Sedimentzusammensetzung in pelagischen Gebieten erhalten, die bisher als charakteristisch für Eisberge angesehen wurde (CLARK & HANSON 1983).

## **10. Herkunftsgebiete der Meereissedimente in der Eurasischen Arktis**

### **10.1. Haupteisdrift als erstes Indiz für eine Abgrenzung der möglichen Liefergebiete**

Da das größte Potential des Sedimenteintrages durch 'frazil-' und 'anchor-ice' in Meeresgebieten mit Wassertiefen  $< 50$  m liegt (BARNES et al. 1982, OSTERKAMP & GOSINK 1984, REIMNITZ & KEMPEMA 1987), sind besonders die ausgedehnten sibirischen Schelfregionen potentielle Hauptliefergebiete für sediment-tragendes Meereis (s. Kap. 3.2.). Im Vergleich dazu ist der Beaufortschelf nur ein relativ kleines Gebiet (s. Kap. 3.2.), in dem das Sediment-beladene Küsteneis durch eine Preßeisrückenzone ('Stamukhi Zone'), verursacht durch das vorbeistreichende Eis des Beaufortwirbels, stabilisiert wird und meist an Ort und Stelle schmilzt (REIMNITZ & KEMPEMA 1984). Das Meereis der kanadischen Arktis driftet nur in Ausnahmefällen in die zentrale Arktis (COLONY & THORNDIKE 1985, DUNBAR & WITTMAN 1963). Die Vielzahl von Inseln sorgt dafür, daß die Hauptmenge des Eises im Bildungsgebiet schmilzt. Die Barentssee hat, abgesehen von einigen küstennahen Gebieten, eine zu große Wassertiefe, um für den Sedimenteintrag bei der Eisbildung eine große Rolle zu spielen (ELVERHØI et al. 1989, PFIRMAN et al. 1989b). COLONY & THORNDIKE (1985) haben aufgrund der Drift von Bojen, Schiffen, bemannten Eisinseln etc. Wahrscheinlichkeiten der Drift aus den arktischen Schelfgebieten in die zentrale Arktis in Isolinienkarten dargestellt (Abb. 39). Mit Hilfe von Literaturdaten (COLONY & THORNDIKE 1985, DUNBAR & WITTMAN 1963, GORDIENKO & LAKTIONOV 1969, VINJE 1977) wurde das Muster auf die Karasee ausgedehnt (Abb. 37). Dabei zeigt sich, daß als Hauptliefergebiete für die Transpolar drift die Schelfgebiete von der Karasee bis zum sibirischen Teil der Chukchisee, und untergeordnet auch die Barentssee in Frage kommen, wobei Meereis aus der Ostsibirischen- und der Laptevsee die große Verbreitung in der Eurasischen Arktis erreicht. Weil aber selbst die Haupteisdrift nur sehr grob auf Liefergebiete schließen läßt und man eine Herkunft aus den anderen Schelfregionen nie ausschließen kann, werden Daten aus dem Amerasischen Becken, der Beaufortsee und dem Kanadischen Archipel im folgenden stets zur Absicherung der Interpretation herangezogen.

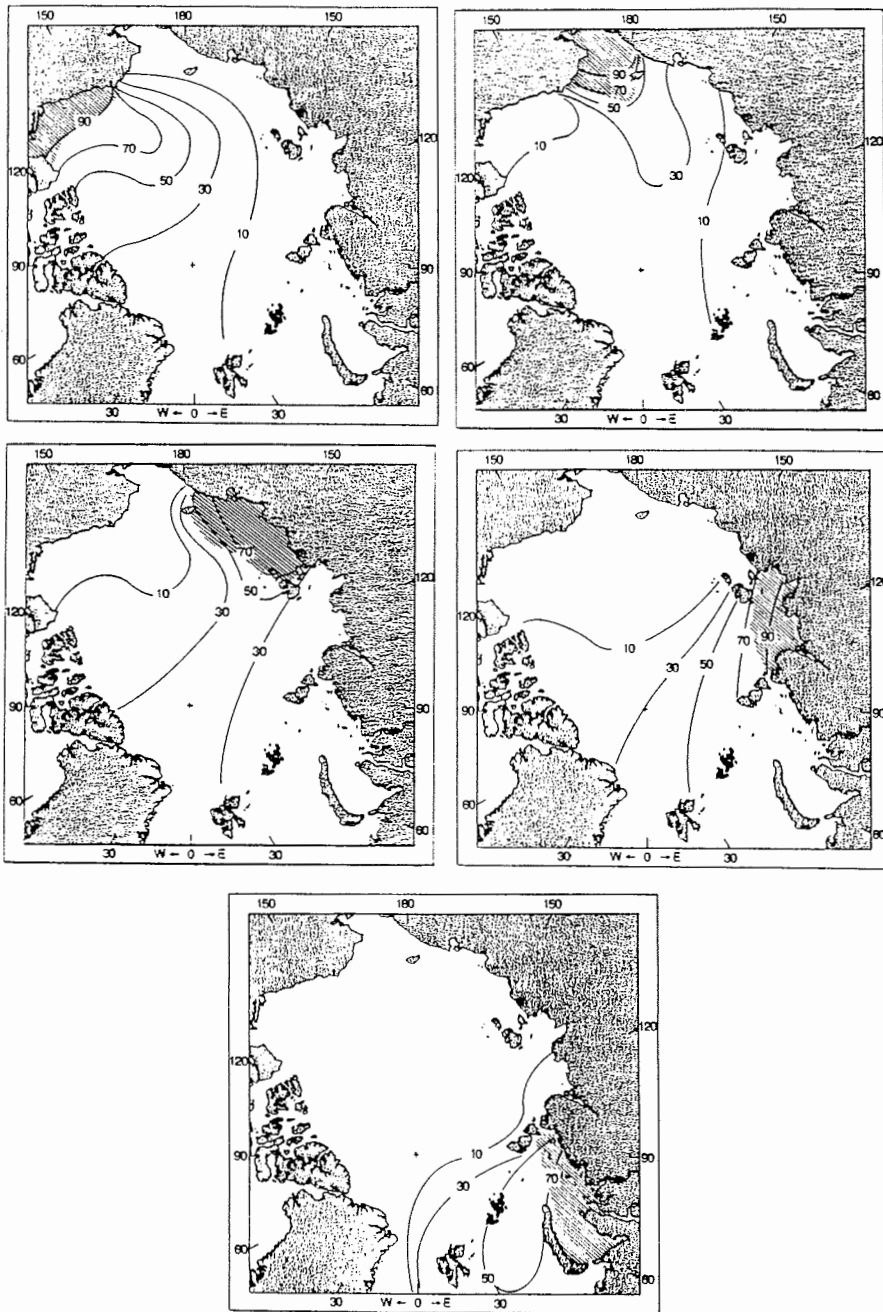


Abb. 37: Isolinienkarten der Wahrscheinlichkeit von Meereis aus den schraffierten Gebieten in das Arktische Becken zu driften (verändert und ergänzt nach COLONY & THORNDIKE 1985).

## 10.2. Biogene Komponenten als Anzeiger für Herkunftsgebiete

Neben dem lithogenen Anteil wurde das biogene Material auf seine Aussagefähigkeit für ein bestimmtes Liefergebiet untersucht. Die parallele Veränderung der vorherrschenden Eisdiatomeengemeinschaft mit einem Wechsel der Oberflächenwassercharakteristik und der Eissedimentzusammensetzung in der Eurasischen Arktis (ABELMANN unveröff. Daten, ANDERSON et al. 1990, PFIRMAN et al. 1989a, THIEDE 1988) weist bereits auf eine Verbindung zwischen Ursprung des Meereises und den Eisalgen hin. Die Ähnlichkeit der benthischen marinen Diatomeenvergesellschaftung in den Proben aus der Transpolar-drift und in einer Eisscholle vor der Nordost-Sibirischen Küste (CLEVE 1983) unterstützt einen Ursprung in diesen Gebieten (ABELMANN unveröff. Daten). Tintinniden, Muscheln, benthische Foraminiferen, Seeigelstachel, Schwammraxon, Seegras, Holz- und anderen Vegetationsreste wurden grundsätzlich nur in Verbindung mit hohen Sedimentkonzentrationen gefunden. Bei den benthischen marinen Foraminiferen in den Eissedimenten handelt es sich meist um flachmarin lebende Spezies, die sichere Indizien für einen Ursprung auf den Schelfen liefern. Wegen der weiten Verbreitung der aufgefundenen Spezies in der Karasee (STOLL 1967) und der Laptevsee (HOLMES 1967) und höchstwahrscheinlich auch in der Ostsi-birischen See (NAUGLER 1967) scheidet eine Bestimmung der Herkunft.

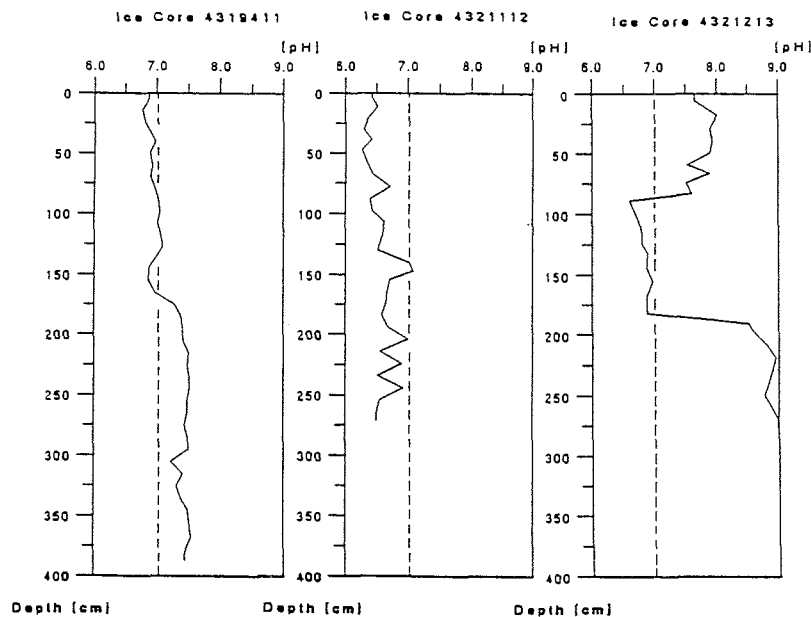


Abb. 38: Charakteristische pH-Werte aufgetauter Meereiskerne. Die drei Eiskerne aus der Eurasischen Arktis zeigen die Variationsbreite der pH-Wert-Verteilungen, von 'sauren' Werten über Kerne mit starken Schwankungen bis zu Proben im neutralen Bereich.

Eine Einordnung der aufgefundenen Muschelfauna (s. Tabelle 5) in die von FEDYAKOV & NAUMOV (1989) aufgestellten Faunenzonierungen ergab ebenfalls nur geringe Abgrenzungen der potentiellen Liefergebiete untereinander. Die weite Verbreitung der in der Eurasischen Arktis bekannten Muschel-Arten (LUBINSKY 1980) liefert nur schwache Indizien. Bemerkenswert ist, daß eine Einstufung in typische Faunenzonierungen nach einer Herkunft der Muschelfauna aus der Ostsibirischen See eine geringere Wahrscheinlichkeit besitzt, als zum Beispiel aus der Laptev- und Barentssee. Dies geht auch aus Beobachtungen der Eisdrift aus den Schelfgebieten in die zentrale Arktis hervor (ZACHAROV 1976).

Die Lösungsspuren, die viele der kalkschaligen benthischen Foraminiferen aufwiesen, könnten auf Karbonatlösung in den Herkunftsgebieten oder während der Drift im Eis hinweisen. Die niedrigen Karbonatgehalte der Eissedimente von durchschnittlich 0,98 Gew.% beruhen vermutlich primär auf den niedrigen Gehalten der Liefergebiete und nicht auf  $\text{CaCO}_3$ -Lösung. Der hohe Sauerstoffgehalt und die niedrigen Wassertemperaturen auf den Schelfen führen zur Lösung von Kalziumkarbonat (KULIKOV 1961) und damit zu niedrigen  $\text{CaCO}_3$ -Gehalten (HOLMES 1967, NAUGLER 1967). Sekundär könnte auch das sommerliche Schmelzen der Eiskecke zu einer Karbonatlösung während der Eisdrift führen, denn beim Aufschmelzen der Eiskernproben wurde häufig Absinken des pH-Wertes in den sauren Bereich beobachtet (Abb. 40 - THIEDE et al. 1988).

### 10.3. Lithogener Anteil der Meereissedimente

Die mineralogische Zusammensetzung der Eissedimente mit einer Dominanz von Quarz und Feldspäten, etwas Glimmer, Pyrit und einer Vielzahl von akzessorischen Mineralen, die z.T. nur in wenigen Exemplaren gefunden wurden, läßt kaum eine Gewichtung für ein bestimmtes Liefergebiet zu. Der im Vergleich zum Quarz hohe Gehalt an Feldspäten und (in einigen Proben) Glimmer könnte auf ein Liefergebiet mit Kristallingesteinen hinweisen. Nach FÜCHTBAUER (1988) sind Sandsteine durch einen Feldspat-Gehalt von 10-15 Korn% und Kristallin-Gesteine durch bis zu 75 Korn% Feldspat mit hohem Glimmergehalt gekennzeichnet. Die Nebengemengteile, wie z.B. Kohle, Pyrit, Magnetit, Granat, Hornblende zeigen ebenso wie die 'mineralischen Besonderheiten' Rosenquarz und grüner Glimmer (Chlorit) keine Signifikanz bezüglich ihrer Vergesellschaftung untereinander oder bezüglich der geographischen Position. Obwohl es einige Daten über Schwermineralzonierungen auf den sibirischen Schelfen gibt (HOLMES & CREAGER 1974, NAUGLER et al. 1974), tritt der bei Schwermineralen auftretende Körnungseffekt (VAN ANDEL 1950) bei den Eissedimenten in den Vordergrund. Die bevorzugte Einbringung kleiner Kornklassen wirkt sich verzerrend auf die Schwermineralzusammensetzung aus, so daß damit die Identifizierung eines bestimmten Herkunftsgebietes wenig erfolgreich wird. Grundsätzlich ist bereits der Anteil der Nebengemengteile in der ohnehin schwach repräsentierten Sandfraktion zu gering, um Aussagen über unterschiedliche Herkunftsgebiete zu machen. Die vollständige Umrahmung des Arktischen Ozeans mit den riesigen Entwässerungsgebieten der Flüsse (MILLIMAN & MEADE 1983, SUSLOV 1961) führt zu einer Anlieferung von klastischem Material aus einer Vielzahl von Gesteinskomplexen, von rezenten Süßwasserbildungen bis zu alten metamorphen Gesteinen der kontinentalen Schilde.

Die relativ häufigen Kohlepartikel in der Grobfraktion und

die hohen TOC-Werte lassen auf größere Anteile von Kohle im Ursprungsgebiet schließen. Kohlevorkommen sind aber fast überall auf den sibirischen Schelfen oder den Küstenbereichen der Kontinente beschrieben (HALE 1990). Die erhöhten Gehalte an organischem Material in den Schelfsedimenten werden im wesentlichen auf erhöhten Eintrag von terrigenem Pflanzenmaterial und detritischer Kohle zurückgeführt (HOLMES 1967). Besonders im Einzugsgebiet der arktischen Flüsse stehen große Kohlevorkommen an, die im Tagebau abgebaut werden (HALE 1990) und von den Flüssen oder an der Küste erodiert werden können. Ohne kohlenpetrographische Analysen der sibirischen Kohlen ist eine herkunftsbestimmung aber aussichtslos.

Die Geochemie der Eissedimente (s. Tabelle 6) sollte zeigen, ob sich regionale Anhaltspunkte für einen Ursprung der Sedimente ergeben würden bzw. ob sich die Eissedimente geochemisch von Tiefseesedimenten abheben und damit in Sedimentkernen unterscheidbar sein würden. Die Gehalte der Nebenelemente und Seltenen Erden in den Eissedimenten liegen aber zum Großteil im Identifikationsbereich normal-mariner und marin-pelagischer Sedimente. Einige Elemente (Chrom, Cobalt, Nickel, Kupfer, Arsen, Uran und die Lanthanide) zeigen abweichende Gehalte und scheinen auf eine stärkere Zufuhr terrigenen Materials hinzuweisen. Zum Teil entsprechen die Werte der Eissedimente denen von Schelfsedimenten, die ebenfalls durch einen starken terrigenen Eintrag gekennzeichnet sind. Ob Barium das Signal erhöhter  $C_{org}$ -Gehalte auf den Schelfen widerspiegelt oder auf dem Zerfall organischer Substanz auf dem Eis beruht (BISHOP 1988, SHARMA 1979) kann nicht klar entschieden werden. Nach SHARMA (1979) und TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) zeigen Schelfsedimente besonders hohe Ba-Werte durch das detritische Material (Küstenerosion) und den Ba-Gehalt des Flußwassers. Damit ergibt sich aus den geochemischen Analysen keine klare Aussage über die Herkunft oder Abgrenzung der Eissedimente gegenüber den Meeresbodensedimenten des Pelagials. Ob sich die schwachen Anhaltspunkte für terrigenen Eintrag als Indikator für Eistransport verwenden lassen, müssen zukünftige, detaillierte Vergleiche der Geochemie von Eissedimenten, Fallenmaterial und Meeresbodensedimenten in Ablationsgebieten zeigen.

Deutlichstes Zeichen für unterschiedliche Herkunftsgebiete waren die Tonmineralvergesellschaftungen in der östlichen Arktis. Der Wechsel in der Tonmineralogie (s. Kap. 7.5.) von Smektit-reichen (Typ I) zu Illit-dominierten Eissedimenten (Typ II) steht in enger Verbindung mit dem Übergang aus dem randlichen Eisregime in den Bereich der Transpolardrift zwischen  $83^{\circ}$ - $84^{\circ}$  N. Die Signifikanz dieser Grenze spiegelt sich ebenfalls in der Oberflächenwasserchemie (ANDERSON et al. 1989,1990; POLARSTERN SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 1988), in den Driftmustern von Satelliten-gestützten Bojen (ANDERSON et al. 1990) und in der Zusammensetzung der Eisdiatomeenfauna (PFIRMAN et al. 1989, ABELMANN unveröffentl. Daten) wider. Aus den Eisbeobachtungen (s. Kap. 7.1.) ergibt sich eine Zonierung, die auch die räumliche Trennung der beiden Eissedimenttypen deutlich werden läßt. Der südliche Sedimenttyp (Typ. I) konnte nur 1987 auf dem Transekt in den zentralen, östlichen Arktischen Ozean gefunden werden. Die Probenahme in der Framstraße, in der Barents- und der Grönlandsee ergaben in allen Jahren eine ähnliche Zusammensetzung wie die Eissedimente in der Transpolardrift (Typ II).

Daß es sich bei den Typ I - Eissedimenten 1987 dennoch nicht um ein einmaliges Auftreten handelte zeigen die Ergebnisse von ELVERHØI et al. (1989) und LARSSSEN (1987). Sie fanden 1983 und



1984 in der nördlichen Framstraße Eissedimente mit hohen Smektit-Gehalten. Ein weiteres Indiz für eine regelmäßige und bedeutende Smektit-Anlieferung geben die Meeresbodensedimente der nördlichen Barentssee. Dort enthalten die holozänen Meeresbodensedimente signifikante Mengen an Smektit und 'mixed-layer' Tonmineralen (ELVERHØI et al. 1989, FORSBERG 1987). Die älteren Sedimentschichten (spät-Weichselzeitlich) zeigen diese hohen Werte nicht (ELVERHØI et al. 1989). Da es nur geringe Vorkommen von Smektit-führenden Gesteinen (Jung-kretazische, 60-70 m mächtige Helvetiafjellet Formation im östlichen Svalbard) im Bereich der Barentssee gibt, postuliert FORSBERG (1987) eine Quelle außerhalb der Barentssee. Wegen der fehlenden Flüsse und der Ähnlichkeit der Eis- (SHARMA 1979) und Meeresbodensedimente in der Korngrößenzusammensetzung nimmt FORSBERG (1987) als Haupttransportmechanismus der Smektit-reichen Sedimente 'dirty' Meereis an. ELVERHØI et al. (1989), LARSEN (1987) und LARSEN et al. (1987) geben aus denselben Gründen als Quelle ein 'Gebiet außerhalb der Barentssee und nördlich der Framstraße' an.

Eine dem Typ II ähnliche Tonmineralverteilung ist in der Beaufortsee und in einem Gürtel von der westlichen Chukchisee, über die Ostsibirische See bis in die östliche Laptevsee zu finden (NAIDU & MOWATT 1983, NAUGLER et al. 1974, SILVERBERG 1972). Vergesellschaftungen mit höheren oder hohen Smektit-Werten sind in den Oberflächensedimenten und küstennahen Bereichen der kanadischen Arktis (PEREIRA & MACKA 1989), in den sehr küstennahen Bereichen der Chukchisee (NAIDU & MOWATT 1983), in Teilen der Laptevsee (HOLMES 1967) und untergeordnet in der Karasee (ALEXANDER 1973) zu finden. Von den großen arktischen Flüssen zeigen der Colville und der Yukon relativ hohe Smektit-Werte (NAIDU et al. 1982):

	Smektit	Illit	Chlorit	Kaolinit	
Colville	26	46	19	9	[Angaben in %]
Yukon	21	41	26	12	
Mackenzie	6	66	15	13	
Kolyma	5	59	27	9	
Indigirka-Delta	3	71	21	5	

Damit ergeben sich im wesentlichen zwei Regionen mit höheren Smektit-Gehalten, die aufgrund der Eissdrift für die untersuchten Meereissedimente in Frage kommen: die westliche Laptevsee und die Chukchisee. Die relativ hohen Smektitgehalte in den küstennahen Sedimenten der Chukchisee entstammen dem Yukon und resultieren aus einem Transport mit den pazifischen Wassermassen durch die Beringstraße (NAIDU et al. 1982, NAIDU & MOWATT 1983). Obwohl nach COLONY & THORNDIKE (1985) die Wahrscheinlichkeit eines 10 %tigen Anteils Meereis aus diesem Gebiet besteht (s. Abb. 37), kann damit kein geschlossenes, flächenhaftes Vorkommen aus diesem Gebiet am südlichen Rand der Eurasischen Arktis erklärt werden. Eine Drift entlang der Ostsibirischen See würde zu intensiven Vermischungsvorgängen mit Smektit-armem Eis aus der Ostsibirischen See und nicht zu der beobachteten, räumlichen Trennung von dem Meereis in der Transpolardrift (Abb. 17). Das begrenzte Auftreten östlich Svalbards deutet vielmehr auf einen lokalen Ursprungsort, wie die Barentssee oder die Karasee, hin. Grundsätzlich ist die Wassertiefe in der Barentssee zu groß, um als Eintragsort für signifikante Sedimentmengen in das Eis dienen zu können (ELVERHØI et al. 1989). Das einzige größere 'Flachwassergebiet', die Spitsbergenbanken, kann aufgrund der Wassertiefe von 80 m und den dort auftretenden höheren Kaolinit-Gehalten (und kein Smektit) als

Liefergebiet ausgeschlossen werden (ELVERHØI et al. 1989). Ein weiteres Liefergebiet für die randliche Eurasische Arktis wäre die Karasee. Charakteristisch für dieses Gebiet sind neben Illit hohe Chlorit- (um Novaya Zemlya) und Kaolinit-Werte (Franz-Josef-Land) (ALEXANDER 1973, ANDREW & KRAVITZ 1974). Damit scheint dieses Gebiet für die Herkunft der Smektit-reichen Eissedimente ebenfalls auszuschließen.

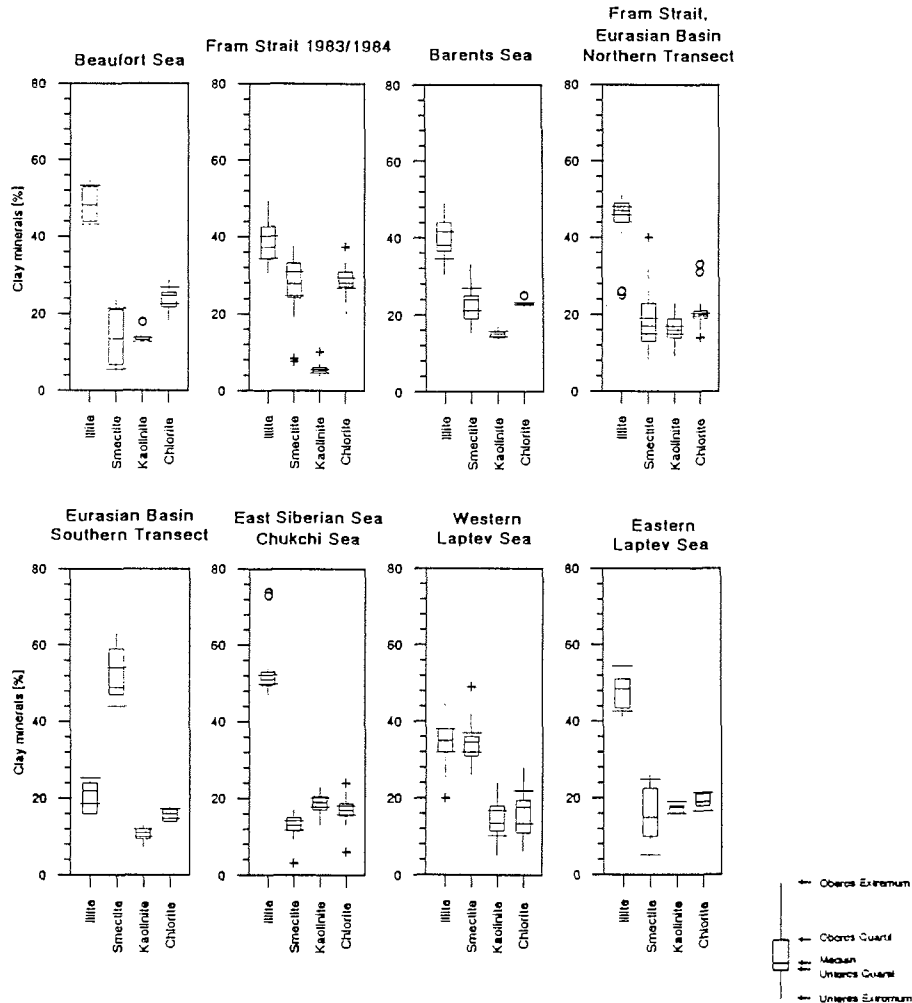


Abb. 39: 'Boxplots' der Tonmineralvergesellschaftungen von Meereis-sedimenten aus der Beaufortsee, der Framstraße, der Barentssee, dem Eurasischen Becken im Vergleich mit Schelfsedimenten aus der Ostsibirischen und Chukchisee und der westlichen und östlichen Laptevsee (eigene Daten und nach HOLMES 1967, LARSEN 1987, REIMNITZ unveröff. Daten und SILVERBERG 1972).

In der westlichen Laptevsee tritt eine Vergesellschaftung mit deutlich höheren Smektit-Gehalten von 6-33 Fl%, gegenüber maximal 55 Fl% in der Ostsibirischen See auf (HOLMES 1967). Dabei erfolgt

exakt im Bereich des Ausstromes aus dem Lena-Delta eine Veränderung in den Tonmineralzusammensetzung (s. Abb. 24). Nach Westen nehmen die Smektit-Anteile zu, mit den höchsten Werten nahe der Taimyr-Halbinsel und den niedrigsten im Gebiet der Neusibirischen Inseln. Da allgemein die Verbreitung der Tonminerale im Arktischen Ozean und im angrenzenden Nord-Atlantik stark an die kontinentalen Quellen und die Flüsse gebunden ist (BERRY & JOHNS 1966, NAIDU et al. 1982, NAIDU & MOWATT 1983), stammt der Smektit auch in diesem Gebiet vermutlich aus den angrenzenden Flüssen, dem Kotuy und/oder dem Anabar.

In den Abb. 39 sind die Tonmineralvergesellschaftungen von Meereissedimenten verschiedener Regionen der Arktis und Meeresbodensedimenten der sibirischen Schelfe gegenübergestellt. Dabei wird noch einmal die gute Korrelation des Eissediment-Typs I mit den Tonmineralen in der westlichen Laptevsee deutlich. Die hohen Smektit-Gehalte der Eissedimente aus der nördlichen Framstraße aus den Jahren 1983 und 1984 (LARSSSEN et al. 1987) weisen eine ähnliche Zusammensetzung auf. Aufgrund der etwas niedrigeren Smektit-Werte könnten sie aus einem östlicher gelegenen Teil der Laptevsee stammen. Die Tonminerale der Eissedimente der Framstraße/Transpolar drift und der Barentssee (Typ II) korrelieren sehr gut mit den Vergesellschaftungen der östlichen Laptevsee, der Ostsibirischen See und der Chukchisee. Die Eissedimente der Beaufortsee (REIMNITZ, unveröff. Daten) dagegen ähneln mehr dem Typ II, enthalten aber etwas geringere Mengen Kaolinit als diese.

#### 10.4. Smektit als Indiz für Variationen der mesoskaligen Eisdrift

Obwohl die Driftdaten von COLONY & THORNDIKE (1985) (s. Abb. 37) eine hohe Wahrscheinlichkeit (bis zu 50 %) zeigen, in der zentralen Eurasischen Arktis aus der Laptevsee zu treffen, ist die Eisdrift kein sicheres Indiz. Aus einem Datensatz von über 100 Jahren (1850-1975) geht hervor, daß die Hauptdriftsysteme starke saisonale Veränderungen aufweisen (Abb. 40 - GORSHKOV 1980). Diese Driftdaten stimmen sehr gut mit numerischen Simulationen der Eisdrift nach WALSH et al. (1985) überein.

Es zeigt sich, daß der Hauptstrom der Transpolar drift im Januar bis März direkt aus der Laptevsee und Karasee in die Framstraße gerichtet ist, während der Driftstrom im Verlauf des Jahres immer mehr nach Osten dreht und verstärkt Eis aus der ostsibirischen See aufnehmen kann. ENGLEBRETSON (1989) stellte beim Studium der arktischen Eisdrift (1953-1984) fest, daß sich die Hauptquellen für die Transpolar drift von den Gebieten vor Alaska nach Westen in die eurasische Arktis verschoben haben. Die Unsicherheiten, die mit der Interpretation von Driftdaten verbunden sind, belegen die Darstellungen des mittleren jährlichen Driftgeschwindigkeitsmusters in der Eurasischen Arktis (Abb. 41 - R.COLONY unveröff. Daten) und die sowjetische Datenerhebung des Eishaushaltes der sibirischen Schelfgebiete über einen Zeitraum von 30 Jahren (Abb. 42 - ZACHAROV 1976). Nach COLONY hätte die Laptevsee nur einen sehr geringen Anteil an der Eisdecke der zentralen Arktis und ist durch fast stagnierende Driftbewegungen gekennzeichnet.

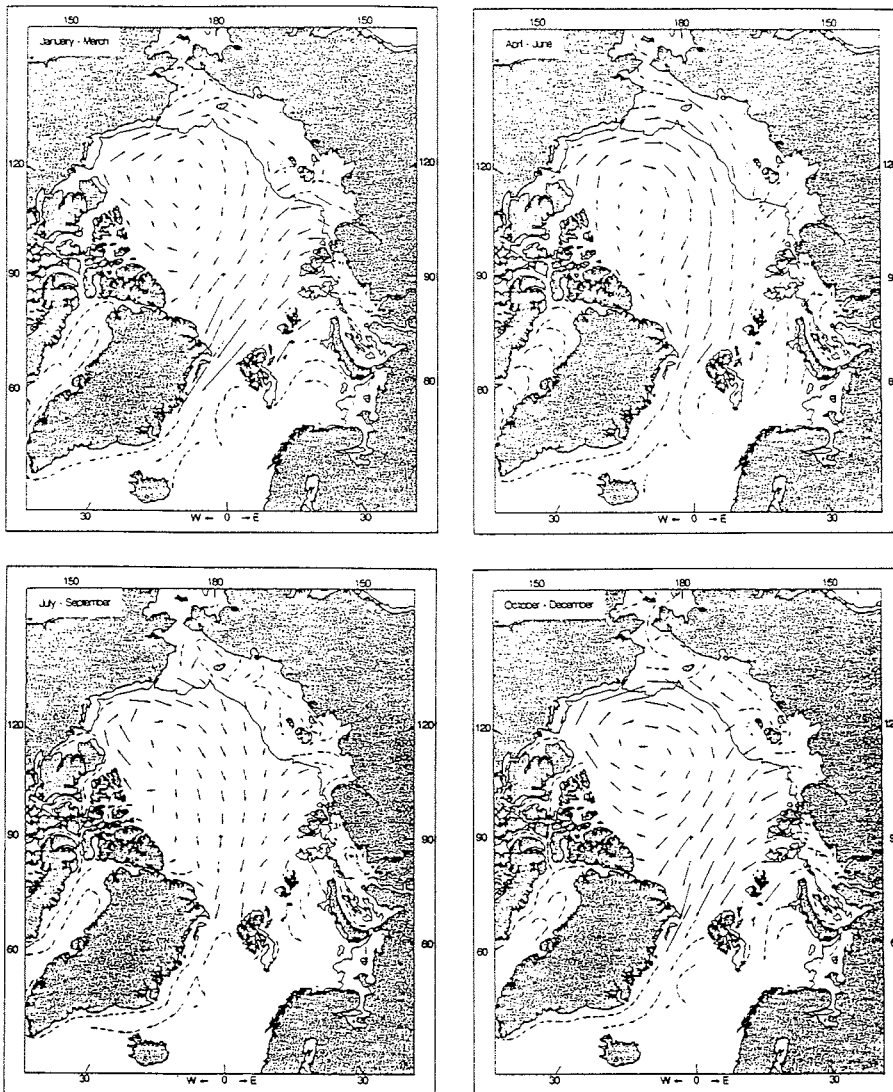


Abb. 40: Saisonale Veränderungen des Haupteisdriftmusters im Arktischen Ozean aufgrund einer Datenerhebung zwischen 1850-1975 (verändert nach GORSHKOV 1980).

Nach ZACHAROV (1976) wird, trotz der z.T. erheblichen langperiodischen Schwankungen im jährlichen Eishaushalt, die mit Abstand größte Menge Meereis (bis zu 500000 km<sup>2</sup>) aus der Laptevsee in den Arktischen Ozean exportiert, gefolgt von der Karasee (bis zu 230000 km<sup>2</sup>) (Abb. 42). Der gemessen an der Größe dieses

Gebietes sehr geringe Eisexport der Ostsibirischen See, ist auf den umfangreichen Import von Meereis aus der zentralen Arktis während des Sommers zurückzuführen (ZACHAROV 1976). Der westliche Teil der Ostsibirischen See leistet einen viel größeren Eisexport in die Transpolardrift als der östliche (GORDIENKO & LAKTIONOV 1969). Die Karasee zeigt nur geringe zeitliche Schwankungen, aber einen relativ großen absoluten Eisexport von ca. 180000 km<sup>2</sup> jährlich (Abb. 42). Export und Import im Bereich der Barentssee sind gering, was andeutet, daß der Hauptanteil des Eises lokal gebildet wird und auch lokal abschmilzt (VINJE 1985, 1987). Die Daten der Eisexporte unterstützen die Interpretation der sedimentologischen Ergebnisse. Demnach könnte auch ein Großteil des Eissedimentes vom Typ II aus der Transpolardrift aus der Laptevsee stammen. Aufgrund der beobachteten Zonierung und der guten Trennung der beiden Eissedimenttypen wird jedoch ein Ursprung des Typs II aus einem anderen Meeresgebiet wahrscheinlicher. Die extremen Variationen im Eisexport der Laptevsee könnten eine Erklärung für das Fehlen von Smektit-reichen Eissedimenten aus dem westlichen Teil der Laptevsee 1989 sein.

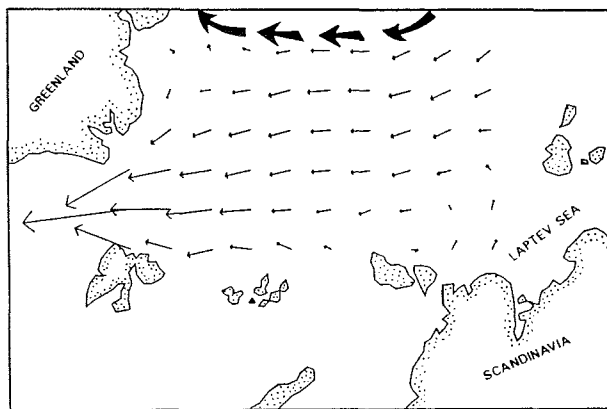


Abb. 41: Mittleres jährliches Driftgeschwindigkeitsmuster in der eurasischen Arktis nach Driftdaten von Schiffen, Driftstationen und Bojen (nach COLONY unveröff. Daten).

Die Driftdaten von bemannten Driftstationen und ARGOS- und ADRAMS-Bojen zeigen, daß 1988 und 1989 Bojen in der randlichen Laptevsee kreisförmige, fast ortsfeste Bewegungen vollführten (R.COLONY, unveröff. Daten). Dieses Muster findet sich ebenfalls in der Darstellung der Netto-Drift aus bemannten Stationen, dem jährlichen atmosphärischen Zirkulationsmuster und den Oberflächenströmungen von DUNBAR & WITTMAN (1963). Die in einigen Jahren stagnierenden Bedingungen in der Eisdrift der Laptevsee untermauern die Interpretation der Daten von ZACHAROV (1976). Seit dem Jahr 1987 scheint ein anderes Driftmuster vorzuherrschen, wobei 1987 als Übergang zwischen den Zeiten einer wenig ausge-

prägten Transpolardrift mit starkem Eisexport aus der Laptevsee (vor 1986) in Zeiten mit starker Transpolardrift und stagnierenden Verhältnissen in der Laptevsee (ab 1988) anzusehen ist (COLONY, unveröff. Daten). Ein weiterer Grund für den wechselnden Eisexport aus der Laptevsee und besonders aus dem westlichen Teil könnte das Taimyr-'Eismassiv' sein. Eismassive (Übersetzung aus dem russischen) sind ortsfeste Küstenfesteisdecken, die auch im Sommer nicht abschmelzen. Zu diesen Gebieten gehört neben der weiteren Umgebung des Zevernaya Zemlya Archipels (s. Abb. 2) auch die westliche Laptevsee (DUNBAR & WITTMANN 1963, GIERLOFF & EMDEN 1982).

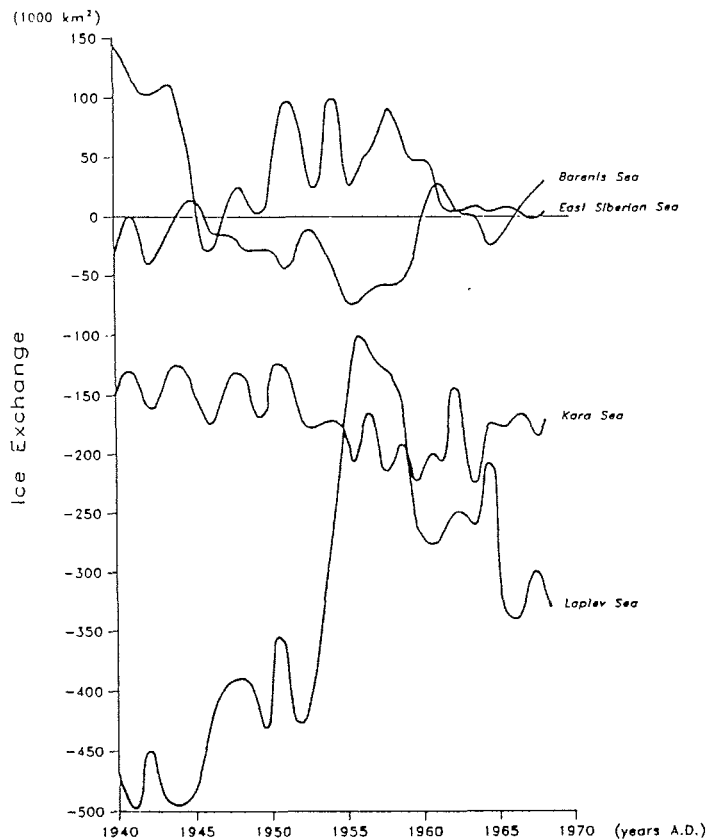


Abb. 42: Eisaustausch zwischen dem Arktischen Ozean und den eurasischen Schelfgebieten (verändert nach ZACHAROV 1976). Negative Werte bezeichnen Eisexport aus den Schelfgebieten in den Arktischen Ozean. Daten stammen aus Eisbeobachtungen sowjetischer Eisdienste.

Insgesamt wird mit der charakteristischen Tonmineralzusammensetzung als Tracer für das Gebiet der westlichen Laptevsee die gesamte Problematik der Veränderlichkeit der Eisdrift und damit der Meereissedimente deutlich. Andererseits ermöglicht dieses

Ergebnis zum ersten Mal einen Bezug der Eisdriftvariationen direkt auf eine Liefergebiet. Es ist ebenfalls gelungen, mit diesem Tracer eine Verbindung zwischen Meereissediment und Meeresbodensediment herzustellen. Der charakteristische Tracer für die Laptevsee und das häufige Vorkommen der smektitreichen Sedimente in der Barentssee (FORSBERG 1987) deuten darauf hin, daß Meereis aus diesem Gebiet meist randlich aus der Transpolardrift in die Barentssee abbiegt und seine Sedimentfracht sedimentiert. Die Bedeutung dieses 'Werkzeuges' kann auch daran ermessen werden, daß sich für das Fehlen der Smektit-reichen Eissedimente 1989 in der Barentssee eine Erklärung ableiten läßt. Die Driftbojen belegen für dieses Jahr einen starken Eisexport aus der zentralen Arktis (COLONY, unveröff. Daten) und die Ähnlichkeit der Diatomeen-Vergesellschaftung in den Eissedimenten von Transpolardrift (1987) und Barentssee (1989) (A. ABELMANN, freundl. pers. Mitt.) unterstützen diese These.

#### 11. Sedimentanreicherung und Verbreitung auf dem Eis als Ausdruck dynamischer Prozesse während der Eisdrift

Die höchsten Sedimentkonzentrationen wurden auf der Oberfläche von mehrjährigen Eisschollen gefunden. Dies deutet auf eine Verbindung zwischen dem Alter des Eises und dem Grad der Sedimentanreicherung hin. Aufgrund der heutigen thermodynamischen Prozesse (Kap.4.2.) zeigt die arktische Eisdecke einen jährlichen Zyklus von Schmelzen an der Oberfläche und Gefrieren an der Unterseite, der sich auf einen Gleichgewichtszustand einpendelt (UNTERSTEINER 1990, WEEKS 1986). Partikeleinschlüsse werden durch diesen Prozeß von einer Aufwärtswanderung in der Eissäule erfaßt (ZUBOV 1945). Nach der durchschnittlich dreijährigen Driftdauer (COLONY & THORNDIKE 1985, KOCH 1945, VINJE & FINNEKÅSA 1986) in der Transpolardrift kann so das ursprünglich feinverteilte Material aus bis zu 2 m 'turbid'-Eis (GOW & TUCKER 1990, UNTERSTEINER 1990) auf der Oberfläche angereichert werden.

Die im Makrobereich flächige Verteilung der Sedimente löst sich bei näherer Betrachtung in eine Vielzahl von Vertiefungen jeder Art, wie flachen Wannen, Rinnen und Löchern auf. Das Konzentrationsmaximum wurde am Boden von Kryokonit-Löchern und Schmelzwasserponds, in Schmelzwasserrinnen und -kanälen und auf dem Schmelzfuß ('icefoot') der Eisschollen gefunden. Dieses deutet auf eine Umverteilung des partikulären Materials durch Windaktivität oder Schmelzwasserabfluß hin (NANSEN 1897, POSER 1933, STEINBÖCK 1934). Das Sediment wird dabei aus morphologisch höher liegenden Bereichen kommend durch fließendes Schmelzwasser gesammelt. Die Tümpel und Wasserlöcher könnten ebenso als Fallen für das durch den Wind umverteilte Material (Schneedrift, Winddrift) wirken. Vergleiche von Proben aus Schmelzwasserrinnen und -tümpeln mit Proben von Preßeisrücken, sekundären Lagen im Eis und flächig an der Oberfläche verteilten Sedimenten zeigen keine signifikanten Unterschiede in der Sedimentcharakteristik, die auf eine Strömungssortierung von Sand und Silt/Ton schließen lassen. Der hohe Grobkornanteil einiger Proben ist nicht mit einer Verarmung der Feinfraktion verbunden, so daß es sich vermutlich um ein Relikt des primären Sedimenteintrags handelt und nicht auf Schmelzwassereinfluß hinweist. Beobachtet wurde bis in ca. 20 cm Tiefe ein Eindringen des sommerlichen Schmelzwasses in die Hohlräume und die Salzlaugenkanäle. Mit dem gravitativen Ausfließen der Salzlaugen (WEEKS & ACKLEY 1982) und dem von der Oberfläche nachfließenden

Schmelzwasser wäre ein Transport von partikulärem Material bis in tiefere Eisschichten denkbar. Dieser Vorgang könnte die vereinzelt, größeren Komponenten in 'sauberen' Abschnitten der Eiskerne erklären.

Die Sedimentakkumulationen an Preßeisrücken sind mit einer Umverteilung durch Schmelzwasser nicht zu erklären und auch die bisherige Vorstellung einer Akkumulation durch Wind ist nicht immer haltbar. Die Anreicherungen erstreckten sich häufig nur über einen kleinen Teil (1-2 m<sup>2</sup>) oder ein Segment eines Rückensystems. An einigen Stellen waren die Sedimente auf den gegenüberliegenden Seiten der Rückenkäme angereichert. Bei einer Umverteilung von Stellen mit hohen Sedimentkonzentration durch den Wind müßten die Sedimente über größere Bereiche (mindestens 10er Meter) und einheitlich auf den windabgewandten Seiten angereichert sein. Die Korngrößenverteilung von Sedimenten aus solchen Lokationen zeigen ebenfalls keine Sortierungseffekte oder sonstige Unterschiede zu den übrigen Eissedimenten, die auf einen Windtransport schließen lassen. Über eine Veränderung der Oberflächentexturen in diesen Proben konnte wegen der geringen Anzahl von geeigneten Quarzkörnern keine allgemeine Abschätzung gemacht werden.

Diese Art des Sedimentvorkommens auf der Eisoberfläche entsteht vermutlich hauptsächlich durch 'Eistektonik'. Bei der Kompression der Eisschollen und anschließenden Auftürmung von Preßeisrücken werden sedimenthaltige und saubere Schollenbruchstücke vermengt. Durch die Absorption der Sonnenstrahlung schmilzt das Eis bevorzugt an Stellen mit inkorporiertem Sediment und die beobachteten Anreicherungen können entstehen (s. Kap. 8.6.). Die sekundären Lagen und Linsen im Eis sind sehr wahrscheinlich ebenfalls auf die Vorgänge bei der Eisdrift zurückzuführen. Beim Übereinanderschieben von mehrjährigen Eisschollen ('rafting') mit Sedimenten an der Eisoberfläche und dem Zusammenfrieren der Schollen können die beobachteten Lagen entstehen (Abb. 43). Die häufig beobachtete diskordante Lagerung innerhalb der Eissäule (von Eisschichten und Sedimentlagen) stützen diese Vermutung. Detaillierte Untersuchungen der Eiskristallographie zeigen, daß granulares Schneeis in größeren Tiefen solcher Eisschollen auftritt (PFIRMAN et al. 1989c). Damit wird die Entstehung von Lagen im Eis aufgrund von Eistektonik weiter erhärtet.

Eine Ausnahme war die weit verbreitete Sedimentlage in der westlichen Barentssee. Dort trat eine scharf abgegrenzte Sedimentlage in 40 cm Tiefe der Eisdecke über eine Distanz von ca. 15 km auf. Ober- und unterhalb dieser Lage war das Eis visuell frei von partikulärem Material. Die durchschnittliche Eismächtigkeit von ca. 2 m läßt auf zweijähriges Eis schließen. Die Entstehung dieser Sedimentlage ist zum Einen mit einem Absetzen des inkorporierten Sedimentes im frühen Stadium der Eisbildung, bevor der Eisbrei ('slush') konsolidiert, durch Wind- oder Wellenbewegung zu erklären. Beim Gefrieren der 'slush'-Eislage, die 68-80 % Wasser enthält, fließen Salzlaugen an der Eisunterseite aus und können Sediment aus den Kristallzwischenräumen spülen (CLAYTON et al. 1990, OSTERKAMP & GOSINK 1984). Eine weitere Erklärungsmöglichkeit wäre die Umverteilung des Sedimentes durch den physikalischen Gefriervorgang (CLAYTON et al. 1990). Eine vorrückende Gefrierfront 'schiebt' feinkörniges Material vor sich her und reichert es in Lagen an. Dieser Vorgang ist wesentlich von der Geschwindigkeit der Eisbildung anhängig. Je schneller das Gefrieren erfolgt, desto geringer ist die Umverteilung (CLAYTON et al. 1990). In Tankexperimenten wurde nachgewiesen, daß bei diesem Vorgang eine Trennung nach Korngrößen erfolgt. Größere Partikel



wurden von dieser 'Wanderung' nicht erfaßt (CLAYTON et al. 1990). Eine Sortierung der Partikel oder eine Gradierung der Korngröße von der Oberfläche wurde nicht beobachtet. Es besteht aber die Möglichkeit, daß die Feinkörnigkeit der Eissedimente einen solchen Prozeß nicht deutlich werden läßt. Nachdem die 'slush'-Eislage vollständig durchgefroren ist, wächst unter ruhigen Bedingungen sauberes Eis an der Unterseite. Die Tatsache, daß die Sedimentlage eine scharf begrenzte obere Grenze und einen diffusen, undeutlich ausgeprägten, häufig mit 'Ausläufern' in das saubere Eis ragenden unteren Rand hatte, unterstützt diese Interpretation. Eine dritte Möglichkeit der Entstehung wäre Streß im frühen Stadium der Eisbildung. Nach OSTERKAMP & GOSINK (1984) führt Stress während dieser Zeit zur Zusammenballung der 'frazil'-Kristalle. Signifikante statistische Aussagen über die Verbreitung von Lagen im Eis sind aus technischen Gründen schwierig, da sie nur beim Durchbrechen der Eisdecke mit dem Schiff sichtbar werden. In Gebieten mit geringerer Eisbedeckung (<8/10) wird der Eisbrecher aber bevorzugt um die Eisschollen herum navigiert und mehrjährigen Schollen mit intensiven Preßeisrücken wird grundsätzlich ausgewichen.

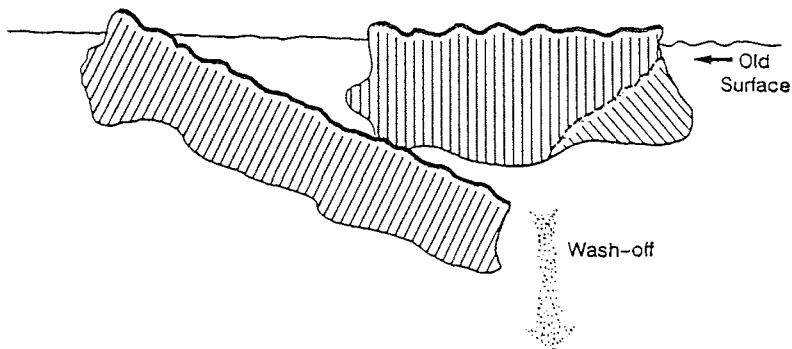


Abb. 43: Entstehung von Lagen im Eis durch Überschiebungen ('rafting') und Zusammenfrieren von Eisschollen mit hohen Sedimentkonzentrationen an der Oberfläche.

Die Drift und die damit verbundene mechanische Beanspruchung der Eisdecke beeinflusst auch im meso- und makroskaligen Bereich die Sediment-Verteilung. Die weitflächigen (bis 15 x 15 km<sup>2</sup>) Sedimentkonzentrationen in der Transpolardrift und die Einbettung der mehrjährigen 'schmutzigen' Eisschollen in sauberes und jüngeres Eis in der Framstraße und der Grönlandssee belegen diese Vermutung. Die graduelle Zunahme der Sedimentverbreitung auf dem Eis in Richtung auf die Transpolardrift ist zugleich ein deutliches Indiz für eine Anlieferung der 'schmutzigen' Eisschollen durch dieses Driftsystem. In der Framstraße, der Barents- und Grönlandsee vermischt sich das 'schmutzige' Eis mit lokal gebildetem 'saubere'm Eis. Dieses läßt die Vermutung zu, daß in den Liefergebieten der Transpolardrift in größerem Umfang sedimenthaltiges Meereis gebildet und mit der Transpolardrift über den zentralen Arktischen Ozean transportiert wird.

Das relativ häufige Vorkommen von Holz im Meereis der Transpo-

lardrift ist seit langem bekannt und regte u.a. auch NANSEN (1897) zu seiner FRAM-Driftexpedition an (in Verbindung mit der Drift der JEANNETTE). HÄGGBLOHM (1982) und NANSEN (1897) nahmen als Quelle des Treibholzes in der eurasischen Arktis im wesentlichen die sibirischen Flüsse an. BARTHOLIN & BJORT (1985) lokalisierten dagegen als Quelle für das Treibholz an der Küste Svalbards die Archangelsk Region (Weißes Meer), im Mündungsbereich der Severnaya Dvina (60°N, 35-60°E). Das bestätigt die Eisdrift, nach der das Eis der Transpolar drift hauptsächlich in die Framstraße eintritt und weiter nach Süden driftet. Aufgrund der klimatischen Verhältnisse kann das Treibholz an den arktischen Küsten ein Alter von mehreren tausend Jahren erreichen (HÄGGBLOHM 1982) und so wichtige Rückschlüsse auf verschiedene Herkunftsgebiete und zeitabhängige Schwankungen der Oberflächenströmungen ermöglichen.

## 12. Eissediment - idealer Lebensraum für Algen?

Grundsätzlich wurde die Untersuchung der Ökologie der Eisalgen im Rahmen dieser Arbeit nicht im Einzelnen weiter verfolgt. Im Folgenden soll dennoch ein kurzer Abriß der Indizien gegeben werden, die sich aus der Bearbeitung der Meereis sedimente ergaben. Zudem zeigt der Wechsel der vorherrschenden Eisalgen-gemeinschaft parallel mit einem Wechsel in der Sedimentzusammensetzung und Oberflächenwassercharakteristik (PFIRMAN et al. 1989a), daß ein gewisser Zusammenhang bestehen könnte. Im südlichen Transekt überwogen planktonische Süßwasserdiatomeen, während mit dem Wechsel der Sedimentcharakteristik bei ca. 83°-84°N auch ein Wechsel in den Diatomeenarten zu einer benthisch-marinen Vergesellschaftung erfolgte (PFIRMAN et al. 1989a; ABELMANN, unpubl. Daten). Vermutlich beruht dieser Unterschied primär auf der Genese und Historie des Meereises und weniger auf der Zusammensetzung der Sedimente.

Bereits sehr früh haben Forscher die Organismen auf und im Eis beschrieben (z.B. GRAN 1904, KINDLE 1924, NANSEN 1906). Besonders die Schmelzwassertümpel und Kryokonitlöcher enthalten im Sommer eine reiche Fauna und Flora (HORNER 1989, STEINBÖCK 1934). Nach den Untersuchungen handelte es sich nicht um zufällig zusammengetragene Organismen, sondern um eine hochspezialisierte Lebensgemeinschaft, die auch im Winter in den gefrorenen Löchern nachweisbar ist und dabei im Ruhestadium verharret (STEINBÖCK 1934). Sie zeigen eine Temperaturreisistenz bis -39°C (STEINBÖCK 1934). Nach DRYGALSKI (1897) zeigten sich sechs Algenarten, von denen eine Gesteinsteilchen wie einen Filz zusammenhielt (*Calothrix drygalskiana*). Als häufigste Arten wurden *Ancylonema nordenskiöldii*, *Chlamydomonas nivalis* und zwei Protozoenarten (*Ciliaten spec.*) bestimmt (STEINBÖCK 1934). Weiterhin wurden tierische Organismen (Rotatorien, Tardigraden) gefunden (STEINBÖCK 1934). Bedeutsam sind die Zusammenhänge zwischen Sediment und Algen besonders im Hinblick auf eine Identifizierung von meereis-transportiertem Material in den Meeresbodensedimenten. Falls Meereis sedimente zu verstärktem Algenwachstum führen und diese zusammen mit den Sedimenten abgelagert werden, so würde man durch die sehr spezialisierte Eisflora ein signifikantes Signal für Eisbedeckung erhalten.

Kieselige Diatomeen sind die dominierenden Vertreter der Eislebensgemeinschaften (HORNER et al. 1985, PFIRMAN et al. 1989a) und stellen auch in den Eissedimenten den Hauptanteil der biogenen Fraktion. Eisalgen wurden sowohl im 'sauberen' Schnee als auch in den Sedimenten beobachtet. Ein direkter Zusammenhang zwischen Sedi-

mentkonzentration und Algenwachstum scheint nicht zu bestehen, da alle von Wasser bedeckten Eissedimente am Ende des Sommers hohe Algenkonzentrationen zeigten. Reaktionen der Kryofauna und -flora auf die An- bzw. Abwesenheit von Sediment oder spezialisierte Formen, die sich von den normalen Pool-Gemeinschaften unterscheiden, wurden nicht beobachtet, bedürfen aber auch detaillierter Studien. Erschwerend ist hierfür der geringe Kenntnisstand über die Ökologie der Lebensgemeinschaften auf, im und unter dem arktischen Eis (SPINDLER 1990). Die Algenkonzentrationen hängen nach eigenen Beobachtungen und anhand der untersuchten Proben primär von der Jahreszeit ab und weniger vom Grad des Sedimentgehaltes. Da sich die Kryokonitlöcher aufgrund der Wärmeabsorption der Eissedimente eintiefen und sich damit wahrscheinlich auch geringfügig die Wassertemperatur erhöht, mag hier der Grund für ein bevorzugtes oder spezielles Algenvorkommen liegen. Aus den chemischen Analysen der Eiskerne ergibt sich, daß bei erhöhten Sedimentgehalten auch die Nährstoffverteilung Maxima zeigt (s. Abb. 27). Diese könnte einen entscheidenden Einfluß auf die Algenblüte haben. Die Abhängigkeit der Eisalgenblüte von saisonalen (Sonnenstand, Schneedecke) und regionalen Kriterien (Umgebungstemperatur, Wolkenbedeckung) verhindert Vergleiche des organischen Anteils von Proben, die zu unterschiedlichen Jahreszeiten und bei unterschiedlichen Umweltbedingungen genommen wurden.

Ein weiterer wichtiger Faktor der Sedimenten auf oder im Eis ist der Einfluß auf die Lichtdurchlässigkeit des Eises (Abb. 44). Messungen ergaben, daß feine Sedimentpartikel die Lichtdurchlässigkeit vollständig blockieren können (DUNTON et al. 1982) und zum vollständigen Ausfall der Frühjahrsblüte von Mikroalgen führen können (ALEXANDER 1974, HSIAO 1980). Bei klarem, durchsichtigem (saubere) Eis erhöht sich das lineare Wachstum von Braunalgen gegenüber Sediment-haltigem Eis um 35% (DUNTON & SCHONBERG 1980). Die Verbreitung von schmutzigem Meereis hat damit nachweisbar einschneidende Bedeutung auf die Primärproduktion und Biomasse.

Bei den sehr hohen  $C_{org}$ -Werten der Eissedimente von 2.1 Gew.% (maximal 7 Gew.%) TOC stellt sich die Frage, ob diese Gehalte durch die Eisalgen verursacht werden oder primär aus dem Eintrag detritischen organischen Materials beruhen. Für eine Herkunft des organischen Materials aus einer verstärkten Primärproduktion im Eis sprechen die hohen Algenkonzentrationen in den Schmelzwassertümpeln und Kryokonitlöchern. Andererseits könnte das organische Material entweder aus einem Hochproduktionsgebiet oder aus einer terrigenen Anlieferung von detritischem Kohlenstoff (Kohle, Holz, Vegetationsreste) stammen. Eine Beurteilung der oxischen oder anoxischen Verhältnisse im Ablagerungsraum kann nach BERNER (1984, 1989) das Verhältnis zwischen organischem Kohlenstoff und reduziertem Schwefel im Sediment (C/S-Verhältnis) ermöglichen. Nach BERNER (1989) wird in normalen marinen Sedimenten in einer oxischen Wassersäule das Sulfat durch erhöhten  $C_{org}$ -Gehalt reduziert (Abb. 45). Das C/S-Verhältnis normaler mariner Sedimente (2.8) zeigt eine positive Korrelation zwischen  $C_{org}$  und Schwefel (BERNER 1982), während anoxische Sedimente deutlich niedrigere C/S-Verhältnisse zeigen müßten. Hohe C/S-Verhältnisse dagegen sind im allgemeinen charakteristisch für Süßwassersedimente (BERNER 1989). Eine Ausnahme bilden Auftriebsgebiete (Hochproduktionsgebiete), in denen ähnlich hohe C/S-Verhältnisse auch im marinen Milieu gemessen wurden.

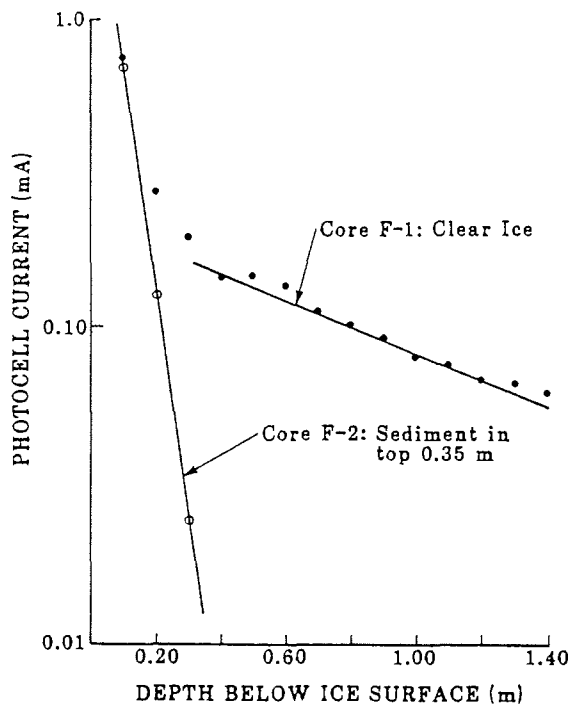


Abb. 44: Lichtdurchlässigkeit von Meereis in Abhängigkeit von der Eismächtigkeit dargestellt an einem sauberen und einem sedimenthaltigem Eiskern (nach OSTERKAMP & GOSINK 1984).

Die hohen C/S-Verhältnisse der Meereissedimente liegen deutlich unter dem Identifikationsbereich 'normal-mariner' Sedimente (Abb. 45). Sie korrelieren aber sehr gut mit den C/S-Verhältnissen von liminischen Sedimenten (BERNER 1989). Zunächst scheint dieses Ergebnis zu den reichen Algenblüten in den Süßwassertümpeln und Kryokonit-Löchern auf dem Eis zu passen. Es gibt jedoch einige widersprüchliche Faktoren, die dabei zu berücksichtigen sind, denn es enthalten z.B. alle Eissedimente, auch die mit niedrigen Diatomeen-Gehalten hohe TOC-Werte. Die Oberflächensedimente des Eurasischen Beckens zeigen im Vergleich zu anderen pelagischen Sedimenten ebenfalls allgemein hohe  $C_{org}$ -Werte von durchschnittlich 0.96% (PAGELS freundl. pers. Mitt.). Diese könnte auf eine terrigene Zufuhr von organisch-reichem Material hinweisen.

Organisches Material, wie Kohle, Holz etc. wird wegen der geringen Dichte zusammen mit viel kleineren Korngrößen mobilisiert. Für den Sedimenteintrag könnte das bedeuten, daß organisches Material in der Feinfraktion bei der Eisbildung auf den Schelfen aufgenommen wird, die ebenfalls hohe  $C_{org}$ -Werte zeigen. HOLMES (1967) beschreibt die hohen Gehalte an organischem Material in den Oberflächensedimenten der Laptevsee (ca. 2 Gew.%) und führt diese auf den hohen Zellulosegehalt, der mit den Werten der Flüsse korreliert, zurück. NAUGLER (1967) und KULIKOV (1961) geben für die Oberflächensedimente der Ostsibirischen See und der Karasee

niedrige Gehalte von 0.4-1.45 Gew.% an, wobei die höheren Werte mit kleineren Korngrößen korrelieren.

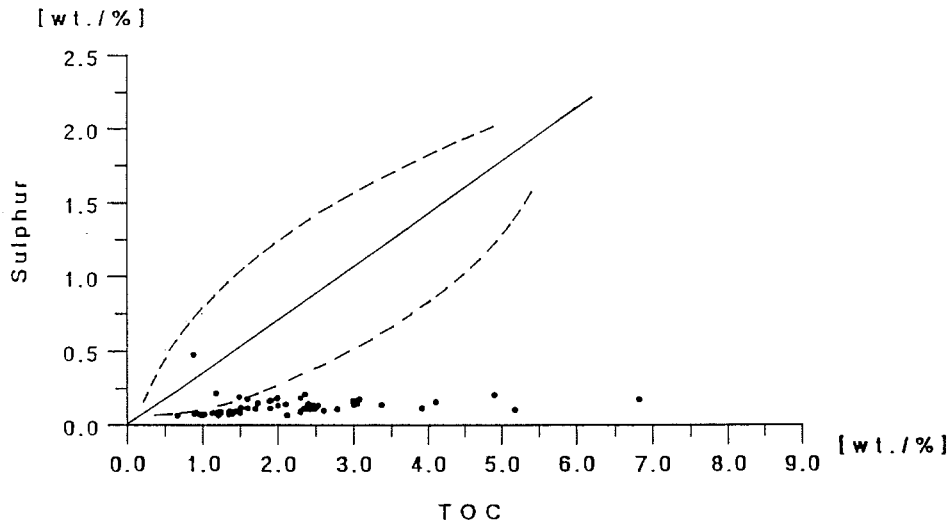


Abb. 45: Organischer Gehalt in Gewichtprozent aufgetragen gegen reduzierten Schwefel für die Meereissedimente. Zum Vergleich ist der typische Korrelationsbereich normal-mariner Sedimente nach BERNER & RAISWELL (1984) angegeben.

Zumindest der Transport von kohligen Material als Erklärung für die hohen  $C_{org}$ -Gehalte scheint nicht signifikant zu sein, da BOTZ & STOFFERS (1989) von dem vorwiegend kohligen Charakter des organischen Materials in Sedimentkernen aus der Framstraße berichten und zeigen, daß die Gehalte in Richtung Spitsbergen zunehmen. Dieses deutet mehr auf einen lokalen Eintrag durch bestimmte Wassermassen oder Rutschungen hin und weniger auf Meereis. Ein Zusammenhang zwischen Pyrit-, Kohle- und Pflanzenrest-Gehalt und S-Gehalt konnte nicht bestimmt werden. Vermutlich spiegeln die C/S-Werte eine Kombination beider Prozesse wider. Die erhöhten  $C_{org}$ -Werte aus Schmelzwasserpools und Kryokonitlöchern zeigen eindeutig eine Verbindung zum Algenwachstum. Die allgemein hohen  $C_{org}$ -Werte in den Eissedimenten und das generell sehr niedrige C/S-Verhältnis spricht für einen hohen Anteil allochthonen organischen Materials in der Feinfraktion. Um genauere Bestimmungen durchzuführen, wären intensivere mikroskopische Analysen oder C/N-Messungen notwendig. Diese Arbeiten wären im Rahmen der Ökologie und Primärproduktion der Eisflora sicherlich von Interesse. Für paläo-ozeanographische Interpretationen sind diese Daten nicht zu verwenden, da unabhängig vom eingebrachten, primären C/S-Signal alle Sedimente unter den oxischen Wassermassen durch Reduktion des Sulfates in normal-marine Sedimente transferiert werden (BERNER 1984, 1989). Der hohe organische Anteil der Meereissedimente könnte unter bestimmten Umständen dennoch ein wertvolles Indiz für Sedimentanlieferung durch Meereis zu sein. FORSBERG (1987) beschreibt den starken Anstieg der  $C_{org}$ -Gehalte in der Barentssee beim Übergang der pleistozänen zu den

holozänen Sedimenten. Aufgrund der Kombination mit anderen Parametern weist er auf die sehr gute Korrelation mit der jährlichen Eisbedeckung hin. Ob der hohe organische Anteil nun primär aus dem Eis stammt oder nur sekundär (Eisrandlagen, Polynias) resultiert, bedarf in Zukunft sorgfältiger organisch-petrographischer Arbeiten.

### 13. Sedimentation aus dem Eis

#### *Sedimentabgabe und Ablagerung auf dem Meeresboden*

Bei dem Versuch, die geologische Bedeutung der Meereisssedimente zu bewerten, nimmt die Frage, wie weit das meereistransportierte Material nach dem Ausschmelzen aus dem Eis durch Meeresströmungen bis zur endgültigen Sedimentation verdriftet wird, eine zentrale Stellung ein. In diesem Zusammenhang hat besonders die häufig beobachtete und dokumentierte Aggregatbildung, die bis zu 100 % der Eissedimente betrifft, eine große Bedeutung. Strittig ist die Ursache der Partikelaggregation, ob sie auf biologische, physikalische oder biophysikalische Vorgänge zurückzuführen ist. Besondere päläo-ozeanographische Bedeutung hat die Aggregatbildung auf dem Eis dadurch erlangt, daß Kryokonit-ähnliche 'mud clasts' in Meeresbodensedimenten des Arktischen Ozeans und der Norwegisch-Grönländischen See gefunden wurden (CLARK et al. 1980, GOLDSTEIN 1983, MINICUCCI & CLARK 1983, POLARSTERN SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 1988, THIEDE et al. 1988). Es ist noch unklar, ob daraus Hinweise auf die Bestimmung der Päläoeisbedeckung zu erhalten werden können.

Bereits KINDLE (1909) beobachtete diese Aggregate (Zitat: 'von Vogelschiff- bis Erbsenkorngroße') und fand sie zusammenhängend genug, um auch die Sedimentation durch die Wassersäule zu überstehen. BARNES et al. (1982) und PFIRMAN et al. (1989b) fanden zusammenhängende 'pellets' in den Sedimenten auf der Oberfläche von Meereis. Bislang wurde die Entstehung dieser Aggregate auf wechselndes Schmelzen und Gefrieren zurückgeführt (KINDLE 1909, SVERDRUP 1931). Die Entstehung von Schmelzlöchern auf dem Eis infolge der Absorption der Sonnenenergie durch das Sediment (BRANDT 1932, HOINKES 1956, WAGNER 1938), ist bereits seit langem aus dem Grönländischen Inlandeis (DRYGALSKI & MACHATSCHEK 1942, NORDENSKJÖLD 1870), aus Gletschern der Alpen, Svalbard (BRANDT 1931a, SHARP 1949), Flußeis (BRANDT 1931b) und dem Meereis bekannt (BARNES et al. 1988, GRAN 1904, NANSEN 1897, PFIRMAN et al. 1989a, POSER 1933, STEINBÖCK 1934). KOKSHIMA (1989) beschreibt Kryokonite im Eis eines Gletschers der West Kunlun Berge in China. Im Verlauf mehrerer Schmelz- und Gefrierzyklen können die tonig-siltigen Eissedimente zu den aufgefundenen mm bis cm großen 'Schlambällchen' (mud-balls) aggregieren (CHAMBERLAIN 1989). Es scheint ein direkter Zusammenhang zwischen den Kryokonit-Aggregaten und dem Alter des Eises zu bestehen. Während in jüngerem Eis häufig Kryokonit-Löcher mit feinkörnigem Schlamm als Bodensatz gefunden worden, enthalten die Kryokonite von mehrjährigen Eisschollen kohäsive Konkretionen von 2-5 cm Durchmesser. Besonders im Eis der Transpolardrift waren diese 'mud-balls' häufig zu beobachten.

Detaillierte vergleichende Untersuchungen der 'mud clasts' (GOLDSCHMIDT et al., in Vorb.) und der Meereis-'Bällchen' zeigen, daß ihre Mineralogie und Korngrößenparameter sehr verschieden sind. Die Meeresbodenaggregate enthalten einen höheren Grobkornanteil und sind schlechter sortiert, als die Meereis-'Bällchen'

(BARNES et al. 1990). Nach GOLDSCHMIDT et al. (in Vorb.) handelt es sich in der Mehrzahl vermutlich um Eisberg-transportiertes Material. Das Auftreten solch grober Aggregate in feinkörnigen pelagischen Sedimenten als Anzeiger für Eisbedeckung, gleichgültig ob Meereis oder Eisberge (Gletschereis) ist aber ebenfalls problematisch, da ähnliche Aggregate auch beim Transport in Flüssen (SYVITSKI & MURRAY 1981) und bei Rutschungen und Bodenströmungen (GOLDSCHMIDT et al. in Vorb.) entstehen können.

Neben den 'Makro-pellets' enthält das Eissediment eine große Anzahl kleiner 1-5 mm große Aggregate. Die Betrachtung frischen, unbehandelten Eissedimentes unter dem Licht-Mikroskop ergab einen Anteil von 50-100 % der Aggregate ähnlicher Größe am Sediment, wobei hier auf die Schwierigkeiten hingewiesen werden muß, solche quantitative Abschätzungen in einen feinkörnigen, wassergesättigten Brei vorzunehmen. BARNES et al. (1990) fanden das gesamte Eissediment bis zu 80-95 % in kleine 'pellets' aggregiert. OVENSCHINE (1970) beobachtete 2-3 mm, maximal 5 mm große Aggregate in den Kristallzwischenräumen der Eiskristalle in Gletschern und OSTERKAMP & GOSINK (1984) fanden ähnliche bis zu 1 mm große Aggregate in Eiskristallzwischenräumen des Meereises. BARNES et al. (1989) untersuchte 'Micro-pellets' aus Kryokonit-Löchern auf dem Meereis. Sie bestanden aus agglutiniertem Silt und Ton und zeigten eine bessere Sortierung in den Pellets als auf den Schelfen normalerweise vorkommt. BARNES et al. (1990), KINDLE (1909) und SVERDRUP (1931) führen diese Aggregatbildung auf Gefrier-/Schmelzyklen, d.h. auf rein mechanische bzw. Material-spezifische Ursachen zurück.

Grundsätzlich sind keine Schmelz- und Gefrier-Zyklen zur Aggregatbildung notwendig, da feinkörnige Sedimente mit hohem Tonanteil allgemein dazu neigen, Aggregate zu bilden (FÜCHTBAUER 1988). Unter dem Elektronenmikroskop wird deutlich, daß möglicherweise nicht unbedingt nur die Schmelz- und Gefrier-Zyklen zu der Aggregatbildung führen, sondern daß als wichtigster Faktor vor allem Algen beteiligt sein könnten. Die Aggregate bestehen aus einer Vielzahl von Partikeln, die organisch verkittet sind. Dieses Bindemittel zeigte sich weitgehend resistent gegen intensives Naßsieben und gegen kurze Ultraschall-Einwirkung. Nur die Anwendung von 30 % H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> konnte diese Verbindung lösen. Es handelt sich nicht um Kotpillen von Copepoden oder anderer Organismen, da sie einen hohen Prozentsatz an organischem Material enthielten. Vermutlich sind Crysophyceen (Goldalgen) an der Bildung dieser Aggregate beteiligt.

Um die Bedeutung der Aggregatbildung für die Sedimentation aus dem Meereis und die Verdriftung in der Wassersäule zu erfassen, wurden die Sinkgeschwindigkeiten verschiedener Partikel unter den speziellen Verhältnissen im Ostgrönlandstrom berechnet. Dieses spezielle Gebiet wurde gewählt, da hier die Hauptmenge des arktischen Meereises ausschmilzt und unter dem Einfluß dieses Strömungssystems sedimentiert. Die hydrodynamischen Verhältnisse wurden aus den Daten von FOLDVIK et al. (1988) angenommen. Die Berechnung, bei der wesentlich auf die Ausführungen von ZANKE (1977) zurückgegriffen wurde, ist im Anhang dargestellt. Unter Berücksichtigung der speziellen hydrodynamischen Verhältnisse, wie Stromgeschwindigkeit, Wassertemperatur und Salinität zeigt sich die exponentielle Zunahme des Transportes in der Wassersäule mit abnehmender Korngröße. Partikel von der Größe der Aggregate (2000 µm/1000 µm) sedimentieren relativ schnell und reagieren kaum auf die Strömungen der Wassersäule (Abb. 48). Partikel von Feinsandgröße (125µm) werden bereits über 20 km, während Feinsilt

(16  $\mu\text{m}$ ) mehr als 1000 km weit verdriftet wird (Abb. 46). Dieses Rechenbeispiel demonstriert eindrucksvoll die Bedeutung der Aggregatbildung auf dem Eis. Daneben würde eine vorherrschende Sedimentation in Aggregatform nicht zu den berechneten Sortierungseffekten durch die Meeresströmungen führen, sondern die charakteristische Korngrößenverteilung der Eissedimente in direkter Nähe des Ausschmelzens aus dem Eis erhalten. Im Falle einer Art von 'Massensedimentation' aus dem Eis in bestimmten Ablationsgebieten könnten sich auch Eisalgen in den Aggregaten erhalten und zu einem Anzeiger für Meereisbedeckung werden.

Neben der Aggregatform gelangt ein Teil der Eissedimente als Einzelpartikel in das Meer. Für die Sedimentation feinkörniger Partikel haben die Phytoplanktonblüten große Bedeutung. Das Phytoplankton lagert feine lithogene Partikel an, die vom Zooplankton mitgefressen und zusammen mit unverdauten Nahrungsresten in Form von Kotballen ausgeschieden und sedimentiert werden. Nach ASPER (1987), HONJO (1989) und HONJO et al. (1982) ist die Kotpillen-Bildung der wichtigste Sedimentationsmechanismus für feinkörniges Material. Auch feinste Partikel, wie z.B. Tonminerale, die sonst nicht sedimentiert würden, können so zur Ablagerung gelangen.

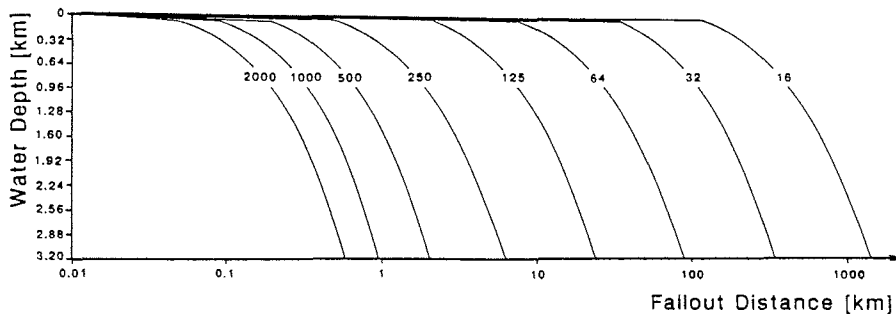


Abb. 46: Distanz zwischen Ausschmelzen aus dem Eis und Ablagerung auf dem Meeresboden für verschiedene Korngrößen (in  $\mu\text{m}$ ). Berechnet für den Ostgrönlandstrom mit Strömungsgeschwindigkeiten von 15 cm/sek in den obersten 100 m und durchschnittlich 5 cm/sek in der Wassersäule darunter (nach FOLDVIK et al. 1988). Die Berechnungsgrundlagen sind im Anhang dargestellt.

In Sedimentfallen der Framstraße wurden unter Eisbedeckung mm-großen Aggregate ('Mudpellets') im Juni-September und März-April beobachtet (BERNER & WEFER 1990). Aufgrund der Ähnlichkeit in der Tonmineralogie und der Korngrößenzusammensetzung wird eine Herkunft aus dem Meereis angenommen (BERNER & WEFER 1989, 1990). Diese Ergebnisse bestätigen die Vermutung, daß die Aggregate im Meereis den Weg durch die Wassersäule nach dem Ausschmelzen aus dem Eis unbeschadet überstehen können und damit möglicherweise zur Konservierung Meereis-charakteristische Sedimentparameter in den pelagischen Sedimenten führen können. Die Sedimentfallendaten aus der Framstraße zeigen aber auch, daß im Bereich des Ostgrönlandstromes unter einer geschlossenen Eisdecke nur relativ wenig Material sedimentiert (HEBBELN & WEFER 1990). Höchste Partikelflüsse werden am Eisrand und in Gebieten des entgültigen



Abschmelzens von Eisschollen beobachtet (HEBBELN & WEFER 1990).

Die tonmineralogische Zusammensetzung eines Sedimentkernes aus dem Bereich des Ostgrönlandstromes weist, im Gegensatz zu der östlichen Framstraße, sehr geringe Smektit-Gehalte auf (BOTZ & STOFFERS 1989). Dies korrespondiert mit dem Typ II der Meereissedimente, die in der Transpolardrift, der Framstraße und der Grönlandsee gefunden wurden. Auch BERNER & WEFER (1990) schließen aus einem direkten Vergleich der Tonmineralzusammensetzung von Meereis- und Bodensediment auf eine Ablagerung aus Sediment-tragendem Eis. Dies scheint zu belegen, daß Typ I-Sedimente aus einem anderen Liefergebiet, vermutlich der Ostsibirischen See, mit der Transpolardrift in die Framstraße transportiert werden, während randlich der Eurasischen Arktis ein Eisstrom aus der westlichen Laptevssee in die Barentssee gerichtet ist und dort sedimentiert (ELVERHØI et al. 1989, FORSBERG 1987).

*Bedeutung der Meereissedimente für den Partikelfluß in hohen Breiten: Versuch einer Bilanzierung*

Eine Kalkulation des vom Meereis transportierten Sedimentes hat mit allen bisher diskutierten Problemen der Variabilität der beteiligten Prozesse zu kämpfen. Zum Einen ist die Eisdecke in ihrer Zusammensetzung von mehrjährigem und einjährigem Eis höchst variabel, zum Anderen unterliegt der Eisexport aus den sibirischen Schelfgebieten bedeutenden Schwankungen (s. Abb. 42), so daß das transportierte Sedimentvolumen immer nur eine grobe Abschätzung sein kann. Erschwerend kommt die Sedimentabgabe während der Eisdrift (z.B. 'rafting') hinzu. Aus diesen Gründen wird in diesem Abschnitt eine Abschätzung der Bedeutung Meereis-transportierter Sedimente an der Sedimentation in einem regional begrenzten Liefergebiet vorgenommen. Da die Framstraße den Hauptausstrom an Meereis aus dem Arktischen Ozean kanalisiert, die jährliche Abflußmenge von Eis durch die Framstraße relativ gut bekannt ist bzw. abgeschätzt werden kann und das entgeltliche Abschmelzen in der südlichen Framstraße und Grönlandssee erfolgt, werden die Kalkulationen für dieses Meeresgebiet durchgeführt.

Der Ostgrönlandstrom exportiert jährlich durchschnittlich 1 Mill. km<sup>2</sup> Meereis aus der Arktis (FOLDVIK et al. 1988, KÖRNER 1973, VINJE & FINNEKÅSA 1986, WADHAMS 1983b, ZACHAROV 1976). Unter der Annahme einer 1%igen Sedimentbedeckung auf der Eisoberfläche mit einer durchschnittlichen Konzentration von 70 mg/l würde sich ein Eintrag von 7 Mill.t Sediment jährlich in die Framstraße ergeben. Da nach HEBBELN & WEFER (in Vorb.) die Hauptmenge des Materials erst beim entgeltlichen Abschmelzen des Meereises abgegeben wird, ergeben sich die höchsten Partikelflüsse für die südlichen Gebiete des Ostgrönlandstromes. Ausgehend von einer durchschnittlichen Sedimentationsrate in der Framstraße von 2.5 cm/1000 Jahren (JONES & KEIGWIN 1988) ergibt sich ein dafür notwendiger Partikelfluß von 3.75 mg/cm<sup>2</sup>. Bei einer durchschnittlichen Konzentration von 70 mg/l, angereichert in einer 1 cm mächtigen Lage und auf 1 % der Eisoberfläche verteilt, erhielte man einen Partikelfluß von 0.7 mg/cm<sup>2</sup>. Das wären 18.7 % des Partikelflusses für die oben angegebene Sedimentationsrate. Bei einer ca. 5 %igen Sedimentbedeckung der Eisoberfläche mit der angenommenen durchschnittlichen Konzentration von 70 mg/l würde man bereits den gesamten Partikelfluß nur aus dem Meereis erhalten. Dieses Rechenbeispiel zeigt, daß selbst bei vorsichtiger Abschätzung der Sedimentverteilung auf dem Eis ein bedeutender geologischer Einfluß in den Ablationsgebieten ergibt. Bei nur geringer Erhöhung einer der Parameter (flächenhafte

Erstreckung oder Konzentration) erhält man sehr schnell den gesamten, für die gemessene Sedimentationsrate notwendigen Partikelfluß nur aus dem Meereis. Nach BERNER & WEFER (1990) und CLARK & HANSON (1983) ist das Meereis als Hauptlieferant von Material zum Meeresboden in eisbedeckten Gebieten anzusehen. ELVERHØI et al. (1989) schätzen den Anteil des Meereis-transportierten Sedimentes am jährlichen Partikelfluß auf ca. 30 % in der heutigen Barentssee. Bei einer Sedimentationsrate von 3.5 cm/ky wären das 40-65 t/km<sup>2</sup>.

Die aufgefundenen Konzentrationen in den Eiskernen lassen kein aussagekräftiges Urteil über den absoluten Gehalt an partikulärem Material in der arktischen Eisdecke zu. Die Konzentrationen in den Eiskernen von 16 bis 256 mg/l sind niedriger als Sediment-haltige Eiskerne, die OSTERKAMP & GOSINK (1984) vor der Küste Alaskas entnommen haben. Diese Kerne zeigen durchschnittliche Konzentrationen von 188 und 293 mg/l. SASSEVILLE & ANDERSON (1976) fanden Konzentrationen in Küsteneis der kanadischen Arktis von 140-900 mg/l. Vergleiche zwischen diesen Angaben sind schwierig, da es sich bei den Eiskernen der westlichen Arktis in der Regel um älteres Eis handelt, bei dem fast die gesamte Eissäule sich in tiefem Wasser gebildet hat und niedrige Gehalte an Partikeln vorliegen. Mit Ausnahme von den sedimenthaltigen Lagen besteht nur ein geringer Teil des partikulären Materials aus terrigen-klastischem Material. Das hauptsächlich biogene Material zeigt aufgrund der planktonisch-marinen Arten, daß sie bei der Eisbildung in tiefem Wasser eingefroren wurden. Die größte Bedeutung hat danach das in flachen Meeresgebieten eingebrachte Material, welches sich hauptsächlich auf der Oberfläche anreichert.

#### 14. Faziestyp: Meereissedimente

Zum Abschluß der Diskussion soll mit den Ergebnissen und Interpretationen der vorliegenden Arbeit ein interglaziales Bild der Sedimentaufnahme und des Sedimenttransportes durch Meereis in der Eurasischen Arktis entworfen werden. Mit den charakteristischen Korngrößenverteilungen, der spezifischen biogenen Sedimentzusammensetzung und mit dem Nachweis eines einheitlichen Eintragsprozesses für alle Eissedimente in der zentralen Arktis kann man einen Faziestyp 'Meereissediment' definieren. Ein Vergleich mit Sedimenten aus anderen glaziomarinen Milieus Abb. 47 zeigt sich noch einmal, daß sich die Meereisfazies deutlich abgrenzen läßt. Unter der Voraussetzung, daß dieses Signal bis zur Ablagerung auf dem Meeresboden erhaltungsfähig ist, könnte die Faziesdefinition ein wertvolles Hilfsmittel für die Erkennung von Paläo-Meereisdecken werden. Dabei hat besonders die Aggregatbildung auf dem Meereis, an der neben physikalischen Prozessen auch die Algen Anteil zu haben scheinen, große Bedeutung. Durch Massensedimentation stark kohäsiver 'Schlambällchen' (z.B. am Eisrand) könnten Meereissedimente schnell und ohne wesentliche Veränderung sedimentiert und damit die Existenz und der Ort einer Eisdecke überliefert werden werden.

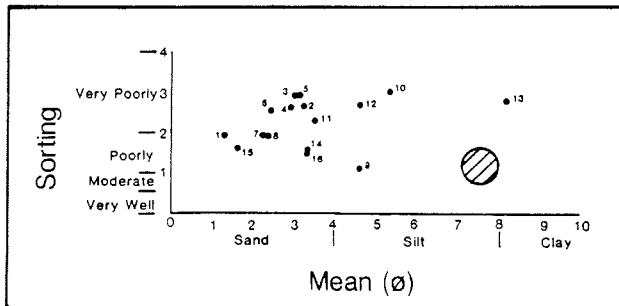
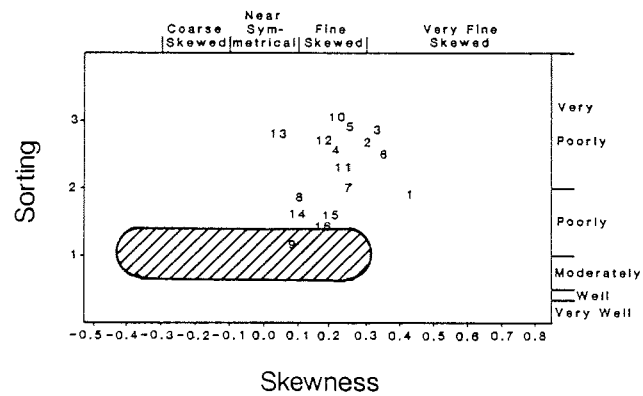
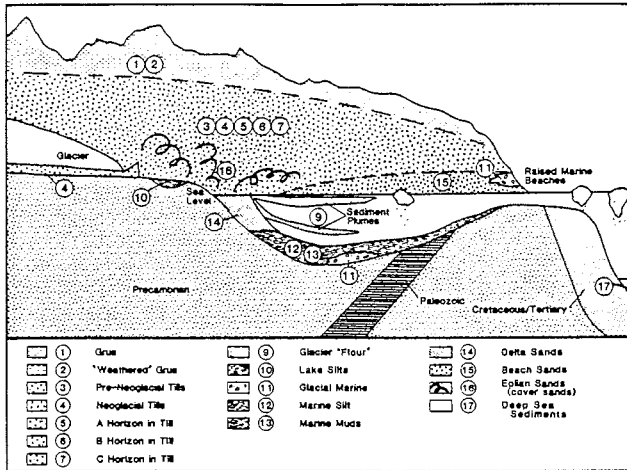


Abb. 47: Modell eines glazialen Ablagerungsmilieus mit den typischen Korngrößencharakteristika (nach ANDREWS 1985). Der schraffierte Bereich stellt im Vergleich dazu die Parameter der Meereissedimente dar.

Im einzelnen gestaltet sich der Weg von der Aufnahme bis zur Ablagerung wie folgt: Der Haupteintrag von Sedimenten findet während der Eisbildung auf den Schelfen statt. Dabei werden Schelf-

sedimente und benthische Organismen resuspendiert und von den aufsteigende Eiskristallen aus der Wassersäule filtriert oder durch Wellenaktivität in die noch nicht verfestigte Eisdecke gepreßt. Durch den Eintragsprozeß erfolgt eine Sortierung nach Korngrößen, wobei feinkörniges Material bevorzugt wird. Als Resultat zeigt die Siltfraktion der Eissedimente eine charakteristische Verteilung. Vereinzelt wird Material direkt vom Meeresboden durch Anfrieren an die Eisunterseite und 'anchor-ice' eingebracht. Bei diesem Prozeß kann unsortiertes Schelfsediment aller verfügbaren Korngrößen bis zum Grobkies und größere benthische Organismen, wie Muscheln, inkorporiert werden.

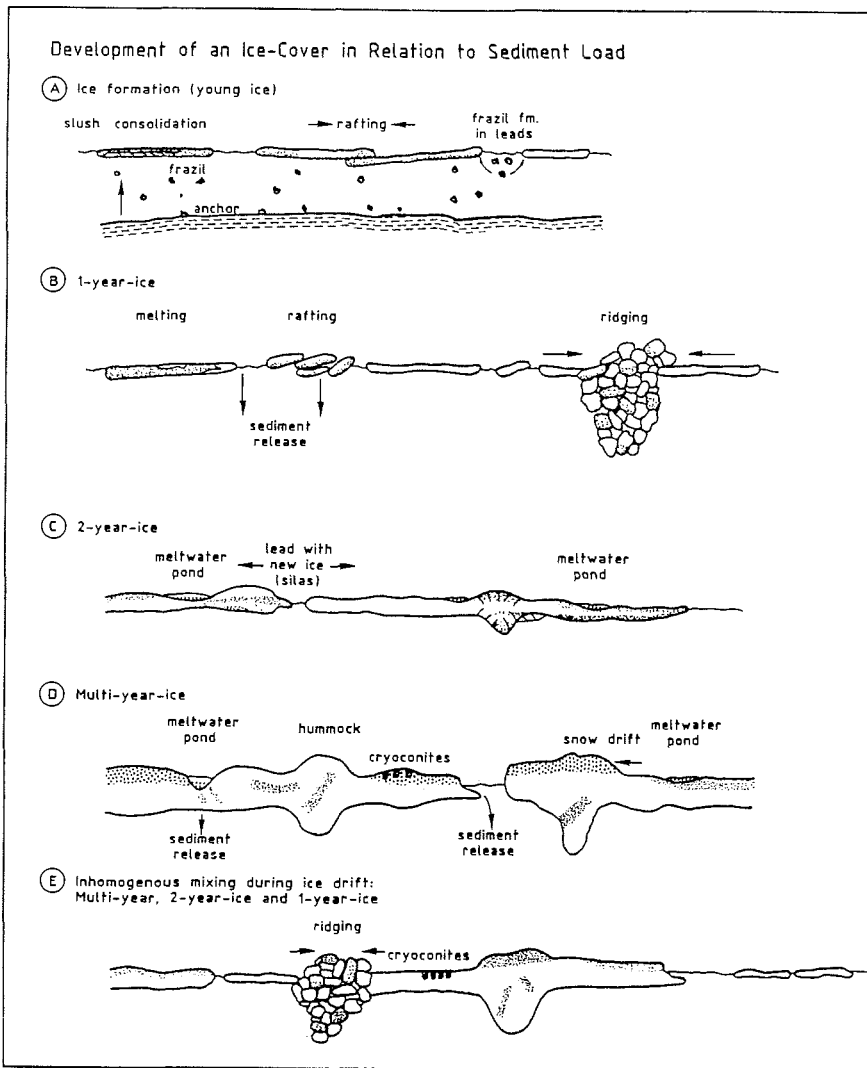


Abb. 48: Genese einer Meereisdecke in Verbindung mit Sedimentfracht und den dynamischen Prozessen der Eisdrift.

Während der Konsolidierung führen Wind- und Wellenaktivität zu lokalen Anreicherungen von Sediment in der Eissäule bzw. zum Absaigern der Partikel, was sich in Lagen im oberen Bereich der Eisschollen äußert (Abb. 47). Je nach Schnelligkeit der Eisbildung, abhängig von Temperatur und Turbulenz, werden Salzlaugen, die bei der Fraktionierung beim Gefrieren des Meerwassers entstehen, eingeschlossen. Aufgrund ihrer hohen Dichte neigen sie zum Ausfließen an der Eisunterseite. Dabei können sie feinkörniges Material wieder auswaschen und sedimentieren oder in Lagen anreichern. Nach der Verfestigung der Eisdecke wächst bei fortgesetzt tiefen Temperaturen säulenförmiges Eis an der Unterseite. In diesem Stadium der Eisbildung sind die Bedingungen durch die überlagernde Eisdecke relativ ruhig, so daß der Gehalt an suspendiertem Material wesentlich geringer ist. Die Eisdecke nach dem ersten Winter zeigt eine charakteristische Schichtung mit feinverteiltem Sediment in den oberen Eisschichten (Mächtigkeit je nach Temperatur und Turbulenz) und einer 'sauberen' Eisschicht darunter. Im Frühjahr beginnt die Eisdecke aufzureißen und aus den Schelfgebieten in die zentrale Arktis zu driften. Hierbei kommt es ebenso wie während der frühen Eisbildungsphase zu Eispressungen und Überschiebungen, wobei sich sediment-haltige Eisschollen mit anderen und mit sauberen Schollen übereinanderlagern (Abb. 48). Meereis aus küstennahen Bildungen, welches von Flußüberflutungen, direktem Anfrieren am Meeresboden und küstennahem Windtransport geprägt sein kann, verbleibt meist an Ort und Stelle.

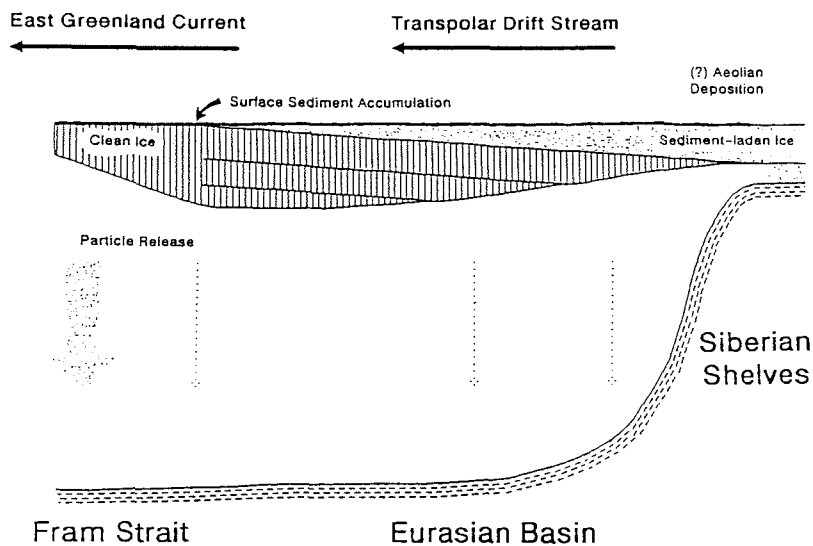


Abb. 49: Schematische Darstellung der Eisdrift in der Transpolar-drift von der Eisbildung auf den Schelfen bis zum Abschmelzen in der Framstraße.

Der Eisexport aus den verschiedenen Bildungsgebieten unterliegt starken jährlichen Schwankungen. In der westlichen Laptevsse liegt das ortsfeste 'Eismassiv' der Taimyr-Halbinsel, welches ver-

mutlich dazu führt, daß nur in bestimmten Jahren Meereis aus diesem Gebiet in die Transpolardrift eingebracht werden. Die östliche Laptevsee zeigt den stärksten Eisexport aller arktischen Schelfgebiete, gefolgt von der Ostsibirischen See. Damit sind diese beiden Schelfregionen potentielle Hauptliefergebiete für die Meereissedimente in der Transpolardrift und der Framstraße. Die Schelfgebiete von der Lena-Mündung bis zur sibirischen Chukchisee sind von den Oberflächensedimenten her sehr ähnlich. Neben den Tonmineralvergesellschaftungen und den vorherrschenden Korngrößen in den Oberflächensedimenten entsprechen sich die hydrodynamischen Verhältnisse und die Schelfmorphologie weitgehend.

Während der Eisdrift akkumuliert extrem feinkörniges toniges Material und Rußpartikel durch distalen äolischen Transport auf dem Eis. Im Vergleich zu den auf den Schelfen eingetragenen Sedimenten hat dieses Material jedoch nur geringe geologische Bedeutung. Nach dem Eintritt in die Transpolardrift wird das Eis auf fast direktem Weg in die Framstraße transportiert (Abb. 49). Kreisbewegungen, spiralige Bewegungen und andere Abweichungen von der generellen Eisdrift sind die Antwort auf lokal und täglich wechselnde Windrichtungen. Die durchschnittliche Eisdrift von den sibirischen Schelfen bis in die Framstraße währt 3-5 Jahre. In dieser Zeit reichern sich die ursprünglich fein im Eis verteilten Sedimente an der Oberfläche an (Abb. 50). Im Winter wird an der Unterseite säulenförmiges Eis gebildet. Dabei werden planktonische Organismen der Wassersäule eingeschlossen und von der Aufwärtswanderung in der Eissäule durch den Abschmelz/Gefrierprozeß erfaßt. Nach einigen Jahren können auch die marinen planktonischen und unter dem Eis lebenden Organismen und Algen auf der Oberfläche akkumulieren und mit dem Eissediment vermischt werden.

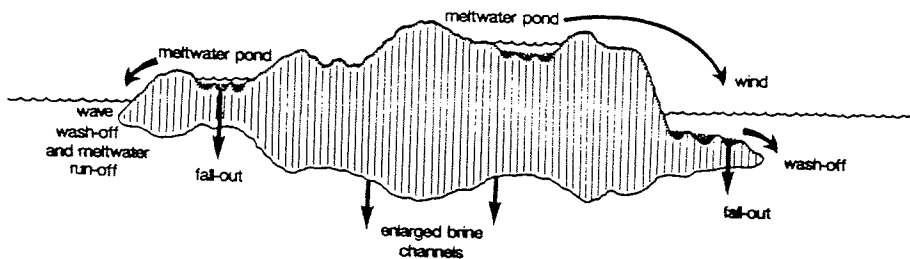


Abb. 50: Schematische Darstellung der Möglichkeiten der Sedimentabgabe durch das Meereis.

Ohne die vielfältigen und komplizierten 'rafting'-Ereignisse (Abb. 48) zeigt das Eis hohe Sedimentanreicherungen an der Oberfläche und eine 'saubere' Eissäule darunter (Abb. 49). Nicht nur das Eis, auch das Sediment reagiert auf die 24-stündige-Helligkeitsperiode im Sommer. Durch die Absorption der Sonneneinstrahlung schmelzen sich die Sedimente in die Eisoberfläche ein. Die entstehenden Vertiefungen und Löcher führen dazu, daß aus anderen

Bereichen mit dem Schmelzwasser Sediment nachfließt und sich der Prozeß verstärkt. Die zahlreichen Schmelzwassertümpel sind ebenfalls Sammelbecken für heranfließendes Sediment. Die Schmelzwässer führen nicht nur zu einer Umverteilung auf dem Eis, sondern durch randliches Abfließen in das Meer auch zur Sedimentation der Eissedimente während der Drift im Arktischen Ozean. Häufig reichert sich das Material zunächst auf den Schmelzrändern der Eisschollen an, wo es von Wellen oder durch Ausschmelzen schließlich sedimentiert wird (Abb. 50).

Im Meereis überdauern viele Algenarten im Ruhestadium den Winter. Mit dem Einsetzen des arktischen Sommers (Juni-August) beginnt die Algenblüte. In den zahlreichen Wasserlöchern und -tümpeln, die sich auf dem Eis bilden, zeigt sich ein explosives Algenwachstum. Besonders die vielen Kryokonit-Löcher mit dem sedimentären Bodensatz sind bevorzugter Lebensraum der Algen. Daraus ergibt sich eine charakteristische, Meereispezifische Zusammensetzung der Sedimente aus feinkörnigem terrigenem Sediment, Schelforganismen und Eisalgen. Aufgrund der Feinkörnigkeit in Verbindung mit der sommerlichen Eisalgenblüte und Schmelz-/Gefrier-Zyklen ballt sich das Eissediment zu mm-großen Aggregaten zusammen. Bei einem Trockenfallen der Kryokonitlöcher rollt sich das Bodenmaterial zusammen und bildet bis zu 4 cm große Schlamm-bällchen, die kaum von ähnlichen Bildungen in Gletschern und Eisbergen unterscheidbar sind. Nur wenig Material wird während der Eisdrift sedimentiert, der Hauptteil lagert sich beim endgültigen Zerfall der Eisschollen außerhalb des Arktischen Ozeans ab. Der Hauptabfluß erfolgt durch die Framstraße, wobei untergeordnet Meer-eis in und durch die Barentssee driftet.





## SCHLUBBETRACHTUNG

### 15. Fazit und Perspektiven

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die sedimentäre Fracht des arktischen Meereises detailliert untersucht. Folgende wichtige Ergebnisse lassen sich darstellen:

- Der Haupteintragsmechanismus der frazil-ice- Bildung führt zu einer charakteristischen Korngrößenverteilung, unabhängig vom Liefergebiet.
- Der überwiegende Teil der Meereissedimente wird während der Eisbildung auf den Schelfen in das Eis eingebracht.
- Äolischer Langstreckentransport spielt nur eine sehr untergeordnete Rolle für die Akkumulation von Sedimenten auf dem Meereis.
- Die vom Liefergebiet unabhängige, charakteristische Korngrößenverteilung in den Eissedimenten könnte sich bei Konservierung in den pelagischen Sedimenten als Milieuindikator für Meereistransport verwenden lassen.
- Die Meereissedimente haben durch die Bildung von Schmelzlöchern zumindest indirekt einschneidende Konsequenzen auf die Ökologie der an das Eis adaptierten Organismen
- Die Konzentrationen und die Verbreitung der Meereissedimente zeigen, daß Meereistransport selbst nach vorsichtigen Abschätzungen ein bedeutender, wenn nicht sogar der wichtigste Bestandteil des Partikelflusses ist.
- Meereis transportiert ca. 7 Mill. Tonnen Sediment jährlich in die Framstraße.
- Die Aggregatbildung der Eissedimente beruht nicht nur auf physikalischen Gefrier-Vorgängen, sondern es sind vermutlich auch die Eisalgen daran beteiligt.
- Es konnten erstmalig zwei unterschiedliche Sedimenttypen bestimmt werden, wobei die westliche Laptevsee aufgrund der Tonmineralogie als Liefergebiet von den weiter östlich liegenden Schelfgebieten abgegrenzt werden konnte.
- Die Smektit-reichen Eissedimenttype der westlichen Laptevsee können als Tracer für Transportwege von Meereis dienen. Im Vergleich mit den marinen Oberflächensedimenten zeigt sich, daß dieses Material in der Hauptsache in der Barentssee sedimentiert.
- Mit Hilfe der Eissedimente wurde ein gewisses 'Pulsieren' in der Zulieferung von Sediment-haltigem Meereis aus der Laptevsee in die Transpolardrift bestimmt, welches sich mit den Beobachtungen und Dokumentationen der Eisdrift deckt.
- Meereis kann unter bestimmten Umständen Material transportieren, welches von der Korngröße und Sedimenttextur kaum von Eisberg-transportierten Sedimenten zu unterscheiden ist.
- Die Charakteristika der Meereissedimente (spezielle Eisalgen, Korngrößenverteilungen und benthisch-flachmarine Organismen) erlauben die Definition eines eigenen Faziestyps. Dieser kann bei Überlieferung in den pelagischen Sedimenten (z.B. durch Aggregate) ein wertvolles Hilfsmittel für die Identifizierung von Paläo-Eisdecken in der Vergangenheit sein.

Neben den bisherigen Untersuchungen der Eisdecke unter dem Gesichtspunkt der rezenten klimatischen Veränderungen tritt nun auch primär der Sedimenttransport durch die Eisdecke in das Blickfeld. Die Suche nach den Meereissediment-charakteristischen Para-

metern in den pelagischen Sedimenten sollte die Grundlage zukünftiger Untersuchungen zur Erforschung von Meereisdecken und ihren Veränderungen in der Vergangenheit sein. Zur genaueren Bestimmung und Gewichtung der Sedimentquellen, und als Hilfsmittel bei der Interpretation von Eisdriftdaten sollten durch detaillierte Probenahmen in den potentiellen Herkunftsgebieten und längerfristige Datenerhebungen die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit verfeinert werden.

Die Eisdrift ist wegen der klein- und großräumigen natürlichen Variationen ein schwieriger Faktor bei der Herkunftsbestimmung einzelner Eisschollen. Angesichts der Vielzahl von möglichen Herkunftsgebieten, der Variabilität der Eisbildung, des Sedimenteintrages und der Eisdrift ist ein räumlich und zeitlich umfangreicher Datensatz notwendig. Bislang wurden, abgesehen von den Probenahmen in der Beaufortsee, alle Eissedimente am Ende der Driftreise des Eises entnommen. Zur Untersuchung der direkten Abhängigkeit des Sedimenteintrages und der -charakteristik von der Wassertiefe, von der Beschaffenheit des Meeresbodensedimentes und der herrschenden energetischen Bedingungen müssen verstärkt Probenahmen in den potentiellen Eintragsgebieten erfolgen. Grundsätzlich ist ein dichteres Datennetz der Eisproben zu verschiedenen Jahreszeiten, aus verschiedenen Gebieten und über mehrere Jahre hinweg notwendig. Die kontinentale Einrahmung des Arktischen Ozeans in Verbindung mit den größten Schelfgebieten der Erde und den zahllosen, in die Arktis entwässernden Flußsystemen, macht die Suche nach möglichen Ursprungsgebieten der Eissedimente anhand sedimentologischer Parameter zu einem Puzzlespiel. Gleichzeitig ist die verfügbare Datenbasis aus vielen Gebieten, besonders den sibirischen Schelfen, sehr gering und lückenhaft. Die rezenten Sedimente der sibirischen Schelfe und das suspendierte Material der wichtigsten Flüsse müssen detailliert beprobt und mit Eissedimenten aus denselben Gebieten verglichen werden. Eine selektive Beprobung der großen Eisströme muß parallel zu ihrer Driftrichtung erfolgen, um Vermischung und Veränderung der Sedimentfracht während der Drift zu untersuchen. Zukünftig muß versucht werden, mit modernen Mitteln der Fernerkundung, Sedimente im Eis zu erkennen und dann anhand von flächenabdeckenden Datensätzen Ausdehnung und Konzentrationen zu erkennen. Im ersten Versuchsstadium sollte die Auswertung von Daten von passiven Mikrowellen (Frequenz 18 und 37 GHz), die die natürliche Strahlungsbilanz der Eisdecken erfassen, und von Meßdaten Satelliten- und Flugzeug-gestützter SAR (Synthetic Aperture Radar) angestrebt werden.

Die Veränderung der physikalischen Abstrahlcharakteristik der Meereisdecke durch die Sedimente gibt Anlaß zu hoffen, daß mit Hilfe der Satellitendatenauswertung großflächig die Transportkapazität des Meereises, sowie jährliche und regionale Schwankungen bestimmt werden können. Die Auflösung der Mikrowellen-Emission von ca. 20x20 km reicht für detaillierte Arbeiten sicher nicht aus, aber die Erfassung der Sedimentakkumulationen mit Hilfe eines SAR, welches beim neuen ERS-1 Satelliten eine Auflösung von ca. 30 m hat, verspricht ein aussagekräftiges Hilfsmittel bei der Erforschung der arktischen Eisdecke zu werden.

Der in dieser Arbeit gewonnene Datensatz über die Eissedimente läßt die Vermutung zu, daß bei ähnlicher Methodik und ähnlich umfangreicher Analyse der Meeresbodensedimente und des suspendierten Materials in der Wassersäule detailliertere Aussagen über die endgültige Ablagerung der rezenten Eissedimente, Veränderung der Sedimentcharakteristik vom Ursprung (Eis) über die Wassersäule (Biologie, Ozeanographie) bis zur Ablagerung, sowie über Eisbe-

deckung und Eisrandlagen in der Vergangenheit möglich sind. Dabei gilt es den obersten Sedimentzentimeter am Meeresboden zu beproben, was in der Vergangenheit mit großen Schwierigkeiten verbunden war. Unter den heutigen Umweltbedingungen im Nordpolarmeer sind die Schelfgebiete die wichtigsten Orte der Eisbildung und des Sedimenteintrages. Durch die Veränderungen während einer Glazialzeit sinkt der Meeresspiegel und das Meereis zieht sich aus den flachen Randmeeren zurück. Die wichtigste Frage in diesem Zusammenhang ist, ob und wie sich die veränderten Rahmenbedingungen im Meereissediment ausprägen würden und wie sie überliefert werden könnten.

## DANKSAGUNG

Ich danke dem Bundesministerium für Forschung und Technologie für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit im Rahmen des 'Framstraßen-Projektes' und des Projektes 'Global Change - Das Arktische Meereis'.

Gedankt sei Herrn Prof. Dr. Jörn Thiede für die Vergabe und Betreuung der Arbeit. Ich danke Frau Dr. Stefanie Pfirman. Die Diskussionen mit ihr und der fachliche Rat waren unentbehrlicher Bestandteil dieser Arbeit. Meinen herzlichen Dank an die Kollegen der Verwaltungsabteilung am GEOMAR. Besonders den Herren Horst Heyn, Volker Weber und Uwe Herzog, ohne deren freundliche Unterstützung bei vielen kleinen und großen Problemen diese Arbeit sicher nicht zustande gekommen wäre.

Danken möchte ich Herrn Prof. Dr. Dieter Fütterer und Herrn Prof. Dr. G. Hempel für die Erlaubnis, die Laborkapazitäten in der geologischen Abteilung des Alfred-Wegener-Institutes nutzen zu dürfen. Ich danke den Freunden und Kollegen im Alfred-Wegener-Institut die mich sehr freundlich aufgenommen und mich während meiner häufig unter Zeitdruck stehenden 'episodischen Besuche' unterstützt haben. Mein Dank gilt dem PFVS 'POLARSTERN' und seiner Mannschaft unter den Kapitänen H. Jonas und L. Suhrmeyer, sowie den Helikopter-Crews der Firma Wasserthal. Ohne ihre Begeisterung und Hilfe während der Feldarbeit wären viele Probennahmen gescheitert. In diesem Zusammenhang danke ich allen, die mir so freudig auf dem Eis bei der Probennahme geholfen haben.

Für die Hilfe bei der Bestimmung der Muschelfauna möchte ich Herrn Dr. Hirsch vom Geologischen Landesamt in Kiel und Herrn André Freiwald vom GEOMAR danken. Für die Unterstützung bei der Tonmineralogie danke ich Dr. Heinz Lange vom GPI. Für die Hilfe bei den Zeichen- und Auswertarbeiten danke ich Frau Susanne Fretzdorff, Frau Sigrid Körsgen und den Herren Jörn Brückmann, Dirk Immenga und Christian Hensen. Ich danke allen Kollegen am GEOMAR, die mir besonders im Endstadium mit fachlichem Rat und aufmunternden Worten geholfen haben. Dank für die Durchsicht des Manuskriptes gilt Frau Dr. Heidemarie Kassens und den Herren André Freiwald, Klas Lackschewitz, Uwe Pagels, Dr. Robert Spielhagen, Dr. Wallrabe-Adams und Dr. Thomas C.W. Wolf.

Besonders danken möchte ich meiner Freundin Jutta Bieser für ihre selbstlose Hilfe besonders in der Endphase.

Abschließend möchte ich meinen Eltern danken, die mich mit viel Liebe und Verständnis bis zum Ende meiner Ausbildung unterstützt haben.

## LITERATURVERZEICHNIS

- AAGAARD, K. (1988): Some Thoughts on the Large-Scale Circulation of the Arctic Ocean. - *Second Conf. on Polar Meteorol. and Oceanogr.*, March 19: 1-3.
- AAGAARD, K. (1989): A Synthesis of the Arctic Ocean Circulation. - *Rapp.P.v.Reun.Cons.Int.Explor.Mer.*, 188: 11-22.
- AAGAARD, K. (1990): Halocline Catastrophes, Sea Ice, and Ocean Climate. - *Proc. of Symp. on Ice and Climate, Ann.Glaciol.*, 14: Abstr.
- AAGAARD, K. and E.C. CARMACK (1989): The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation. - *J.Geophys.Res.*, 94: 14485.
- AAGAARD, K., C. DORNALL and P. GREISMAN (1973): Year-Long Current Measurements in the Greenland-Spitsbergen Passage. - *Deep-Sea Res.*, 20: 743-746.
- AAGAARD, K. and P. GREISMAN (1975): Toward New Mass and Heat Budgets for the Arctic Ocean. - *J.Geophys.Res.*, 80: 3821-3827.
- AAGAARD, K., J.H. SWIFT and E.C. CARMACK (1985): Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas. - *J.Geophys.Res.*, 90, C5: 4833-4846.
- ACKLEY, S.F. (1982): Ice Scavenging and Nucleation: Two Mechanisms for Incorporation of Algae into Newly Formed Sea Ice. - *Eos*, 63: 54.
- ACKLEY, S.F., G. DIECKMANN and H. SHEN (1987): Algal and Foram Incorporation into new Sea Ice. - *Eos*. 68: 1736.
- AITKEN, A.E., M.J. RISK and J.D. HOWARD (1988): Animal-Sediment Relationships on a Subarctic Intertidal Flat, Pangnirtung Fjord, Baffin Island, Canada. - *J.Sed.Petr.*, 58, 6: 969-978.
- ALEXANDER, A.J. (1973): Sediment Distribution in Deep Areas of the Northern Kara Sea. - *Univ. of Wisconsin* (unpubl. Ph.D.-Thesis): 34p.
- ALEXANDER, V. (1974): Primary Productivity Regimes of the Near-shore Beaufort Sea, With Reference to Potential Roles of Ice Biota.- In: J.C. Reed and J.E. Sater (Eds.): *Coast and Shelf of the Beaufort Sea*. - *Arctic Inst. of North America*, Arlington: 609-632.
- ALLEY, R.B. (1988): Fabrics in Polar Ice Sheets: Development and Prediction. - *Science*, 240: 493-495.
- ANDEL, T.H. van (1950): Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. - *Proefschrift*, Univ. Groningen: 129p.
- ANDERSON, L. and D. DYRSSEN (1989): Chemical Oceanography of the Arctic Ocean. - In: Y. Herman (Ed.): *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology*. - *Van Nostrand Reinhold, New York*: 93-114.
- ANDERSON, L.G. and E.P. JONES (1985): Sea Ice Melt Water, a Source of Alkalinity, Calcium and Sulfate? - Results From the CESAR Ice Station. - *Rit Fiskideildar*, 9: 90-95.
- ANDERSON, L.G., E.P. JONES and J.C. GASCARD (1990): Tracing Upper Waters of the Nansen Basin in the Arctic Ocean NBSW. - *subm. to Deep-Sea Res.*: 16p.
- ANDERSON, L.G., E.P. JONES, K.P. KOLTERMANN, P. SCHLOSSER, J.H. SWIFT and D.W.R. WALLACE (1989): The First Oceanographic Section Across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. - *Deep-Sea Res.*, 36, 3: 475-482.
- ANDREWS, J.T. (1985): Grain-Size Characteristics of Quaternary Sediments, Baffin Island Region. - In: Andrews, J.T. (Ed.): *Quaternary Environments*. - *Allen & Unwin*, Boston: 124-153.

- APOLLINIO, S. (1985): Arctic Marine Phototrophic Systems: Function of Sea Ice Stabilization. - *Arctic*, 38, 3: 167-173.
- ARNOLD, K.L. (1961): An Investigation Into Methods of Accelerating the Melting of Snow by Artificial Dusting. - *Geol.Arctic* : 989-1013.
- ASPER, V.L. (1987): Measuring the Flux and Sinking Speed of Marine Snow Aggregates. - *Deep-Sea Res.*, 34: 1-17.
- AUGSTEIN, E. (1984): MIZEX-Physikalische und biologische Phänomene in der Randzone arktischen Meereises. - *Geowiss.in unserer Zeit*, 2.Jhrg., 4: 137-142.
- BAILEY, I.H., L.F. RADKE, J.H. LYOM and P. HOBBS (1984): Airborne Observations of Arctic Aerosols (II): Giant Particles. - *Geophys.Res.Letters* , 11, 5: 397-400.
- BARNES, P.W., C. ASBURY, D.M. REARIC and C.R. ROSS (1987): Ice Erosion of a Sea-Floor Knickpoint at Inner Edge of the Starmukhi Zone, Beaufort Sea, Alaska. - *Mar.Geol.*, 76: 207-222.
- BARNES, P.W., E.M. KEMPEMA and E. REIMNITZ (1990): Source, Characteristics and Significance of Sediment Pellets Formed on the Sea Ice of the Arctic Basin. - In: S.F. Ackley and W.F. Weeks (Eds.): *Sea Ice Properties and Processes*. - *Proc. of the W.F. Weeks Sea Ice Symp.*: 106-108.
- BARNES, P.W., D. MCDOWELL and E. REIMNITZ (1978): Ice Gouging Characteristics: Their Changing Patterns From 1975-1977, Beaufort Sea, Alaska. - *U.S.Geol.Survey Open-File Rep.*, 78-730: 42p.
- BARNES, P.W., D.M. REARIC and E. REIMNITZ (1984): Ice Gouging Characteristics and Processes. - In: P.W. Barnes, D.M. Schell and E. Reimnitz (Eds.): *The Alaskan Beaufort Sea*. - *Academic Press*: 185-212.
- BARNES, P.W. and E. REIMNITZ (1973): Flooding of Sea Ice by the River of Northern Alaska. - *8.Applications to Oceanography*: 356-359.
- BARNES, P.W. and E. REIMNITZ (1974): Sedimentary Processes on Arctic Shelves off the Northern Coast of Alaska. - In: J.C. Reed and J.E. Sater (Eds.): *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*. - *Arctic Inst. of North America*, Arlington, Virginia: 439-476.
- BARNES, P.W., E. REIMNITZ and D. FOX (1982): Ice Rafting of Fine-grained Sediment, a Sorting and Transport Mechanism, Beaufort Sea, Alaska. - *J.Sed.Petr.*, 52, 2: 493-502.
- BARNES, P.W., E. REIMNITZ and W.S. WEBER (1990): Coastal Profile Modification and Sediment Entrainment by Ice in Southern Lake Michigan. - *19th Arctic Workshop, Instaar, Univ. of Colorado*: 13.
- BARRIE, L.A. (1985): Atmospheric Particles: Their Physical and Chemical Characteristics, and Deposition Processes Relevant to Chemical Composition of Glaciers. - *Ann.Glaciol.*, 7: 100-108.
- BARRIE, L.A. (1986): Arctic Air Pollution: an Overview of Current Knowledge. - *Atmosph. Environ.*: 20, 4: 643-663
- BARRY, R.G. (1987): The Cryosphere - Neglected Component of the Climate System.- In: V. Radok (Ed.): *Towards Understanding Climate Change*. - *J.O. Fletcher Lectures* : 35-67.
- BARRY, R.G. (1989): The Present Climate of the Arctic Ocean and Possible Past and Future States. - In: Y. Herman (Ed.): *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology*. - *Van Nostrand Reinhold, New York*: 1-46.

- BARRY, R.G., A. HENDERSON-SELLERS and K.P. SHINE (1984): Climatic Sensitivity and the Marginal Cryosphere. - In: J.E. Hansen and T. Takahashi (Eds.): Climatic Processes and Climatic Sensitivity. - *Geophys.Monogr.*, 29, 5, Washington: 221-237.
- BARRY, R.G., J.D. IVES and J.T. ANDREWS (1971): A Discussion Atmospheric Circulation During the Last Ice Age. - *Quat.Res.*, 1: 415-418.
- BARTHOLIN, T.S. and C. HJORT (1985): Dendrochronological Studies of Recent Driftwood on Svalbard: 207-219.
- BERNER, H. and G. WEFER (1990): Physiographic and Biologic Factors Controlling Surface Sediment Distribution in the Fram Strait. - In: Bleil and Thiede (Eds.): Geological History of the Polar Oceans, Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C* 308: 317-335.
- BERNER, R.A. (1982): Burial of Organic Carbon and Pyrite Sulfur in the Modern Ocean; its Geochemical and Environmental Significance. - *AM.J. SCI.*, 282: 451-473.
- BERNER, R.A. (1984): Sedimentary Pyrite Formation: An Update. - *Geochim.Cosmochim. Acta*, 48: 605-615.
- BERNER, R.A. (1989): Biochemical Cycles of Carbon and Sulfur and Their effect on Atmospheric Oxygen Over Phanerozoic Time. - *Paleogeogr.Paleoclim.Paleoecol.(Global and Planetary Change)*, 75: 97-122.
- BERNER, R.A. and R. RAISWELL (1984): C/S Method for Distinguishing Fresh-water from Marine Sedimentary Rocks. - *Geology*, 12: 365-368.
- BERRY, R.W. and W.D. JOHNS (1966): Mineralogy of the Clay-Sized Fractions of Some North Atlantic-Arctic Ocean Bottom Sediments. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 77, 2: 183-196.
- BISCAY, 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: 803-832.
- BISHOP, J. (1990): Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea - Indications of Late Quaternary Circulation Patterns?.- In: Bleil and Thiede (eds.): Geological History of the Polar Oceans, Arctic versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C* 308: 317-335.
- BISHOP, J.K.B. (1988): The Barite-Opal-Organic Carbon Association in Oceanic Particulate Matter. - *Nature*, 332, 6162: 341-343.
- BLACKWELDER, P.L. and O.H. PILKEY (1972): Electron Microscopy of Quartz Grain Surface Textures: The U.S. Eastern Atlantic Continental Margin. - *J.Sed.Petr.*, 42, 3: 520-526.
- BLINDHEIM, J. (1989): Cascading of Barents Sea Bottom Water into the Norwegian Sea. - *Rapp.P.v.Reun.Cons.Int.Explor.Mer.*, 188: 49-58.
- BLOCH, M.R. (1965): A Hypothesis for the Change of Ocean Levels Depending on the Albedo of the Polar Ice Caps. - *Palaeogeogr.Palaeoclimat.Palaeoecol.*, 1: 127-142.
- BORISOV, A.A. (1965): Climates of the USSR.- *Adline Publ.Co.*, Chicago: 255p.
- BOTZ, R. and P. STOFFERS (1989): Alter und Zusammensetzung von Sedimenten der Framstraße. - In: J. MEINCKE (Ed.): Framstraße - Hydrobiologische und geowissenschaftliche Schlüsselregion zwischen Nordpolarmeer und Europäischem Nordmeer. - *Univ. Hamburg, Inst. für Meereskunde*.
- BOURKE, R.H. and R.P. GARRETT (1987): Sea Ice Thickness Distribution in the Arctic Ocean. - *Cold Regions Science and Technology*, 13: 259-280.

- BRAATEN, D.A. and T.A. CAHILL (1987): Size and Composition of Asian Dust Transported to Hawaii. - *Atmospheric Environment*, 20, 6: 1105-1109.
- BRANDT, B. (1931a): Über Kryokonit in der Magdalenenbucht in Spitzbergen. - *Zeitschr.f.Gletscherkde.*, 19: 125-126.
- BRANDT, B. (1931b): Kryokonit auf Flußeis in Mitteleuropa.- *Zeitschr.f.Gletscherkde.*, 19: 317-320.
- BRANDT, B. (1932): Beobachtung und Versuche über die Entwicklung der Kryokonitformen. - *Zeitschr.f.Gletscherkde.*, 20: 84-93.
- BROECKER, S.W. and T.-H. PENG (1989): The Cause of the Glacial to Interglacial Atmospheric CO<sub>2</sub>- Change: A Polar Alkalinity Hypothesis. - *Global Biochemical Cycles*, 3, 3: 215-239.
- BROWN, R.A. (1990): Meteorology. - In: W.O. Smith, JR. (Ed.): Polar Oceanography, Part A, Physical Science. - *Academic Press*: 1-46.
- CAMPBELL, N.J. and A.E. COLLIN (1958): The Discoloration of Foxe Basin Ice. - *Jour. Fish. Res. Bd. Canada*, 15, 6: 1175-1188.
- CARMACK, E.C. (1986): Circulation and Mixing in Ice-Covered Waters. - In: N. Untersteiner (Ed.): The Geophysics of Sea Ice, Chapter 10. - *Nato ASI Series*, B 146: 641-712.
- CARMACK, E.C. (1990): Large-Scale Physical Oceanography of Polar Oceans. - In: W.O. Smith, JR. (Ed.): Polar Oceanography, Part A: Physical Science. - *Academic Press* : 171-222.
- CARROLL, D. (1970): Clay Minerals in Arctic Ocean Sea-Floor Sediments.- In: Symposium on Environmental Aspects of Clay Minerals. - *J.Sed.Petr.*, 40, 3: 814-821.
- CARTER, L.D. (1988): Loess and Deep Thermokarst Basin in Arctic Alaska. - *5th.Internat.Conf.on Permafrost*: 706-711.
- CATTLE, H. (1985): Diverting Soviet Rivers: Some Possible Repercussions for the Arctic Ocean. - *Polar Record*, 22, 140: 458-498.
- CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY (1978): Polar Regions Atlas. - *National Foreign Assessment Center, Washington*: 66p.
- CHAMBERLAIN, E. (1989): Physical Changes in Clays Due to Frost Action and their Effect on Engineering Structures. - In: H. Rathmayer (Ed.): *Frost in Geotechnical Engineering*: 863-893.
- CLARK, D.L. (1971): Arctic Ocean Ice Cover and its Late Cenozoic History. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 82: 3313-3324.
- CLARK, D.L. (1982): Origin, Nature and World Climate Effect of Arctic Ocean Ice-Cover. - *Nature*, 300: 321-325.
- CLARK, D.L. (1990): Arctic Ocean Ice Cover; Geologic History and Climatic Significance.- In: Grantz, A., L. Johnson and J.F. Sweeney (Eds.): The Arctic Ocean Region. - *Geol.Soc.Am., The Geology of North America*, L, Boulder, Colorado: 53-62.
- CLARK, D.L. and A. HANSON (1983): Central Arctic Ocean Sediment Texture: Key to Ice Transport Mechanism. - In: B.F. Molina (Ed.): Glacial-Marine Sedimentation. - *Plenum Press*: 301-330.
- CLARKE, A.D. and K.J. NOONE (1985): Soot in the Arctic Icepack: A Cause for Perturbations in Radiative Transfer. - *Atmospheric Environment*, 19, 12: 2045-2053.
- CLAYTON, J.R., JR., E. REIMNITZ, J.R. PAYNE and E.W. KEMPEMA (1990): Effects of Advancing Freeze Fronts on Distributions of Fine Grained Sediment Particles in in Seawater - and Freshwater - Slush Ice Slurries. - *J.Sed.Petr.*, 60, 1: 145-151.
- CLEVE, P.T. (1883): Diatoms, Collected During the Expedition of the 'Vega'. - *Vega Expeditions vetnskapliga iakttagelser III*.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976): The Surface of the Ice-Age Earth. - *Science*, 191: 1131-1137.



- COACHMAN, L.K. and K. AAGAARD (1988): Transports Through Bering Strait: Annual and Interannual Variability. - *J.Geophys.Res.*, 93: 15535-15539.
- CODISPOTI, L.A. and F.A. RICHARDS (1968): Micronutrient Distributions in the East-Siberian and Laptev Sea During Summer 1963. - *Arctic*, 21, 2: 67-83.
- COLONY, R. (1989): 200 Fake Trajectories. - *Unpublished Paper*:
- COLONY, R. (1990): A Model for Random Transport due to Pack Ice Motion.- 22nd Intern.Liege Colloq.on Ocean Hydrodynamics; Ice Covered Seas and Ice Edges. - *Phys., Chem., and Biol. Processes and Interactions, Liege* : 1-8.
- COLONY, R. and A.S. THORNDIKE (1984): An Estimate of the Mean Field of Arctic Sea Ice Motion. - *J.Geophys.Res.*, 89, C6: 10623-10629.
- COLONY, R. and A.S. THORNDIKE (1985): Sea Ice Motion as a Drunckard's Walk. - *J.Geophys.Res.*, 90 , C1: 965-974.
- COX, G.F.N. and W.F.WEEKS (1974): Salinity Variations in Sea Ice. - *J.Glaciol.*, 13, 67: 109 120.
- CUSHMAN, J.A. (1948): Arctic Foraminifera. - *Cushman Lab. for Foraminiferal Res.*, 1, 1-4: 11-16.
- DANILOV, I.D. (1988): Problems of the Late Quaternary History of the Barents and the Kara Sea.- Quaternary Palaeoecology and Palaeogeography of Northern Seas. - *Collec. of Scientific Papers*: 63-75.
- DARBY, D.A., L.H. BURCKLE and D.L. CLARK (1974): Airborne Dust on the Arctic Pack Ice, its Composition and Fallout Rate. - *Earth Planet. Science Lett.*, 24: 166-172.
- DAYTON, P.K., G.A. ROBILLIARD and A.L. DE VRIES (1969): Anchor Ice Formation in McMurdo Sound, Antarctica, and its Biological Effects. - *Science*, 163: 273-274.
- DILLWYN, L.W. (1817): A Descriptive Catalogue of Recent Shells Arranged According to the Linnean Method, with Particular Attention to the Synonymy.- *Index.London*, 1: 580p.
- DOWDESWELL, J.A. (1982): Scanning Electron Micrographs of Quartz Sand Grains From Cold Environments Examined Using Fourier Shape Analysis. - *J.Sed.Petr.*, 52, 4: 1315-1323.
- DREWRY, D. (1986): Glacial Geological Processes. -*Edward Arnold*, London: 276.
- DRYGALSKI, E.V. (1897): Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. - *W. H. Kühl*, Berlin.
- DRYGALSKI, E.V. and F. MACHATSCHEK (1942): Gletscherkunde. - *Enzyklopädie der Erdkunde*, Franz Deuticke, Wien.
- DUNBAR, M. and W. WITTMAN (1963): Some Features of the Ice Movements in the Arctic Basin. - *Proceeding of the Arctic Basin Symposium*, Arctic Inst. of North America: 90-103.
- DUNKER, W.B. (1862): Beschreibung neuer Mollusken. - *Malakozoolog.Blätter*, 8: 35-45.
- DUNTON, K.H., E. REIMNITZ and S. SCHONBERG (1982): An Arctic Kelp Community in the Alaskan Beaufort Sea. - *Arctic*, 35, 4: 465-484.
- DUNTON, K.H. and S.V. SCHONBERG (1980): An Arctic Kelp Community in Steffanson Sound, Alaska: A Survey of the Flora and Fauna. - In: Environmental Assessment of the Alaskan Continental Shelf. - *Principal Investig.Rep.for the Year Ending March 31, 1979*, Boulder, Colorado: 49p.

- EDWARDS, M.B. (1980): Sandstone in Lower Cretaceous Helvetiafjellet Formation, Svalbard: Bearing on the Reservoir Potential of the Barents Shelf. - *Am.Assoc.Pet.Geol.Bull.*, 63, 12: 2193-2203.
- ELDHOLM, O. and 25 CO-AUTHORS (1986): Reflector Identified, Onset Seen. - *Geotimes*, 31: 12-25.
- ELDHOLM, O., J.I. FALEIDE and A.M. MYHRE (1987): Continent Ocean Transition at the Western Barents Sea/Svalbard Continental Margin. - *Geology*, 15: 1118-1122.
- ELVERHØI, A., S. PFIRMAN, A. SOLHEIM and B.B. LARSEN (1989): Glaciomarine Sedimentation in Epicontinental Seas Exemplified by the Northern Barents Sea. - *Mar.Geol.*, 85: 225-250.
- ENGLBRETSON, R.E. (1989): Fram Strait Flux Calculations and Associated Arctic Ice Conditions. - *Geo.J.*, 18.1: 61-67.
- FEDYAKOV, V.V. and A.D. NAUMOV (1989): Marine Bivalvia of the Arctic Ocean. - In: Y. Herman (Ed.): *The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology*. - *Van Nostrand Reinhold, New York*: 303-324.
- FEYLLING-HANSEN, R. (1964): Foraminifera in Late Quaternary Deposits from the Oslofjord Area. - *Norges Geologiske Undersøkelse*, 225: 383p.
- FOLDVIK, A., K. AAGAARD and T. TØRRESEN (1988): On the Velocity Field of the East Greenland Current. - *Deep-Sea Res.*, 35, 8: 1335-1354.
- FOLK, R.L. (1962): Spectral Subdivision of Limestone Types. - In: Ham, W.E. (Ed.): *Classification of Carbonate Rocks*. - *Amer.Assoc.Petrol.Memoir.*, 1: 62-84.
- FOLK, R.L. and W. WARD (1957): Brazos River bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. - *J.Sediment.Petrol.*, 27: 3-26.
- FORSBERG, C.F. (1987): The Late Weichselian-Holocene Transition in the Barents Sea: Sedimentological and Early Diagenetic Studies. - *Polar Res.*, 5 n.s.: 289-290.
- FÜCHTBAUER, H. (Ed.) (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. - *Nägele u. Obermiller*, Stuttgart: 1141p.
- FÜTTERER, D. (1980): Sedimentation am NW-afrikanischen Kontinentalrand: Quantitative Zusammensetzung und Verteilung der Siltfraktion in den Oberflächensedimenten. - *"Meteor" Forsch. Ergebnisse*, C, 33: 15-16.
- GARRISON, D.L., S.F. ACKLEY and K.R. BUCK (1983): A Physical Mechanism for Establishing Algal Populations in Frazil Ice - *Nature*, 306: 363-365.
- GIERLOFF-EMDEN, H.G. (1982): *Das Eis des Meeres*. - *Walter de Gruyter*, Berlin: 767-940.
- GILBERT, R. (1989): Rafting in Glaciomarine Environments. - *Marine Studies Group Meeting: London March 1989*, Abstr.
- GOLDSCHMIDT, P., S. PFIRMAN, I. WOLLENBURG and R. HENRICH (in Vorb.): origin of Mudclasts from the Arctic Seafloor. - 25p.
- GOLDSTEIN, R.H. (1983): Stratigraphy and Sedimentology of Ice-Rafted and Turbidite Sediment, Canada Basin, Arctic Ocean. - In: B.F. Molnia (Ed.): *Glacial-Marine Sedimentation*. - *Plenum Press*: 367-400.
- GORBUNOV, Y.A., I.Y. KULKANOV and S.M. LOSEV (1986): The Study of Ice Movements in the Arctic Ocean Using FGGE Automatic Buoys. - In: A.F. Treshnikov (Ed.): *Problems of the Arctic and Antarctic*. - *Nat. Science Found.*, Washington D.C., 62: 96-103.

- GORDIENKO, P.A. and A.F. LAKTIONOV (1969): Circulation and Physics of the Arctic Basin Waters. - In: Annals of the International Geophysical Year. - *Oceanography*, 46, Pergamon, New York: 94-112.
- GORSHKOV, S.G. (Ed.) (1980): World Ocean Atlas, Vol. 3, Arctic Ocean. - *Pergamon Press*: 184p.
- GOW, A.J. and W.B. TUCKER, III (1990): Sea Ice in the Polar Regions. - In: W.O. Smith, JR. (Ed.): Polar Oceanography, Part A: Physical Science. - *Academic Press*: 47-122.
- GRAN, H.H. (1904): Diatomaceæ From the Ice-Floes and Plankton of the Arctic Ocean. - In: F. Nansen (Ed.): The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. - *Scientific Results*, 4, 11, Oslo.
- GRAY, J.E. (1824): Shells. In Supplement to the Appendix to Captain Parry's First Voyage for the Discovery of a North West Passage in the Year 1819-20. *Nat.Hist.* 10: 240-246.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am Antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. - *Rep.on Polar Res.*, 27: 121 p.
- HÄGGBLUM, A. (1982): Driftwood in Svalbard as an Indicator of Sea Ice. - *Geogr.Ann.*, 64, A: 81-94.
- HALE, P.B. (1990): Offshore Hard Minerals.- In: Grantz, A., L. Johnson and J.F. Sweeney (Eds.): The Arctic Ocean Region. - *Geol.Soc.Am.*, *The Geology of North America*, L, Boulder, Colorado: 551-565.
- HEBBELN, D. and G. WEFER (1990): Sedimentation in the Fram Strait: Effects of Ice Coverage and Ice Rafted Material. - *EOS Trans.*, 71, 43: Abstr.
- HEINTZENBERG, J. (1987): Chemically Resolved Submicrometric Size Distribution and External Mixing of the Arctic Haze Aerosols. - *Tellus*, 39B: 374-382.
- HIBLER, W.D., III. (1979): A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Modell. - *J. of Phys. Oceanogr.*, 9: 815-846.
- HIBLER, W.D., III. (1986): Ice Dynamics. - In: N. Untersteiner (Ed.): The Geophysics of Sea Ice, Chapter 9. - *NATO ASI Series*, B 146: 577-640.
- HIBLER, W.D. III. (1989): Arctic Ice- Ocean Dynamics. - In: Y. Herman (Ed.): The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology. - *Van Nostrand Reinhold*, New York: 47-92.
- HIGUCHI, K. and A. NAGOSHI (1977): Effect of Particulate Matter in Snow Layers on the Albedo of Perennial Snow Patches. - In: Isotopes and Impurities in Snow and Ice. - *Proc.IUGG Symp.*, 118, Grenoble, IASH-AISH Publ.: 95-97.
- HODEL, K.L., E. REIMNITZ and P.W. BARNES (1988): Microtextures of Quartz Grains From Modern Terrestrial and Subaqueous Environments, North Slope of Alaska. - *J.Sed.Petr.*, 58, 1: 24-32.
- HÖGLUND, H. (1947): Foraminifera in the Gullmar Fjord and the Skagerak. - *N. von Hofsteinoch S. Hörstadius Zoologiska Bidrag fran Uppsala*, 24: 328p.
- HOINKES, H. (1956): Die Bedeutung des aufgefrorenen Eises (Superimposed Ice) für die Entstehung von Kryokonitlöchern. - *Zeitschr. f.Gletscherkde.*, 3: 305-312.
- HOLMES, M.L. (1967): Late Pleistocene and Holocene History of the Laptev Sea. - *Univ. of Washington* (unpubl. Master-Thesis): 98p.
- HOLMES, M.L. and J.S. CREAGER (1974): Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf. - In: Y. Herman (Ed.): Marine Geology and Oceanography of the Arctic-Seas. - *Springer-Verlag*, Heidelberg: 211-229.

- HONJO, S. (1989): Particles Fluxes and Modern Sedimentation in the Polar Oceans. - In: W.O. Smith, Jr. (Ed.): Polar Oceanography - Part B. - *Academic Press*: 687-734.
- HONJO, S., S.J. MANGANINI and G. WEFER (1988): Annual Particle Flux and a Winter Outburst of Sedimentation in the Northern Norwegian Sea. - *Deep-Sea Res.*, 35, 8: 1223-1234.
- HORNER, R.A. (1985): Sea Ice Biota. - *CRC Press*, Boca Raton, Florida: 240p.
- HORNER, R.A. (1989): Arctic Sea Ice Biota. - In: Y. Herman (Ed.): The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology. - *Van Nostrand Reinhold*, New York: 47-92.
- HSIAO, S.I.C. (1980): Quantitative Composition, Distribution, Community Structure, and Standing Stock of Sea Ice Microalgae in the Canadian Arctic. - *Arctic*, 33: 768-793.
- HÜBENTHAL, R. (1984): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen an feinkörnigen Sedimenten. - Teil 2: Vergleich von Korngrößenanalysenmethoden im Feinkornbereich. - *Diplomarbeit*, Christian-Albrechts-Univ. Kiel: 97-173.
- JONES, G.A. and L.D. KEIGWIN (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for Early Deglaciation. - *Nature*, 336: 56-59.
- KEMPEMA, E.W. and E. REIMNITZ (1988): Frazil and Anchor Ice Interactions With Fine-Grained Sediment: Observations from Flume Studies. - *J.Geophys.Res.*: 31p.
- KEMPEMA, E.W., E. REIMNITZ and P.W. BARNES (1988): Salt-Water Anchor Ice Formation: Observations from the Alaskan Beaufort Sea and Flume. - *AGU'88, Fall Meeting, EOS Abstr.*
- KEMPEMA, E.W., E. REIMNITZ and P.W. BARNES (1989): Sea Ice Entrainment and Rafting in the Arctic. - *J.Sed.Petr.*, 59, 2: 308-317.
- KINDLE, E.M. (1909): Diatomaceous Dust on the Bering Sea Ice Floes. - *Am.J.Sci.*, 28: 175-179.
- KINDLE, E.M. (1924): Observations on Ice-Borne Sediments by the Canadian and Other Arctic Expeditions. - *Am.J.Sci.(5th Series)*, 7, 40, New Haven Conn., Johnson Repr.Co.: 251-286.
- KOCH, L. (1945): The East Greenland Ice. - *Meddelelser om Grønland*, 130, 3: 354p.
- KOERNER, R.M. (1973): The Mass Balance of the Sea Ice of the Arctic Ocean. - *J.Glaciol.*, 12, 65: 173-185.
- KOKSHIMA, S. (1989): Glaciological Importance of Microorganisms in the Surface Mud-Like Materials and Dirt Layer Particles of the Chonce Ice Cap and Gozha Glacier, West Kunlun Mountains, China. - *Bull.Glaciol.Res.*, 7: 59-65.
- KOOPMANN, B. (1981): Sedimentation von Saharastaub im subtropischen Nordatlantik während der letzten 25000 Jahre. - *"Meteor" Forsch.Ergebn.*, C, 35: 23-59.
- KRINSLEY, D.H. and J.C. DOORNKAMP (1973): Atlas of Quartz Sand Surface Textures. - *Cambridge Press*: 91p.
- KRINSLEY, D.H. and S.V. MARGOLIS (1971): Grain Surface Texture. - In: R.E. Craver (Ed.): Procedures in Sedimentary Petrology. - 151-180.
- KRUMBEIN, W.C. (1936): Application of Logarithmic Moments to Size Frequency Distributions of Sediments. - *J.Sediment.Petrol.*, 6: 35-47.
- KU, T.-L. and W.S. BROECKER (1967): Rates of Sedimentation in the Arctic Ocean.- In: M. Sears (Ed.): Progr.Oceanogr.4. - *Pergamon Press*: 95-104.
- KULIKOV, N.N. (1961): Sedimentation in the Kara Sea.- In: J.H. Kravitz (Ed.). - *U.S.Naval Oceanogr.Office Transl., Washington D.C.*: 437-447.

- LANGE, J. (1974): Geochemische Untersuchungen an Pelagischen Sedimenten des Atlantischen und Pazifischen Ozean (DSDP, LEG I-VII). - *Universität Göttingen*, (unveröffentlichte Doktorarbeit): 125 p.
- LANGE, M.A. (1987): Basic Properties of Antarctica Sea Ice as Revealed by Textural Analysis on Ice Cores. - *Symp.on Ice Core Anal.*, Bern: 1-17.
- LANGLEBEN, M.P. (1966): On the Factors Affecting the Rate of Ablation of Sea Ice. - *Canadian J.Earth Sciences*, 3: 431-439.
- LANGLEBEN, M.P. (1971): Albedo of Melting Sea Ice in the Southern Beaufort Sea. - *J.Glaciol.*, 10, 58: 101-104.
- LARSEN, B.B. (1987): En Sedimentologisk Undersøkelse av Partikulært Materiale i Havis i Framstredet, Arctis. - *Inst.Geol.Univ.Oslo* (unpubl. Master-Thesis): 148p.
- LARSEN, B.B., A. ELVERHØI and P. AAGAARD (1987): Study of Particulate Material in Sea Ice in the Fram Strait- a Contribution to Paleoclimatic Research?. - *Polar Res.*, 5, 3: 313-315.
- LECO CORPORATION (1988): Instruction Manual CS-125. - *LECO CORPORATION*, St. Joseph, Michigan, US: 168p.
- LEDLEY, T.S. and S.L. THOMPSON (1986): Potential Effect of Nuclear War Smokefall on Sea Ice. - *Climatic Change*, 8: 155-171.
- LINDHOLM, R. (1987): A Practical Approach to Sedimentology. - *Allen & Unwin*: 276p.
- LOEBLICH, A.R. and H. TAPPAN (1953): Studies of Arctic Foraminifera. - *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 121, 7: 150p.
- LOEBLICH, A.R. and H. TAPPAN (1968): Annotated Index to Genera, Subgenera and Supragenera Taxa of the Ciliate Order Tintinnida. - *J. Protozool.*, 15, 1: 185-192.
- LOEBLICH, A.R. (1988): Foraminifera Genera and their Classification: 1181p.
- LOSEV, S.M. Y.A. GORBUNOV and I.Y. KULAKOV (1987): Some Peculiarities of Sea Ice Movements in the Arctic Basin Based on Data from FYE Automatic Buoys. - *Pol.and Geogr.and Geol.*, 11: 149-161.
- LUBINSKY, I. (1980): Marine Bivalve Molluscs of the Canadian Central and Eastern Arctic: Faunal Composition and Zoogeography. - *Can.Bull.Fish.Aquat.Science*, 207: 111p.
- MARGOLIS, S. and D.H. KRINSLEY (1974): Processes of Formation and Environmental Occurrence of Microfeatures on Detrital Grains. - *Am.J.Sci.*, 274: 449-464.
- MAYKUT, G.A. (1982): Large-Scale Heat Exchange and Ice Production in the Central Arctic. - *J.Geophys.Res.*, 87, C10: 7971-7984.
- MAYKUT, G.A. (1985): The Ice Environment.- In: R.A. Horner (Ed.): *Sea Ice Biota*. - *CRC Press*: 22-79.
- MAYKUT, G.A. and N. UNTERSTEINER (1971): Some Results from a Time Dependent, Thermodynamic Model of Sea Ice. - *J. Geophys. Res.* 76: 1550-1575.
- MAZZULLO, J. and S. MAGENHEIMER (1987): The Original Shapes of Quartz and Grains. - *J.Sed.Petr.*, 57, 3: 479-487.
- McLAREN, A.S., M.C. SERREZE and R.G. BARRY (1987): Seasonal Variations of Sea Ice Motion in the Canada Basin and Their Implications. - *Geophys.Res.Lett.*, 14: 1123-1126.
- McMANUS, J. (1988): Grain Size Determination and Interpretation.- In: M. Tucker (Ed.): *Technics in Sedimentology*. - *Blackwell Scientific Publications*: 63-85.

- MEL'NIKOV, I.A. (1989): Ecology of Arctic Ocean Cryopelagic Fauna. - In: Y. Herman (Ed.): The Arctic Seas - Climatology, Oceanography, Geology and Biology. - *Van Nostrand Reinhold, New York*: 235-256.
- MICKLIN, P.P. (1971): Soviet Plans to Reserve the Flood of River-the Kama-Vycheгда-Pechora-Projekt.- In: Th. Detweyler (Ed.): Man's Impact on Environment. - *Mac-Graw-Hill, New York*: 302-318.
- MICKLIN, P.P. (1981): A Preliminary Systems Analysis of Impacts of Proposed Soviet River Diversions on Arctic Sea Ice. - *Eos*, 62, 19: 489-493.
- MICROMERITICS (1978): Instructual Manual: Sedigraph Particle Size Analyzer. - 122p.
- MIDTTUN, L. (1985): Formation of Dense Bottom Water in the Beaufort Sea. - *Deep-Sea Res.*, 35, 10: 1233-1241.
- MIENERT, J., L. MAYER, G. JONES and J. KING (1990): Physical and Acoustic Properties of Arctic Ocean Deep-Sea Sediments: Paleoclimatic Implications. - In: U. Bleil and J. Thiede (Eds.): Geologic History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic. - *NATO ASI Series, C308*: 455-474.
- MILLMAN, J.D. and R.H. MEADE (1983): World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. - *J.Geol.*, 91, 1: 21.
- MINICUCCI, D.A. and D.L. CLARK (1983): A Late Cenozoic Stratigraphy for Glacial-Marine Sediments of the Eastern Alpha Cordillera, Central Arctic Ocean. - In: B.F. Molina (Ed.): Glacial-Marine Sedimentation. - *Plenum Press*: 331-365.
- MIZEX GROUP (1989): Mizex East 1987, Winter Marginal Ice Zone Program in the Fram Strait and Greenland Sea. - *EOS*, 70: 545.
- MORRIS, T.H. and D.L. CLARK (1986): Pleistocene Calcite Lysocline and Palaeocurrents of the Central Arctic Ocean and Their Palaeoclimatic Significance. - *Paleoceanogr.*, 1, 2: 181-195.
- MORRIS, T.H., CLARK, D.L. and S.M. BLASCO (1985): Sediments of the Lomonosov Ridge and Makharov Basin: A Pleistocene Stratigraphy for the North Pole. - *Geol.Soc.Amer.Bull.* 96: 901-910.
- MULLEN, R.E., DARBY, D.A. and D.L. CLARK (1972): Significance of Atmospheric Dust and Ice Rafting for Arctic Ocean Sediment. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 83, 1: 205-211.
- MUDIE, P.J. and S.M. BLASCO (1985): Lithostratigraphy of the Cesar Cores. - *Geol.Survey of Canada Paper*, 84, 22: 59-100.
- MYSACK, L.A. and D.K. MANAK (1989): Arctic Sea Ice Extent and Anomalies, 1953-1984. - *Atmosphere Ocean*, 27, 2: 376-405.
- NAIDU, A.S., J.S. CREAGER and T.C. MOWATT (1982): Clay Mineral Dispersal Patterns in the North Bering and Chukchi Seas. - *Mar.Geol.*, 47: 15p.
- NAIDU, A.S. and T.C. MOWATT (1983): Sources and Dispersal Patterns of Clay Minerals in Surface Sediments From the Continental Shelf Areas of Alaska. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 94, 7: 841-854
- NAIDU, A.S., T.C. MOWATT, D.B. HAWKINS and D.W. HOOD (1974): Clay Mineralogy and Geochemistry of Some Arctic Ocean Sediments: Significance on Paleoclimate Interpretation. - *Climate of the Arctic* : 59-67.
- NANSEN, F. (1897): Farthest North. - *Archibald Constable and Co., Whitehall Gardens.*
- NANSEN, F.(1904): The Bathymetrical Features of the North Polar Basin. - In: F. Nansen (Ed.): The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. - *Scientific Results*, 3, 9, Longmans, Green and Co., London: 427p.

- NANSEN, F. (1906): Protozoa on the Ice-Floes of the North Polar Sea. - In F. Nansen (Ed.): The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. - *Scientific Results*, 5, 16, Longmans, Green and Co., London: 22p.
- NAUGLER, F.P. (1967): Recent Sediments of the East Siberian Sea. - *Univ. of Washington* (unpubl. Master-Thesis): 71p.
- NAUGLER, F.P., N. SILVERBERG and J.S. CREAGER (1974): Recent Sediments of the East Siberian Sea. - In: Y. Herman (Ed.): *Marine Geology and Oceanography of the Arctic-Seas*. - Springer-Verlag, Heidelberg: 191-210.
- NORDENSKIÖLD, A.E. (1870): Redegörelse för en Expedition till Grönland år 1870. - *Öfv. af kgl. Vetensk.-Akad.*, 10.
- OSTERKAMP, T.E. and J.P. GOSINK (1984): Observations and Analyses of Sediment-Laden Sea Ice. - In: P.W. Barnes, D.M. Schell and E. Reimnitz (Eds.): *The Alaskan Beaufort Sea, Ecosystems and Environments*. - Academic Press, Inc.: 73-93.
- OVENSHINE, A.T. (1970): Observations of Iceberg Rafting in Glacier Bay, Alaska, and the Identification of Ancient Ice-Rafted Deposits. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81: 891-894.
- OVERGAARD, S., P. WADHAMS and M. LEPPÄRANTA (1983): Ice Properties in the Greenland and Barents Sea During Summer. - *J. Glaciol.*, 29, 101: 142-164.
- PARKINSON, C.L., J.C. COMISO, H.J. ZWALY, D.J. CAVALLIERI, P. GLOERSEN, and W.J. CAMPBELL (1987): Arctic Sea Ice 1973-1976: Satellite Passive-Microwave Observations. - *NASA SP-485*, Washington, D.C.: 296p.
- PARKINSON, C.L. and W.W. KELLOG (1979): Arctic Sea Ice Decay Simulated for a CO<sub>2</sub>-Induced Temperature Rise. - *Climatic Change*, 2: 149-162.
- PELLETIER, B.R. (1975): Sediment Dispersal in the Southern Beaufort Sea. - *Beaufort Sea Techn. Rep.*, 25a: 80p.
- PEREIRA, C.P.G., and S.A. MACKO (1989): Sediments, Clay Mineralogy and Organic Geochemistry Results from the Canadian Archipelago: Holocene Glaciomarine Environments. - *Marine Studies Group Meeting: London March 1989*, Abstr.
- PERRY, R.K., FLEMING, H.S., WEBER, J.R., KRISTOFFERSEN, Y., HALL, J.K., GRANTZ, A., JOHNSON, J.L., CHERKIS, N.Z. and B. LARSEN (1986): Bathymetry of the Arctic Ocean. - *Nav. Res. Lab., Acoustics Div., and Geol. Soc. of Am.* (Kartenblatt).
- PFEFFER, P. (1952): Vergleichende Untersuchungen über die Vorbehandlung von Böden für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung unter Verwendung verschiedener Dispergierungsmittel sowie Schall- und Ultraschall-Einwirkung. - *Notizbl. Hess. Landesamt für Bodenforschung*, VI, 3: 294-306.
- PFIRMAN, S., J.-C. GASCARD, I. WOLLENBURG, P. MUDIE and A. ABELMANN (1989a): Particle-Laden Eurasian Arctic Sea Ice, July and August 1987. - *Polar Res.*, 7: 59-66.
- PFIRMAN, S., I. WOLLENBURG, J. THIEDE and M. A. LANGE (1989b): Lithogenic Sediment on Arctic Pack Ice: Potential Aeolian Flux and Contribution to Deep-Sea Sediments. - In: M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.): *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. - *NATO ASI Series*, C 282: 463-493.
- PFIRMAN, S., M.A. LANGE, I. WOLLENBURG and S. SCHLOSSER (1989c): Sea Ice Characteristic and the Role of Sediment Inclusions in Deep-Sea Deposition: Arctic-Antarctic Comparison. - In: U. Bleil and J. Thiede (Eds.): *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*. - *NATO ASI Series*, C 308: 187-212.

- PIPER, D.J.W. (1976): The Use of Ice Rafted Marine Sediments in Determining Glacial Conditions. - *Rev.Géogr.Montr.*, 30, 1-2: 207-212.
- POLARSTERN SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1988): Breakthrough in Arctic Deep-Sea Research: The R/V Polarstern Expedition 1987. - *EOS Trans.*, 69(25), 665: 676-678.
- POSER, H. (1933): Über Abschmelzformen auf dem ostgrönländischen Packeise und Landeise. - *Zeitschr.für Gletscherkunde*, 21: 20p.
- PYE, K. (1987): Aeolian Dust And Dust Deposits. - *Academic Press*, London: 334p.
- PYE, K. (1989): Processes of Fine Particle Formation, Dust Source Regions, and Climatic Changes. - In: M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.): *Paleoclimatology and Paleometeorology*. - *NATO ASI Series*, C 282: 3-30.
- RAHN, K.A. (1982): On the Causes, Characteristics and Potential Environmental Effects of Aerosol in the Arctic Atmosphere. - *i Rev.*: 163-195.
- REIMNITZ, E. and P.W. BARNES (1974): Sea Ice as a Geological Agent on the Beaufort Sea Shelf off Alaska. - In: J.C. Reed and J.E. Sater (Eds.): *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea*. - *Arctic Inst. of North America*, Arlington, Virginia: 301-351.
- REIMNITZ, E. and P.W. BARNES (1990): Barrier-Island Construction by Pack Ice. - *19th Arctic Workshop, Instaar, Univ.of Colorado*: 65-66.
- REIMNITZ, E., P.W. BARNES and E.W. KEMPEMA (1990): Polar Processes in "Calm" Ice Covered Waters - a Videomovie. - *19th Arctic Workshop, Instaar, Univ.of Colorado*: 67.
- REIMNITZ, E. and K.F. BRUDER (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. and E.W. KEMPEMA (1984): Pack Ice Interaction With Stamukhi Shoal, Beaufort Sea, Alaska. - In: P.W. Barnes, D.M. Schell and E. Reimnitz (Eds.): *The Alaskan Beaufort Sea*. - *Academic Press*: 159-184.
- REIMNITZ, E. and E.W. KEMPEMA (1987): Field Observations of Slush Ice Generated During Freeze-up in Arctic Coastal Waters. - *Mar.Geol.*, 77: 219-231.
- REIMNITZ, E. and E.W. KEMPEMA (1988): Ice Rafting: An Indication of Glaciation? - *J.Glaciol.*, 34, 117: 254-255.
- REIMNITZ, E., E.W. KEMPEMA and P.W. BARNES (1986): Anchor Ice and Bottom-Freezing in High-Lattitude Marine Sedimentary Environments: Observations from the Alaskan Beaufort Sea. - *U.S.Geol.Survey Open-File Rep.*, 86-298: 21p.
- REIMNITZ, E., E.W. KEMPEMA and P.W. BARNES (1987): Anchor Ice, Seabed Freezing and Sediment Dynamics. - *J.Geophys.Res.*, 80: 3821-3827.
- REIMNITZ, E., L. TOIMIL and P.W. BARNES (1978): Arctic Continental Shelf Morphology Related to Sea-Ice Zonation, Beaufort Sea, Alaska. - *Mar.Geol.*, 28: 179-210.
- RUDELS, B. (1989): The Formation of Polar Surface Water, the Ice Export and the Exchanges Through the Fram Strait. - *Progr.Oceanogr.*, 22: 205-248.
- SANDERSON, T.J.O. (1988): Ice Mechanics - Risks to Offshore Structures. - *Graham & Trotman*, London: 253p.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. - *"Meteor" Forsch. Ergebn.*, C, 5: 9-24.



- SARNTHEIN, M., G. TETZLAFF, G. KOOPMANN, K. WOLTER and U. PFLAUMANN (1981): Glacial and Interglacial Wind Regimes over the Eastern Subtropical Atlantic and North-West Africa. - *Nature*, 293: 193-196.
- SASSEVILLE, D.R. and F.E. ANDERSON (1976): Sedimentological Consequences of Winter Ice Cover on a Tidal Flat Environment, Great Bay, New Hampshire. - *Rev.Géogr.Montreal*, 30, 1-2: 87-93.
- SCHÜTZ, L. (1989): Atmospheric Mineral Dust - Properties and Source Markers. - In: M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.): *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport. - NATO ASI Series, C 282: 359-383.*
- SCHUMACHER, H.C.F. (1824): *Essai d'un nouveau Système des Habitations des Vers Testacés, Copenhagen: 287p.*
- SEMTNER, A.J., JR. (1987): A numerical study of sea ice and Ocean circulation in the Arctic. - *J.Phys.Oceanogr.*, 17: 1077-1099.
- SERREZE, M.C. and R.G. BARRY (1988): Synoptic Activity in the Arctic Basin, 1979-1985. - *Am.Met.Soc.*, 60, 12-9: 20p.
- SERREZE, M.C., R.G. BARRY and A.S. McLAREN (1990): Reversals of the Beaufort Gyre Sea Ice Circulation and Effects on Ice Concentration in the Canada Basin. - In: S.F. Ackley and W.F. Weeks (Eds.): *Sea Ice Properties and Processes. - CRREL Monogr.*, 90-1: 185-188.
- SETLOW, L.W. and R.P. KARPOVICH (1972): "Glacial" Micro-Textures on Quartz and Heavy Mineral Sand Grains From the Littoral Environment. - *J.Sed.Petr.*, 42, 4: 864-875.
- SHACKLETON, N.J., J. BACKMAN, H. ZIMMERMANN, D.V. KENT, M.A.HALL and OTHERS (1984): Oxygen Isotope Calibration of the Onset of Ice-Rafting and History of Glaciation in the North Atlantic Region. - *Nature*, 307: 620-623.
- SHARMA, G.D. (1979): The Alaskan Shelf - Hydrographic, Sedimentary, and Geochemical Environment. - *Springer-Verlag: 498p.*
- SHAW, G.E. (1984): Microparticle Size Spectrum of Arctic Haze. - *Geophys.Res.Lett.*, 11, 5: 409-412.
- SHEN, H.T. and N. ACKERMANN (1990): Wave-induced Sediment Enrichment in Coastal Ice Covers. - In: S.F. Ackley and W.F. Weeks (Eds.): *Sea Ice Properties and Processes. - Proc. of the W.F. Weeks Sea Ice Symp.*: 100-102.
- SILVERBERG, N. (1972): Sedimentology of the Surface Sediments of the East Siberian and Laptev Seas. - *Univ. of Washington (unpubl. Ph.D.-Thesis): 184p.*
- SINGER, J.K., J.B. ANDERSON, M.T. LEDBETTER, N. MCCAVE, K.P.N. JONES and R. WRIGHT (1988): An Assessment of Analytical Techniques for the Size Analysis of Fine-Grained Sediments. - *J.Sed.Petr.*, 58, 3: 534-543.
- SPINDLER, M. (1990): A Comparison of Arctic and Antarctic Sea Ice and the Effects of Different Properties on Sea Ice Biota. - In: Bleil and Thiede (Eds.): *Geological History of the Polar Oceans, Arctic versus Antarctic. - NATO ASI Series, C 308: 317-335.*
- STEFFENSEN, J.P. (1988): Analysis of the Seasonal Variations in Dust, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> in two Central Greenland Firn Cores. - *Ann.Glaciol.*, 10: 171-177.
- STEIN, R. (1985): Rapid Grain-Size Analysis of Clay and Silt Fraction by Sedigraph 5000 D: Comparison with Coulter Counter and Atterberg Methods. - *J.Sed.Petr.*, 55, 4: 590-593.
- STEINBÖCK, O. (1934): Über Kryokonitlöcher und ihre biologische Bedeutung. - *Zeitschr.für Gletscherkunde und Glaz.*, 24: 1-21.

- STEWART, H.B., Jr. (1958): Sedimentary Reflections on Depositional Environments in San Migue Lagoon, Baja California, Mexiko. - *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 42: 2567-2618.
- STOLL, S.J (1967): A Foraminiferal Study of the Kara Sea North 76 Degrees North Latitude. - *University of Wisconsin*, (unpubl. Master Thesis): 86.
- SUSLOV, S.P. (1961): Physical Geography of Asiatic Russia. - *San Francisco, W.H.Freeman and Co*: 594p.
- SVERDRUP, H.U. (1931): The Transport of Material by Pack-Ice. - *Geogr.J.*, 77: 399-400.
- SVERDRUP, H.U. (1938): Notes on Erosion by Drifting Snow and Transport of Solid Material by Sea Ice. - *Am.J.Sci.*, 35, 5: 370-373.
- SVERDRUP, H.U., M.W. JOHNSON and R.H. FLEMING (1942): The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology. - *New York*: 1087 p.
- SWIFT, D.J.P., J.R. SCHUBEL and R.W. SHELDON (1972): Size Analysis of Fine-Grained Suspended Sediments: A Review. - *J.Sed.Petr.*, 42, 1: 122-134.
- SYVITSKI, J.P.M. and J.W. MURRAY (1981): Particle Interaction in Fjord Suspended Sediment. - *Mar.Geol.*, 39: 215-242.
- TARR, R.S. (1897): The Arctic Sea Ice as a Geological Agent. - *Am.J.Sci, Fourth Series*, III, 15: 223-229.
- THIEDE, J. and SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1988): Scientific Cruise Report of Arctic Expedition Ark IV/3. - *Ber.Polarforschung*, 43: 237p.
- THORNDIKE, A.S. and R. COLONY (1982): Sea Ice Motion in Response to Geostrophic Winds. - *J.Geophys.Res.*, 87, C7: 5845-5852.
- TUREKIAN, K.K. and K.H. WEDEPOHL (1961): Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 72: 175-192.
- UNTERSTEINER, N. (1969): Sea Ice and Heat Budget. - *Arctic*, 22: 195-199.
- UNTERSTEINER, N. (1986): Glaciology - A Primer on Ice. - *Oceanus*, 29: 18-23.
- UNTERSTEINER, N. (1990): Structure and Dynamics of the Arctic Ocean Ice Cover. - In: Grant, A., L. Johnson and J.F. Sweeney (Eds.): The Arctic Ocean Region. - *Geol.Soc.Am., The Geology of North America*, L, Boulder, Colorado: 37-52.
- USACHEV, P.I. (1938): Biological Analysis of Ice-Floes. - *Comptes Rendus (Doklady) de l'Acad.d.Scis.de l'URSS XIX 8* : 645-647.
- US NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE (1958): Oceanographic Atlas of the Polar Seas, Part 2, Arctic. - *H.O. Publication*: 705.
- VINJE, T.E. (1977): Sea Ice Conditions in the European Sector of the Marginal Seas of the Arctic, 1966-1975. - *Norsk Polarinst. Årbok 1975* : 164-174.
- VINJE, T.E. (1982): The Drift Pattern of Sea Ice in the Arctic With Particular References to the Atlantic Approach.- In: Rey, L. and B. Stonehouse (Eds.): The Arctic Ocean. - Macmillan, London: 83-96.
- VINJE, T.E. (1985): Drift, Composition, Morphology and Distribution of Sea Ice Fields in the Barents Sea. - *Norsk Polarinst.Skr.*, 179C: 26.
- VINJE, T.E.(1987): Dynamics and Morphology of the Barents Sea Ice Fields. - *Norw.Pol.Res.Inst.*: 7p.
- VINJE, T.E. and Ø. FINNEKÅSA (1986): The Ice Transport Through the Fram Strait. - *Norsk Polarinst.Skr.*, 186: 39.
- VOWINCKEL, E. (1964): Ice Transport in the East Greenland Current and its Causes. - *Arctic*, 17, 2: 111-119.

- VOWINCKEL, E. and S. ORVIG (1970): The Climate of the Polar Basin. - In: S. Orvig (Ed.): Climates of the Polar Regions. - *World Survey of Climatology*, 14, Elsevier, Amsterdam: 129-252.
- WADHAMS, P. (1980): Ice Characteristics in the Seasonal Sea Ice Zone. - *Cold Regions Science and Technology*, 2: 37-87.
- WADHAMS, P. (1983a): Sea-Ice Thickness Distribution in Fram Strait. - *Nature*, 305: 108-111.
- WADHAMS, P. (1983b): Sea Ice Conditions in the Arctic Ocean. - *Pôle Nord*: 83-94.
- WADHAMS, P. (1986): The Seasonal Ice Zone. - In: N. Untersteiner (Ed.): The Geophysics of Sea Ice.- Chapter 14. - *NATO ASI Series*, 146: 825-989.
- WADHAMS, P. (1989): Sea-Ice Thickness Distribution in the Transpolar Drift Stream. - *Rapp.P.-V.Reun.Cons.Int.Explor.Mer.*, 188: 59-65.
- WAGNER, A. (1938): Zur Entstehung von Kryokonitlöchern. - *Zeitschr.für Gletscherkunde und Glaz.*, 26: 129-137.
- WALSH, J.E., W.D. HIBLER III. and B. ROSS (1985): Numerical Simulation of Northern Hemisphere Sea Ice Variability, 1951-1980.- *J.Geophys.Res.*, 90, C3: 4847-4865.
- WALSH, J.E. and C.M. JOHNSON (1979): Interannual Atmospheric Variability and Associated Fluctuations in Arctic Sea Ice Extend. - *J.Geophys.Res.*, 84: 6915-6928.
- WARREN, S.G. and W.J. WISCOMBE (1980): A Model for the Spectral Albedo of Snow II: Snow Containing Atmospheric Aerosols. - *J.Atmos.Sci.*, 37: 2734-2745.
- WEEKS, W.F. (1986): The Physical Properties of the Sea Ice Cover. - In B.G. Hurdle (Ed.): The Arctic Seas. - *Springer Verlag*, New York: 87-100.
- WEEKS, W.F. and A.J. GOW (1978): Preferred Crystal Orientations in the Fast Ice Along the Margins of the Arctic Ocean. - *J.Geophys.Res.*, 83: 5105-5121.
- WEEKS, W.F. and S.F. ACKLEY (1982): The Growth, Structure and Properties of Sea Ice. - *CRREL.Monogr.*, 82-1.
- WENTWORTH, C.K. (1922): A Scale of Grade and Class Terms for Classifying Sediments. - *J.Geol.*, 30: 377-392.
- WINDOM, H.L. (1969): Atmospheric Dust Records in Permanent Snowfields: Implication to Marine Sedimentation. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 80: 761-782.
- WOLLENBURG, I., S. PFIRMAN and M.A. LANGE (1990): Sediment in Eurasian Arctic Sea Ice.- In: S.F. Ackley and W.F. Weeks (Eds.): Sea Ice Properties and Processes. - *CRREL Monogr.*, 90-1: 102-106.
- ZACHAROV, V.F. (1976): Cooling of the Arctic and the Ice Cover of the Arctic Seas (Russian Text Transl. by Norsk Polar-instituttt). - *AANII, Trudy*, 37: 96p.
- ZANKE, U. (1977): Berechnung der Sinkgeschwindigkeiten von Sedimenten. - *Inst. für Wasserbau und Küsteningenieurwesen, TU Hannover*, Heft 46: 232-245.
- ZUBOV, N.N. (1945): Arctic Ice. - *Transl.by Naval Oceanogr.Off.and Am.Meteorol.Soc.(1963)*, San Diego, California: 491p.
- ZUBOV, N.N. (1945): Arctic Ice, Izdatel'stvo Glavsermorputi, Moscow. - *Transl.by Naval Oceanogr. Off.*, Bay St Louis, Miss.
- ZWALLY, H.J., C.L. Parkinson and J.C. Comiso (1983): Variability of Antarctic Sea Ice and Changes in Carbon Dioxide. - *Science*, 220, 4601: 1005-1012.

## ANHANG

### Karte 1:

Eurasischer Arktischer Ozean (Teilgebiet I), vom Schelfrand der Barentssee bis zum Nansen-Gakkel-Rücken (Kleiner Stern = eine und großer Stern = mehrere Oberflächenproben, Quadrat = Eiskern).

### Karte 2:

Framstraße (Teilgebiet II) von der grönländischen Küste (20°E) bis an die Westküste Spitzbergens (10°W) (Kleiner Stern = eine und großer Stern = mehrere Oberflächenproben, Quadrat = Eiskern).

### Karte 3:

Westlicher Teil der Barentssee (Teilgebiet III) von der Ostküste Svalbards bis 31°E (Kleiner Stern = eine und großer Stern = mehrere Oberflächenproben, Quadrat = Eiskern).

### Karte 4:

Ostsibirische See und Laptevsee (Gebiet IV). Die Sterne markieren Oberflächensedimentproben.

### Tabelle 1:

Sedimentologische Parameter der Eissedimente

### Tabelle 2:

Auszählergebnisse der Grobfraktionsanalyse

### Tabelle 3:

Korngrößenmessungen der Siltfraktion mit dem Lasergranulometer

### Tabelle 4:

Quarz/Feldspatverhältnis und Rundungsgrade der Quarzkörner

### Tabelle 5:

Prozentuale Anteile bestimmter Oberflächentexturklassen

### Tabelle 6:

Neben- und Spurenelementverteilung

### Tabelle 7:

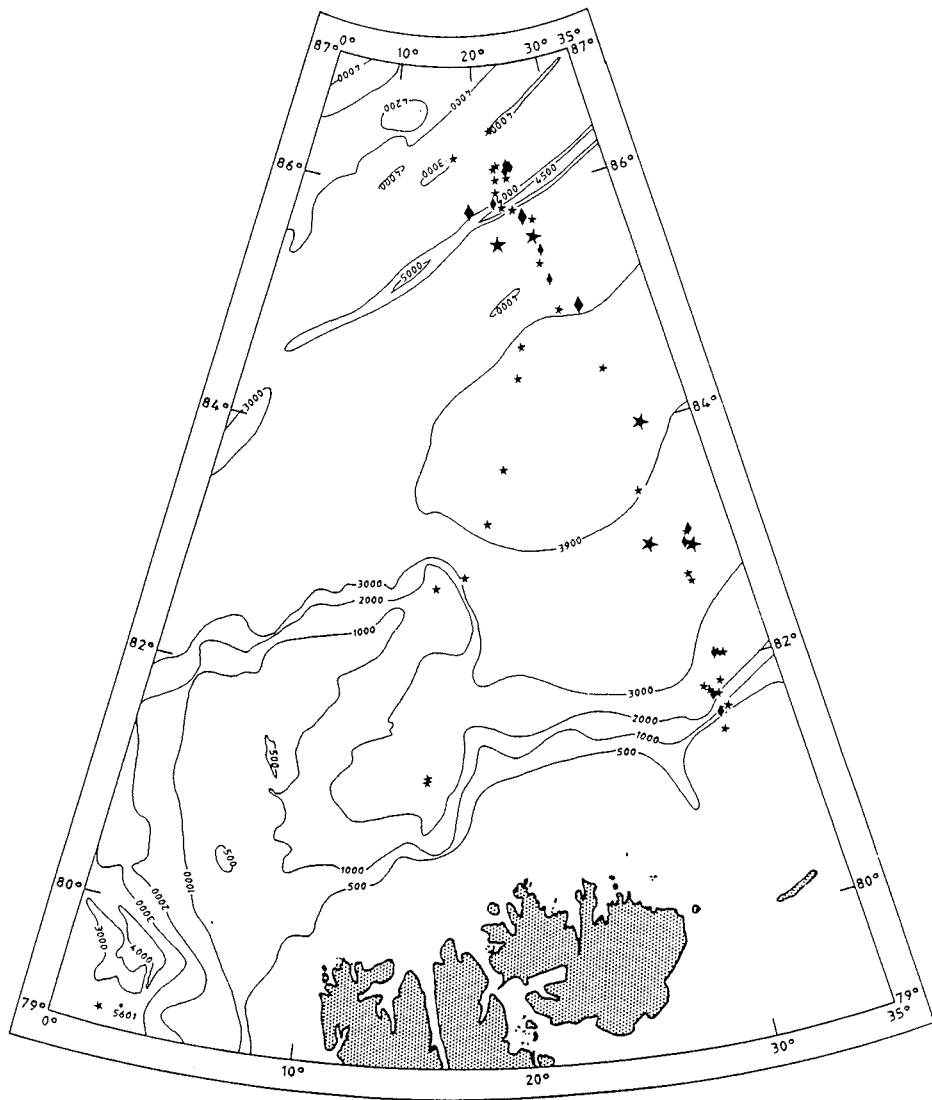
Partikelkonzentrationen in Eiskernen und pH-Werte nach dem Aufschmelzen.

### Tabelle 8:

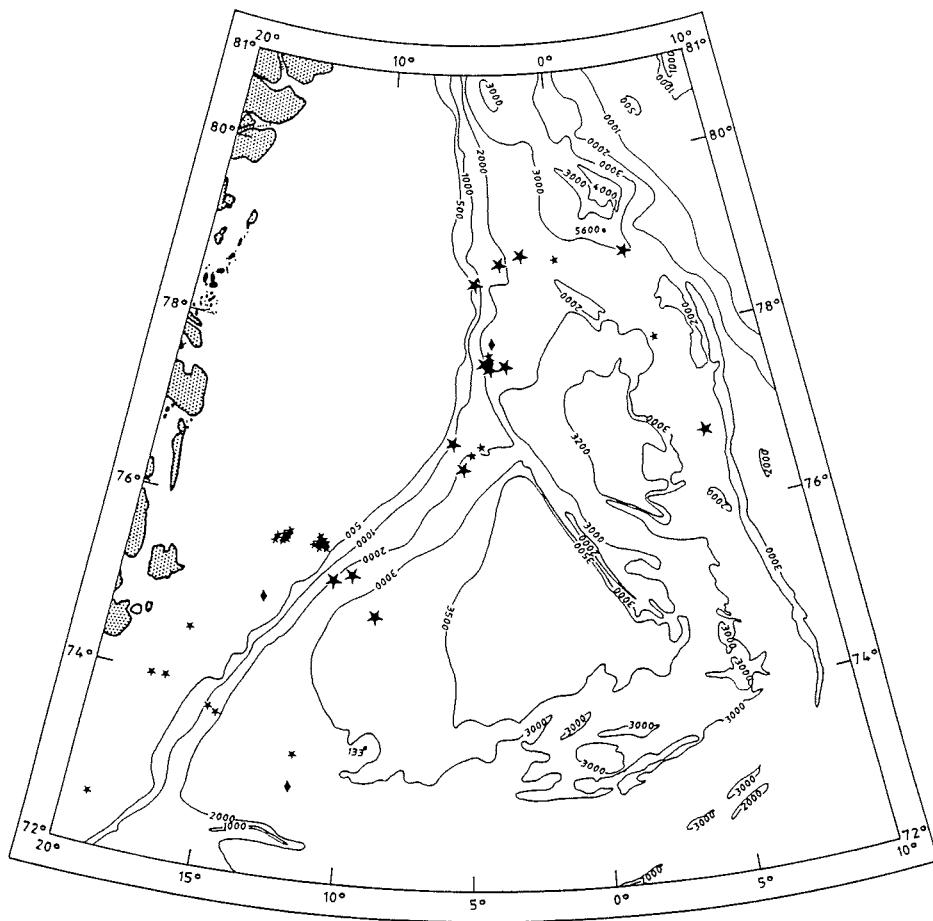
C<sub>org</sub>-, Karbonat und Schwefelgehalte

### Tabelle 9:

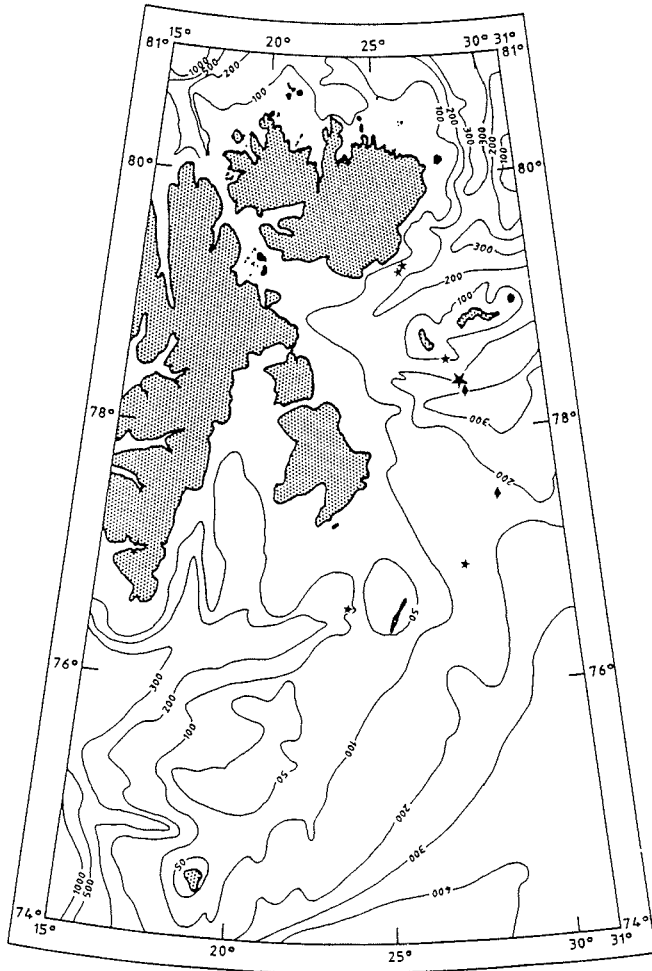
Berechnungsgrundlage der Sinkgeschwindigkeiten für unterschiedliche Partikelgrößen im Ostgönlandstrom.



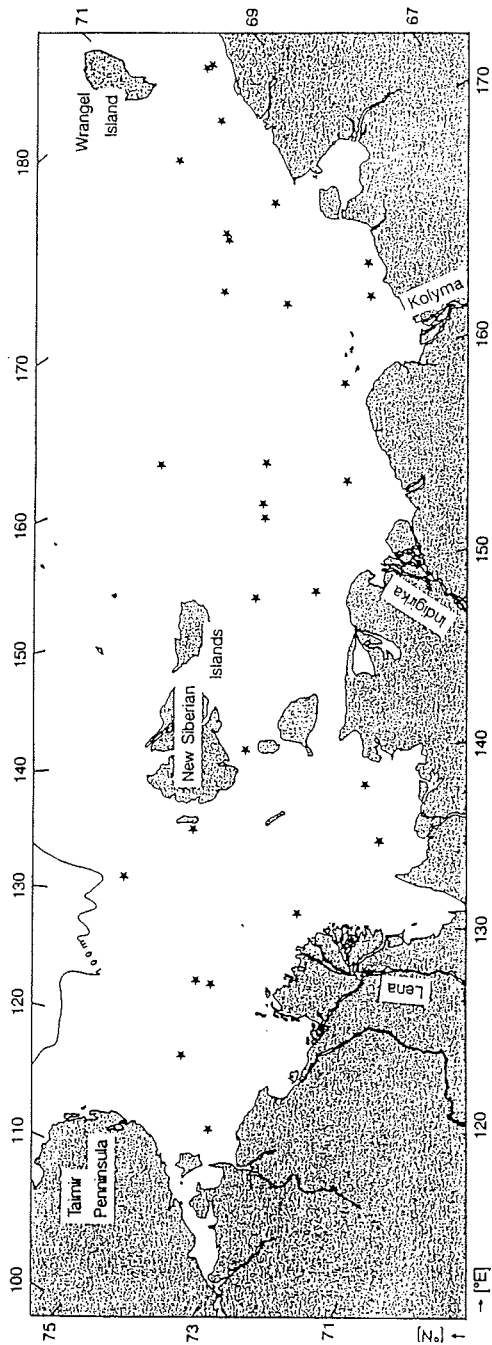
Anhang Karte 1: Eurasischer Arktischer Ozean (Teilgebiet I), vom Schelfrand der Barentssee bis zum Nansen-Gakkel-Rücken (Kleiner Stern = eine Oberflächenprobe, großer Stern = mehrere Oberflächenproben, Quadrat = Eiskern).



Anhang Karte 2: Framstraße (Teilgebiet II) von der grönländischen Küste (20° E) bis an die Westküste Spitzbergens (10° W) (Kleiner Stern = eine Oberflächenprobe, großer Stern = mehrere Oberflächenproben, Quadrat = Eiskern).



Anhang Karte 3: Westlicher Teil der Barentssee (Teilgebiet III) von der Ostküste Svalbards bis 31° E (Kleiner Stern = eine Oberflächenprobe, großer Stern = mehrere Oberflächenproben, Quadrat = Eiskern).



Anhang Karte 4: Ostsibirische See und Laptevsee (Gebiet IV). Die Sterne markieren Oberflächensedimentproben.



001.)	86	11	N	22	05	E	04.08.87	17:15
002.)	86	10.18	N	22	02.24	E	05.08.87	DISP.
003.)	86	09.99	N	22	04.51	E	05.08.87	FOTO/BEOB.
004.)	86	09.33	N	22	03.08	E	371	04.08.87
006.)	86	08.00	N	23	07.10	E	372	06.08.87
007.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	372	SURF.
008.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	372	LÖCHER
009.)	86	06.60	N	22	01.60	E	371	1.LO.
010.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	371	2.LO.
011.)	86	04.80	N	21	59.20	E	371	03.08.87
012.)	85	55.71	N	22	46.27	E	370	MATR.2
013.)	85	53.90	N	22	45.00	E	370	31.07.87
014.)	85	49.22	N	24	41.96	E	368a	43 211 11(0-3)
015.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	368a	43 211 11(3-5.5)
016.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	368a	43 211 11(63.5-70)
017.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	368b	43 211 12(0-6)
018.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	368b	43 211 12(93-103)
019.)	85	49.20	N	24	21.30	E	368	30.07.87 12:30
020.)	85	47.00	N	21	40.80	E	374	09.08.87 20:59
021.)	85	41.20	N	26	30.20	E		29.07.87 12:10
022.)	85	29.63	N	24	59.46	E	365	28.07.87
023.)	85	22	N	21	23	E	376	11.08.87
024.)	85	04.10	N	29	16.00	E	362	26.07.87
025.)	85	02.28	N	28	34.51	E	362a	43 208 11(0-9)
026.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	362a	43 208 11(9-19)
027.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	362b	43 208 12(0-5)
028.)	84	33.27	N	21	49.02	E	379	12.08.87 13:00
029.)	84	27.00	N	29	44.16	E	359	23.07.87
030.)	84	26.70	N	29	55.69	E	359	24.07.87 19:53
031.)	84	23.93	N	30	02.06	E		23.07.87
032.)	84	01.50	N	30	34.10	E	358-2	
033.)	84	01.28	N	30	36.01	E	358	100T
034.)	83	58.44	N	29	52.79	E	358c	
035.)	83	50.98	N	20	17.50	E	381	13.08.87 11:00
036.)	83	28.87	N	29	54.27	E	350	19.07.87
037.)	83	22.60	N	19	57.20	E	382	14.08.87
038.)	82	59.62	N	32	00.31	E	340	12-15
039.)	82	57.00	N	32	09.10	E		18.07.87 5340
040.)	82	56.49	N	32	09.28	E	340-2	
041.)	82	56.40	N	32	10.60	E	340	18.07.87
042.)	82	48.10	N	16	00.95	E	396	15.08.87 11:30
043.)	82	43.59	N	31	59.15	E	USA1	
044.)	82	17.25	N	32	06.77	E		15.07.87 SNOW FOTOS
045.)	82	09.20	N	31	54.20	E	310	SURF.
046.)	82	00.50	N	32	19.10	E	310	HELI.
047.)	81	48.06	N	31	33.38	E	296	12.07.87
048.)	81	47.40	N	31	30.10	E		13.07.87 21:00
049.)	81	34.55	N	31	38.10	E	280	
050.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	287-2	
051.)	80	16.80	N	28	36.40	E	AR61	131 11
052.)	-"	-"	-"	-"	-"	-"	AR61	131 22

053.)	79	39.50	N	26	44.30	E	AR61	130	31	
054.)	79	06.30	N	02	24.90	E	425	19.08.87		FL.PT.
055.)		"	"		"	"	425	19.08.87		FL.PT.VIDEO
056.)	79	03.10	N	02	24.80	W		28.06.88	10:42	A1-A
057.)		"	"		"	"		28.06.88	10:42	A2
058.)		"	"		"	"		28.06.88	11:08	C
059.)	79	02	N	07	43	E	426	20.08.87		FL.PT.END
060.)	78	59.12	N	00	01.38	W		27.06.88	19:20	A SURF.
061.)		"	"		"	"		27.06.88	19:27	B
062.)	78	58.70	N	03	35.60	W		28.06.88	17:13	C
063.)	78	45.20	N	05	00.70	W		29.06.88	10:00	E
064.)		"	"		"	"		29.06.88	08:45	B
065.)		"	"		"	"		29.06.88	08:30	A
066.)	78	32.50	N	27	32.40	E	AR61	126	12	
067.)	78	24.50	N	01	03.50	E		13/140		
068.)	78	23.74	N	28	12.44	E	AR61	122	21	(46-50)
069.)		"	"		"	"	AR61	122	22	
070.)		"	"		"	"	AR61	122	23	
071.)		"	"		"	"	AR61	122	24	
072.)		"	"		"	"	AR61	122	25	
073.)		"	"		"	"	AR61	122	26	
074.)	78	01.32	N	04	16.24	W	AR62	152	41	
075.)	77	58.50	N	04	48.20	W		24.06.88	02:25	D
076.)	77	55.30	N	04	10.95	W		24.06.88	04:36	A
077.)		"	"		"	"		24.06.88	04:48	B
078.)	77	52.08	N	02	48.93	W		24.06.88	10:36	B
079.)	77	48.67	N	01	09.77	W	AR61	151	11	
080.)		"	"		"	"	AR62	151	11	
081.)	77	15	N	29	22	E	AR61	119	21	
082.)	77	04	N	27	59	E	AR61	118	21	
083.)	76	55.00	N	06	00.70	W		22.06.88	17:56	B
084.)	76	46	N	24	47	E	AR61	117	32	
085.)		"	"		"	"	AR61	117	41	
086.)		"	"		"	"	AR61	117	43	
087.)	76	45.81	N	24	46.30	E	AR61	117	18	
088.)	76	42.50	N	05	30.00	E		22.06.88	13:06	A
089.)		"	"		"	"		22.06.88	13:41	D
090.)	76	42	N	131	35	E	LA	NW142		
091.)	75	47.20	N	12	07.50	W		26.07.88		A7
092.)	75	46.80	N	12	05.00	W		26.07.88		A6
093.)	75	46.50	N	12	03.10	W		26.07.88		A5
094.)	75	46.20	N	12	01.10	W		26.07.88		A4
095.)	75	45.89	N	13	16.34	W		27.07.88	09:30	A1
096.)	75	45.70	N	11	56.20	W		26.07.88		A2
097.)	75	45.50	N	11	54.70	W		26.07.88		A1
098.)	75	45.27	N	13	15.53	W		27.07.88	09:41	A2
099.)	75	44.82	N	13	15.22	W		27.07.88	09:50	A3
100.)	75	43.87	N	13	14.92	W		27.07.88	10:00	A4
101.)	75	42.84	N	13	15.49	W		27.07.88	10:10	A5
102.)	75	41.99	N	13	16.73	W		27.07.88	10:20	A6
103.)	75	28.50	N	134	37	E	LA	NW137		

104.)	75	26.90	N	10	47.30	W		19.06.88	11:25	SU
105.)	75	26	N	124	25	E	LA	NW158		
106.)	75	20	N	129	47	E	LA	NW147		
107.)	75	11	N	124	20	E	LA	NW157		
108.)	75	06	N	119	10	E	LA	NW168		
109.)	74	59.90	N	09	00.80	W		18.06.88	1.2nM	3
110.)	74	50	N	05	00	W		17.06.88	15:00	B
111.)	74	37	N	160	00	E	ESS	BI10		
112.)	74	30	N	140	26	E	ESS	NW97		
113.)	74	29.50	N	114	55	E	LA	NW178		
114.)	74	29.15	N	17	23.39	W		12.07.88	SURF.	
115.)	74	00.34	N	17	56.14	W		13.07.88	B PICT.	
116.)	-"	-"		-"	-"			13.07.88	OFF1	
117.)	-"	-"		-"	-"			13.07.88	OFF2	
118.)	73	50.40	N	15	05.30	W	AR62	143	22	
119.)	-"	-"		-"	-"		AR62	143	21	
120.)	-"	-"		-"	-"		AR62	143	31	
121.)	73	50	N	149	50	E	ESS	NW85		
122.)	73	44.50	N	14	52.90	W	AR62	143	11	
123.)	73	26	N	130	30	E	LA	NW196		
124.)	73	22.60	N	11	58.90	W	AR62	142	11	
125.)	73	18.20	N	154	40	E	ESS	BI4		
126.)	73	15	N	155	24		ESS	NW81		
127.)	72	56	N	157	30	E	ESS	BI15		
128.)	72	50	N	149	38	E	ESS	NW89		
129.)	72	33.11	N	19	14.85	W		14.07.88	10:00	
130.)	72	30	N	137	40	E	LA	NW107		
131.)	72	15	N	134	25	E	LA	NW112		
132.)	72	15	N	167	30	E	ESS	BI26		
133.)	71	45	N	155	02	E	ESS	NW74		
134.)	71	35	N	170	00	E	ESS	BI39		
135.)	71	34	N	170	00	E	ESS	NW51		
136.)	71	25	N	174	57	E	ESS	NW50		
137.)	71	20	N	165	00	E	ESS	BI23		
138.)	71	10	N	159	57	E	ESS	NW64		
139.)	71	07	N	177	30	E	ESS	BI52		
140.)	70	39	N	170	00	E	ESS	BI36		
141.)	70	27	N	175	00	E	ESS	BI46		
142.)	70	06	N	163	30	E	ESS	BI57		
143.)	70	00	N	177	30	E	ESS	BI55		
144.)	69	50.50	N	165	01	E	ESS	NW56		

Eiskerne

01.)	86	07.80	N	23	09.74	E	AR43	218	12
02.)	86	08.28	N	22	05.56	E	AR43	216	11
03.)	86	04.78	N	21	59.24	E	AR43	215	11
04.)	85	55.46	N	22	46.65	E	AR43	212	13
05.)	85	49.22	N	24	41.96	E	AR43	211	12
06.)		-"-			-"-		AR43	211	11
07.)	85	29.63	N	24	59.46	E	AR43	209	12
08.)	85	22.19	N	26	06.76	E	AR43	208	22
09.)	85	02.28	N	28	34.51	E	AR43	208	12
10.)		-"-			-"-		AR43	208	11
11.)	82	56.49	N	32	09.28	E	AR43	199	12
12.)	82	59.62	N	32	00.31	E	AR43	198	11
13.)	82	04.65	N	32	02.85	E	AR43	194	11
14.)	81	41.09	N	31	08.29	E	AR43	191	12
15.)	81	34.55	N	31	38.10	E	AR43	190	11
16.)	78	21.90	N	28	20.40	E	AR61	122	21
17.)	78	03.30	N	04	31.77	W	AR62	152	51
18.)	77	15.00	N	29	22.00	E	AR61	119	23
19.)	74	30	N	13	30	W	AR62	145	11
20.)	73	22.60	N	11	58.90	W	AR62	142	11

Anhang Tabelle: 1

Station	Latitude	Longitude	Sand	Silt	Clay	Silt/Clay	Sand/Clay	Median	Mean	Skewness	Kurtosis	C-org	CaCO3	Sulfur	Heavy	Smectite	Illite	Chlorite	Kaolinite	
	'N	'E	wt%	wt%	wt%							wt%	wt%	wt%	wt%	Peak area	Peak area	Peak area	Peak area	
4.8.87 17-15	86.1833	22.0833	0.23	80.45	39.32	1.54	0.00	6.16	6.5	1.18	0.4	0.6	3.01	0.13	3.35	16.00	46.00	19.00	19.00	
5.8.87 DISP.	86.1894	22.0357	0.36	58.20	41.40	1.41	0.00									17.00	48.00	17.00	18.00	
5.8.87 FOTO/BB08	86.1599	22.0717	2.45	49.09	48.46	1.01	0.03	7.82	7.55	0.95	-0.14	0.84	1.66		2.36	18.00	46.00	17.00	20.00	
371 4.8.87	86.1533	22.0908	0.07	53.10	46.83	1.13	0.00	7.83	7.74	0.8	-0.24	0.99			2.27	24.00	45.00	11.00	20.00	
372 6.8.87	86.1333	23.1176	0.21	56.49	43.30	1.30	0.00	7.82	7.46	1.05	-0.24	0.81	3.00	0.16	2.51	14.00	51.00	13.00	23.00	
372 SURP.	86.1333	23.1176	0.20	57.70	42.10	1.37	0.00	7.64	7.49	0.98	-0.29	0.92	2.26	0.68	0.13	2.06				
372 LOBCHER	86.1333	23.1176	0.34	50.66	49.00	1.03	0.00	7.64	7.52	0.9	-0.22	0.88			1.29					
371 1.1.08	86.1060	22.0226	0.60	44.70	54.70	0.82	0.01	7.8	7.66	0.93	-0.27	0.95				31.00	40.00	13.00	17.00	
371 2.1.08	86.1060	22.0226	0.30	55.00	44.70	1.23	0.00	7.76	7.65	0.91	-0.24	0.91				32.00	41.00	14.00	14.00	
371 3.8.87	86.0746	21.9853	0.05	62.56	37.39	1.67	0.00	7.12	6.89	1.28	-0.19	0.64				24.00	44.00	11.00	20.00	
370 MATR.2	85.9237	22.7853	2.10	32.00	65.30	0.49	0.02					5.18	0.10							
370 31.7.87	85.8923	22.7300	1.22	52.10	46.70	1.12	0.01	7.64	7.52	0.96	-0.25	0.91				1.67	23.00	47.00	12.00	18.00
388a 4321111(0-3)	85.8188	24.6929	0.97	29.41	68.61	0.42	0.01									1.34				
388a 4321111(3-5.5)	85.8188	24.6929	1.50	57.32	41.18	1.39	0.02									2.40				
388a 4321111(63.5-70)	85.8188	24.6929	0.56	60.46	38.97	1.55	0.01									1.33				
388b 4321112(0-6)	85.8188	24.6929	1.94	65.33	32.73	2.00	0.02									0.57				
388b 4321112(93-103)	85.8188	24.6929	1.88	67.82	30.50	2.22	0.02									0.66				
388 30.7.87 12:30	85.8188	24.3530	1.44	61.50	37.00	1.66	0.01	7.73	7.66	0.83	-0.2	0.89				8.21	12.00	49.00	19.00	20.00
374 9.8.87 20:59	85.7833	21.6746														15.00	46.00	21.00	18.00	
29.7.87 12:10	85.6853	26.5020	0.06	85.02	34.92	1.86	0.00	7.32	7.11	1.02	-0.34	0.93				23.00	43.00	15.00	19.00	
365 28.7.87 (KW)	85.4896	24.9879	0.10	68.70	31.20	2.20	0.00	7.33	7.21	0.99	-0.14	0.87	2.10	1.74	0.14		20.00	44.00	15.00	21.00
376 11.8.87	85.3633	21.3833														1.29				
362 26.7.87	85.0676	29.2666	0.73	72.30	26.50	2.75	0.01	7.38	7.28	1.01	-0.15	0.83				14.00	48.00	16.00	22.00	
362a 4320811(0-9)	85.0361	28.5717	0.68	69.47	29.85	2.33	0.01					0.89	0.47	0.07		4.42				
362a 4320811(9-19)	85.0361	28.5717	0.54	74.09	25.37	2.92	0.01									2.18				
362b 4320812(0-5)	85.0361	28.5717	1.92	71.59	28.49	2.70	0.02									2.21				
379 12.8.87 13:00	84.8527	21.8188	2.00	59.20	38.80	1.53	0.02									27.00	36.00	17.00	20.00	
359 23.7.87	84.4500	29.7349	24.90	65.70	9.30	7.06	0.33									14.00	48.00	16.00	22.00	
359 24.7.87 19:53	84.4403	29.9235	5.02	74.80	20.10	3.72	0.05	6.73	6.77	1.14	0.06	0.82				40.00	25.00	12.00	23.00	
23.7.87	84.3926	30.0339	21.37	67.91	10.72	6.33	0.27	5.56	5.76	1.26	0.21	1.07	1.60	1.19	0.18	6.98	40.00	26.00	12.00	22.00
358-2	84.0216	30.6676	0.71	56.60	42.70	1.33	0.01	7.59	7.48	1.02	-0.19	0.76	2.60	0.11	0.09		28.00	34.00	12.00	26.00
358 1007	84.0194	30.6901	0.16	25.11	74.73	0.34	0.00	8	7.86	0.85	-0.33	0.99				29.00	36.00	9.00	27.00	
358c	83.9710	29.8745	0.14	44.69	55.17	0.81	0.00	7.32	7.17	1.07	-0.21	0.84				0.82	29.00	33.00	15.00	23.00
381 13.8.87 11:00	83.8431	20.2883	1.80	75.30	23.00	3.27	0.02	6.66	6.68	1.17	-0.02	0.91	2.79	1.52	0.11	0.47	27.50	35.50	11.00	26.00
350 19.7.87	83.4753	29.9227										3.31	2.64	0.11						
382 14.8.87	83.3726	19.9620	0.90	72.90	26.20	2.78	0.01	7.41	7.31	1	-0.17	0.86				2.14	28.00	36.00	15.00	21.00
340 12-15	82.9895	32.0031	6.60	76.90	16.50	4.66	0.07													
18.7.87 5340	82.9500	32.1510														58.50	17.00	9.50	15.00	
340-2	82.9382	32.1528	0.03	87.37	12.60	6.93	0.00	7.68	7.52	0.91	-0.27	1.02				49.00	22.00	11.00	18.00	
340 18.7.87	82.9373	32.1726	4.04	30.30	65.60	0.46	0.04	7.7	7.52	1.04	-0.29	0.87				63.00	16.00	7.00	14.00	
396 15.8.87 11:30	82.8010	16.0096	26.90	50.00	23.10	2.16	0.37	7.1	7	1.17	-0.15	0.78				24.00	39.00	11.00	26.00	
USA1	82.7225	31.9848	0.08	66.60	33.32	2.00	0.00	7.48	7.33	1.07	-0.21	0.8				6.17	18.00	44.00	19.00	19.00
15.7.87 SNOWPOT	82.2858	32.1077										4.90	1.87	0.20						
310 SURP.	82.1520	31.9020	76.12	18.96	4.92	3.85	3.19	7.83	7.61	1.02	-0.39	1.04				59.00	16.00	11.00	14.00	
310 HELL	82.0050	32.3176														49.00	22.00	11.00	17.00	
296 12.7.87	81.8806	31.5538										6.82	3.31	0.17						
13.7.87 21:00	81.7873	31.5010	7.48	55.70	36.80	1.51	0.08	7.64	7.48	0.97	-0.28	0.92				1.92	47.00	25.00	12.00	16.00
280	81.5721	31.6343	6.20	63.40	30.40	2.09	0.07	7.33	7.21	1.05	-0.2	0.79				47.00	24.00	13.00	16.00	
287-2	81.5721	31.6343	6.00	61.30	38.70	1.58	0.00	7.95	7.8	0.81	-0.34	1.03								
AB61 131 11	80.2746	28.6040	12.06	62.72	25.22	2.49	0.14					1.91	1.36	0.17	1.03	16.00	49.00	13.00	23.00	
AB61 131 22	80.2746	28.6040										1.06	0.91	0.07						
AB61 130 31	79.6550	26.7363	3.34	77.93	18.73	4.16	0.03	5.94	6.23	1.16	0.31	0.84	2.31	1.70	0.10	4.25	24.00	35.00	17.00	25.00
426 20.8.87 PPTPND	79.0333	7.7166	0.12	61.85	38.03	1.63	0.00	7.38	7.21	1.05	-0.25	0.87				1.92				
AB61 126 12 OPL.	78.5383	27.5373	23.58	31.50	44.92	0.70	0.31									1.19				
13/140	78.4050	1.0550	3.98	53.45	42.57	1.26	0.04									5.46	17.00	47.00	14.00	22.00
AB61 122 21 46-50	78.3907	28.2044	0.27	48.02	50.71	0.97	0.00					2.42	1.01	0.11		3.12				
AB61 122 22	78.3907	28.2044	0.50	58.00	41.50	1.40	0.01	7.31	7.21	0.88	-0.14	0.88	2.49	0.12	0.11	3.23	24.00	36.00	16.00	24.00
AB61 122 23	78.3907	28.2044	0.22	55.40	44.38	1.25	0.00	7.16	7.06	0.91	-0.17	0.92	2.40	0.69	0.14	3.49	25.00	38.00	14.00	23.00

Station	Latitude	Longitude	Sand	Silt	Clay	Silt/Clay	Sand/Clay	Median	Mean	Sort- ing	Skew- ness	Kur- tosis	C-org	CaCO3	Sulfur	Heavy Mineral	Smectite Peak area	Illite Peak area	Chlorite Peak area	Kaolinite Peak area	
	'N	'S	wt%	wt%	wt%								wt%	wt%	wt%	wt%	%	%	%	%	
AB61 122 24	78.3307	28.2044	0.49	65.64	33.87	1.94	0.00	6.93	6.88	0.97	-0.09	0.9	2.35	0.51	0.21	2.99	25.00	37.00	15.00	23.00	
AB61 122 25	78.3307	28.2044																			
AB61 122 26	78.3307	28.2044	0.27	64.96	34.77	1.87	0.00	7.29	7.22	0.96	-0.11	0.88	2.46	1.37	0.14	2.23	25.00	37.00	16.00	23.00	
AB61 119 21	77.8967	29.3666	23.89	49.40	26.71	1.85	0.31	6.16	6.32	1.07	0.18	0.83				5.82	33.00	30.00	15.00	22.00	
AB61 118 21	77.0666	27.9833	0.13	63.54	36.33	1.75	0.00	7.31	7.22	0.85	-0.17	0.98	2.30	0.27	0.09	2.49	15.00	49.00	14.00	22.00	
AB61 117 32	76.7666	24.7833	0.46	49.09	50.45	0.97	0.00	6.64	6.75	1.02	0.1	1.1				2.38	18.00	46.00	13.00	23.00	
AB61 117 41	76.7666	24.7833	0.34	52.30	47.36	1.10	0.00	7.41	7.32	0.93	-0.032	0.91	2.35	0.30	0.11		25.00	39.00	14.00	22.00	
AB61 117 43	76.7666	24.7833	0.52	60.23	39.25	1.53	0.01	6.51	6.62	1.02	0.075	1.07					20.00	42.00	15.00	23.00	
AB61 117 18	76.7581	24.7696														0.59					
22.6.88 13:06A	76.7050	5.5000	7.40	48.05	44.55	1.08	0.08	7.8	7.71	0.85	-0.23	1.03	2.13		0.07	5.08	16.00	49.00	16.00	19.00	
22.6.88 13:41D	76.7050	5.5000	1.30	58.53	39.58	1.48	0.02	7.48	7.41	0.95	-0.1	0.85	1.21	0.22	0.07	8.08	12.00	48.00	20.00	20.00	
LA NW 142	76.7000	131.8333	3.91	58.93	36.16	1.66	0.04	7.38	7.11	1.27	-0.3	0.74					34.00	36.00	13.50	16.50	
LA NW 137	75.4716	134.6166	1.53	54.59	43.88	1.24	0.02	6.57	6.66	1.34	0.06	0.7					26.00	41.00	15.00	18.00	
LA NW 158	75.4333	124.4166	28.76	6.34	64.90	0.10	0.40											36.00	32.00	13.00	19.00
LA NW 147	75.3333	129.8333	9.48	59.77	30.75	1.94	0.10	5.88	6.28	1.48	0.32	0.66					35.00	34.00	11.50	19.50	
LA NW 157	75.1833	124.3333	57.58	13.44	28.98	0.46	1.36	7.9	7.58	1.09	-0.48	1.13					35.00	32.00	13.50	19.50	
LA NW 168	75.1000	119.1666	64.82	6.85	28.33	0.24	1.84											42.00	25.00	5.00	28.00
BSS BI 10	74.6166	160.0000	2.19	58.98	38.83	1.52	0.02	7.1	7	1.18	-0.13	0.78					17.00	50.00	17.00	16.00	
BSS NW 97	74.5000	140.4333	6.93	74.26	18.81	3.95	0.07	6.01	6.25	1.28	0.26	0.76					12.00	49.00	20.00	19.00	
LA NW 178	74.4883	114.9166	42.22	22.66	35.12	0.65	0.73	7	6.83	1.37	-0.17	0.68					49.00	20.00	8.50	22.50	
BSS NW 85	73.8333	149.8333	17.19	66.81	16.00	4.18	0.21	5.35	5.72	1.26	0.44	0.98					14.00	50.00	17.00	20.00	
LA NW 196	73.4333	130.5000	7.80	54.13	38.07	1.42	0.08	7.29	7.06	1.25	-0.28	0.86					19.00	46.00	17.00	18.00	
BSS BI 4	73.3020	154.6666	1.66	55.72	42.62	1.31	0.02	7.38	7.1	1.23	-0.29	0.75					14.00	51.00	18.50	16.50	
BSS NW 81	73.2500	155.4000	1.29	62.47	36.24	1.72	0.01	7.45	7.19	1.24	-0.3	0.85					12.00	53.00	16.50	18.50	
BSS BI 15	72.9333	157.5000	4.02	65.41	30.57	2.14	0.04	6.64	5.98	1.2	0.4	0.92					14.00	53.00	17.00	17.00	
BSS NW 89	72.8333	149.6333	1.77	63.20	35.03	1.80	0.02	5.32	5.57	1.13	0.42	1.52					12.00	47.00	24.00	18.00	
LA NW 107	72.5000	137.6666	4.76	68.43	26.81	2.55	0.05	6.51	6.56	1.42	0.04	0.67					9.00	51.00	18.00	22.00	
LA NW 112	72.2500	134.4166	44.62	41.02	14.38	2.86	0.81	7.53	7.32	1.12	-0.3	0.84					11.00	51.00	18.00	20.00	
BSS BI 26	72.2500	167.5000	14.37	64.83	20.70	3.14	0.17	5.35	5.8	1.45	0.44	0.75					15.00	52.00	20.00	13.00	
BSS NW 74	71.7500	156.0333	10.98	58.96	30.06	1.96	0.12	5.84	6.14	1.35	0.29	0.81									
BSS BI 39	71.5833	170.0000	4.64	60.12	35.24	1.71	0.05	7.2	7	1.3	-0.2	0.72					15.00	50.00	18.50	16.50	
BSS NW 51	71.5666	170.0000	7.57	51.55	40.88	1.26	0.08	6.57	6.55	1.49	-0.01	0.65					11.00	54.00	18.50	16.50	
BSS NW 50	71.4166	174.9500	3.91	43.33	52.76	0.82	0.04	7.29	7.08	1.17	-0.25	0.8					12.00	52.00	16.00	20.00	
BSS BI 23	71.3333	165.0000	31.17	37.61	31.22	1.20	0.45	5.88	6.14	1.44	0.25	0.71					15.00	50.00	22.00	13.00	
BSS NW 64	71.1666	159.9500	2.69	68.53	28.78	2.38	0.03	5.8	6.15	1.35	0.34	0.75					16.00	48.00	20.00	16.00	
BSS BI 52	71.1166	177.5000	16.49	53.05	30.46	1.74	0.20	5.54	5.87	1.29	0.39	0.86					11.00	52.00	19.00	18.00	
BSS BI 36	70.6500	170.0000	2.13	56.06	41.81	1.34	0.02	6.57	6.57	1.42		0.71					14.00	51.00	11.00	22.00	
BSS BI 46	70.4500	175.0000	22.16	50.23	27.61	1.82	0.28	5.41	5.92	1.47	0.47	0.73					16.00	47.00	22.00	15.00	
BSS BI 57	70.1000	163.5000	4.51	72.82	22.87	3.21	0.05	6.11	6.34	1.39	0.2	0.74					14.00	48.00	20.00	18.00	
BSS BI 55	70.0000	177.5000	25.63	38.49	35.88	1.07	0.34	5.64	6.06	1.51	0.38	0.67					14.00	51.00	22.00	13.00	
BSS NW 56	69.8333	165.0166	1.76	52.00	46.24	1.12	0.02	7.43	7.29	1.1	-0.21	0.83					9.00	53.00	21.00	17.00	

Station	Latitude	Longitude	Sand	Silt	Clay	Silt/Clay	Sand/Clay	Median	Mean	Skewness	Kurtosis	G-rg	CaCO3	Sulfur	Heavy Mineral	Suecicite	Illite	Chlorite	Kaolinite		
			wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
425 19.3.87 PPT.	79.1030	2.4090	1.40	53.30	44.70	1.21	0.01	7.08	7	1.17	-0.12	0.83									
425 19.3.87 VIDBO	79.1030	2.4090	0.93	47.20	51.80	0.91	0.01	7.43	7.31	1.1	-0.16	0.82	1.21	0.38	0.09						
28.5.88 10:42A1-A	79.0510	2.4080	0.71	60.44	38.85	1.56	0.01	7.56	7.49	0.92	-0.16	0.88	1.12	0.08	0.08	3.45	11.00	47.00	21.00	21.00	
28.5.88 10:42A2	79.0510	2.4080											1.40	0.19	0.07		14.00	48.00	18.00	20.00	
28.5.88 11:08C	79.0510	2.4080	3.12	64.40	32.48	1.98	0.03	7.53	7.03	1.19	-0.5	0.8	0.94	0.69	0.07	9.45	12.00	49.00	20.00	19.00	
SURP19.6.88 19:20A	78.9845	0.0204	0.80	75.91	23.23	3.26	0.01	6.51	6.62	1.06	0.16	0.84	0.99	0.06	0.06	8.37	8.00	49.00	23.00	20.00	
27.5.88 19:27B	78.9845	0.0204	0.37	60.22	38.41	1.53	0.00	7.33	7.28	0.96	-0.09	0.78	1.21	0.47	0.08	9.38	8.00	50.00	21.00	21.00	
28.5.88 17:13C	78.9736	3.5893	0.14	56.09	43.78	1.28	0.00	7.49	7.39	0.8	-0.09	0.73		0.69	0.09	14.45	17.00	48.00	16.00	19.00	
28.5.88 10:00E	78.7520	5.0070	2.47	59.86	37.66	1.59	0.03	7.09	7.04	1.07	-0.05	0.76	1.15	0.64	0.08	8.90	13.00	49.00	19.00	19.00	
28.5.88 8:45B	78.7520	5.0070											1.99	0.12	0.18						
28.5.88 8:30A	78.7520	5.0070											1.22		0.07						
AB62 152 41	78.0198	4.2630	0.14	62.13	37.73	1.65	0.00	7.33	7.27	0.94	-0.13	0.96	1.51	5.53	0.11	2.47	11.00	47.00	9.00	33.00	
24.6.88 02:25D	77.9716	4.9020	1.68	61.32	37.00	1.66	0.02	7.36	7.28	1.09	-0.13	0.81	1.35	0.43	0.07		10.00	50.00	21.00	19.00	
24.6.88 04:36A	77.9196	4.1761	6.20	46.48	47.32	0.98	0.07	6.44	6.52	0.93	0.11	0.86				6.99	11.00	49.00	20.00	20.00	
24.6.88 04:48B	77.9196	4.1761	4.21	51.59	44.20	1.17	0.04						3.05	0.91	0.14	10.21	16.00	51.00	16.00	17.00	
24.6.88 10:36B	77.8676	2.9093	15.18	46.71	38.11	1.23	0.18						0.87	0.34	0.47	2.56	13.00	47.00	19.00	21.00	
AB61 151 11	77.8067	1.1577	1.78	65.54	32.88	1.99	0.02	6.78	6.75	1.26	-0.033	0.79				3.28	18.00	46.00	16.00	20.00	
AB62 151 11	77.8067	1.1577	0.06	58.72	41.22	1.42	0.00	7.2	6.99	1.17	-0.16	0.83	1.49	0.87	0.19	1.91	15.00	48.00	16.00	21.00	
AB62 151 21	77.8067	1.1577											1.90	0.28	0.11	3.86					
22.6.88 17:56B	76.9166	6.0070	1.88	84.38	13.74	6.14	0.02	6.57	6.65	0.98	0.12	0.87	0.86		0.06		8.00	50.00	22.00	20.00	
26.7.88 A7	75.7853	12.1216	4.10	37.80	58.12	0.65	0.04									7.85					
26.7.88 A6	75.7746	12.0633	1.79	55.30	42.91	1.29	0.02	7.2	7.06	1.15	-0.19	0.77	1.70		0.11	9.23	19.00	44.00	18.00	19.00	
26.7.88 A5	75.7716	12.0510	2.65	40.21	37.14	0.70	0.03														
26.7.88 A4	75.7686	12.0176	28.47	13.36	58.17	0.23	0.40								0.44						
27.7.88 09:30A1	75.7589	13.2700	0.25	49.58	50.18	0.99	0.00	8.06	7.64	0.92	-0.61	0.87	2.37		0.11	9.60					
26.7.88 A2	75.7570	11.9353	6.01	53.85	40.14	1.34	0.06	7.53	7.36	1.06	-0.22	0.81	1.60	1.22	0.11	7.12	16.00	46.00	19.00	19.00	
26.7.88 A1	75.7550	11.9070	6.53	72.49	20.98	3.46	0.07	6.93	6.9	0.96	-0.07	0.86				17.59	12.00	50.00	19.00	19.00	
27.7.88 09:41A2	75.7527	13.2553	0.36	75.49	24.15	3.13	0.00	6.75	6.86	0.97	0.18	0.88	1.89	9.14	0.16	26.99	8.00	51.00	10.00	31.00	
27.7.88 09:50A3	75.7415	13.2522	2.91	56.49	40.60	1.39	0.03	7.19	7.15	1.06	-0.05	0.77	1.14		0.08	8.38	18.00	48.00	16.00	18.00	
27.7.88 10:00A4	75.7253	13.2425	1.12	59.57	39.31	1.52	0.01	6.76	6.79	1.17	0.04	0.79	1.74		0.15	8.75	30.00	36.00	18.00	16.00	
27.7.88 10:10A5	75.7084	13.2349	7.96	46.40	45.64	1.02	0.09	7.86	7.75	0.84	-0.27	0.95	4.11	3.37	0.16	4.15	22.00	44.00	14.00	20.00	
27.7.88 10:20A6	75.6932	13.2739	1.25	53.79	44.97	1.20	0.01	7.83	7.26	1.06	-0.63	1.14	1.35		0.07	17.27	13.00	47.00	19.00	21.00	
SURP19.6.88 11:25	75.4423	10.7863	8.22	45.81	45.97	1.00	0.09	7.22	7.07	1.06	-0.2	0.89	1.34	0.46	0.08	11.26	10.00	50.00	19.00	21.00	
18.6.88 1.2aM 320	74.9923	9.0080	1.41	80.82	17.77	4.55	0.01									8.15					
17.6.88 15:00B	74.8333	5.0000	1.85	68.34	29.80	2.29	0.02					2.30	5.99			19.00	44.00	15.00	22.00		
12.7.88 SURP	74.4848	17.3872	2.21	35.77	62.01	0.58	0.02									7.05	22.00	42.00	18.00	18.00	
13.7.88 B PICT.	74.0034	17.3347	0.37	49.75	49.88	1.00	0.00	7.43	7.35	0.89	-0.16	0.88	1.49	0.29	0.08	6.12	14.00	45.00	21.00	20.00	
13.7.88 OFF1	74.0034	17.3347	29.81	36.12	34.06	1.06	0.42									14.44					
13.7.88 OFF2	74.0034	17.3347	0.24	56.06	43.70	1.28	0.00	7.53	7.41	0.99	-0.21	0.88	1.36	0.17	0.09	17.49	14.00	48.00	19.00	19.00	
AB62 143 21	73.8373	15.0863																			
AB62 143 22 OPT.	73.8373	15.0863	1.69	43.09	55.22	0.78	0.02						3.37	0.90	0.14	3.20					
AB62 143 31	73.8373	15.0863	0.10	56.08	43.82	1.28	0.00	6.91	6.85	1.07	-0.057	0.81	1.17	0.51	0.22	2.91	13.00		50.00	17.00	20.00
AB62 143 11	73.7383	14.8756	0.69	55.01	44.29	1.24	0.01									1.00					
AB62 142 11	73.7326	11.9756	0.69	68.02	31.89	2.13	0.00	6.75	6.75	1.28	-0.002	0.82	1.24	0.14	0.09	2.83					
14.7.88 16:00	72.5511	19.2418	14.35	42.82	42.83	1.00	0.17						3.08	0.88	0.18	1.96	20.00	49.00	14.00	17.00	

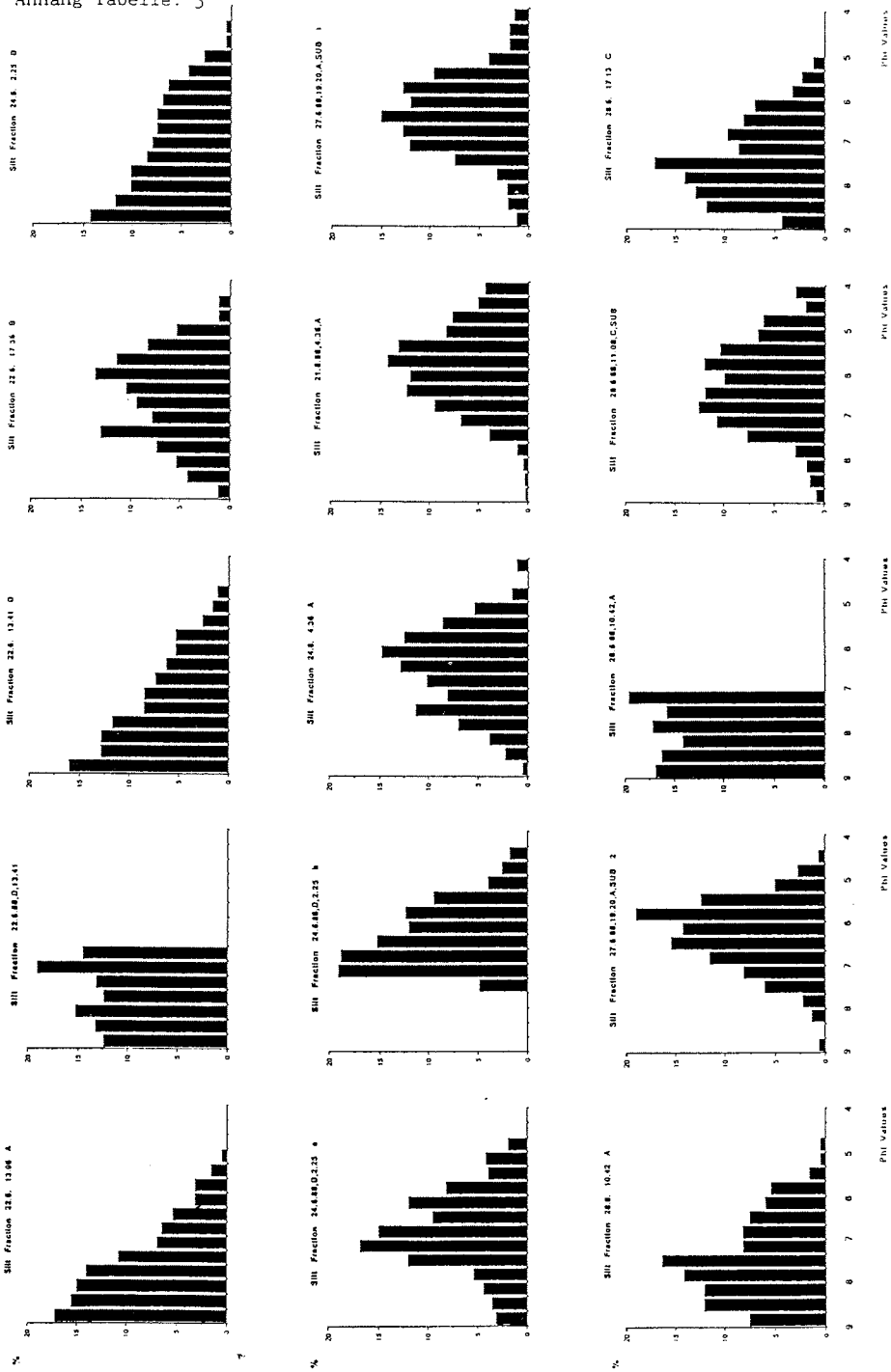
Anhang Tabelle: 2

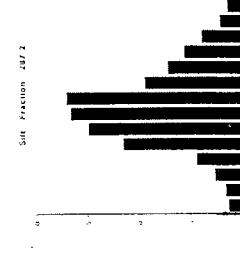
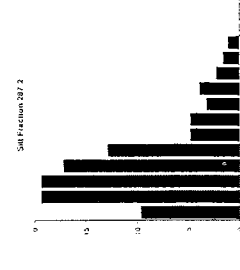
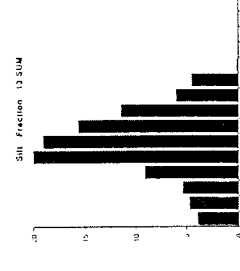
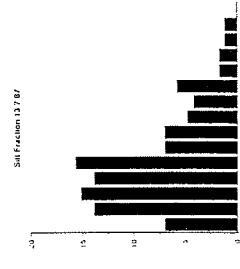
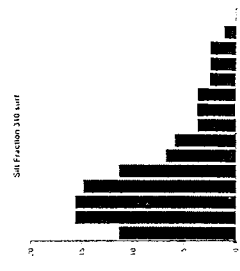
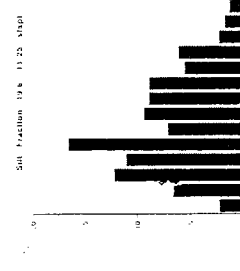
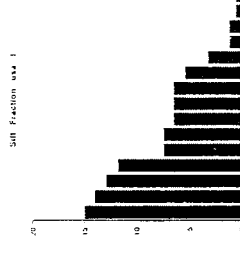
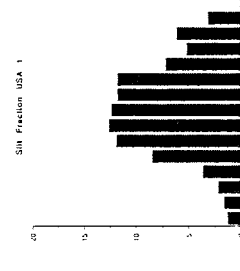
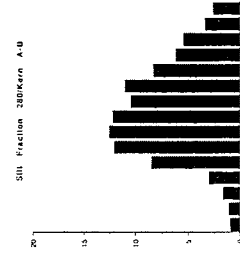
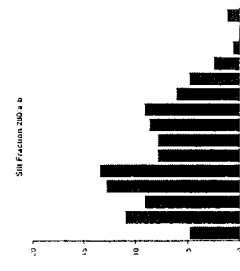
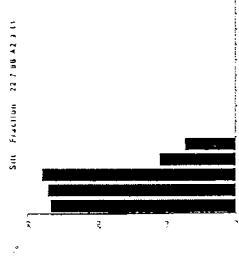
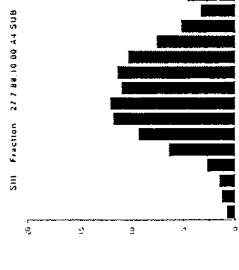
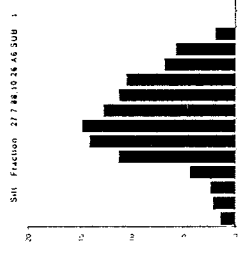
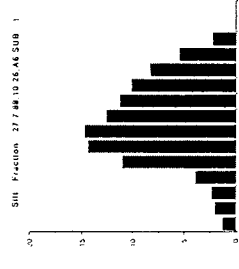
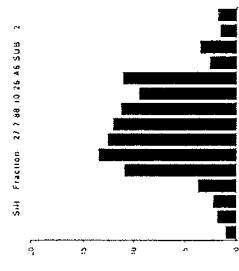
	backlin	Coa	MeaLght	Mea.deak	Gauconie	red.sitel	grey.sitel	Pyme	Trinivus	Delans	BentFoam	PancFo	aggluFor	son-uchh	spos	aggregates	residue	Dross	Troches	w
13787	14	14	3.8	16	0.0	0.5	0.0	0.0	0.2	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.6	0	0	14
24787	09	07	3.1	0.7	0.0	0.2	0.2	1.5	0.0	1.5	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
29787	00	2.6	0.5	0.0	0.0	0.0	7.7	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
30787	04	0.0	1.7	0.0	0.0	1.5	0.6	3.2	0.0	0.0	0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0	0	0.0
4887	00	8.3	0.0	0.0	0.0	0.0	25.0	8.3	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
5887	22	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.5	1.1	0.8	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
5907bchd	09	0.3	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	1.1	0.8	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
9687	10	0.8	1.2	0.6	0.0	1.6	1.8	1.2	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
9887/2047	25	0.3	4.5	2.3	0.0	0.5	1.3	0.8	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
12887	00	0.0	0.8	0.0	0.0	0.4	3.4	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
13887	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	0.0	0.2	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
14887	6.3	0.0	3.4	6.8	0.8	0.0	0.4	0.0	1.7	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
19887M4	2.0	1.1	2.9	0.9	0.0	1.4	2.0	2.6	0.6	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
19887M4	2.7	0.7	1.1	0.2	0.0	1.3	2.9	0.7	0.4	0.0	0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
20887	1.7	0.7	0.7	0.3	0.0	0.0	1.0	2.0	4.7	2.3	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
2803bD	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.6	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
310b	1.1	0.4	1.1	0.4	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
310b	0.6	0.2	0.4	0.0	0.0	0.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
340	1.6	0.3	1.9	0.0	0.0	0.6	1.6	0.3	0.9	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
340944	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
34012-15	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.5	2.8	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
369-2	3.3	0.0	1.9	1.9	0.0	0.3	1.1	0.5	3.3	1.1	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
382	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
382-1	1.5	0.2	0.5	0.5	0.0	0.0	2.5	3.4	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
382s1	2.4	0.3	0.7	0.0	0.0	1.7	0.0	2.1	1.4	0.7	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
382	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
386	0.0	1.0	1.5	0.0	0.0	0.0	8.1	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
425	0.0	0.0	0.0	4.3	0.0	0.0	7.2	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
208110-9	0.9	0.5	4.5	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.0	2.8	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
208119-19	0.7	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	2.0	0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0	0	0	0.0
208120-5	14	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
211110-3	0.6	0.2	2.9	0.0	0.0	0.0	0.8	4.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
211110-6.5	1.1	1.1	2.3	0.0	0.0	0.0	1.7	1.9	0.0	0.2	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
06655-70	0.0	1.1	2.2	0.0	0.0	2.2	1.5	0.7	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
3699/0-6	2.5	7.0	1.8	0.0	0.0	0.0	1.6	0.2	0.0	2.7	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0



	blackMin	Corf	MicaLight	MicaDark	clauonite	redSiltst	greySiltst	Pyrite	TinIncls	Diatoms	BenfForam	PinctFor	aggluFor	sea-umbrin	sposci	aggregates	residue	Dicos	Techites	xy
368893-103	18	0.0	2.4	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	0	0	0.0
19688	15	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	18	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.6	0	0	0.0
24688A4	3.3	0.4	1.3	0.0	0.0	1.3	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
24688B	0.0	1.3	6.4	0.0	0.0	0.0	7.2	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0	0	0.0
29688E	0.0	1.2	7.1	0.5	0.0	0.0	1.1	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.15	6.5	0	0	0.4
13788c/2	10	0.2	5.1	0.5	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.1	24.9	0	0	0.0
26788A1	0.0	9.0	2.3	0.5	0.0	1.5	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0	0	0.0
27788A3	0.0	1.1	1.7	0.0	0.0	0.3	3.3	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
27788A4	0.0	0.0	3.1	0.7	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	4.2	0.0	0.0	0.0	0.3	2.2	0.0	0.0	0	0	0.0
27788A5	0.0	0.7	2.2	0.0	0.0	0.0	5.3	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
29788	0.0	2.6	0.5	0.0	0.0	0.0	7.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
6111732	2.5	0.5	2.3	3.2	0.0	0.0	0.0	1.1	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
6111741	5.9	0.0	4.8	7.6	0.0	0.3	0.3	1.4	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
6111743	6.4	1.0	0.7	7.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
6111811	2.3	0.0	5.1	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
6111821	5.4	0.0	1.0	7.4	0.0	0.5	0.7	1.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
6111821	2.3	0.2	0.2	1.0	0.0	0.2	0.8	1.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
12221/46-50	0.0	0.0	4.0	0.0	0.0	0.9	0.9	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0	0	0.0
6112222	1.9	0.2	0.2	1.0	0.0	0.0	1.4	2.4	0.2	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0	0	0.0
6112223	2.1	0.0	3.1	8.3	0.0	2.1	1.4	1.7	0.0	0.3	0.3	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.3
6112224	3.5	1.1	0.4	6.7	0.0	2.1	2.2	0.9	0.2	0.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0	0	0.4
6112226	2.3	0.4	0.8	7.1	0.0	0.6	1.7	0.6	1.5	1.2	0.2	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0	0	0.2
6112612	1.2	0.5	2.0	0.0	1.5	1.0	1.2	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.0
6214211	4.2	1.0	2.3	1.9	0.0	2.5	1.0	0.8	0.2	1.2	0.4	0.0	0.4	0.0	0.2	0.0	0.0	0	0	0.4
6214321	2.4	0.0	1.4	0.6	0.0	1.4	0.8	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0	0	0.0
6214322	0.2	1.0	1.7	0.0	0.2	0.0	1.5	1.0	0.0	2.0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0	0	0	0.0
6115111	1.6	0.4	1.4	0.8	0.0	2.6	1.8	0.0	0.4	0.0	0.8	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	9.0	0	0	0.2
6215111	2.6	0.0	1.9	3.5	0.0	2.0	1.7	1.9	1.8.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0	0	0.0
6215121	0.5	0.0	3.4	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	0.0	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	0	0	0.0
6215241	3.8	1.0	0.0	1.0	0.0	20.2	0.8	0.5	0.8	2.5	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0.5

Anhang Tabelle: 3





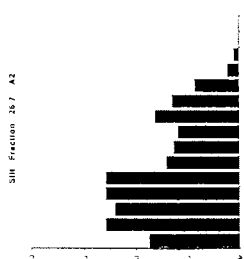
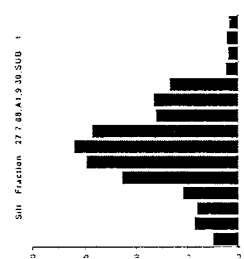
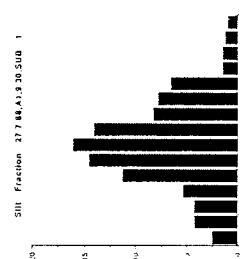
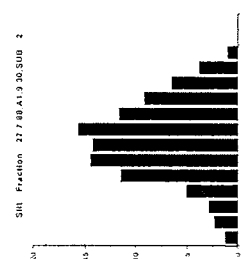
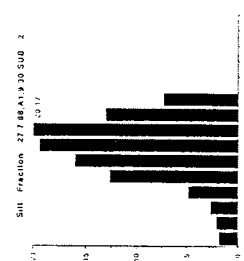
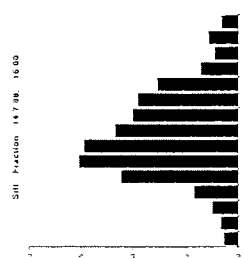
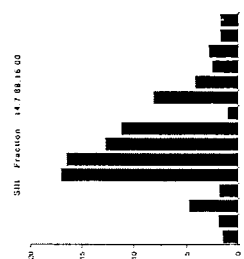
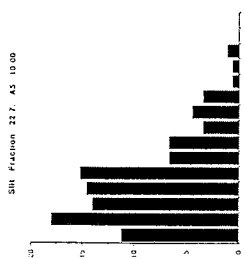
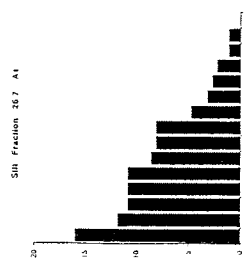
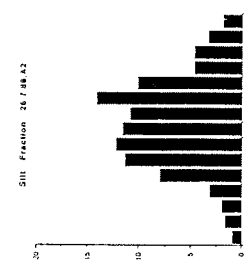
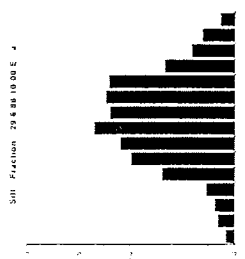
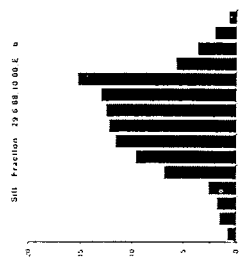
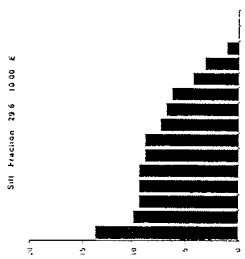
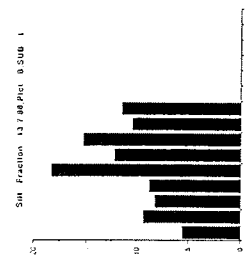
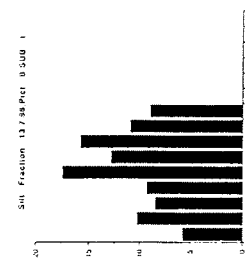
Phi values

Phi values

Phi values

Phi values

Phi values



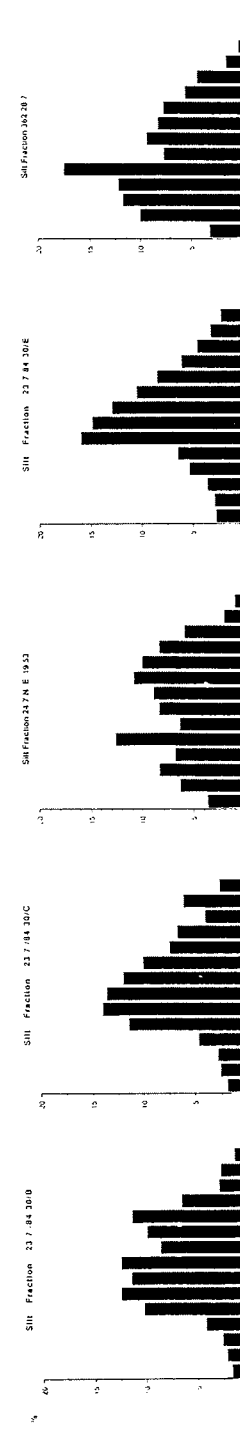
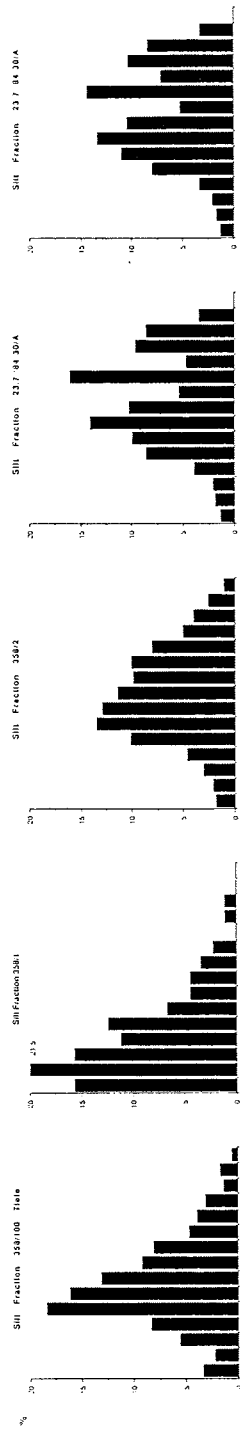
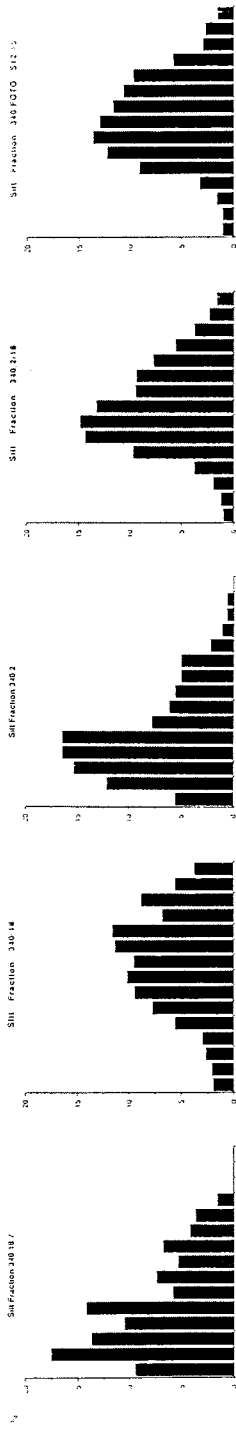
Phi Values

Phi Values

Phi Values

Phi Values

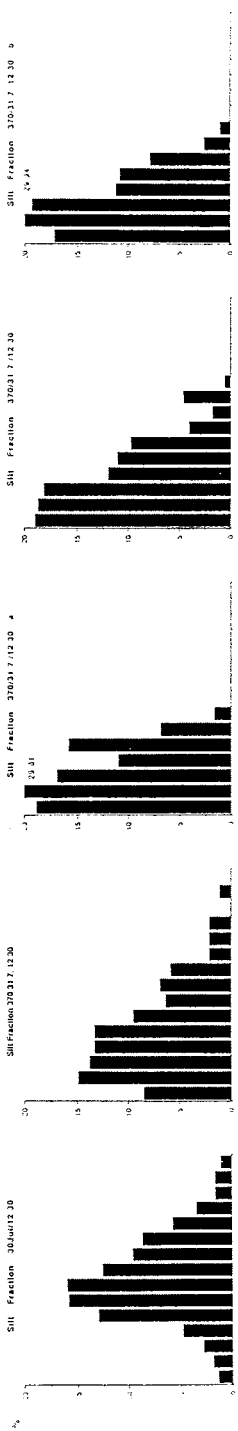
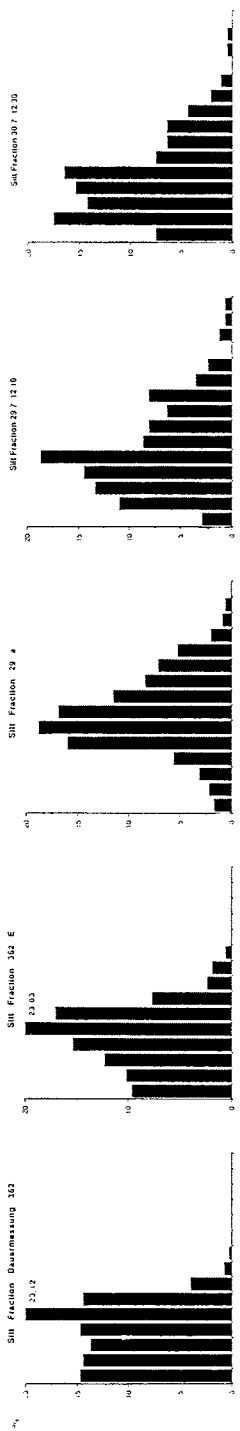
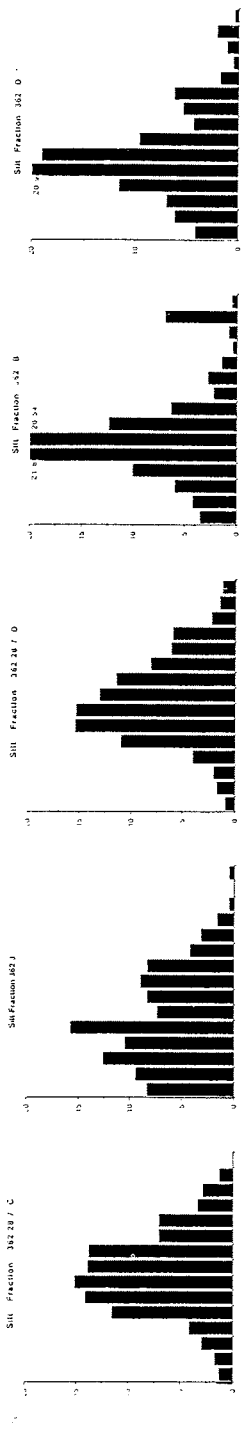
Phi Values

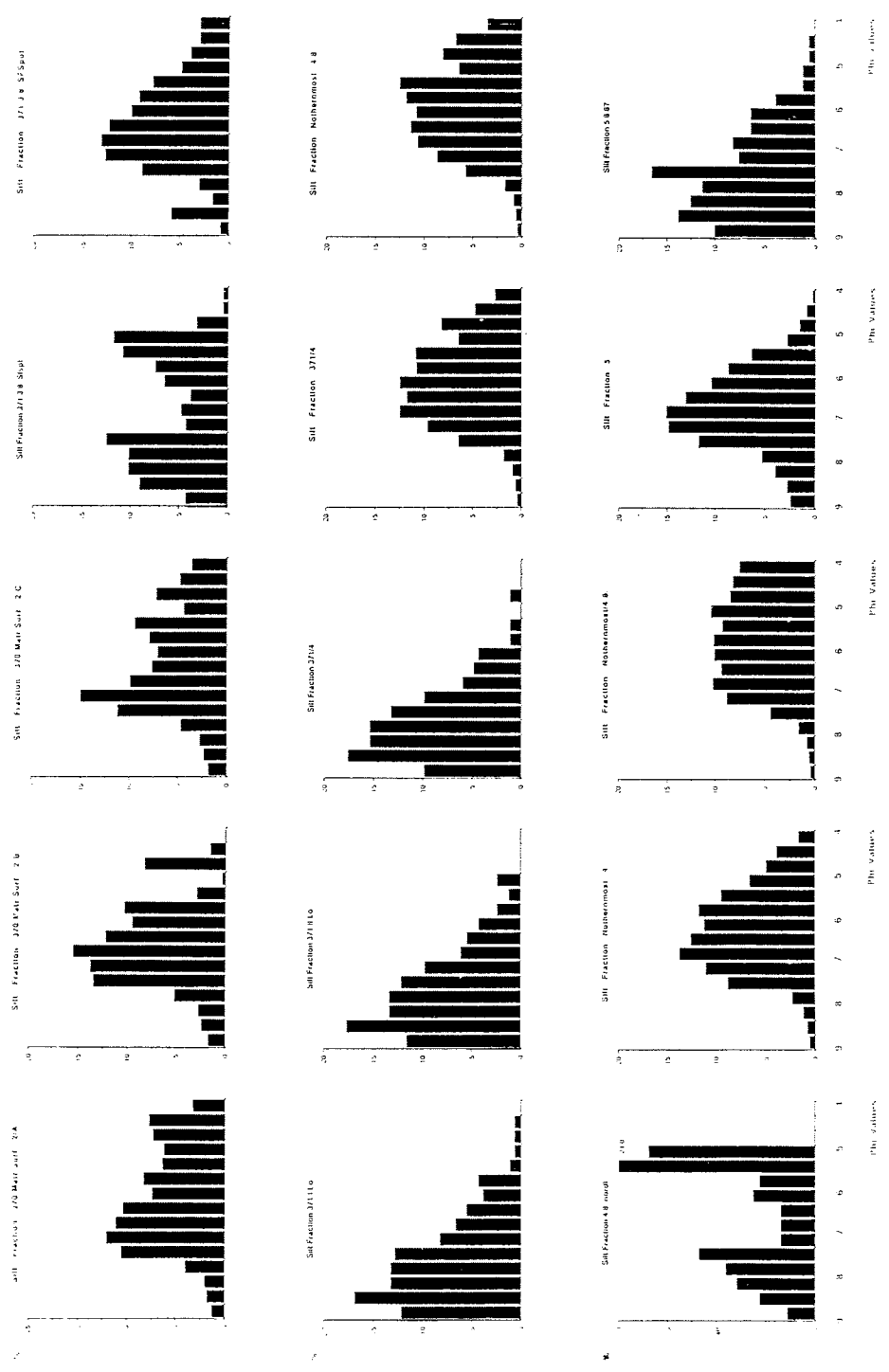


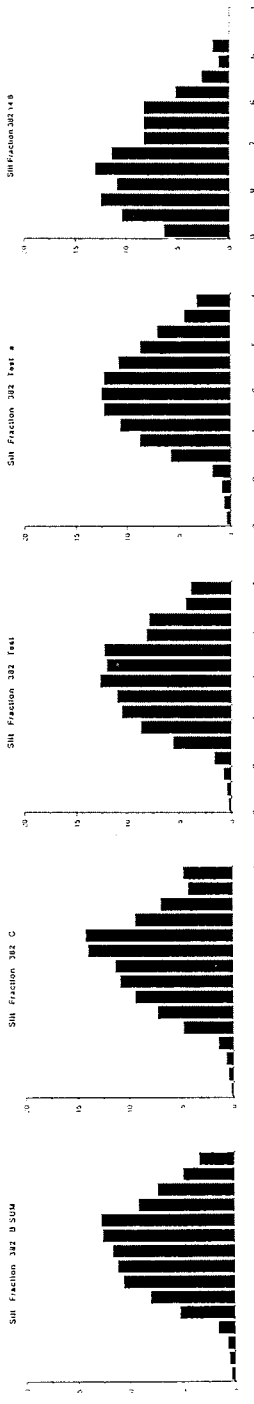
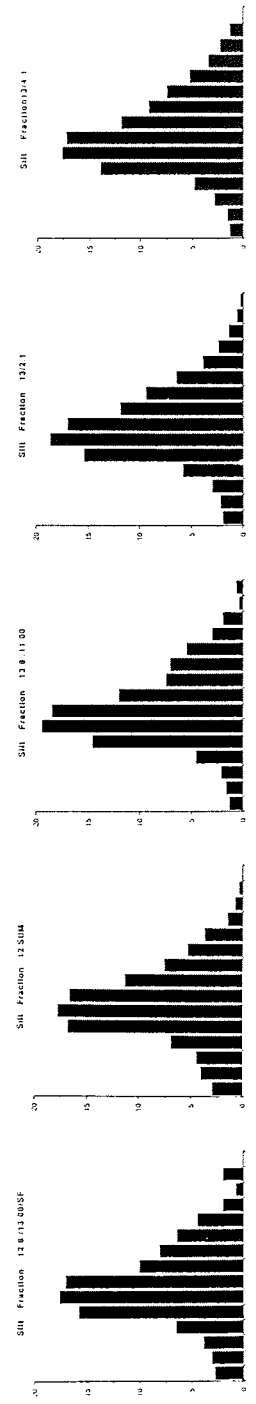
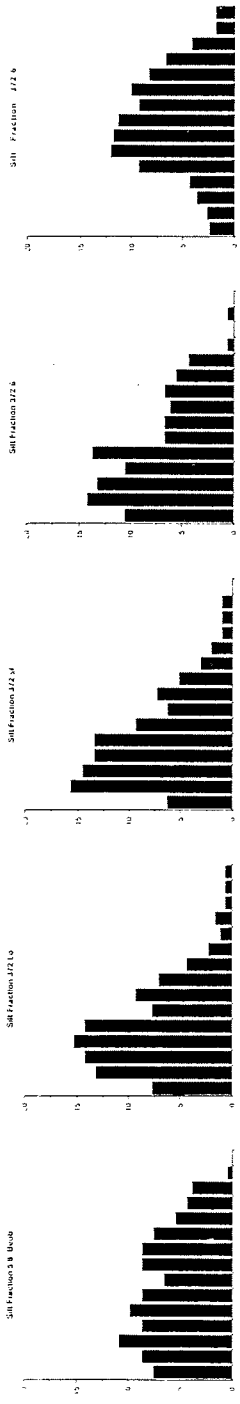
pH Values

pH Values

pH Values







Phi Values

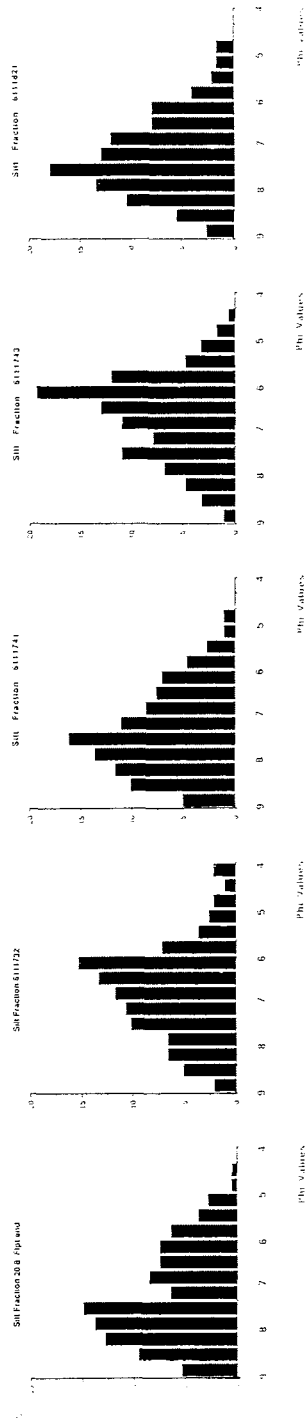
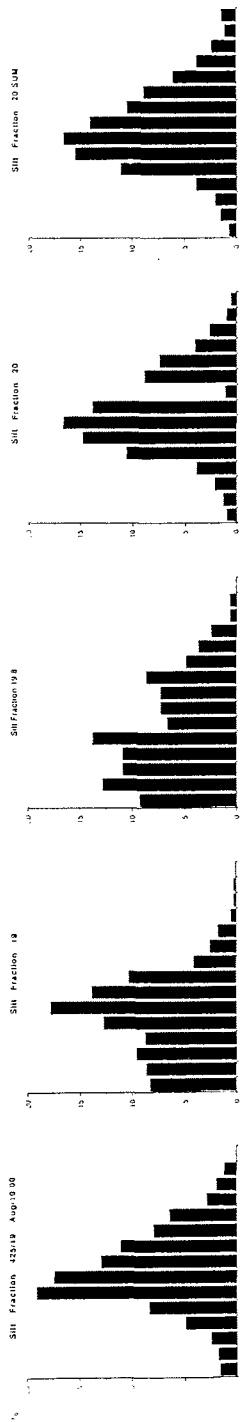
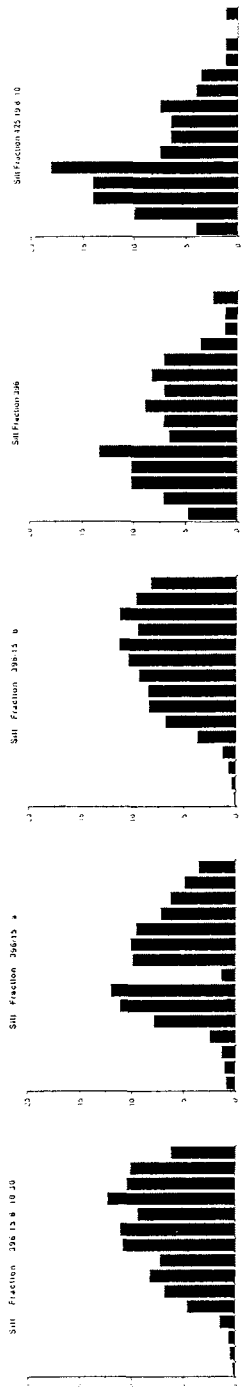
Phi Values

Phi Values

Phi Values

Phi Values







Anhang Tabelle: 4

	Feldspar	Quartz, ang.	subrounded	rounded
362 s.l.	61,0	39,0	0,0	0,0
382	57,8	11,0	31,2	0,0
396	56,4	7,8	34,5	1,3
425	73,1	5,7	20,4	0,8
208 11/0-9	60,8	8,5	30,1	0,6
208 11/9-19	57,4	0,8	41,8	0,0
208 12/0-5	49,5	1,0	49,5	0,0
211 11/0-3	62,6	5,1	32,3	0,0
211 11/3-5.5	55,5	10,1	32,5	1,9
dto.63.5-70	61,7	11,2	25,1	2,0
368B/0-6	54,0	11,3	34,1	0,6
368B/93-103	58,3	8,0	33,7	0,0
19.6.88	61,5	35,4	3,1	0,0
24.6.88 A4	48,1	39,3	11,9	0,7
24.6.88 B	64,0	7,6	28,4	0,0
29.6.88 E	50,0	38,7	10,3	1,0
13.7.88 of2	21,2	63,1	12,5	3,2
26.7.88 A1	57,3	4,7	35,9	2,1
27.7.88 A3	68,0	17,8	11,5	2,7
27.7.88 A4	42,9	51,8	3,1	2,2
27.7.88 A5	60,8	16,9	21,7	0,6
29.7.88	38,9	14,3	46,8	0,0
61 117 32	43,0	50,4	6,6	0,0
61 117 41	38,0	34,1	24,8	3,1
61 117 43	44,7	27,6	24,8	2,9
61 118 11	52,6	2,0	45,4	0,0

	Feldspar	Quartz, ang.	subrounded	rounded
13.7.87	51,8	47,1	1,1	0,0
24.7.87	52,7	40,8	5,5	1,0
29.7.87	38,9	14,3	46,8	0,0
30.7.87	60,3	39,7	0,0	0,0
4.8.87	42,9	14,2	42,9	0,0
5.8.87	41,7	40,8	15,6	1,9
5.8.87 Beob.	45,8	53,5	0,7	0,0
9.8.87	64,2	31,6	3,1	1,1
9.8.87/2047	58,1	40,2	1,3	0,4
12.8.87	65,6	3,2	31,2	0,0
13.8.87	50,0	50,0	0,0	0,0
14.8.87	40,2	47,5	12,3	0,0
19.8.87	50,8	46,2	3,0	0,0
19.8.87/Vid.	58,8	29,0	10,5	1,7
20.8.87	61,5	36,5	2,0	0,0
280 a/b	47,4	50,5	2,1	0,0
310	50,7	46,2	3,1	0,0
310 b	62,8	36,0	1,2	0,0
340	53,3	42,0	4,7	0,0
340 944	66,6	3,8	29,6	0,0
340 12-15	43,2	18,1	35,3	3,4
358-2	57,8	42,2	0,0	0,0
362	32,4	19,3	48,3	0,0
362-1	51,5	41,3	6,5	0,7
362 s.f.	61,0	39,0	0,0	0,0

	Feldspar	Quartz, ang.	subrounded	rounded
61 118 11	52,6	2,0	45,4	0,0
61 118 21	48,0	48,8	3,2	0,0
61 119 21	51,7	45,4	2,7	0,2
122 21/46-50	51,0	11,3	32,0	5,7
61 122 22	48,9	43,9	6,5	0,7
61 122 23	55,2	36,3	7,4	1,1
61 122 24	49,3	39,3	9,9	1,5
61 122 26	57,2	36,0	6,8	0,0
61 126 12	58,8	6,7	31,2	3,3
62 142 11	62,4	33,7	3,7	0,2
62 143 21	44,8	50,7	3,8	0,7
62 143 22	53,7	19,1	26,4	0,8
61 151 11	60,3	34,6	4,8	0,3
62 151 11	45,0	51,5	3,2	0,3
62 151 21	50,8	9,5	26,1	13,6
62 152 41	44,7	4,5	0,0	

Anhang Tabelle: 5

	Typ 1	Typ 2	Typ 3	Typ 4	Typ 5	Typ 6	Typ 7	Typ 8
280	10,3	13,8	10,3	17,2	17,2	17,2	13,8	0,0
382	30,0	20,0	10,0	10,0	20,0	0,0	10,0	0,0
30.7.87	0,0	11,1	11,1	22,2	11,1	11,1	22,2	11,1
24.7.87	16,1	12,9	3,2	12,9	16,1	12,9	22,6	3,2
358-2	14,3	4,8	4,8	9,5	14,3	23,8	19,0	9,5
365	9,5	19,0	19,0	14,3	9,5	19,0	4,8	4,8
362	15,0	25,0	15,0	10,0	10,0	15,0	5,0	5,0
368	27,3	27,3	36,4	0,0	0,0	0,0	0,0	9,1
372-2	15,4	30,8	0,0	23,0	0,0	15,4	15,4	0,0
372-1	13,0	8,7	8,7	26,1	17,4	17,4	8,7	0,0
20.8.87	27,3	27,3	27,3	0,0	0,0	9,1	9,1	0,0
9.8.87	15,8	21,1	10,5	15,8	10,5	21,1	5,3	0,0

	Typ 1	Typ 2	Typ 3	Typ 4	Typ 5	Typ 6	Typ 7	Typ 8
310	15,0	15,0	5,0	15,0	25,0	15,0	10,0	0,0
13.7.87	30,0	10,0	10,0	10,0	20,0	10,0	10,0	0,0
340-2	15,2	12,1	3,0	12,1	30,3	12,1	9,1	6,1
5.8.87	7,1	3,6	0,0	25,0	32,1	17,9	14,3	0,0
24.7.87/2	20,0	10,0	10,0	15,0	20,0	10,0	0,0	15,0
340-1	17,1	14,3	11,4	8,6	22,9	11,4	14,3	0,0
19.8.87	21,1	15,8	5,3	21,1	5,3	26,3	5,3	0,0
371-1	14,3	23,8	4,8	9,5	14,3	19,0	9,5	4,8
20.8.Flpt	10,5	15,8	10,5	15,8	26,3	15,8	0,0	5,3
425	16,7	16,7	16,7	8,3	33,3	0,0	0,0	8,3
340Fatos	10,5	0,0	26,3	15,8	21,1	0,0	10,5	15,8
27.7.88A4	15,4	0,0	23,1	0,0	30,8	15,4	0,0	15,4
22.6.88D	6,7	6,7	20,0	13,3	13,3	13,3	20,0	6,7
13.7.88	16,7	8,3	8,3	25,0	33,3	0,0	0,0	8,3
26.7.88A7	7,1	7,1	21,4	7,1	21,4	21,4	7,1	7,1
6112222	5,6	27,8	16,7	0,0	11,1	22,2	5,6	11,1

Anhang Tabelle: 6

Location	Station	Trace- and rare earth-elements																	
		Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Ce	Ba	La	Ce	Pr
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Barents Sea	6112222	50.35	136.24	73.96	19.15	39.93	30.22	111.10	27.52	102.84	158.37	148.21	13.77	2.05	5.91	526.50	39.95	81.99	9.76
Barents Sea	6113031	44.04	95.22	65.86	14.51	31.29	25.80	85.77	18.01	61.57	180.75	188.58	14.18	0.85	4.06	545.44	29.61	62.59	7.78
Barents Sea	6112224	49.88	112.57	69.44	17.50	34.43	27.96	100.46	20.07	64.97	155.50	165.15	13.80	1.60	5.05	446.87	32.12	65.76	8.39
Fram Strait	19.8.87 FLPT	43.23	125.81	73.98	17.23	34.03	28.43	100.11	22.89	92.51	144.32	174.00	15.69	1.75	5.80	549.55	30.49	64.34	7.69
Fram Strait	27.7.88 A1 9.30	47.89	126.47	79.51	11.90	38.18	22.88	102.17	15.05	28.70	80.66	130.39	11.70	1.18	4.87	439.28	10.52	23.56	3.31
Fram Strait	6215241	59.96	169.71	81.47	13.00	41.48	28.86	130.99	18.90	80.61	102.72	152.21	16.02	2.78	7.26	777.82	31.79	63.95	8.08
Fram Strait	6215111	43.74	85.74	58.08	11.36	26.80	24.79	77.66	18.50	35.42	125.04	168.78	12.25	1.49	4.14	427.31	12.02	36.12	5.00
Fram Strait	13.7.88 OPP 2	42.92	112.02	69.88	14.40	32.70	48.30	94.40	18.88	37.57	118.82	187.82	15.04	1.56	4.54	441.55	16.87	38.50	5.04
Fram Strait	29.6.88 A8.30	48.06	105.79	68.03	15.56	32.85	25.56	97.28	19.76	35.07	123.34	182.73	15.21	1.45	4.66	484.83	16.62	37.74	5.08
Fram Strait	27.7.88 A4 10.00	38.27	105.82	70.13	11.10	29.22	21.05	97.05	14.56	32.12	158.17	145.63	11.16	1.02	3.66	589.20	18.55	39.07	5.22
Arctic	372 6.8.SP	46.72	129.32	73.03	12.21	32.46	26.70	104.10	39.31	56.52	132.85	116.71	10.69	0.96	5.50	1177.77	19.53	40.64	5.46
Arctic	21.7.87 358/2	57.78	128.48	73.43	20.29	40.20	32.34	109.68	61.92	69.14	144.27	140.07	13.13	2.05	5.73	1200.74	31.93	64.28	8.21

Location	Station	Trace- and rare earth-elements																	
		Nd	Sm	Bu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Tl	Pb	Bi	Th	U	Lanthanide
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Barents Sea	6112222	37.33	7.21	1.80	6.57	0.99	6.01	1.15	3.13	0.42	3.18	0.44	5.06	0.61	26.56	0.30	13.17	2.78	199.29
Barents Sea	6113031	28.73	5.82	1.26	5.01	0.83	4.56	0.99	2.87	0.43	2.84	0.40	6.09	0.59	21.58	0.19	9.71	2.28	153.32
Barents Sea	6112224	30.88	6.12	1.35	5.54	0.87	5.32	1.10	2.93	0.44	3.07	0.44	5.46	0.60	24.94	0.28	11.11	2.41	163.89
Fram Strait	19.8.87 FLPT	28.79	6.03	1.26	5.11	0.79	4.90	0.98	2.77	0.39	3.03	0.44	5.59	0.63	22.64	0.22	10.33	2.76	156.57
Fram Strait	27.7.88 A1 9.30	13.01	3.13	0.71	2.93	0.53	3.10	0.70	1.98	0.31	2.14	0.32	4.45	0.72	21.84	0.45	6.88	2.80	65.93
Fram Strait	6215241	29.86	6.05	1.30	5.30	0.83	4.92	1.00	2.79	0.41	2.90	0.39	4.99	0.91	22.07	0.35	11.97	3.70	159.18
Fram Strait	6215111	18.29	4.15	0.96	3.84	0.66	3.89	0.84	2.28	0.37	2.48	0.35	5.66	0.61	20.63	0.22	7.34	2.05	79.77
Fram Strait	13.7.88 OPP 2	19.15	4.30	0.91	4.02	0.70	3.89	0.82	2.48	0.38	2.59	0.37	5.84	0.62	25.62	0.28	8.28	2.24	82.97
Fram Strait	29.6.88 A8.30	18.89	4.44	1.00	4.02	0.73	4.03	0.86	2.45	0.38	2.71	0.42	6.16	0.71	22.31	0.31	8.30	2.10	98.95
Fram Strait	27.7.88 A4 10.00	19.93	4.41	1.12	4.01	0.65	4.11	0.83	2.22	0.35	2.37	0.38	4.30	0.60	16.76	0.24	7.85	2.44	102.84
Arctic	372 6.8.SP	19.96	4.49	1.01	4.11	0.73	3.99	0.86	2.35	0.38	2.34	0.36	4.06	0.64	22.43	0.34	8.71	3.39	105.85
Arctic	21.7.87 358/2	29.92	6.37	1.49	5.52	0.93	5.29	1.09	2.83	0.45	2.99	0.40	4.73	0.62	29.03	0.37	12.05	2.95	161.30

Anhang Tabelle: 7

6225251			6112221			4320822		
Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH
0	5.842	8.3	0	5.098	6.4	0	181.335	7.03
5	5.842	8.3	6	5.098	6.4	5	181.335	7.03
14.5	4.744	8.67	19	3.801	6.39	15	5.289	7.73
24	24.51	8.65	31	3.073	6.35	25	3.832	7.79
34	33.54	8.17	41	61.404	6.53	35	8.48	7.74
45	6.335	7.8	48	28.803	6.94	45	3.462	7.82
56	9.804	7.09	55	35.279	6.82	55	1.878	6.75
67	53.431	7	61.5	8.021	6.7	65	2.106	6.93
77.75	41.271	6.26	69.5	7.854	6.74	75	3.062	7.09
87.25	3.9	5.9	79.5	12.725	6.76	85	2.182	7.09
99	3.359	5.68	88	3.629	7.23	95	4.511	7
112	4.67	6.93	97	2.54	7.28	105	4.638	6.91
123.5	28.589	7.09	109	1.589	7.46	112.5	4.093	6.89
133.5	150.029	7.11	123.5	1.603	7.91	121	4.113	7.22
142	151.371	7.18	134.5	3.401	7.83	131	3.129	7.4
153.5	116.497	7.98	143.5	3.274	7.59	140	6.554	7.19
167	254.887	8.32	154	2.359	7.44	150	1.077	6.16
174	63.733	7.66	165.5	1.64	7.37	159.5	1.049	6.39
182	7.847	8.39	176	3.493	7.54	167.5	0.563	6.59
198.5	6.432	8.54	186.5	2.462	7.53	178	2.118	6.66
215	1.418	8.58	198.5	5.088	7.66	186	2.431	6.71
227	1.698	8.56	205	5.088	7.66	196	0.789	6.86
237	4.15	8.29				206	0.541	6.83
246	1.378	8.06				216	1.449	6.67
255	2.138	7.91				226	2.186	6.5
267.5	1.486	7.99				236	2.117	6.2
282.5	2.563	8.23				246.5	1.32	6.21
296.5	3.118	8.5				257	0.805	6.45
309	3.576	8.62				262	0.805	6.45
326.5	2.608	8.7						
338	2.608	8.7						



7219553		7219611		7219621		7219714	
Tiefe	Konzentr.	Tiefe	Konzentr.	Tiefe	Konzentr.	Tiefe	Konzentr.
cm	mg/l	cm	mg/l	cm	mg/l	cm	mg/l
0	6.512	0	2.42	0	1.002	0	1.067
7	6.512	9.5	2.42	10	1.002	10	1.067
29	1.842	30.5	0.849	30	1.067	30	0.396
81	2.459	64.5	0.651	50	0.612	50	0.469
90	3.375	77	1.511	70	0.623	70	0.881
114.5	1.552	98.5	4.454	90	0.434	90	0.589
139	-1	121	3.278	110	1.083	110	0.934
160.5	1.155	142	1.126	130	0.952	130	2.31
180	1.188	162.5	1.282	150	0.908	150	16.623
206	1.678	184	2.419	170	0.955	170	24.072
234	1.851	205	1.483	190	0.762	190	4.495
259.5	1.089	224.5	1.844	210	0.61	210	4.671
281	1.54	243.5	1.805	230	1.002	230	7.435
289	1.54	263	1.489	250	1.113	250	4.343
		283	1.618	270	1.784	270	2.753
		305	1.554	290	1.17	290	3.333
		327	1.129	310	1.589	310	3.674
		346.5	1.742	330	1.812	330	3.218
		366	1.552	350	1.373	350	2.839
		384.5	3.9	370	0.761	370	2.728
		393	3.9	390	0.704	390	3.366
				410	3.198	402	4.583
				430	1.168	404	4.583
				450	1.8		
				460	1.8		

4320812			4319411			4321611		
Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH
0	2819.041	6.52	0	638.42	6.87			
2.5	2819.041	6.52	5	638.42	6.87			
8	180.295	6.93	13.5	201.469	6.78			
16.5	42.194	7.01	26	692.284	6.83			
27.5	24.023	7.65	40	366.322	6.98	36.25	2.285	6.79
38.25	23.814	8.13	49.5	279.927	6.89	45.75	2.002	6.93
48.5	34.56	8.33	59.5	141.618	6.93	55.5	1.552	7.61
58.5	111.228	8.36	70	73.502	6.9	65.5	1.848	6.95
67.5	427.515	8.56	79	54.483	6.98	75.5	1.059	6.95
77	108.329	8.78	88	39.879	7.03	85.25	1.377	6.91
87.75	28.645	8.71	98	30.82	7.06	94.5	1.219	6.91
99	18.357	8.84	107	21.337	7.02	106.6	1.953	6.95
109.5	10.331	8.89	116	32.563	7.06	117.5	2.854	6.89
119	16.379	8.82	126.5	52.033	7.1			
124.5	41.5	8.92	135.5	9.476	6.99			
137	29.413	8.63	144	6.534	6.88			
147.25	9.966	8.79	154.5	2.254	6.87			
158.5	7.991	8.95	165	5.607	6.98			
168.75	3.718	8.85	175	5.037	7.29	179.25	6.718	
179	2.583	8.93	185	1.247	7.39	189	2.113	7.49
189.5	1.974	8.9	195	0.978	7.42	198.25	3.454	7.53
201	1.939	8.64	205	1.385	7.42	206.25	2.9	7.51
210	1.544	8.87	215	1.109	7.61	215	2.616	7.45
216	51.873	8.92	225	1.145	7.49	225.5	1.568	7.34
220.5	3.483	8.5	235	3.118	7.52	237.5	1.226	7.16
223	3.379	8.42	245	6.11	7.53	249.5	1.499	7.11
225	3.723	8.01	255	1.641	7.49	260.5	1.088	7.07
232.25	1.971	9.04	265	1.929	7.49	271	3.003	7.39
242.25	1.159	9.06	275	1.19	7.45	281.5	1.927	7.48
250.25	2.066	8.87	285	1.013	7.5	292.5	1.456	7.56
257.75	5.215	8.84	295	1.212	7.51	303	1.447	7.52
261	5.215	8.84	305	1.36	7.23	313	2.762	7.53
			315	0.667	7.42	0	1.456	7.58
			325	1.343	7.32	333	1.556	7.53
			335	1.541	7.38	342.75	1.851	7.49
			345	1.086	7.5	354.5	1.205	7.49
			355	0.955	7.62	367.75	2.236	7.36
			367.5	1.884	7.56	374.5	2.236	7.36
			381	7.298	7.45			
			387	7.298	7.45			

6214511			4319011			4321112		
Tiefe	Konzentr.	pH	Tiefe	Konzentr.	pH	Tiefe	Konzentr.	pH
cm	mg/l		cm	mg/l		cm	mg/l	
0	16.739	6.53	0	275.824	6.21	0	0	6.43
3	16.739	6.53	5	275.824	6.21	3	1618.9	6.43
11	3.615	7.11	15.5	65.884	6.59	11	175.078	6.52
20.5	0.216	6.37	26	32.211	7.25	20.5	83.305	6.37
28.5	0.291	6.59	36	46.035	7.56	30	36.442	6.3
38.5	2.057	6.62	46.5	29.154	7.69	38.5	24.67	6.42
50	1.412	8.45	57.5	269.984	7.74	47	24.865	6.27
60	1.161	6.66	68	65.667	8.12	57	21.311	6.35
69.5	2.26	6.57	79	66.958	8.05	67.5	43.451	6.44
81.5	2.958	8.62	89.5	14.866	8.31	78	22.429	6.72
97	7.294	7.18	98.5	6.873	8.25	88	86.352	6.4
111.5	7.422	7.06	107	3.908	7.95	98	762.25	6.44
124.5	11.488	6.83	116.5	2.711	8.41	106.5	523.5	6.63
139	2.51	6.48	129	4.1	8.44	117	25.023	6.6
154.5	2.235	6.58	141	12.302	8.92	129.5	426.217	6.52
170.5	1.388	6.87	151	5.321	8.73	140	391.219	7.03
186	3.863	7.11	163	2.375	8.7	147	39.704	7.08
199.75	2.122	7.45	175	10.309	8.73	154	2.155	6.72
212	2.992	7.82	184.5	2.315	8.65	164	4.287	6.68
226.5	2.671	8.66	193.5	7.556	8.73	174	7.634	6.66
240	5.88	8.07	203	54.508	8.54	184	4.945	6.59
250	8.865	8.56	212	18.24	5.08	194	9.164	6.69
261.5	9.032	8.72	220	14.187	7.9	204	3.266	7
274	6.429	8.68	227.5	17.8	8.57	214	11.394	6.56
285	6.238	8.36	235.5	173.581	8.42	224	3.196	6.91
295.5	7.685	8.66	245.5	37.933	8.52	234	4.718	6.52
308.75	1.838	8.7	256.5	74.85	8.13	244	0.443	6.93
325.75	1.566	8.75	268	77.623	8.54	254	1.225	6.56
344.5	1.989	8.98	274	77.623	8.54	265	1.867	6.51
354	1.989	8.98				271	1.867	6.51

4319811			4320912			4320811		
Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH
0			0	176.677	6.39	0		7.74
10			5	176.677	6.39	4.5		7.74
20			15	8.256	6.67	14	1110.508	7.85
30			25	25.823	7.52	24.5	38.322	7.85
40			32.5	618.159	7.75	33.5	80.058	7.93
50			40	64.97	8.24	38.5	100.065	8.17
60			50	10.265	8.13	44	16.715	7.34
70			60	8.766	8.25	53.5	11.072	7.62
80			70.75	528.679	8.72	64	11.56	7.86
90			81	10.83	8.64	73.5	11.132	8.16
100			90.5	87.525	8.94	84	6.775	8.66
107.5	23.393	7.07	100.5	1.753	8.88	95	7.852	8.5
121.5	30.329	7.39	110.5	2.707	9.21	105	8.59	7.81
134.5	26.67	7.52	121.75	8.151	8.92	115.5	4.382	7.79
147.5	80.591	7.44	133	1.497	9.28	127.5	1.959	8.43
159.5	258.332	7.83	143	3.644	9.24	138.5	2.822	7.88
168.5	50.639	7.8	153	1.516	9.1	147	5.704	8.2
177.5	52.145	7.79	162.5	1.619	8.99	153.5	178.857	8.1
188	57.562	7.52	172	1.52	9.15	160	10.589	8.46
199	51.462	7.79	182	3.139	8.93	168	4.118	8.24
210.5	33.577	7.86	192	2.484	7	176	4.538	8.19
221	38.552	7.77	200.75	3.3	7.02	185	7.311	7.38
230.5	30.885	7.75	209.5	3.311	7.07	196	10.836	8.76
240.5	32.043	7.81	219.25	4.535	7.09	207	3.742	8.67
250.5	35.216	7.69	229	2.249	7.09	217	4.528	8.62
259	49.363	7.48	239	2.858	7.12	227	3.078	8.75
267	41.911	8.07	249	3.47	7.19	238	1.643	8.92
276.5	37.705	8.62	259	1.314	7.15	250.5	1.663	8.88
286.5	37.623	8.63	269	2.253	7.08	262	1.906	8.49
295	73.074	7.99	279	2.96	7.02	272	2.047	8.55
305.75	4.611	7.8	289.5	1.873	7.16	282	2.373	8.29
317.5	1.628	8.24	295	1.873	7.16	287	2.373	8.29
327.25	4.172	8.13						
340	2.25	8.28						
348	2.25	8.28						

7221211		7221631		7221382		4319912		pH
Tiefe cm	Konzentr. mg/l	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	
0	1.636	0	541.86	0	2.801	0	850.212	7.75
10	1.636	5	541.86	5	2.801	5	850.212	7.75
30	0.886	15	3.706	15	2.089	15	538.473	7.62
50	0.921	25	6.745	25	3.116	25	379.538	7.64
70	1.277	35	8.513	35	6.807	35.25	389.807	7.4
90	1.265	45	8.466	45	10.839	44.75	382.449	7.56
110	0.901	55	2.14	55	1.022	53.25	232.345	7.35
130	0.797	65	1.313	65	1.681	62.25	181.293	7.63
150	0.741	75	2.332	75	1.84	69	331.796	7.72
170	0.937	85	3.745	85	1.2	74.5	107.02	7.51
190	0.834	95	2.228	95	2.993	83	21.373	7.72
210	0.88	105	2.584	105	2.235	93	9.876	7.64
230	4.063	115	5.621	115	1.094	103.5	14.731	7.26
250	1.212	125	3.473	125	1.446	114	21.811	7.34
270	1.424	135	4.328	135	1.724	124	15.349	7.46
290	1.12	145	5.568	145	3.26	134	23.483	7.5
310	0.901	155	2.109	155	7.548	144	14.367	7.5
330	0.941	165	41.231	165	8.356	149	14.367	7.5
342.5	2.28	170	41.231	175	2.743			
345	2.28			185	1.845			
				195	1.024			
				200	1.024			

4319112			4319912		
Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	pH
0	7.226	7.77	0	850.212	7.75
6	7.226	7.77	5	850.212	7.75
18.5	9.268	7.56	15	538.473	7.62
28.5	4.783	7.59	25	379.538	7.64
39.5	5.228	7.57	35.25	389.807	7.4
50.5	4.999	7.58	44.75	382.449	7.56
61	4.662	7.64	53.25	232.345	7.35
74	2.595	7.69	62.25	181.293	7.63
89.5	3.434	7.8	69	331.796	7.72
99	6.679	7.42	74.5	107.02	7.51
116.5	8.397	7.1	83	21.373	7.72
128	8.372	6.97	93	9.876	7.64
140.5	8.412	7.1	103.5	14.731	7.26
156	6.123	7.13	114	21.811	7.34
173.5	7.562	7.4	124	15.349	7.46
187	8.228	7.49	134	23.483	7.5
197	2.253	8.14	144	14.367	7.5
206.5	4.14	8.05	149	14.367	7.5
218.5	2.836	8.08			
234	1.231	7.59			
247	1.923	7.36			
257.5	4.363	7.22			
271	2.115	7.01			
279	2.115	7.01			

4321812		4321111		4321213		pH	4321511		pH
Tiefe cm	Konzentr. mg/l	Tiefe cm	Konzentr. mg/l	Tiefe cm	Konzentr. mg/l		Tiefe cm	Konzentr. mg/l	
0	42.844	0	8384.25	0	3.058	7.65	0	93.561	5.93
5	42.844	1.5	8364.25	5.75	3.058	7.65	5	93.561	5.93
15	15.637	4.25	2894.18	17.5	1.418	8.01	15	6.007	6.51
25	67.162	7.75	389.971	29	1.723	7.89	25	4.976	6.35
34	65.151	15	130.862	39.5	3.804	7.93	35	2.8	6.51
40	547.407	24	66.38	49	3.208	7.89	45	2.399	5.79
42.5	600.81	29.5	61.48	59.25	3.325	7.62	53.5	40.748	6.56
46.5	241.027	33.75	33.45	68.5	2.448	7.88	62	153.822	7.25
52.75	5.628	39.5	17.229	74.25	2.018	7.51	72	26.274	5.92
63	3.018	45.5	26.956	83	4.105	7.6	82	4.288	6.59
74	4.547	53.5	22.862	89	4.732	6.6	92	5.229	6.48
85.75	3.153	60.75	43.9	106	1.811	6.75	102	3.74	7.27
98.25	5.966	68.75	1028.44	116.25	1.457	6.8	112	2.538	6.42
109.75	3.088	72.5	162.66	125	3.235	6.8	123.5	6.072	7.4
118.75	2.168	79.5	30.417	132	2.081	6.89	135	25.588	8.38
128	2.404	88.25	53.8	143.75	1.412	6.87	145	2.878	6.35
137	2.421	93.25	18.846	155.5	3.049	6.97	155	2.493	8.78
146.5	12.296	100	20.64	168	1.202	6.87	165	1.671	8.87
156.5	1.887	104	24.32	182.5	2.534	6.88	175	9.134	8.82
166	1.971	107	15.6	191	6.396	8.52	182.5	6.114	8.59
175	3.363	110.25	46.48	199	4.204	8.62	190		6.48
184.5	3.787	113.75	21.6	208.5	2.792	8.81	200	8.952	6.04
194.25	2.046	121	40.107	218.5	2.702	8.95	210	6.259	7.4
203.75	2.092	132	1611.24	228.5	4.2	8.9	220	6.283	7.22
210.75	1.809	141.75	24.92	239	5.187	8.84	230	2.716	6.14
215.75	2.386	148.75	19.72	249.5	3.511	8.77	239.5	8.303	7.58
220.25	2.833	154	61.587	259.75	3.454	8.89	249	6.333	6.33
223	4.219	160.25	85.741	269.25	4.616	8.98	259	5.407	8.01
225	2.222	168.75	31.907	275.5	4.616	8.98	269	12.316	7.97
227.75	4.53	178.75	10.5				279	3.784	6.48
234.75	2.337	186.75	2.462				289.5	3.479	8.23
245	1.624	195.75	16.68				300	3.005	8.48
255.5	0.933	205.25	5.58				310	3.792	8.47
266.25	1.677	214.25	0.76				320	4.169	8.32
275.75	2.194	224.75	8.053				330	3.36	8.36
286.25	3.749	235.5	14.8				340.5	4.865	6.51
292.5	3.749	247.25	19.453				349.5	212.792	8.09
		258.5	4.68				358	10.658	6.2
		268.5	11.15				368	10.94	6.06
		277.75	1.16				378	5.284	8.46
		285.5	3.45				388	6.327	8.38
		292.5	5.32				398	5.026	6.4
		299	4.125				408	4.691	8.58
		308.25	2.686				418	2.478	6.36
		318	2.06				428	1.2	8.34
		325.5	7.62				438	1.473	6.18
		329.5	7.62				448.5	7.639	8.67
							456	7.639	8.67

Anhang Tabelle: 8

Station	C-org (%)	Sulphur (%)	CaCO3 (%)	Station	C-org (%)	Sulphur (%)	CaCO3 (%)
1	1.14	0.075	0	31	1.35	0.068	0.43
2	1.70	0.109	0	32	4.11	0.156	3.37
3	1.74	0.146	0	33	1.60	0.112	1.22
4	0.94	0.071	0.69	34	2.30	0.095	1.7
5	1.20	0.066	0	35	1.02	0.068	0.91
6	1.24	0.077	0	36	3.00	0.163	0
7	1.21	0.079	0.47	37	1.21	0.086	0.38
8	1.36	0.091	0.17	38	2.35	0.110	0.3
9	2.37	0.105	0	39	2.49	0.108	0.12
10	1.12	0.078	0	40	1.51	0.114	5.53
11	2.60	0.094	0.11	41	2.35	0.209	0.51
12	0.87	0.474	0.34	42	1.90	0.111	0.28
13	3.05	0.142	0.91	43	2.30	0.086	0.27
14	1.49	0.077	0.29	44	4.90	0.203	1.87
15	1.99	0.183	0.12	45	2.42	0.105	1.01
16	1.35	0.068	0	46	2.10	0.138	1.74
17	3.01	0.134	0	47	2.79	0.106	1.52
18	1.89	0.162	9.14	48	1.91	0.166	1.36
19	2.12	0.067	0	49	1.17	0.215	0.51
20	0.99	0.062	0	50	3.37	0.135	0.9
21	1.15	0.083	0.64	51	0.89	0.068	0.47
22	38.15	0.438	12.27	52	6.82	0.173	3.31
23	1.40	0.071	0.19	53	1.60	0.175	1.19
24	3.08	0.177	0.88	54	1.24	0.085	0.14
25	0.66	0.061	0	55	3.91	0.113	2.64
26	1.21	0.067	0.22	56	2.01	0.131	0.62
27	2.30	0.181	5.99	57	1.49	0.190	0.87
28	1.45	0.093	0.69	58	2.46	0.136	1.37
29	5.18	0.103	0	59	2.52	0.130	0.73
30	1.34	0.076	0.46	60	2.40	0.142	0.69

Anhang Tabelle: 9

Bewegungsgleichung von Sedimentpartikeln im Wasser,

Ansatz:  $\frac{dv}{dt} = \frac{\pi}{6} \frac{d^3}{m_k} (\rho_s - \rho_f) g - \frac{c_w \rho_f \pi d^2}{8 m_k} v^2 - 6\pi \eta \frac{d}{2} m_k$

Y-Komp.

$\uparrow$  Beschleunigung durch Gravitation und Auftrieb       $\uparrow$  Newton'sches Widerstands Gesetz       $\uparrow$  Stoke'sches Gesetz

Lösung:  $v(t) = \frac{\sqrt{a^2 - 4bc} - a - e^{-\frac{\sqrt{a^2 - 4bc}}{2b} t}}{2b(1 + e^{-\frac{\sqrt{a^2 - 4bc}}{2b} t})} (\sqrt{a^2 - 4bc} + a)$

Grenz- bzw. Sinkgeschwindigkeit:  $v(\infty) = \frac{\sqrt{4cb - a^2} + a}{2b}$

mit

$$a = -6\pi \eta \frac{d}{2} m_k = -18 \eta \frac{1}{\rho_s d^2}$$

$$b = \frac{c_w \rho_f \pi d^2}{8 m_k} = -\frac{3}{4} \frac{\rho_f c_w}{\rho_s d}$$

$$c = \frac{\pi d^3}{6 m_k} (\rho_s - \rho_f) g = \frac{(\rho_s - \rho_f)}{\rho_s} g$$

Bemerk: Da  $v(t)$  für  $t > 0$  sehr schnell gegen Grenzwert  $v(\infty)$  geht, wird nur die Grenz- bzw Sinkgeschwindigkeit betrachtet. Das gleiche gilt für die x-Komponente.

So setzt man.  $v = v_{\text{strom}}$

Folgende Konstanten wurden gewählt:

- $m_k$  = Masse des Teilchens
- $\rho_s$  = Dichte des Teilchens
- $\rho_f$  = Dichte der Flüssigkeit
- $c_w$  =  $c_w$  - Werte, hier 0,4
- $d$  = Durchmesser des Teilchens
- $\eta$  = Viskosität d. Flüssigkeit
- $g$  = 9,81 m/s<sup>2</sup> (Erdbeschl.)



Folgende Voraussetzungen gelten:

1. Teilchen haben Kugelgestalt.
2.  $C_{w}$ - Wert: 0,4 für Reynolds Zahlen von  $1 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^5$   
(Voll abgerissene Strömung)
3. Die Strömungsgeschwindigkeit wurde bis 100m Wassertiefe mit 15cm/s angenommen. Ab 100m Wassertiefe mit 5cm/s.
4. Dichte der Flüssigkeit:  $\rho_F = 1,0027 \text{ g/cm}^3$   
Salzgehalt : 35%  
Temperatur :  $\sim 0^\circ$
5. Viskosität :  $\eta = 1,8 \cdot 10^{-3} \text{ N s m}^{-2}$
6. Die Sinkgeschwindigkeiten für Größen von  $16 \mu\text{m} - 250 \mu\text{m}$  wurden mit folgender Formel berechnet:

$$v = \frac{1}{18} \frac{\rho_s - \rho_F}{\eta} g \cdot d^2$$

Für  $500 - 2000 \mu\text{m}$  wurde  $v(g)$  verwendet.

