

**Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang  
des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer  
(Antarktis)**

**Quaternary sedimentation processes on the continental  
margin of the South Orkney Plateau, NW Weddell Sea  
(Antarctica)**

---

**Sigrun Grünig**

**Sigrun Grünig**

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Columbusstraße; D-2850 Bremerhaven; Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1990 am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angefertigt wurde.

### Kurzfassung

Auf einem N-S-Profil am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus wurden Oberflächenproben und Sedimentkerne gewonnen und sedimentologisch bearbeitet. Das Profil läßt sich morphologisch in Schelf, oberem Kontinentalhang und in einen in Becken und Rücken zerschnittenen unteren Kontinentalhang gliedern. Dem untersten Rücken schließt sich die Tiefsee-Ebene an.

Es wurden Korngrößen-, Sandkomponenten- und Tonmineralanalysen durchgeführt und Wasser-, Corg- und Karbonatgehalt bestimmt. Weiterhin wurden die Scherfestigkeit, die magnetische Intensität und der Eintrag an eistransportiertem Material gemessen. Zur Datierung wurden sehr detaillierte paläomagnetische Messungen, eine Biofluktuationsstratigraphie mit der Radiolarienart Cycladaphora davisiana und 230-Thorium-Analysen durchgeführt.

Die Verteilung der sedimentären Fazies am Kontinentalhang des Plateaus wird durch eine Vielzahl von Faktoren wie die regionale Bathymetrie und Zirkulation, die biogene Produktivität, die saisonale Meereisausdehnung und dem Eintrag von terrigenen Detritus durch Eistransport, Bodenströmungen und/oder Rutschmassen bestimmt. Die komplexen Beziehungen zwischen diesen Faktoren resultieren in dem Vorkommen von drei primären Hauptsedimentfaziestypen.

Es ist dies die Diamiktfazies, die als Interglazialfazies interpretiert wird. Sie besteht aus tonigen Silten und Silten, die durch hohe Gehalte an eistransportiertem gröberem Material wie Kies und Sand (IRD) gekennzeichnet sind. Diese generell stark bioturbat durchwühlten Sedimente weisen z. T. hohe Radiolarien- und Diatomeengehalte sowie geringe Gehalte an Wasser und organischem Kohlenstoff auf. Die magnetischen Intensitäten sind niedrig. Sie führen zudem vulkanische Aschenpartikel, Glaukonit und Mikromanganknollen sowie hohe Gehalte an Gesteinsbruchstücken. Bedingt durch die saisonalen Meereisschwankungen nimmt der Gehalt an Kieselorganismen und IRD entlang des Süd-Orkney-Profiles von Norden nach Süden hin ab, so daß die warmzeitlichen Ablagerungen der südlichen Region fossilleer und IRD-arm sind. Neben Eistransport und biogener Produktivität wirkten sich vor allem noch die Bodenströmungen entscheidend auf die Ausbildung der Diamiktfazies aus. Die Sedimentstrukturen der Fazies deuten auf starke und fluktuierende Strömungseinwirkungen hin.

Die homogene Tonfazies wurde in den Glazialzeiten abgelagert. Es sind siltige Tone, die aufgrund der geschlossenen Meereisbedeckung in den Kaltzeiten generell keine Mikrofossilreste, kaum eistransportiertes Material und nur wenige Gesteinsbruchstücke führen. Die homogene Tonfazies ist demnach vornehmlich ein durch Strömungen angeliefertes

Sediment (Konturrit). Im Vergleich zu den Warmzeiten dürften hingegen die Strömungsstärken infolge der verringerten Bildung von Antarktischem Bodenwasser und der stark eingeschränkten Zirkulation der Wassermassen in den Kaltzeiten relativ gering gewesen sein.

Die homogenen Tone zeichnen sich zudem durch hohe Wassergehalte, mehr organischen Kohlenstoff und hohe magnetische Intensitäten aus. Sie sind nur gering bioturbat durchwühlt, und weisen auch kleinere Wühlspuren als die Diamiktfazies auf.

Während des Übergangs vom Glazial zum Interglazial wird die bioturbate Tonsiltfazies abgelagert, die in ihrer Zusammensetzung in etwa der Diamiktfazies entspricht. Im Unterschied zu dieser weist sie jedoch geringere IRD- und Mikrofossilgehalte auf. Textur und Struktur deuten zudem auf ein ruhiges Strömungsmilieu hin.

Aufgrund der Sedimentfaziesabfolge können in den Sedimentkernen 1175-3, 1170-1, 1170-3 und 1167-9 drei kaltzeitliche und vier warmzeitliche Klimaabschnitte voneinander unterschieden werden. Der untersuchte Zeitraum reicht demnach vom Holozän bis zu der Warmzeit, die vor etwa 340.000 bis 300.000 Jahren stattgefunden hat.

Während des letzten Glazials kam es bereits vor Erreichen des glazialen Maximums aufgrund mehrerer kurzfristiger Eissurges der antarktischen Eisschelfe zu einer verstärkten Anlieferung von IRD durch Eisberge und zur Produktion von Kieselorganismen.

## Abstract

Grab samples and cores for sedimentological studies were retrieved along a N-S transect of the South Orkney Plateau margin. On the basis of morphology, the margin has been subdivided into shelf, upper continental slope, and a lower slope region cut by basins and ridges.

Grain size, sand component, and clay mineralogy were determined as well as water, organic carbon and carbonate contents. In addition, vane shear strength, magnetic intensity and the proportion of ice-rafted debris were measured. Dating was done by detailed magnetic stratigraphy, the biofluctuation of the radiolarian Cycladophora davisiana and 230-Thorium analyses.

Sediment facies distribution is controlled by numerous factors such as regional bathymetry and circulation, biogenic productivity, seasonal ice cover and the deposition of terrigenous detritus by ice-rafting, bottom water transport and/or slumping. The complex inter-relationship between these factors results in three main categories of sediment facies.

The diamict facies is interpreted as an interglacial facies. It is composed of clayey silt and silt and is characterised by a large component of coarse, ice-rafted material such as gravel and sand (IRD). This generally strongly bioturbated sediment contains radiolarian and diatom-rich layers as well as horizons of lower water and organic carbon content. Magnetic intensities, related to volcanic ash particles, glauconite, and micromanganese nodules as well as a large quantity of rock fragments, are low. The biosiliceous and IRD content decreases from north to south along the South Orkney transect because of seasonal ice margin fluctuations, thus resulting in barren and IRD-poor interglacial deposits in the southern region. Apart from ice-rafting and biogenic productivity, bottom currents also exert a strong control on the distribution of this facies. Strong and fluctuating bottom current influence is documented by the sediment structures in this facies.

The homogenous clay facies was deposited during glacial periods. These silty clays are generally barren with little ice-rafted material or rock fragments because of ice cover during glacial periods. The homogenous clay facies was probably deposited by bottom currents (contourite). In comparison to interglacial periods, current velocities during glacial periods must have been relatively weak due to the decreased formation of Antarctic Bottom Water and reduced water mass circulation.

The homogenous clays are additionally characterised by higher water and organic carbon contents as well as higher magnetic intensity. They are only weakly bioturbated with burrows size smaller than in the diamictite facies.

A bioturbated clay-size facies, with a composition similar to that of the diamictite facies, was deposited during the glacial to interglacial transition. The difference lies in the lower IRD and microfossil content. A weak current regime is indicated by the texture and sediment structures.

On the basis of sediment sequences, three glacial and four interglacial periods have been distinguished in cores 1175-3, 1170-3, 1170-1, and 1167-9. The time span ranges from the Holocene to the interglacial at 340,000-300,000 y.

Increased IRD deposition by icebergs and an increase in the production of siliceous organisms occurred during the maximum of the last glacial due to several short surges of the Antarctic ice shelf.

## Inhaltsverzeichnis

## Seite

	Kurzfassung.....	I
	Abstract.....	III
	Inhaltsverzeichnis.....	V
1.	Einleitung und Fragestellung.....	1
2.	Geographie und Morphologie des Weddellmeeres....	3
3.	Lage und morphologische Gliederung des Arbeitsgebietes.....	5
4.	Geologie des Süd-Orkney-Plateaus.....	6
5.	Ozeanographie des Weddellmeeres.....	7
5.1.	Wassermassen und Zirkulation.....	7
5.2.	Hydrographie am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus.....	12
5.3.	Eisbedeckung des Weddellmeeres.....	13
6.	Material und Methoden.....	15
6.1.	Navigation und Lotung.....	15
6.2.	Stationswahl und Kernbearbeitung.....	15
7.	Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen...	19
7.1.	Auswertung der niederfrequenten Sediment- echolot-Aufzeichnungen.....	20
7.1.1.	Schelfbereich.....	20
7.1.2.	Kontinentalhang.....	22
7.2.	Korngrößenverteilung.....	27
7.3.	Verteilung des eistransportierten Materials....	30
7.4.	Verteilung der Komponenten in der Sand- fraktion.....	34
7.4.1.	Kieselige Mikroorganismen.....	35
7.4.2.	Foraminiferen.....	38
7.4.3.	Quarz.....	39
7.4.4.	Gesteinsbruchstücke.....	40
7.4.5.	Vulkanische Aschen.....	41
7.4.6.	Authigene Minerale.....	42
7.4.6.1.	Mikromanganknollen.....	42
7.4.6.2.	Glaukonit.....	44
7.5.	Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff.....	45
7.6.	Wassergehalt.....	47
7.7.	Scherfestigkeit.....	48
7.8.	Bioturbation.....	52
7.9.	Die Sedimente des Beckens II (1173-9).....	54
7.10.	Datierung der Sedimente.....	57
7.10.1.	Biostratigraphie.....	57
7.10.1.1.	Diatomeenstratigraphie.....	57
7.10.1.2.	Radiolarienstratigraphie.....	58
7.10.2.1.	Ergebnisse der paläomagnetischen Messungen....	64
7.10.2.2.	Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung.....	72
7.10.3.	230-Thorium-Profil.....	74
8.	Korrelation der Sedimentkerne.....	77
9.	Korrelation der Grob-/Fein-Zyklen mit einer Isotopenstratigraphie.....	80
10.	Die Sedimentfazies und ihre Bildungs- bedingungen.....	88

10.1.	Homogener Ton (Fazies A).....	88
10.1.1.	Sand- und kiesführender Tonsilt (A1).....	90
10.1.2.	Bildungsbedingungen der Fazies A.....	90
10.2.	Diamikt (Fazies B).....	95
10.2.1.	Diatomeenschlamm (B1).....	96
10.2.2.	Fossilleerer Diamikt (B2).....	97
10.2.3.	Bildungsbedingungen der Fazies B.....	97
10.3.	Bioturbater Tonsilt (Fazies C).....	102
10.3.1.	Bildungsbedingungen der Fazies C.....	104
10.4.	Restsediment (Fazies D).....	104
10.4.1.	Bildungsbedingungen der Fazies D.....	105
10.5.	Turbiditablagerungen.....	107
11.	Korngrößenverteilung und Bodenwassereinfluß.....	108
12.	Zusammenfassung.....	115
13.	Literaturverzeichnis.....	117
14.	Dank.....	126

#### ANHANG

15.	Arbeitsmethoden.....	127
15.1.	Öffnen der Kerne und ihre Beschreibung.....	127
15.2.	Kriterien für die Probennahme.....	127
15.3.	Radiographien.....	127
15.4.	Smear Slides.....	128
15.5.	Scherfestigkeit.....	129
15.6.	Wassergehalt.....	129
15.7.	Bestimmung von Gesamt-, Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff.....	129
15.8.	Kerogen-Bestimmung.....	131
15.9.	Korngrößenanalyse.....	131
15.10.	Analyse der Grobfraktion.....	132
15.11.	Auswertung und Darstellung der Korngrößen- und Komponentenanalyse.....	133
15.12.	Bestimmung des IRD-Gehaltes.....	134
15.13.	Datierungsmethoden.....	134
15.13.1.	Biostratigraphie.....	134
15.13.2.	230-Thorium-Messungen.....	136
15.13.3.	Paläomagnetische Messungen.....	136
16.	Daten.....	139
16.1.	Verwendete Abkürzungen und Symbole.....	139
16.2.	Kernbeschreibungen.....	141
16.3.	Sedimentradiographien.....	152
16.4.	Korngrößenparameter.....	157
16.4.1.	Gesamtprobe und Grobfraktion (Tab. 10).....	157
16.4.2.	Siltfraktion (Tab. 11).....	166
16.5.	IRD-Werte (Tab. 12).....	171
16.6.	Komponenten der Sandfraktion und Tonmineralverteilung (Tab. 13).....	174
16.7.	Scherkraftmessungen (Tab. 14).....	180
16.8.	Wassergehalt (Tab. 15).....	183
16.9.	Organischer Kohlenstoffgehalt (Tab. 16).....	187
16.10.	Vorkommen der <u>Cycladaphora davisiana</u> im Kern 1175-3 (Tab. 17).....	190
16.11.	230-Thorium-Profil (Tab. 18).....	191
16.12.	Paläomagnetikdaten (Tab. 19).....	192

## 1. Einleitung und Fragestellung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen der multidisziplinären wissenschaftlichen Projekte, die im Bereich des Weddellmeeres und seiner Umrandung vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung durchgeführt werden. Das dieser Arbeit zugrunde liegende Probenmaterial stammt von der Expedition ANT-II/3 (22.11.-27.12.1983), die mit dem Forschungsschiff "Polarstern" in die Region des Süd-Orkney-Plateaus führte (Abb. 1).

Ziel dieser Fahrt sollte es sein, einen detaillierten Ablauf der holozänen und spätpleistozänen Sedimentations- und Klimageschichte in einem bisher nur wenig erforschten Teil des Südatlantiks zu rekonstruieren, der sich durch niedrige Karbonatgehalte, der Einwirkung von starken Bodenströmungen und glazialen Einfluß auszeichnet.

Die Erforschung des Weddellmeeres konzentrierte sich in den letzten Jahren vornehmlich auf dessen südlichen und östlichen Teile (KURTZ & ANDERSON, 1979; ANDERSON et al., 1979, 1980, 1982; DOMACK et al., 1980; WRIGHT & ANDERSON, 1982; ELVERHOI et al., 1983; GROBE, 1986; MELLES, 1987). Es existieren hingegen nur sehr wenige Arbeiten, die sich mit den sedimentären Prozessen und der Verteilung und Entstehung der pleistozänen Ablagerungen im Bereich des nördlichen Weddellmeeres befassen. FISCO (1982), ANDERSON (1984) und POREBSKI (mündl. Mitt.) führten vorwiegend eine lithologische Beschreibung der Sedimente durch. Eine Datierung der Ablagerungen und eine lithofazielle Gliederung der Sedimente, die dann eventuell Aussagen zur Sedimentations- und Klimageschichte ermöglicht hätten, gelang ihnen nicht. Als ein Hauptproblem erwies sich bei allen bisherigen Untersuchungen vor allem immer die Datierung der Sedimente. Eine möglichst genaue Kenntnis der Alters-Tiefen-Abfolge in den gewonnenen Sedimentkernen bildet jedoch die Voraussetzung, um paläoozeanographische Entwicklungen und klimagesteuerte Prozesse des jüngeren Quartärs, wie Vereisungsphasen oder Zeiten geringer Sedimentation zu rekonstruieren.

Um die Informationslücken in dieser Region zu schließen, wurden entlang eines NW-SE-Profiles am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus niederfrequente Sedimentecholot- und reflexionsseismische Vermessungen zur Erkundung oberflächennaher Strukturen durchgeführt. Anhand der 3,5 kHz-Aufzeichnungen wurden dann geeignete Bodenbereiche zur Gewinnung von Oberflächenproben und Sedimentkernen ausgewählt. Parallel dazu liefen ozeanographische Studien, die die Untersuchungen mit Aussagen über die Wassermassen und die Oberflächen- und Tiefenzirkulation, und durch Messungen zum Partikelfluß ergänzten.

An den Sedimentkernen wurden schließlich detaillierte Textur- und Komponentenanalysen durchgeführt, Karbonat-, Kohlenstoff- und Wassergehalt bestimmt, und der Eintrag an eistransportiertem Material und die Scherfestigkeit ermittelt. Diese Untersuchungen sollten dazu dienen, die verschiedenen Parameter zu quantifizieren, ihren Verlauf in Abhängigkeit von der Kerntiefe darzustellen, und ihre Variabilität innerhalb eines eng umrissenen Faziesraumes festzustellen.

Die Schwierigkeiten dieser Arbeit lagen insbesondere in der Datierung, da keine karbonatischen Fossilien vorhanden sind, und eine  $^{18}\text{O}$ -Isotopenbestimmung an den Kernen nicht möglich ist. Aus diesem Grunde wurde versucht, eine Datierung mit Hilfe sehr detaillierter paläomagnetischer und  $^{230}\text{Th}$ -Messungen zu erlangen. Zusätzlich wurden zur Alterseinstufung der Sedimentkerne Biofluktuationsstratigraphien benutzt, die auf den Häufigkeitsschwankungen der Radiolarienart Cycladophora davisiana und der Diatomeenart Eucampia balaustium basieren.

Ziel aller ausgeführten Analysen war es schließlich, mit Hilfe der Fluktuationen der oben genannten Parameter und den Ergebnissen der Datierung, die Kerne der Becken I (1175-3), II (1173-9), III (1170-3, 1170-1) und IV (1167-9) miteinander zu korrelieren, sowie Lithofaziestypen zu unterscheiden. Gleichzeitig sollte geprüft werden, ob sich die großräumigen pleistozänen Klimawechsel (Glazial, Interglazial) im Sediment widerspiegeln, und ob warm- und kaltzeitliche Ablagerungen voneinander unterschieden werden können.

In der vorliegenden Arbeit sollte auch versucht werden, mit Hilfe der Verteilung des eistransportierten Materials (IRD) und der Kieselorganismen Rückschlüsse auf das pleistozäne Klima zu ziehen. Inwieweit spiegelt z. B. das Vorkommen an IRD die Eisbedeckung im Arbeitsgebiet wider?

Ein weiterer wichtiger Punkt war zudem die Klärung der Frage, ob sich der Einfluß des Antarktischen Bodenwassers im Sediment bemerkbar macht. Gibt es z.B. Fluktuationen in der Strömungsgeschwindigkeit des Bodenwassers, und inwieweit korrespondieren diese mit den globalen klimatischen Wechseln, d.h. mit den glazialen und interglazialen Zyklen? Hier sollte vor allem geklärt werden, ob eine Beziehung zwischen der Produktion und Entwicklung des Antarktischen Bodenwassers und den Hauptklimazyklen besteht.

## 2. Geographie und Morphologie des Weddellmeeres

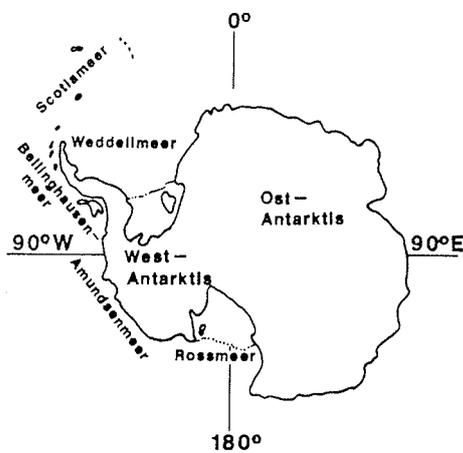
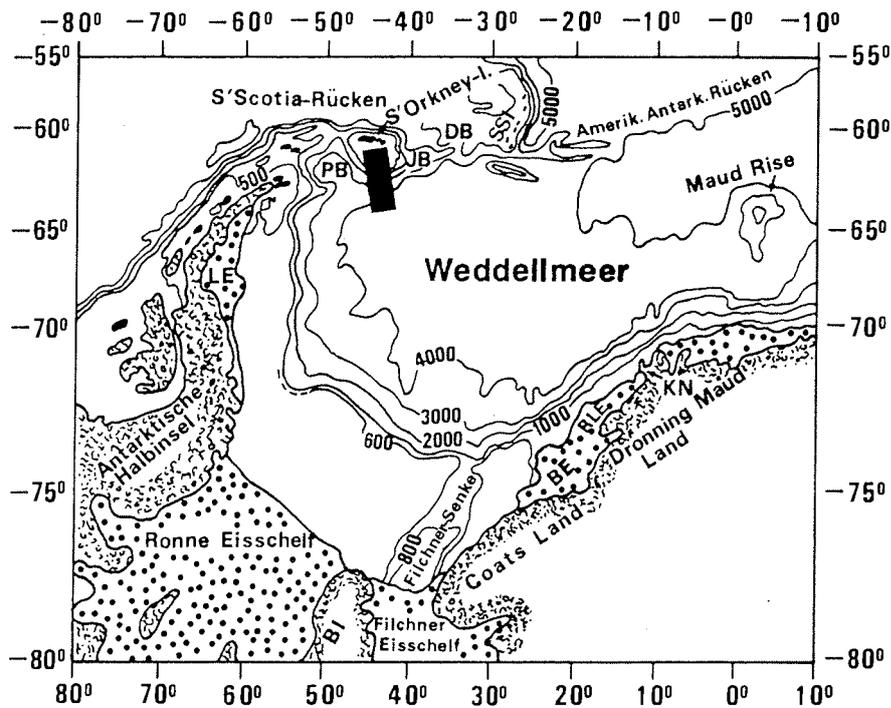
Das Weddellmeer ist eines der vier Randmeere, die den antarktischen Kontinent umgeben (Abb. 1). Die nördliche Begrenzung des Meeres bildet der südliche Scotia-Rücken, der aus mehreren von Ost nach West verlaufenden Erhebungen, u. a. dem Süd-Orkney-Plateau und der Discovery-Bank, besteht.

Auf der Nordseite des ca. 180 km langen Süd-Orkney-Plateaus, das im Norden etwa 300 km und auf der Südseite ca. 150 km breit ist, liegt die Süd-Orkney-Inselgruppe (60° 43'S, 45° 38'W). Die Inseln sind bis auf die von gletschererfüllten Trogtälern stark zerschnittenen Küstenbereiche und einigen fast 1300 m hohen Nunatakern, permanent schnee- und eisbedeckt. Morphologie, Vegetation und Klima der Inseln beschreibt HOLDGATE (1967) im Detail. Unmittelbar nördlich des Plateaus verläuft der mehr als 4500 m tiefe Süd-Orkney-Trog. Tektonisch befindet sich hier die aktive Grenze zwischen der Antarktischen und der Scotia Platte (BARKER, 1970).

Die westliche Begrenzung des Weddellmeeres bildet die Antarktische Halbinsel, die ca. 600 km von den Süd-Orkney-Inseln entfernt ist. Die der Halbinsel im NW vorgelagerten stark zerklüfteten Inseln und Küstengebiete sind meistens eisfrei. Die Inlandbereiche dagegen mit einer mittleren Höhe von etwa 1500 m sind permanent eisbedeckt, nur wenige Nunataker ragen heraus. Die maximalen Höhen reichen im Süden bis 3240 m. Nach Norden zu dacht der Gebirgszug allmählich bis auf 500 m ab. Der Ostküste zwischen 70° und 65°S ist der Larsen Eisschelf vorgelagert. Er dehnt sich mit einer Breite von 160 km über die küstennahen Bereiche aus. Dem östlichen maximal 400 km breiten Kontinentalschelf schließt sich ein Hang an, der durch submarine, tief eingeschnittene Canyons stark zerfurcht ist (JOHNSON & VANNEY, 1981; JOHNSON et al., 1981). Diese Einschnitte sind vermutlich junge, z.T. rezente Erosionsformen, die häufig bereits im Schelfrandbereich beginnen, und durch Suspensions- oder Schlammströme geformt und offen gehalten werden (JOHNSON et al., 1981).

Die südliche Umrandung des Weddellmeeres bilden Filchner- und Ronne-Eisschelf, die eine Fläche von ca.  $4,7 \times 10^5 \text{ km}^2$  einnehmen. Im Osten grenzt der Ostantarktische Eisschild mit Coats-Land und Dronning-Maud-Land an das Weddellmeer.

Ein interessantes physiographisches Merkmal am SE-Rand des Weddellmeeres ist die Filchnersenke, die sich von NE nach SW über 600 km zwischen 75°S und 78°S erstreckt. Nahe der Filchnereisschelfkante bei 38°W erreicht sie Tiefen von mehr als 1000 m, nach Norden zu wird sie flacher (ca. 500m). Nach JOHNSON et al. (1982) ist sie das Ergebnis von Ausräumung durch Eiserosion während der maximalen Ausdehnung des Inlandeises im Pleistozän.



**LEGENDE**

- DB = Discovery-Bank
- PB = Powell-Becken
- BE = Brunt-Schelf
- SSI = Süd-Sandwich-Inseln
- LE = Larsen-Eisschelf
- RLE = Riiser-Larsen-Eisschelf
- JB = Jane-Becken
- BI = Berknerinsel
- KN = Kapp Norvegia

Abb. 1: Übersichtskarte des Weddellmeeres. Das Arbeitsgebiet (schraffiert) liegt südlich der zum Scotia-Rücken gehörenden Süd-Orkney-Inseln. Es reicht über den Schelf und den Kontinentalhang bis in die Ebenen der Tiefsee.

### 3. Lage und morphologische Gliederung des Arbeitsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt am Nordweststrand des Weddellmeeres in der Region des Süd-Orkney-Plateaus (Abb. 1). Die gewählten Probennahmestationen befinden sich dabei auf einem 410 km langen von NW nach SE verlaufendem Profil (60°44' 34"S, 45°46' 36"W bis 63°56' 91"S, 44°02' 51"W).

Morphologisch läßt sich das Arbeitsgebiet in den Schelf mit küstennahen und -fernen Bereichen und in einen Kontinentalhang mit seinem oberen Steilabfall und einen in Becken und Rücken zerschnittenen unteren Hang gliedern (Abb. 2). Der untere Teil des Kontinentalhanges weist drei ca. 25 km breite Becken auf, die in dieser Arbeit immer als Süd-Orkney-Becken I, II und III bezeichnet werden. Sie sind voneinander durch morphologisch stark zerschnittene submarine Tiefseerücken getrennt. Diese von Ost nach West verlaufenden Rücken sind 40 bis 50 km breit, und erheben sich bis zu 1500 m über den umliegenden Meeresboden (BARKER et al., 1985). Sie haben keine bzw. eine nur sehr geringe Sedimentauflage. Dem untersten Rücken folgt in 4500 m Wassertiefe eine auf der Nordseite tief eingeschnittene ca. 20 km breite Mulde, die im folgenden immer als Süd-Orkney-Becken IV bezeichnet wird. Es schließt sich unmittelbar die Tiefsee-Ebene an (Discovery Report, 1984/85). Eine detaillierte morphologische Beschreibung des Arbeitsgebietes anhand der 3.5 kHz-Sedimentecholot-Aufzeichnungen findet sich im Kap. 7.1..

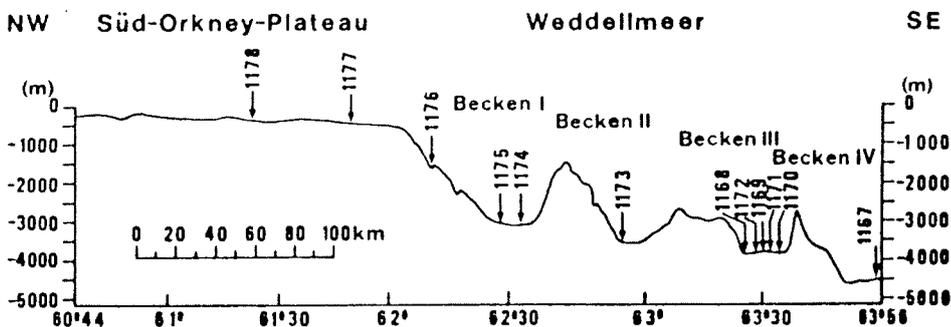


Abb. 2: NW-SE verlaufender topographischer Profilschnitt durch das Arbeitsgebiet. Der Kontinentalhang ist in Rücken und Becken gegliedert. Letztere werden in dieser Arbeit als Süd-Orkney-Becken I bis IV bezeichnet. Im Süden schließt sich die Tiefsee-Ebene an. Die Pfeile markieren die Probennahmestationen (s. a. Kap. 6, Tab. 1).

#### 4. Geologie des Süd-Orkney-Plateaus

Einen Einblick in den geologischen Aufbau des Untergrundes im Bereich des Süd-Orkney-Plateaus geben vor allem seismische Daten.

Refraktionsseismische Aufzeichnungen mehrerer Querprofile über das Plateau zeigen im Untergrund Schichten mit Geschwindigkeiten von 4,8 bis 5,6 km/sek, die überwiegend die unterste Einheit bilden (Abb. 3; nach HARRINGTON et al., 1972). Sie können mit den Gesteinen des metamorphen Grundgebirgskomplexes und der Grauwackenschieferserie auf den Inseln korreliert werden. Eine seismische Trennung dieser Gesteinseinheiten ist nicht möglich. Das radio-metrische Alter für das Grundgebirge wird dabei mit 185 +/- 5 Mill. Jahren angegeben (THOMSON, 1968). Südlich der Inseln sind diese Schichten mit den höheren Geschwindigkeiten unter einer mehr als 4 km dicken Gesteinsabfolge mit Geschwindigkeiten von 2 bis 3,5 km/sek begraben. Nach Süden hin nimmt die Mächtigkeit dieser oberen Horizonte auf 2 km ab. Vermutlich handelt es sich dabei um ein von West nach Ost streichendes mit Tertiär- und Kreidesedimenten gefülltes Becken (HARRINGTON et al., 1972). Tertiäres Alter wird für die 2,0 bis 2,5 km/sek - Einheit, Kreidealter für die 3,1 bis 3,7 km/sek - Einheit angenommen. Letztere entsprechen den Spence-Harbour und Powell-Island Konglomeraten der Unterkreide, die auf den Inseln angetroffen werden. Die Schichten mit Geschwindigkeiten von 6,7 km/sek verursachen eine magnetische Anomalie und werden als Granitgabbro-Intrusivkomplex interpretiert (HARRINGTON et al., 1972). Die Faltung erfolgte in der Postkreidezeit wie auf den Inseln. Die Ergebnisse dieser Messungen stimmen mit Daten, die weiter westlich im Bereich des Süd-Scotia-Rückens erzielt wurden, überein (WATTERS, 1971).

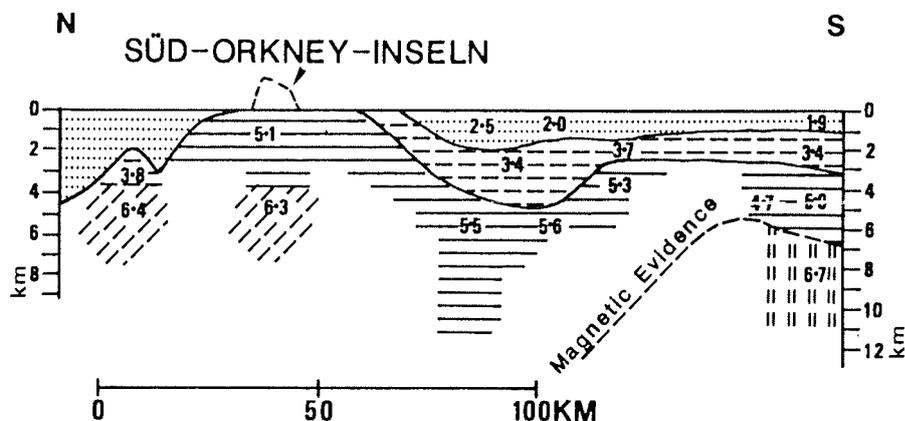


Abb. 3: Seismischer Profilschnitt auf dem Süd-Orkney-Plateau von 61°40'S/46°10'W bis 60°12'S/46°10'W (nach HARRINGTON et al., 1972).

## 5. Ozeanographie des Weddellmeeres

Die Zirkulation der verschiedenen Wassermassen im Weddellmeer, ihre physikalischen Parameter wie Temperatur, Salinität und Sauerstoffgehalt sowie Vermischungsprozesse und Strömungsgeschwindigkeiten haben einen wesentlichen Einfluß auf die Sedimentation im Arbeitsgebiet. Im folgenden werden daher die Wassermassen, ihre Entstehung und Verbreitung genauer erläutert. Die Beschreibung der Meereisverteilung beschließt das Kapitel.

Die physikalische Ozeanographie des Südatlantiks ist kartographisch in dem Southern Ocean Atlas von GORDON & MOLINELLI (1982) dargestellt. Der ozeanographische und meteorologische Forschungsstand im Bereich des südlichen Ozeans ist in der Arbeit 'The Southern Ocean' (HELLMER et al., 1985) zusammengefaßt.

### 5.1. Wassermassen und Zirkulation

Die Wassersäule des Weddellmeeres läßt sich grob unterteilen in:

Antarktisches Oberflächenwasser (AASW = Antarctic Surface Water)

Warmes Tiefenwasser (WDW = Warm Deep Water)

Antarktisches Bodenwasser (AABW = Antarctic Bottom Water)

Weddellmeer-Bodenwasser (WSBW = Weddell Sea Bottom Water)

Das 100 bis 250 m mächtige antarktische Oberflächenwasser (AASW) zeichnet sich im Winter (WW = Winter Water) durch Wassertemperaturen nahe dem Gefrierpunkt aus (Abb. 4). Der Salzgehalt beträgt 34,36 bis 34,52 ‰, der Sauerstoffgehalt 6,6 bis 6,9 ml/l (CARMACK & FOSTER, 1975a). Während des Sommers bildet sich durch Schmelzen des Eises eine salzarme Oberflächenschicht mit Temperaturen von + 1° bis + 4°C aus. Unterhalb des AASW folgt in 200 bis 1500 m Wassertiefe das Tiefenwasser (WDW). Die potentiellen Temperaturen liegen im Mittel zwischen 0° und 0,8°C, der Salzgehalt zwischen 34,64 und 34,72 ‰. Zudem ist es durch ein Sauerstoffminimum (4,3 bis 4,9 ml/l) charakterisiert (CARMACK & FOSTER, 1977).

Der Übergang vom WDW zum antarktischen Bodenwasser (AABW) erfolgt kontinuierlich (CARMACK, 1974). Letzteres ist durch Temperaturen von 0° bis - 0,7°C, Salinitäten von 34,64 bis 34,68 ‰ und hohen Sauerstoffwerten von 5,1 bis 5,7 ml/l gekennzeichnet (CARMACK, 1974).

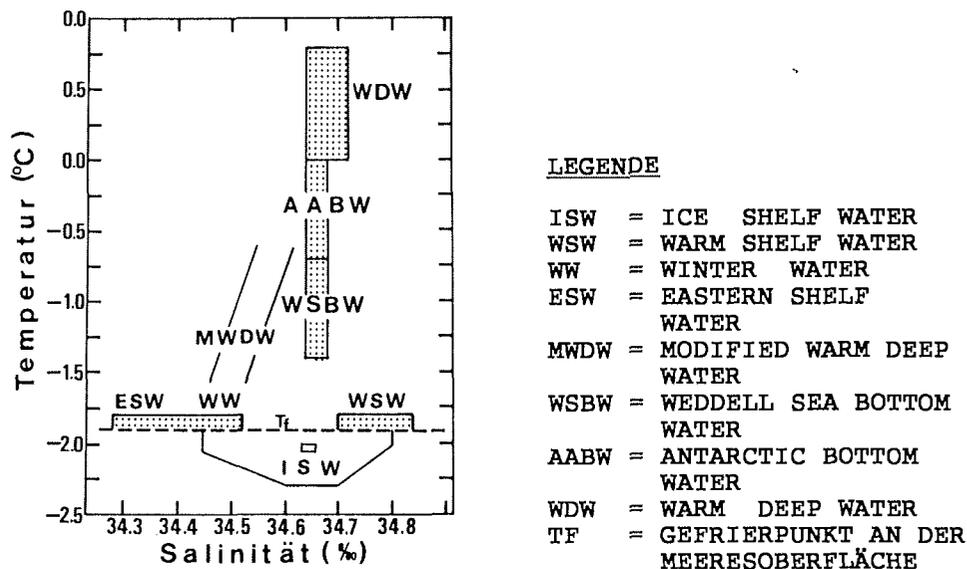


Abb. 4: Temperatur/Salinitäts-Diagramm der Hauptwassermassen des Weddellmeeres (FOLDVIK et al., 1985 a). Das Rechteck innerhalb des ISW-Feldes charakterisiert die Wassermasse am NE-Rand der Filchnerensenke.

Das Weddellmeer-Bodenwasser (WSBW = Weddell Sea Bottom Water) ist die dichteste Wassermasse im Weddellmeer, und unterscheidet sich von dem AABW durch die extrem niedrigen Temperaturen von  $-1,4^{\circ}$  bis  $-0,8^{\circ}\text{C}$  und die höheren Sauerstoffgehalte von 5,9 bis 6,5 ml/l (CARMACK, 1974).

Nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen (u.a. FOSTER & CARMACK, 1976; FOSTER & MIDDLETON, 1979/80; FOLDVIK et al., 1985 a) entsteht WSBW durch Vermischung von Eisschelfwasser (ISW = Ice Shelf Water) und WDW am Kontinentalhang vor der Filchnerensenke (Abb. 5). Letzteres ist bereits durch Vermischung mit Winterwasser modifiziert (MWDW = Modified Warm Deep Water). Auf dem flach zum Kontinent hin geneigten Schelf liegt unter dem Antarktischen Oberflächenwasser (AASW) das Schelfwasser (WSW) mit hohen Salz- und Oxygengehalten ( $<34,70\%$ ; 6,9 bis 7,5 ml/l) und niedrigen Temperaturen ( $-1,9^{\circ}$  bis  $-1,6^{\circ}\text{C}$ ). Abkühlung und Salzgehaltanreicherung vor dem Eisschelf können durch katabatische Winde, die das neu gebildete Meereis von der Schelfeiskante wegtransportieren (GILL, 1973) und Gezeiteneinflüssen, die ein Auseinanderbrechen des Eises verursachen (GAMMELSRÖD & SLOTSVIK, 1981), intensiviert werden. Das

Eisschelfwasser (ISW) mit Temperaturen zwischen  $-2,3^{\circ}$  und  $-2^{\circ}\text{C}$  und Salzgehalten von 34,56 bis 34,68 ‰ (CARMARCK & FOSTER, 1977) entsteht dann an der Unterseite des Eisschelfs. Dort wird zirkulierendem WSW durch Schmelzen an der Basis des Eises Wärme entzogen, bei gleichzeitiger Verringerung des Salzgehaltes (ROBIN et al., 1983; FOLDVIK et al., 1985 c). Das neu gebildete ISW überfließt das wärmere höher saline WSW, vermischt sich am Ausgang der Senke mit dem Tiefenwasser (WDW) und bildet das Weddellmeer-Bodenwasser (WSBW). Insgesamt verlassen über  $10^6\text{m}^3/\text{s}$  ISW mit Temperaturen unter  $-1,9^{\circ}\text{C}$  und mit Strömungsgeschwindigkeiten von 50 bis 100 cm/s den Graben (FOLDVIK et al., 1985 a). Jahreszeitlich bedingte Schwankungen in der Produktionsmenge konnten bisher nicht beobachtet werden. Das neu gebildete WSBW sinkt am Kontinentalhang ab, und fließt geführt von der Topographie als Konturstrom nach NW. Auf diesem Wege vermischt es sich mit dem WDW und wird dadurch wärmer und salzreicher. Gleichzeitig nimmt auch der  $\text{O}_2$ -Gehalt durch Respiration abyssaler Organismen und Oxidationsprozesse stark ab (KENNETT, 1983). Die aus dieser Mischung entstehende Wassermasse wird als AABW bezeichnet (CARMACK & FOSTER, 1977).

Die oben genannten Eigenschaften des Bodenwassers (Temperatur, Salinität,  $\text{O}_2$ -Gehalt) sind von entscheidender Bedeutung für die Karbonatlösung und die Oxidation von organischem Material. Weiterhin sind sie bedeutsam für die Sauerstoffanreicherung der Tiefenströmungen und die Sauerstoff-Diffusion in überlagernde Wassermassen. Maßgeblich kann das Bodenwasser auch die Erosion von Sedimenten und die Entstehung eines Hiatus sowie die Wiederaufarbeitung und Sedimentation beeinflussen.

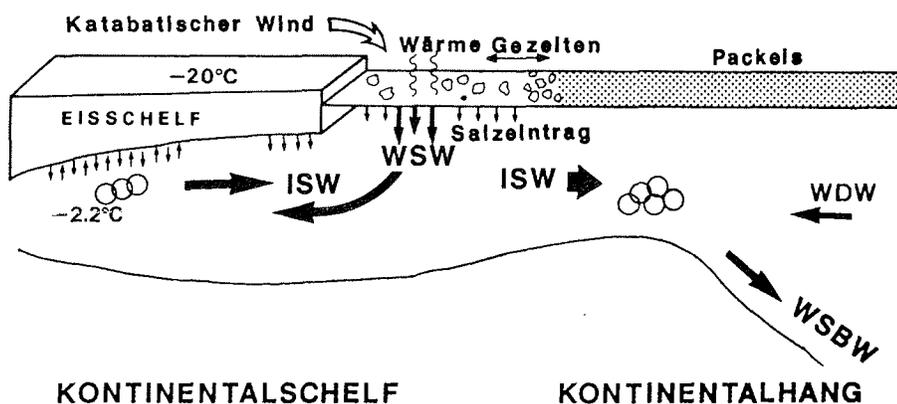


Abb. 5: Schematische Darstellung der Zirkulation der Schelfwassermassen und der Bildung des Bodenwassers im Bereich der Filchnersee (Erläuterungen siehe Text).

Die großräumige Zirkulation dieser Wassermassen (Abb. 6) wird von der Antarktischen Halbinsel bis etwa 30°E (DEACON, 1937) bzw. 40°E (GORDON et al., 1981) von einem zyklonischen Wirbel mit einem Zentrum bei 67°38'S und 20°26'W (CARMACK & FOSTER, 1975 a) bestimmt.

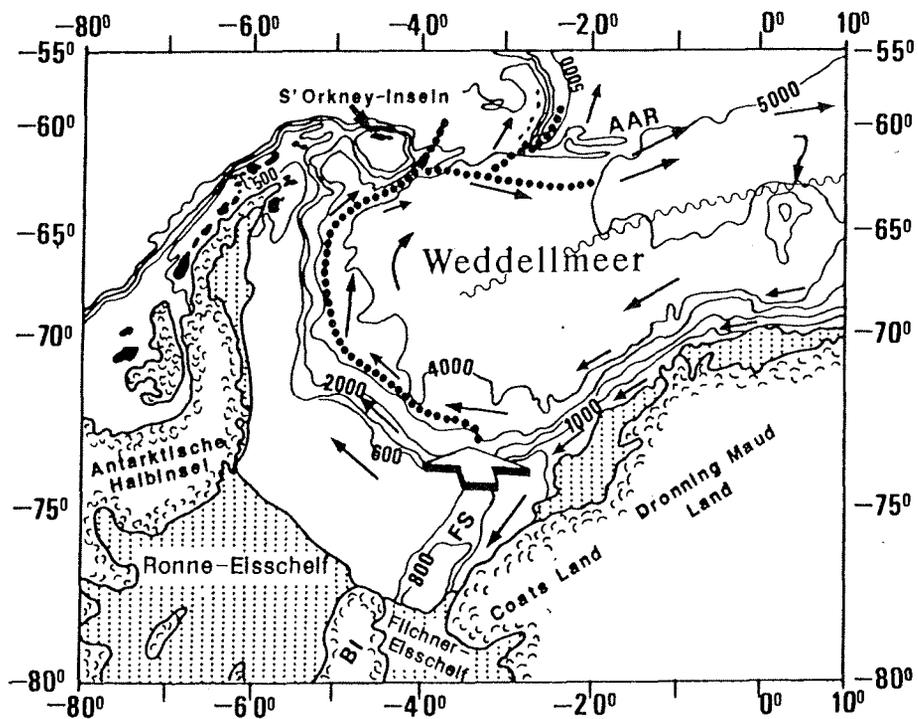


Abb. 6: Die Hydrographie des Weddellmeeres

- ← = Oberflächenströmung
- = Bodenströmung
- ↑ = Eisschelfwasserausstrom
- ~~~~ = Antarktische Divergenz (65° bis 70°S)
- PB = Powell-Becken
- AAR = Amerikanisch-Antarktischer-Rücken
- FS = Filchnersenke
- BI = Berknerinsel

Den südöstlichen Bereich des Wirbels nimmt der etwa 100 km breite Antarktische Küstenstrom ein, der Strömungsgeschwindigkeiten von über 40 cm/s aufweist (CARMACK & FOSTER, 1977). Am Nordostende der Filchnerensenke bei ca. 74°S und 27°W teilt er sich auf. Der größte Teil drängt der Küstenlinie folgend nach Süden vor, und wird in die Zirkulation über dem südlichen Schelf miteinbezogen. Sie ist durch zwei zyklonische Wirbel, einen in der Filchnerensenke und unter dem Filchner-Eisschelf und einen im Bereich des Ronne-Eisschelfs charakterisiert (FOLDVIK et al., 1985 a). Der übrige Strom gelangt entlang des Kontinentalrandes nach Westen und Nordwesten.

Am Schelfrand vor dem Filchner- und Ronne-Eisschelf konnten bisher die meisten Daten über Strömungsrichtung und -geschwindigkeit gewonnen werden. Die in 630 m Wassertiefe bei etwa 74°5'S, 40°W erhaltenen Meßwerte lagen im Durchschnitt bei 6 cm/s im Sommer und 8 cm/s im Winter mit vorherrschender W-Richtung (FOLDVIK & KVINGE, 1974; FOLDVIK et al., 1985 b, c). Die Geschwindigkeiten der Oberflächenströmungen betragen 5 bis 6 cm/s (Driftraten der Deutschland). Auf dem westlichen Schelf mit Wassertiefen unter 250 m wurden Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 21 cm/s in 5 m und 36 cm/s in 60 m Tiefe mit N- bzw. NE-Richtung gemessen (FOLDVIK et al., 1985 d).

Über die Zirkulation vor der Antarktischen Halbinsel, insbesondere die bodennahe, ist wenig bekannt. Die vorhandenen Daten sind Driftraten von Eisbergen, Bojen und eingeschlossenen Schiffen. Insgesamt weisen die Meßwerte auf eine nach Norden gerichtete Strömung hin, deren Geschwindigkeit 5 bis 7 cm/s beträgt (ACKLEY, 1981 a). An der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel bei ca. 63° - 65°S dreht sie nach NE ab, und folgt dem Verlauf des Süd-Scotia- und des Amerikanisch-Antarktischen-Rückens bis etwa zum Greenwich Meridian. Dort fließt ein Teil der Wassermassen weiter nach Osten, ein anderer wieder nach Süden zurück.

Direkte Strömungsmessungen aus dem nördlichen Bereich des Weddell-Wirbels stammen von FOSTER & MIDDLETON (1979). Sie fanden in 4505 m Tiefe und 50 m über dem Boden bei 66°S, 41°W Geschwindigkeiten von 0,14 bis 1,3 cm/s in nordöstlicher Richtung. Auf einem Profil (60° - 67°S) zwischen den Sandwich-Inseln und Kapp Norvegia konnten zudem CARMACK & FOSTER (1975 a) in 4000 bis 4500 m Tiefe eine nach Nordosten gerichtete Strömung mit Geschwindigkeiten von 0,8 bis 4,34 cm/s messen. Die Maximalgeschwindigkeiten fanden sich dabei am Scotia-Rücken, die geringsten Werte nahe des Wirbelzentrums. Die Oberflächenströmungen wiesen Meßdaten von 4,6 bis 8,6 cm/s auf. Direkte Messungen aus dem Arbeitsgebiet gibt es bisher nicht.

## 5.2. Die Hydrographie am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus

Zur Bestimmung der Wassermassen im Bereich des bearbeiteten Profils wurden auf den Stationen 254 bis 264 Messungen mit einer CTD-Sonde (Leitfähigkeits-, Temperatur-, Tiefen-Sonde) durchgeführt (ROHARD, 1984; Abb. 7).

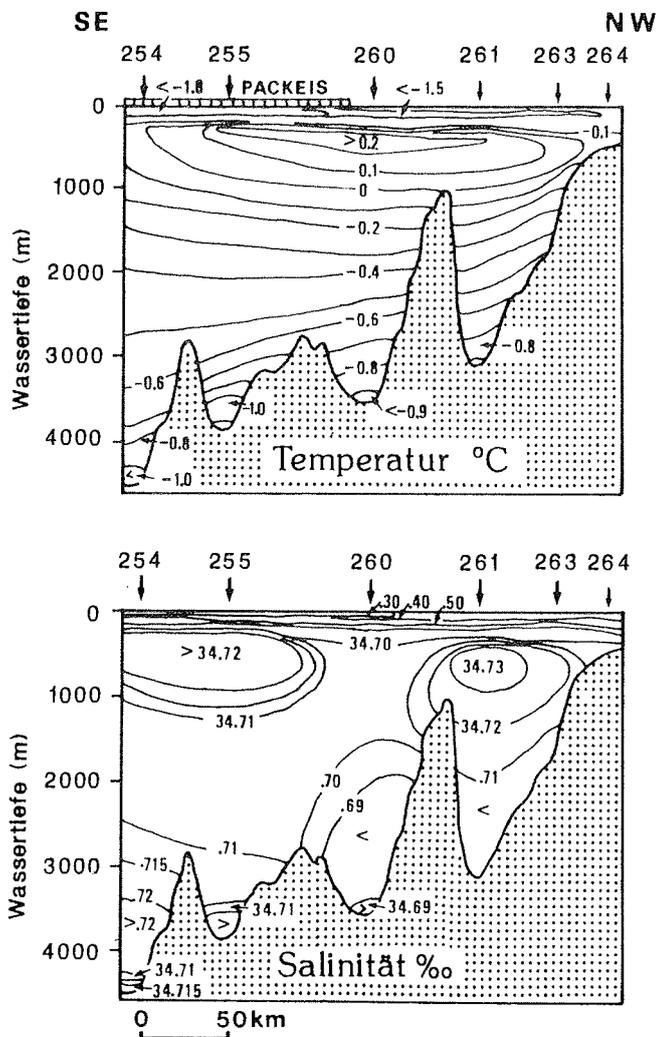


Abb. 7: Hydrographischer Meridionalschnitt vom Süd-Orkney-Schelf in das Weddellmeer hinein (ROHARDT, 1984). 254 bis 264 = CTD - Stationen

In Tiefen von ca. 200 bis 300 m erfolgt ein scharfer Übergang vom Oberflächen- zum Tiefenwasser. Unter dem Packeis ab etwa 63°S (im Bereich der Stationen 255 und 254, Abb. 7) in ca. 50 m Wassertiefe weist das AASW ein ausgeprägtes Temperaturmaximum und geringe Salzgehalte (-1,8°C; 34,30 ‰) auf. Das Temperaturmaximum des WDW von > 0,2°C liegt bei 300 bis 400 m, das Salinitätsmaximum von > 34,72 ‰ in 300 bis 900 m Tiefe. Zum Schelfrand hin im Bereich der Stationen 261 bis 264 liegen diese Maxima 100 bis 200 m tiefer. Unterhalb von 800 m kommt es zu einer allmählichen Abnahme der Temperatur und des Salzgehaltes, d.h. der Übergang zum AABW erfolgt kontinuierlich.

In den unteren Becken III und IV läßt sich dann eindeutig das WSBW mit Temperaturen von weniger als -1,0°C und Salzgehalten von 34,70 ‰ und mehr nachweisen.

Die Bildungsorte dieses Weddellmeer-Bodenwassers sind noch nicht eindeutig geklärt. Als Produktionsgebiete kommen die Schelfeisgebiete zwischen 29°W und 40°W und eventuell der Larsen-Eisschelf in Betracht (CARMACK & FOSTER, 1977; FOSTER & MIDDLETON, 1980).

Die im Arbeitsgebiet gemessenen tiefen Temperaturen und hohen Salinitäten des WSBW sind für den Bereich des nördlichen Weddellmeeres sehr ungewöhnlich, da sich das Bodenwasser, das in der Region des Filchner-Ronne-Eisschelfes entsteht, aufgrund der Vermischung mit den darüber befindlichen Wasserschichten erwärmt. Es sollte daher die am Süd-Orkney-Plateau vorgefundenen Meßwerte nicht mehr aufweisen. Daher ist anzunehmen, daß das im Profil vorgefundene WSBW zumindest teilweise im Bereich des Larsen-Eisschelfes gebildet wurde.

Auffällig in den Becken III und IV sind in 3400 bis 3900 m Wassertiefe die Einschübe von ungewöhnlich salzreichem WSBW (> 34,72 ‰, < -1,0°C). Diese Vorkommen deuten auf räumliche und zeitliche Variationen in der Bodenwasserbildung hin.

### 5.3. Die Eisbedeckung des Weddellmeeres

Die Oberflächenzirkulation führt zu einer charakteristischen Meereisverteilung mit permanenter Eisbedeckung im Süden, Westen und Nordwesten. Die östliche Eisausdehnung des Weddellmeeres schwankt saisonal sehr stark (Abb. 8).

Das Weddellmeer ist durchschnittlich 8 Monate im Jahr (April-Dezember) mit Packeis bedeckt. Im August und September (durchgezogene Linie in Abb. 8) erreicht die Eisausdehnung dabei ihr Maximum. Das Eis bedeckt dann eine Fläche von etwa  $4,36 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (ROPELEWSKY, 1983). Anfang Oktober

setzt der Eisrückgang durch Schmelzen an der Packeiskante und an Rinnen und Rändern der Polynyas ein. Im Februar/März (gepunktete Linie) ist die Süd-Orkney-Region meistens eisfrei. Ende Februar bedeckt das Eis dann nur noch eine Fläche von etwa  $1,14 \times 10^6 \text{ km}^2$  (ROPELEWSKY, 1983).

Ganzjährig eisbedeckt bleibt der Bereich zwischen  $74^\circ\text{S}$  und  $65^\circ\text{S}$  vor der Antarktischen Halbinsel. Ursache dafür ist der durch die ozeanische Zirkulation hervorgerufene Stau des Eises an der Spitze der Halbinsel.

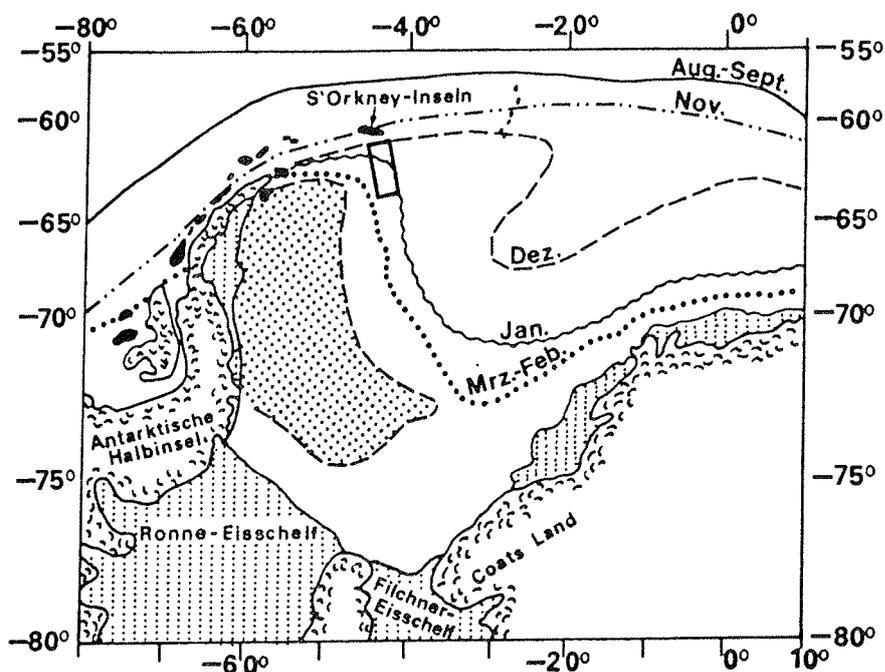


Abb. 8: Die durchschnittliche Eisbedeckung des Weddellmeeres im Winter (Aug./Sept. = die durchgezogene Linie bildet die Eiskante) und im Südsommer (Feb./März = gepunktete Linie) in den Jahren 1971 bis 1986 (nach ACKLEY, 1981 b, ZWALLY et al., 1983 u. MARTINSON et al., 1981). Im Dezember (gestrichelte Linie) sind die nördlichen Bereiche, im Januar (gewellte Linie) auch meistens die südlicheren Teile des Süd-Orkney-Plateaus eisfrei. Der Bereich unmittelbar vor der Antarktischen Halbinsel (gepunktet) bleibt permanent mit Eis bedeckt.

Eine Betrachtung der Eisverhältnisse im Arbeitsgebiet anhand von Satellitenkarten der Jahre 1980 bis 1986 (Navy-

NOAA-Joint-Ice-Center) ergibt, daß der Bereich nördlich des 61° Breitengrades bei etwa 45°W durchschnittlich das geringste jährliche Eisvorkommen hat. Er ist bis zu 8 Monate, von etwa Anfang Oktober bis Juni, eisfrei. Die mit der Strömung über den Süd-Orkney-Schelf driftenden Eisberge und das Treib- und Packeis verdichten sich erst in den übrigen Wintermonaten zu einem zusammenhängenden Eisgürtel. Die südlicheren Gebiete dagegen im Bereich der Becken III und IV sind häufig gar nicht, oder nur für maximal 2 bis 3 Monate (Mitte Januar bis Ende März) gänzlich eisfrei. Während der Expedition im Dezember 1983 z.B. lag die Packeiskante bei etwa 63°S, nur die nördlicheren Bereiche über den Becken I und II waren eisfrei (s. a. Kap. 5.2., Abb. 7).

## 6. Material und Methoden

Die Kern- und Oberflächensediment-Proben wurden während der Expedition ANT-II/3 auf einem NW-SE-Profil vor den Süd-Orkney-Inseln gewonnen (FÜTTERER, 1984). Angaben zu den genauen Positionen der Probennahmestationen sowie zu den Wassertiefen und den Kerngewinnen finden sich in der Stationsliste (Tab. 1). Eine detaillierte Beschreibung der Probennahme, der Aufbereitung und Bearbeitung des Materials und der durchgeführten Messungen findet sich im Anhang.

### 6.1. Navigation und Lotung

Während der Fahrt erfolgte die Ortsbestimmung durch die integrierte Satelliten-Navigationsanlage INDAS, 5 (Integriertes Navigationssystem mit Datenerfassung und automatischer Schiffssteuerung).

Im Arbeitsgebiet wurde durch den Einsatz eines 3,5 kHz-Sedimentechographen-Systems, und zusätzlich bei Wassertiefen von über 600 m in Verbindung mit der Seabeam-Anlage (mehrkanaliges Fächerlot) und dem Echolot ELAC (12-, 20-, 30-kHz), die Wassertiefe und die Morphologie des Meeresbodens registriert.

### 6.2. Stationswahl und Kernbearbeitung

Die Auswahl der Stationen erfolgte unter Berücksichtigung der allgemeinen Topographie und nach Auswertung der 3,5 kHz-Sedimentechographen-Aufzeichnungen. Diese ermöglichten

**Tab. 1: Stationsliste ANT - II/3, Süd-Orkney-Profil**

Bord-Nr.	AWI-Nr.	Gerät	Geographische Position		Wassertiefe m	Gerätetiefe max. m	Kerngewinn m	Seegebiet
			Breite S	Länge W				
254	1167-1	CTD/RO	63°57,6`	44°04,1`	4480	4455		
254	1167-4	GKG	63°57,7`	44°04,9`	4435		----	Becken IV
254	1167-5	GKG	63°57,5`	44°03,9`	4419		0,34	
254	1167-6	CTD/RO	63°57,7`	44°03,3`	4470	700		
254	1167-7	CTD/RO	63°57,4`	44°03,0`	4463	500		
254	1167-8	CTD/RO	63°57,4`	44°03,0`	4461	800		
254	1167-9	KAL	63°57,1`	44°04,1`	4468		9,75	
254	1167-10	KOL	63°57,5`	44°02,8`	4461		10,37	
255	1168-1	CTD/RO	63°25,3`	44°36,9`	3775	3818		
255	1168-2	GKG	63°25,2`	44°35,7`	3840		0,05	
255	1168-3	CTD/RO	63°25,4`	44°55,7`	3840	300		
256	1169-1	GKG	63°27,5`	44°35,5`	3789		0,32	
257	1170-1	SL	63°30,9`	44°30,3`	3746		6,60	
257	1170-3	SL	63°30,4`	44°32,0`	3745		7,51	
257	1170-4	GKG	63°31,9`	44°30,2`	3747		0,30	Becken III
258	1171-1	GKG	63°28,3`	44°30,4`	3764		0,40	
259	1172-1	SL	63°27,1`	44°36,5`	3817		5,70	
260	1173-1	CTD/RO	62°57,9`	45°00,4`	3525	3510		
260	1173-2	GKG	62°59,9`	45°01,5`	3522		----	
260	1173-4	CTD/RO	63°00,3`	45°00,3`	3514	1000		
260	1173-5	GKG	63°00,8`	45°00,1`	3489		----	
260	1173-6	GKG	63°00,7`	45°00,5`	3491		0,45	Becken II
260	1173-7	CTD/RO	63°00,9`	45°00,0`	3492	500		
260	1173-8	CTD/RO	63°00,7`	45°00,4`	3493	800		
260	1173-9	SL	62°58,1`	45°01,0`	3487		7,75	
261	1174-1	CTD/RO	62°31,4`	45°34,9`	3065	3045		
261	1174-2	GKG	63°32,5`	45°33,3`	3072		0,52	Becken I
262	1175-1	GKG	62°31,6`	45°33,2`	3059		0,40	
262	1175-2	CTD/RO	62°31,7`	45°33,0`	3069	600		
262	1175-3	KAL	62°31,4`	45°35,0`	3069		11,30	
263	1176-1	GKG	62°10,4`	45°55,5`	1525		----	
263	1176-3	GKG	62°10,7`	45°55,8`	1617		0,40	Oberer
263	1176-4	GKG	62°10,1`	45°53,8`	1481		0,15	Kontinent-
263	1176-5	CTD/RO	62°10,1`	45°53,6`	1529	1490		talhang
263	1176-6	GKG	62°10,1`	45°54,0`	1392		----	
264	1177-1	GKG	61°56,5`	45°59,5`	470		0,40	
264	1177-3	GKG	61°56,5`	45°58,0`	469		0,50	
264	1177-4	CTD/RO	61°56,4`	45°57,7`	469	370		Schelf
265	1178-1	GKG	61°24,1`	46°59,3`	487		----	
265	1178-3	GKG	61°24,4`	46°58,8`	486		0,28	
265	1178-4	GKG	61°24,4`	46°58,9`	486		0,34	
265	1178-5	CTD/RO	61°24,3`	46°59,0`	484	300		

die Erfassung der obersten Sedimentschichten bis maximal 70 m Tiefe. Die Kernstationen konnten damit gezielt festgelegt werden. Die Qualität der 3,5 kHz-Aufnahmen ist, abgesehen von Bereichen mit extrem steilen Hängen, sehr gut.

Mit einem Großkastengreifer (GKG) wurden ungestörte Proben der Sedimentoberfläche und durch den Einsatz von Kastenlot (KAL), Kolbenlot (KOL) und Schwerelet (SL) die Sedimentkerne gewonnen. Zur Ermittlung der Wassermassenstrukturen im Bereich der geologischen Probennahmestationen dienten die physikalisch-ozeanographischen Messungen.

An jeder Station wurde, wenn möglich, mindestens ein Kernlot und ein Kastengreifer gefahren. Auf dem Schelf, im distalen Bereich und am oberen sehr steilen Kontinentalhang, erwies sich jedoch der Einsatz von Kernentnahmegewerten wegen der ungünstigen Bodeneigenschaften (z. B. unmittelbar anstehender harter Untergrund mit nur geringmächtiger holozäner Sedimentbedeckung oder eistransportierte Sedimente) als schwierig. Es konnten daher nur Oberflächenproben, vier auf dem Schelf und zwei am Steilhang, entnommen werden.

Die PVC-Kernrohre wurden nach dem längsseitigen Aufsägen und Teilen in eine Arbeits- und Archivhälfte photographiert und lithologisch beschrieben. Anschließend wurden die Sedimentkerne nach einem festgelegten Bearbeitungsschema beprobt (Abb. 9).

Nach Anfertigung der Radiographien wurden Proben für die Bestimmung des Karbonat-, Kohlenstoff- und Wassergehaltes entnommen. Die Scherkraftmessungen erfolgten direkt im Anschluß an die Probennahme. Anschließend wurde der Eintrag an eistransportiertem Material (IRD = ice rafted debris) anhand der Radiographien ermittelt.

Für die Textur- und Komponentenanalyse wurde das Material mit  $H_2O_2$  aufbereitet, und durch Schlämmen über 0,063 mm und 2 mm Sieben in die Fraktionen Kies, Sand und Silt/Ton zerlegt. Nach der Atterberg-Methode erfolgte anschließend die Bestimmung des Silt/Ton-Verhältnisses. Für die Analyse der Korngrößen der Sandfraktion stand ein ATM Sonic Sifter, für die der Siltfraktion ein SediGraph 5000 ET zur Verfügung.

Die quantitative und qualitative Komponentenanalyse erforderte ein Auszählen von etwa 400 Körner innerhalb jeder Sandfraktion, um die relativen Anteile an biogenen (Radiolarien, Diatomeen und Foraminiferen), terrigenen (Quarz, Feldspat und Schwerminerale) und authigenen Komponenten (Glaukonit und Mikromanganknollen) zu bestimmen. Von der Siltfraktion wurden nur repräsentative Proben mit dem REM untersucht, um die vorherrschenden Komponenten

zu ermitteln. Für die Tonmineralogie wurden die Tonproben des Kerns 1170-3 mit einem Röntgendiffraktometer analysiert, und die relativen Anteile der Haupttonminerale (Illit, Chlorit und Smektit) geschätzt.

Zur Datierung wurden paläomagnetische Messungen, <sup>230</sup>Thorium-Analysen und eine Biofluktuationsstratigraphie mit kieseligen Mikrofossilien durchgeführt.

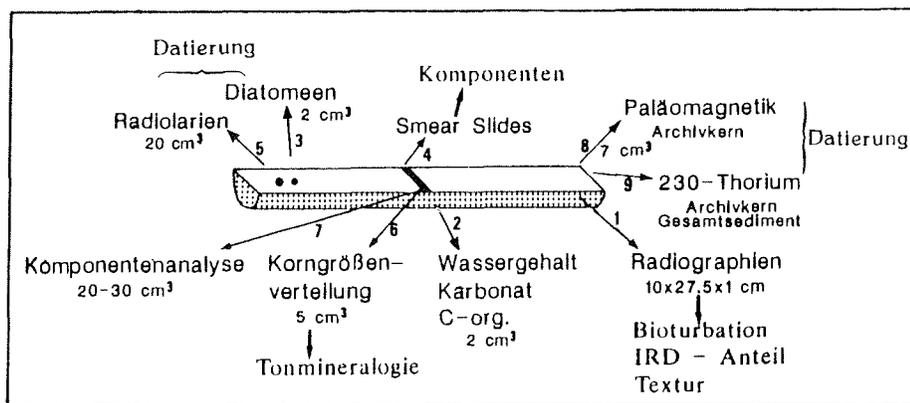


Abb. 9: Arbeitsschema zur Bearbeitung eines Sedimentkernes. Die Zahlen 1 bis 9 entsprechen der Reihenfolge der Materialentnahme. Die Proben für die Paläomagnetik und für die <sup>230</sup>Thorium-Analysen stammen vom Archivkern.

## 7. Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen

Der Einfluß des antarktischen Bodenstroms auf das Sedimentationsgeschehen zeigt sich deutlich in den 3,5 kHz-Aufzeichnungen des Süd-Orkney-Profiles. Die exakte Auswertung dieser Echolotprofile bildet daher die Basis für die morphogenetische Deutung der Meeresbodenformen und die Interpretation der lokalen und regionalen Sedimentationsprozesse. Aus diesem Grund wird vor der Darstellung der sedimentologischen Ergebnisse ein Kapitel mit der Beschreibung und Interpretation des im Arbeitsgebiet aufgenommenen 3,5 kHz-Profiles gestellt.

Zum Verständnis der Kapitel 7.2. bis 7.9., die die sedimentologischen Ergebnisse darlegen, ist es notwendig, vorab einige Erläuterungen zu geben.

Die untersuchten Sedimentkerne bestehen aus tonig-siltigen und siltig-feinsandigen Ablagerungen, die miteinander wechsellagern (s. Anhang, Kernbeschreibung). Diese Grob/Fein-Abfolge der Sedimente spiegelt sich auch deutlich in den Ergebnissen der Korngrößen- und Komponentenanalysen (Kap. 7.2., 7.4.), der Verteilung des eistransportierten Materials (Kap. 7.3.), den Kohlenstoff-, Wassergehalts- und Scherkraftmessungen (Kap. 7.5. bis 7.7.) sowie der Bioturbation (Kap. 7.8.) und der magnetischen Intensität (Kap. 7.10.2.2.) wider.

Die grobkörnigen Sedimente, die häufig auch kieselige Organismenreste führen, weisen u.a. geringe Corg- und Wassergehalte, eine niedrige magnetische Intensität und stark schwankende Anteile an Kies- und Grobsandkomponenten auf. Demgegenüber zeichnen sich die feinkörnigeren Sedimente durch hohe Corg- und Wassergehalte und hohe magnetische Intensitäten aus. Sie führen zudem keine Fossilien und keinen bzw. nur sehr wenig eistransportierten Detritus.

Mit Hilfe dieser Grob/Fein-Abfolge und den entsprechenden Fluktuationen der anderen genannten Parameter, sowie den Ergebnissen der Datierung (Kap. 7.10.) ist es dann möglich, die Kerne der Becken I (1175-3), III (1170-3, 1170-1) und IV (1167-9) miteinander zu korrelieren (s. Kap. 8.), sowie warm- und kaltzeitliche Ablagerungen voneinander zu unterscheiden. Die grobkörnigen Horizonte werden dabei generell als Ablagerungen der Warm-, die feinkörnigen als Ablagerungen der Kaltzeiten interpretiert. Eine detaillierte Beschreibung der Lithofaziestypen und deren Bildungsbedingungen findet sich in dem Kapitel 10. Die Sedimente des Beckens II (1173-9) bestehen ebenfalls aus groben- und feinkörnigen Ablagerungen, die miteinander wechsellagern. Eine Korrelation dieses Kerns mit den anderen Kernen, z. B. mit Hilfe der Sand-, Silt und Ton-Verteilung, ist jedoch nicht möglich. Die Sedimente des Kerns können zudem nicht datiert werden. Aus diesem Grund wird der Kern im Kap. 7.9.

gesondert vorgestellt und beschrieben. In der weiteren Diskussion wird er nicht mehr berücksichtigt.

### 7.1. Auswertung der niederfrequenten Sedimentecholot-Aufzeichnungen

Die hochauflösenden 3,5 kHz-Echolot-Aufnahmen ermöglichen eine genaue Darstellung des submarinen Reliefs im Arbeitsgebiet (Abb. 10). Sie liefern zudem Informationen über die oberflächennahen Strukturen und Sedimentschichten bis maximal 70 m Tiefe. Deren Zusammensetzung und die Kleinformen des Bodens bestimmen den Echocharakter des Meeresbodens.

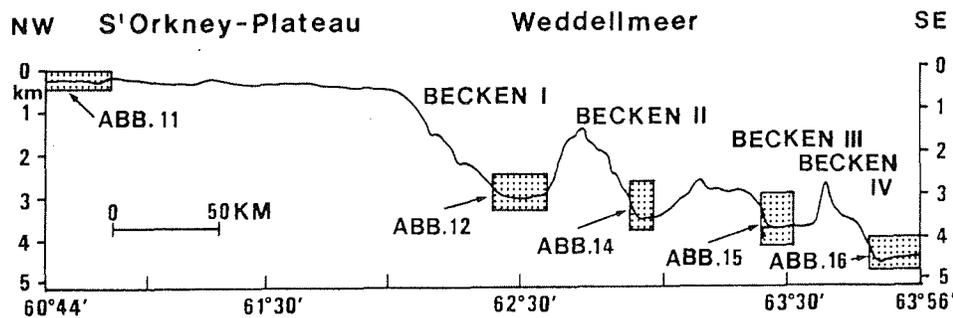


Abb. 10: Die Lage der in den Abbildungen 11, 12 und 14 bis 16 (Rechtecke) dargestellten 3,5 kHz-Aufzeichnungen im Arbeitsgebiet.

#### 7.1.1. Schelfbereich

Der Schelf des Süd-Orkney-Plateaus fällt von etwa 250 m Wassertiefe nahe der Süd-Orkney-Inseln über eine Strecke von 170 km zum Schelfrand hin auf ca. 550 m Tiefe ab. Betrachtet man die Morphologie des Schelfs im Detail, so fällt eine vielgestaltete und unruhige Oberfläche auf. Insbesondere der innere Teil des Schelfs (Abb. 11) ist durch eine raue Topographie charakterisiert.

Klare und ausgeprägte Bodenechos und zahlreiche deutlich parallel dazu verlaufende Reflektoren lassen sich am Nordrand des Profils über die ersten 7,5 km verfolgen. Die maximale Eindringungstiefe beträgt 70 m. Im Bereich der Grundgebirgsaufwölbungen nimmt die Sedimentmächtigkeit bis auf etwa 10 m ab. Die Reflektoren sind schwach ausgeprägt, unterbrochen und nicht durchgehend zu verfolgen. Auffällig sind mehrere akustisch diffuse ca. 100 bis 300 m breite Zonen, die vermutlich auf die biogene Bildung von Methan oder Methan-Hydraten (SUESS, mündl. Mitt.) zurückzuführen sind. Dafür sprechen auch die hohen Methankonzentrationen von mehr als 50000 ppb, die in diesen Flachwasserbereichen im Schwerelotkern 1166-1 (60°45' 4"S, 45°47' 6"W) gefunden wurden (SUESS, 1984). Diese Werte entsprechen annähernd dem Sättigungsgrad von Methan im Seewasser (> 95 %). Für die Entstehung dieser Gase müssen sehr hohe Beträge an biogenen Material abgelagert, und dann frühdigenetisch bei gleichzeitiger Sulfatreduktion zersetzt worden sein.

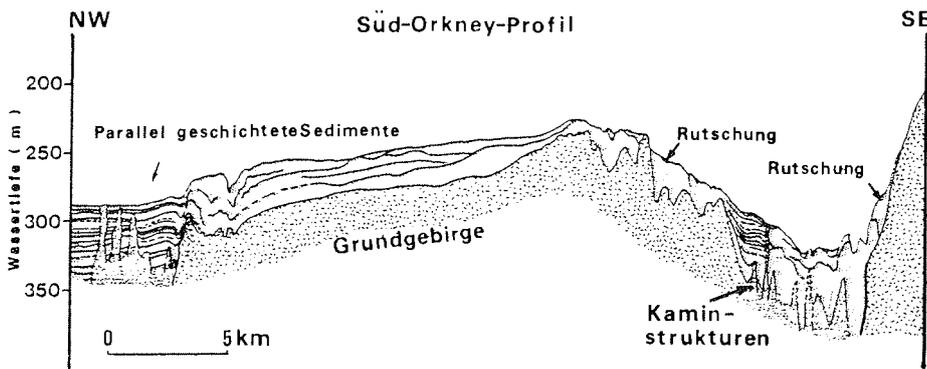


Abb. 11: Interpretation der 3,5 kHz-Aufzeichnungen des inneren Schelfbereiches auf dem Süd-Orkney-Plateau (60°45'98"S, 45°47'57"W bis 60°51'43"S, 45°48'35"W). Am NW- und SE-Rand des Profils ist über mehrere Kilometer hinweg eine dichte Folge von zahlreichen parallel verlaufenden Reflektoren bis in eine Tiefe von etwa 50 m erkennbar. Die als Kamine bezeichneten diffusen Strukturen bilden die Aufstiegswege für die Gase. Sie stoßen z.T. bis zur Oberfläche durch.

Zum Schelfrand hin schließen sich drei asymmetrische Grundgebirgsaufwölbungen an, die bis in 140 m, 240 m und 312 m Höhe aufragen. Eine Sedimentauflage oberhalb von 320 m ist nicht vorhanden. Die Kuppen sind durch Senken, die bis zu 28 m mächtige Ablagerungen enthalten, voneinander getrennt.

Auf deren Oberfläche und z.T. begraben finden sich viele Sedimentwellen mit Längen von 200 m und Amplituden von 10 m, Erosionsfurchen und kleine maximal 5 m tiefe Hohlformen mit scharfen Gefällskanten. Kleine Schuttströme am Fuß der Kuppen kommen vor. Zum Schelfrand hin ist der felsige Untergrund nur noch sporadisch von transparenten maximal 5 m mächtigen Ablagerungen bedeckt.

Auf dem offenen Schelf verhindern starke Strömungen die Ablagerung von wesentlichen Mengen an feinkörnigem Sediment. Insbesondere die exponierten Bereiche sind davon betroffen. Nur die Mulden wirken als Sedimentfallen, die mehrere Meter Sediment enthalten können. Aber auch sie zeigen durch den unruhigen Verlauf der Reflektoren und ihr Divergieren den Einfluß von Strömung. Einen deutlichen Hinweis darauf geben auch die Radiographien der hier gewonnenen Großkastengreifer 1177 und 1178. Sie zeigen Schräg- und Rippelschichtung, Sandlinsen und mehrere mm- bis 5 cm-dicke Sand- und Siltlagen.

Am Schelfrand und oberen Hang ist die Sedimentbedeckung sehr gering. Dies könnte durch starke Strömungen verursacht worden sein, die am Schelfrand im Bereich der Konvergenzzone zwischen dem kalten Oberflächenwasser und dem wärmeren Tiefenwasser ihre höchsten Geschwindigkeiten erreichen (BERSCH & BECKER, 1984).

### 7.1.2. Kontinentalhang

Der Kontinentalhang ist im oberen Bereich durch Stufen, Plateaus, Kuppen, canyonartige Einschnitte, Verwerfungen und Rutschungen stark gegliedert. Stellenweise treten Böschungswinkel von über 20° auf. Seitenechos und Aufzeichnungslücken erschweren jedoch das Erkennen und die Interpretation der Bodenformen. Die Sedimentbedeckung ist dünn.

Die vier Süd-Orkney-Becken weisen sehr charakteristische akustische Merkmale auf (Abb. 12, 14, 15, 16). Das Becken I (Abb. 12) ist eine flache ebene Mulde mit parallel und horizontal verlaufenden sehr ausgeprägten Reflektoren, die in der Beckenmitte bis in etwa 50 m Tiefe verfolgt werden können.

Die tiefer liegenden Becken II (Abb. 14) bis IV (Abb. 15, 16) sind deutlich asymmetrisch. Es finden sich randparallele 10 bis 100 m tiefe, max. 6 km breite Depressionen, die jeweils am stärksten auf der NW-Seite der Becken ausgeprägt sind. Die Oberflächenreflektoren im Bereich dieser Depressionen treten scharf und deutlich hervor, die akustische Eindringung ist gering bzw. fehlt

völlig. Zwischen den randlichen Depressionen kommen deutliche und durchgehende fast horizontal liegende Bodenechos und zahlreiche parallel bis subparallel dazu verlaufende Reflektoren vor. Schwache undeutliche Reflektoren unterhalb der gut erkennbaren Sedimentabfolgen kommen vor. Zu den Beckenrändern hin konvergieren und keilen die Reflektoren aus. Dementsprechend nimmt auch die Sedimentmächtigkeit zwischen den Reflektoren zu den Rändern hin ab.

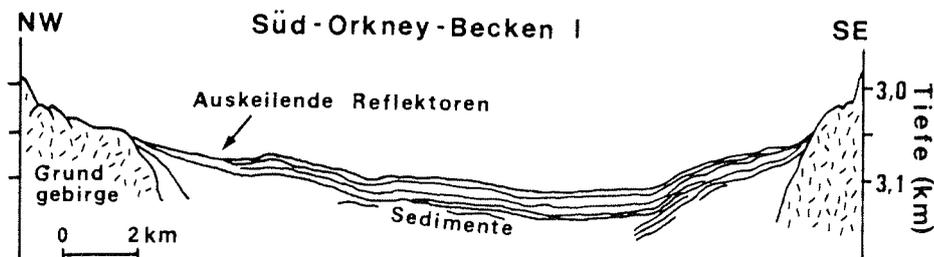


Abb. 12: Interpretation der 3,5 kHz-Aufnahmen des Beckens I. Die parallel verlaufenden Reflektoren keilen geringfügig zu den Beckenrändern hin aus.

In einigen Bereichen sind die tieferen Bodenreflektoren, wahrscheinlich aufgrund von Sedimentmassenbewegungen in früheren Perioden, deformiert.

Die 3,5 kHz-Aufnahmen der Becken II bis IV spiegeln deutlich den Einfluß des Bodenwassers auf die Sedimentation wider. Die Wirkung des als Konturstrom gebündelten Bodenwassers ist im wesentlichen auf die NW-Seite der Becken beschränkt, wie es die tiefen Rinnen in den Abb. 14, 15 und 16 zeigen. In diesen Depressionen ist die Geschwindigkeit des Ausstroms von Bodenwasser aus dem südlichen Weddellmeer so stark, daß sie eine Akkumulation von feinkörnigen Sedimenten wie Ton und Silt verhindert bzw. reduziert, oder sogar erodierend wirkt. In den randlichen Depressionen der Becken III und IV kommt es daher zur Bildung eines pflasterähnlichen Restsediments aus grobem eistransportiertem Material (Abb. 13).



Abb. 13: Sedimentoberfläche des GKG 1168-2 (Süd-Orkney-Becken III) aus dem Zentrum der Strömungsrinne des Bodenwassers mit einem Pflaster aus grober Dropstone-Konzentration über glazial-marinem Sediment (feinkörniger Schlamm mit Steinen und Kies).

Von Becken I bis Becken IV ist zudem eine Zunahme der erosiven Tätigkeit des Bodenwassers zu beobachten. Dies zeigt sich durch

- eine zunehmende Vertiefung der randlichen Depressionen von Becken II bis IV.
- den Übergang von akustisch klaren (Beckenmitte) zu unklaren (Beckenrand) Reflektorabfolgen von Becken I bis IV.
- die kontinuierliche Abnahme der Mächtigkeit zwischen den Reflektoren zu den Rändern hin von Becken I bis IV.

Eine Intensivierung und Kanalisierung der Bodenströmung findet zusätzlich durch die steilen submarinen Rücken statt, die alle Becken auf der Nord- und Südseite begrenzen. Die Beeinflussung der Sedimentation in den Becken I bis IV durch Materialtransport in Form von Rutschungen oder Suspensionen von den Hängen ist aufgrund der isolierten Lage der Rücken gering. Dies zeigt sich auch in den Sedimentkernen dieser Becken, die nur wenige Turbiditablagerungen führen (s. a. Anhang, Kernbeschreibung).

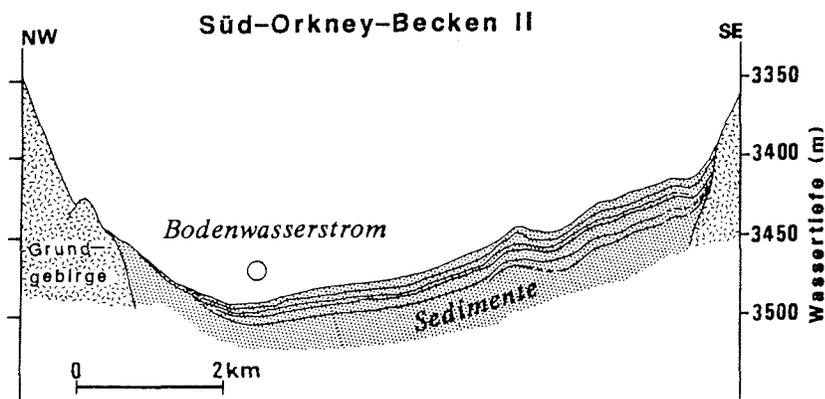


Abb. 14: Interpretation der 3,5 kHz-Aufzeichnungen des Beckens II. Nach links ausdünnende Sedimente deuten auf eine Strömung hin, die nach NE zielt, weil sie aufgrund der Corioliskraft auf der Süd-Hemisphäre nach links abgelenkt wird, und dadurch asymmetrisch den Boden des Beckens von Sediment freihält. Im Vergleich zu dem Becken I (Abb. 12) wird das Sedimentationsgeschehen in diesem Becken wesentlich stärker durch den Bodenwasserstrom beeinflusst.

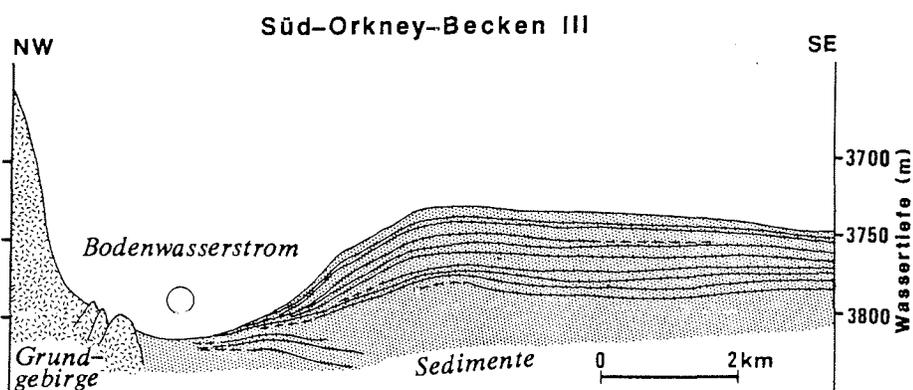


Abb. 15: Interpretation der 3,5 kHz-Aufzeichnungen des Beckens III. Die zum Beckenrand hin auskeilenden Reflek-

toren deuten auf eine Strömung hin, die im Bereich der Depression die Ablagerung von feinkörnigem Material verhindert bzw. reduziert. Erosion findet vermutlich nicht bzw. nur geringfügig statt. Zur Beckenmitte hin nehmen die Strömungsgeschwindigkeiten ab, worauf die kontinuierlichen Bodenechos mit engständigen parallel verlaufenden Reflektoren hinweisen. Sie deuten auf eine ruhige hemipelagische Sedimentation ohne Aufarbeitung hin.

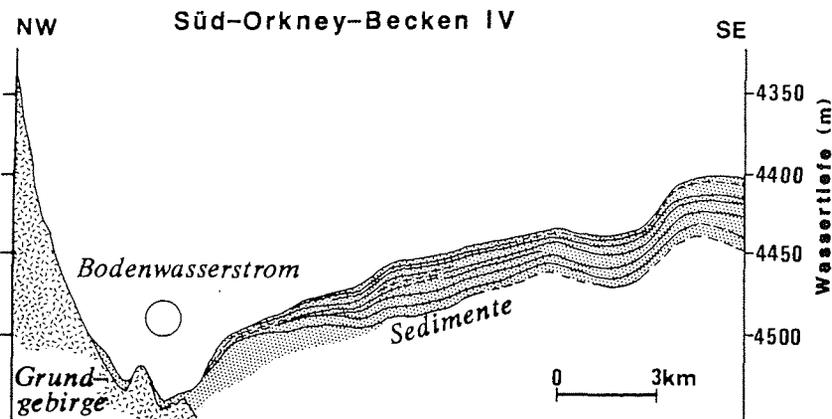


Abb. 16: 3,5 kHz-Querschnitt durch das Süd-Orkney-Becken IV. Die Beeinflussung der Sedimentation durch die Tätigkeit des Bodenwassers ist hier am stärksten. Im Bereich der tief eingeschnittenen Depression lassen die Aufzeichnungen einen Ausbiß von Hartgestein vermuten. Eine Sedimentbedeckung ist nicht zu beobachten. Es wird vermutlich nicht mehr sedimentiert, sondern vorwiegend erodiert.

## 7.2. Korngrößenverteilung

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen (Sand, Silt, Ton) wurden im ternären Diagramm nach SHEPARD (1954) dargestellt (Abb. 17). Danach können die untersuchten Sedimente durchweg als siltige Tone bis tonige Silte mit geringen Sand Beimengungen bezeichnet werden. Im Mittel machen Ton und Silt etwa 95 % der Sedimente aus (s. Anhang, Kap. 16.4.1.).

In den Sedimenten des Beckens I, im Kern 1175-3, liegen die Sandanteile im Mittel bei 3,9 % mit maximalen und minimalen Werten von 60 % und 0,1 % (Abb. 18). Die Siltanteile schwanken zwischen 27 % und 80 % ( $\phi$  50 %). Die niedrigsten Sand- und Siltgehalte weist der Kern 1167-9 aus dem südlichsten Becken IV auf. Die Sandanteile in den Proben liegen zwischen 0,3 % und 13 % ( $\phi$  1,6 %), die Siltanteile schwanken zwischen 19,2 % und 76,8 % ( $\phi$  44 %). In den Sedimenten des Beckens III variieren die Sandgehalte im Kern 1170-3 innerhalb von 0,1 % bis 28 % ( $\phi$  2,7%), im Kern 1170-1 zwischen 0,1 % und 23 % ( $\phi$  2,5 %). Die durchschnittlichen Siltanteile liegen im Kern 1170-3 bei 49 %, im Kern 1170-1 bei ca. 42,8 %. Dementsprechend weist 1170-1 generell höhere Tonanteile als der Parallelkern 1170-3 auf.

Mit Hilfe der Sand-Silt-Ton-Verhältnisse ist eine Untergliederung dieser Kerne in grob- und feinkörnige Horizonte durchführbar. Die grobkörnigen Abschnitte werden dabei als warm-, die feinkörnigen als kaltzeitliche Ablagerungen angesehen (Kap. 10.1., 10.2.). Diese Interpretation wird durch die Datierung der Sedimente (Kap. 7.10.) und die gute Korrelation der Kerne mit Hilfe der sedimentologischen Parameter, wie z. B. IRD- und Fossilgehalt, gestützt (Kap. 8.).

In den Kernen 1167-9, 1170-1 und 1170-3 können drei, im Kern 1175-3 vier Abschnitte mit eindeutig erhöhten Sand- und Siltanteilen voneinander unterschieden werden (Abb. 18). Sie wechsellagern mit feinkörnigen Bereichen, in denen die Sandanteile im Schnitt unter 1 % liegen, und der Tonanteil generell über 50 % des Sediments ausmacht.

Eine Korrelierung dieser Kerne mit Hilfe der Grob-Fein-Intervalle ist möglich (Abb. 18). Die grobkörnigen Horizonte I, II und III können ebenso wie die feinkörnigen Bereiche sehr gut miteinander korreliert werden. Der grobkörnige Horizont IV findet sich nur im Kern 1175-3. Die im Kern 1167-9 zwischen 860 cm und 795 cm Tiefe vorkommenden Proben mit geringeren Tongehalten repräsentieren Turbiditablagerungen. Die zwei Proben mit höheren Grobkornanteilen in 970 cm und 960 cm Tiefe könnten jedoch den obersten Teil des Horizonts IV im Kern 1167-9 darstellen. Die Datierung der Sedimente (Kap. 7.10.) und die gute Korrelation der Kerne mit Hilfe von allen sedimentologischen Parametern (Kap. 8.) würde diese Interpretation, wonach im Liegenden

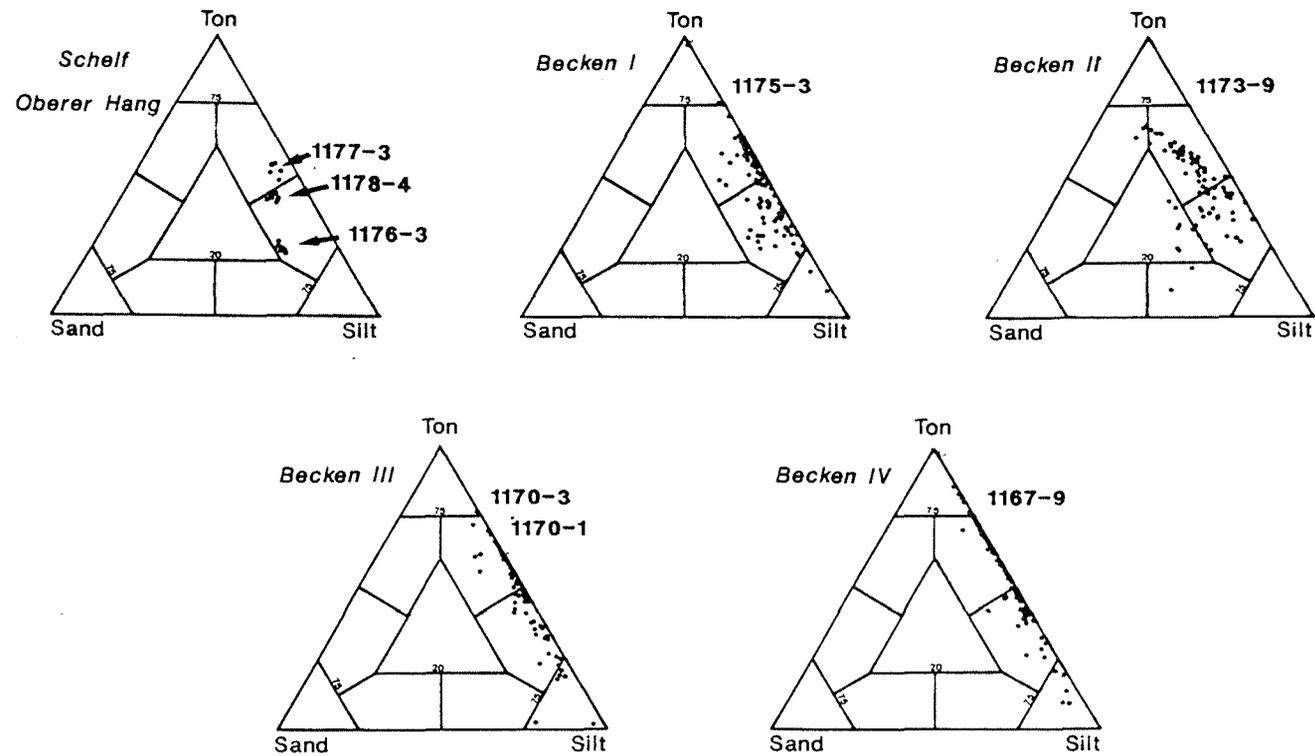


Abb. 17: Die Sand-Silt-Ton-Verteilung der Sedimentproben im Dreiecksdiagramm. Der Schwerpunkt der Punktverteilung liegt deutlich im Silt-Ton-Bereich. Vom Schelf und oberen Hang bis zum Becken IV ist eine zunehmende Verfeinerung der Sedimente zu beobachten. Eine Ausnahme bilden die Ablagerungen des aus einer Erosionsrinne des Becken II stammenden Kerns 1173-9.

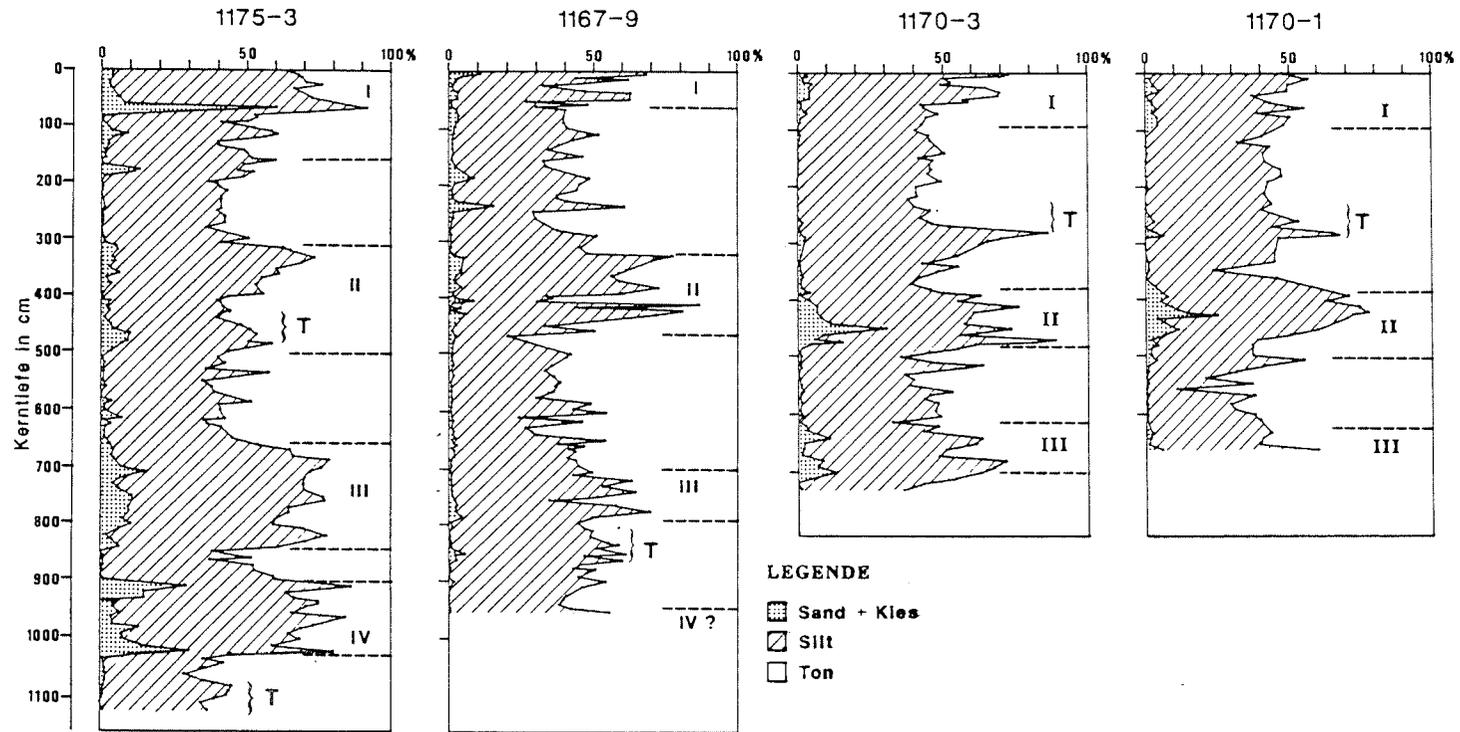


Abb. 18: Prozentualer Anteil der Sand-, Silt- und Tonfraktion am Gesamtsediment in den Kernen 1175-3, 1170-3, 1170-1 und 1167-9. Es wechsellagern grobkörnige Sedimenthorizonte, die als warmzeitliche Ablagerungen interpretiert werden, mit feinkörnigen Horizonten. Letztere repräsentieren die Kaltzeiten. Die groben bzw. feinen Abschnitte ermöglichen eine Korrelation der Kerne miteinander.  
T= Turbidit

des untersten feinkörnigen Horizonts (950-870 cm) gröbere, d. h. warmzeitliche Ablagerungen folgen, zulassen.

Diese Grob-/Fein-Abfolge spiegelt sich in der Verteilung des eistransportierten Materials (Kap. 7.3.) und der Komponenten der Sandfraktionen (Kap. 7.4.) und in den Fluktuationen der Wasser- und Corg-Gehalte (Kap. 7.5. u. 7.6.), der Scherkraft (7.7.) und der magnetischen Intensität (Kap. 7.10.2.2.) wider.

### 7.3. Verteilung des eistransportierten Materials

BRAMLETTE & BRADLEY (1941) waren die ersten, die die Fluktuationen in der Verteilung von eisverfrachtetem Material (IRD = Ice rafted debris) benutzten, um im Nordatlantik Kalt- und Warmzeiten zu identifizieren. Es folgten zahlreiche weitere Studien, die sich mit den Beziehungen zwischen Eistransport und kontinentaler Vereisung und zwischen IRD und Paläoklima und Paläoozeanographie befaßten (Tab. 2).

Ein Teil dieser Autoren parallelisiert ein erhöhtes IRD-Vorkommen im Sediment mit verstärkter glazialer Aktivität (u.a. CONOLLY & EWING, 1965; OPDYKE et al., 1966). Andere korrelieren einen häufiger auftretenden IRD-Anteil mit einer Erwärmungsphase (u.a. FILLON, 1972; WEAVER, 1973), oder machen das zeitliche Auftreten des eisbergtransportierten Sediments von der Lokalität der untersuchten Sedimentkerne abhängig (u.a. WATKINS et al., 1974, 1982; FILLON, 1977). Letztere bezeichnen die IRD-Akkumulation als diachron, d.h. eisverfrachtetes Material wird bevorzugt in höheren Breiten während einer Warmzeit und in niederen Breiten während einer Kaltzeit abgelagert.

Als Maß für die Intensität des Eistransportes wird von den genannten Autoren (s. a. Tab. 2) überwiegend das gesamte terrigene, nicht vulkanische Material > 0,063 mm (Sand- und Kiesfraktion) benutzt. In dieser Arbeit wird dagegen nur die terrigene, nicht vulkanische Kiesfraktion > 0,063 mm als IRD bezeichnet. Material dieser Korngröße kann der Süd-Orkney-Region im wesentlichen nur durch Eisberge oder durch eine starke Bodenströmung zugeführt werden. Ein Transport durch Wind ist auszuschließen, da bei Korngrößen über 0,5mm eine Verfrachtung über größere Entfernungen hinweg, z.B. von der Antarktischen Halbinsel her, nicht möglich ist (HOLDGATE, 1967). Dem Sedimenteintrag durch Turbidite kommt ebenfalls nur eine geringe Bedeutung zu, da Rutschmassen in den Sedimentkernen fehlen bzw. nur sehr vereinzelt vorkommen (s. a. Anhang, Kernbeschreibung). Dies ist u. a. darauf zurückzuführen, daß die Becken durch submarine Rücken voneinander und vom Kontinentalschelf getrennt sind.

Tab 2: Wichtige Arbeiten, die die räumliche und zeitliche Verbreitung von IRD im Südatlantik und -pazifik untersuchten.

<u>Autoren</u>	<u>Arbeitsgebiet</u>	<u>Interpretation</u>
Conolly und Ewing, 65	Argent.Becken	IRD-Max.im Glazial
Opdyke et al., 66	Bellingh. Becken, Drake Passage, Atlant.Ind.Rücken	" "
Goodell et al., 68	Südpazifik (110°-130°W, 65°-60°S), Drake Passage	" "
Kent et al., 71	Nordpazifik	IRD korrel. mit CaCO <sub>3</sub> -Fluktuationen
Margolis und Kennett, 71	Subantarktis	IRD-Vork.im Glazial
Kennett und Brunner, 73	Macquarie Rücken	IRD-Vork.im Glazial, starke Bodenströmung
-----		
Denton et al., 71	Rossmeer	IRD-Max.im Interglazial
Anderson, 72	Weddellmeer	" "
Fillon, 72	Rossmeer	" "
Weaver, 73	Indischer Ozean	" "
Anderson et al., 79	Westant.Kontinentalrand	" "
Weiss et al., 79	Weddellmeer	" "
Orheim und Elverhoi, 81	östl.Weddellmeer	" "
Grobe, 86	östl.Weddellmeer	" "
-----		
Watkins et al., 74	Südpazifik (65°-40°S)	diachron
Blank und Margolis, 75	SE-Indischer Ozean	"
Keaney et al., 76	SE-Indischer Ozean	"
Fillon, 77	Rossmeer (66°-71°S)	"
Ledbetter und Watkins, 78	SE-Indischer Ozean	"
Watkins et al., 82	Südpazifik (110°-145°W, 65°-50°S)	"
Bornhold, 83	Argent.Becken	"
-----		
Cooke und Hays, 82	Sandwich - bis Kerguelen Inseln (60°-50°S)	IRD-Max. vor 18.000 Jahren
Smith et al., 83	westl. Agulhas Becken	Die Diatomeenart Eucampia antarctica korreliert im letzten Glazial positiv mit IRD und vulk. Aschen
Burckle und Cooke, 83	Südatlantik (60°-50°S)	" "
Labeyrie et al., 86	Indischer Ozean	" "
-----		

Das eisverfrachtete Sediment besteht überwiegend aus angularen Quarzkörnern (> 50 %), Feldspäten (5-20 %), Gesteinsbruchstücken (> 10 %) und akzessorischen Mineralen. Über 90% der Partikel gehören dem Feinkiesbereich an.

Die höchsten IRD-Gehalte finden sich in den Sedimenten auf dem Schelf und am oberen Kontinentalhang und in den Kernen 1175-3 und 1173-9, die auch die meisten größeren "Dropstones" z.T. bis 10 cm Durchmesser führen (s. Anhang, Kap. 14.5.). Nach Süden zu nehmen die IRD-Gehalte ab, so daß die Sedimente des Beckens IV nur noch relativ wenig eistransportiertes Material aufweisen (Abb. 19).

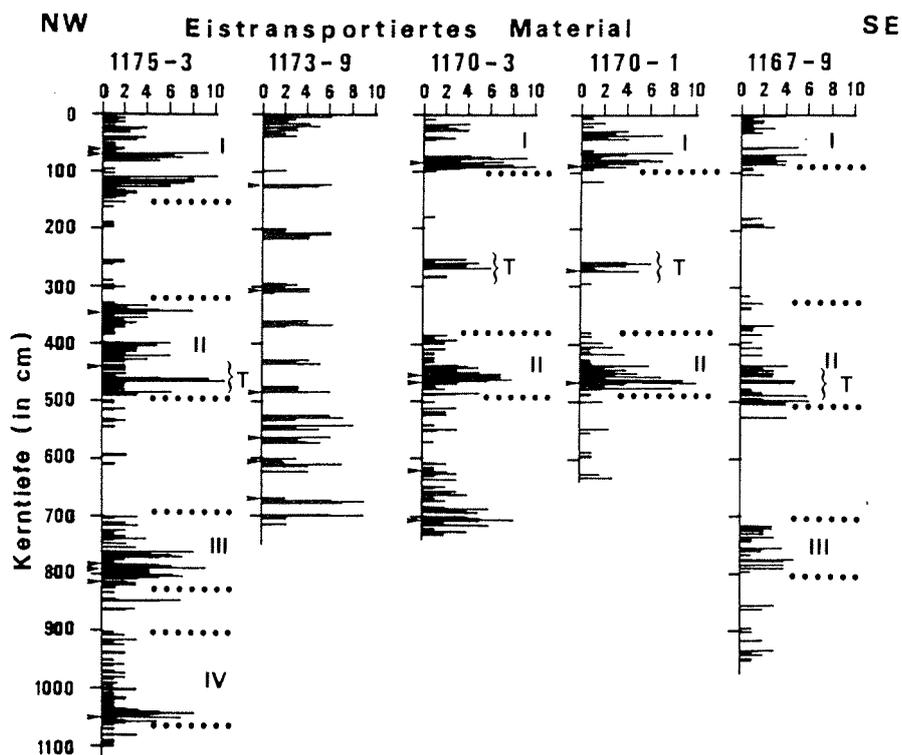


Abb. 19: Die Verteilung des eistransportierten Materials in den Sedimentkernen des Arbeitsgebietes. Die Vorkommen von "Dropstones" sind markiert. Die Striche entsprechen in ihrer Länge der relativen Anzahl der Kieskomponenten (> 2mm) pro 1 cm Kernabschnitt. Die IRD-reichen Horizonte, die als warmzeitliche Sedimente interpretiert werden, können miteinander korreliert werden. Sie wechsellagern mit den feinkörnigeren Sedimenten der Kaltzeiten. T = Turbidit

In allen Kernen wechsellagern dabei IRD-führende Horizonte mit Abschnitten, die kein oder nur sehr wenig eistransportiertes Material aufweisen. Viel IRD findet sich dabei in den grobkörnigen Horizonten der Kerne, wenig bzw. kein IRD in den tonreicheren Bereichen (s. a. Kap. 7.2.). Entsprechend der im Kap. 7.2. beschriebenen Grob-/Fein-Abfolge können drei bzw. im Kern 1175-3 vier IRD-führende Abschnitte voneinander unterschieden werden. Eine Korrelation dieser Horizonte ist möglich (Abb. 19). Auffallend ist dabei der jeweils oberste Horizont mit zwei etwa 10 cm bis 40 cm mächtigen Abschnitten, die hohe IRD-Gehalte aufweisen. Ein etwa 10 cm bis 20 cm dicker Sedimenthorizont, der kein bzw. nur sehr wenig eistransportiertes Material führt, trennt diese beiden Abschnitte.

Die Verteilung der Kieskomponenten innerhalb der grobkörnigen Bereiche ist zudem charakteristisch (Abb. 20). Nach einem IRD-armen 10 cm bis 20 cm mächtigen Übergangshorizont wird in allen Kernen sofort das Intervall mit dem höchsten Eintrag an eisverfrachtetem Material (IRD-Maximum) erreicht. Diesem maximal 40 cm mächtigen Bereich folgt ein Abschnitt mit etwas geringeren aber etwa gleichbleibenden IRD-Anteil, dem sich zum Hangenden hin wieder ein ca. 10 cm bis 20 cm mächtiger IRD-armer Horizont anschließt. Darüber folgen tonige Sedimente.

Bei einem Vergleich der IRD- mit der Sandverteilung zeigt es sich außerdem, daß die IRD-Vorkommen eindeutig positiv mit einem erhöhten Gehalt an Grobsand > 0,5 mm korrelieren (Abb. 20). Dies ist z.B. im Kern 1170-3 in etwa 720-620 cm, 470-440 cm und 100-70 cm Tiefe der Fall, wobei die IRD-Maxima zudem eindeutig auch noch mit den höchsten Grobsandgehalten übereinstimmen. In den IRD-armen Abschnitten dagegen dominieren die feinkörnigeren Sandfraktionen. Dies ist ein Hinweis dafür, daß vermutlich der größte Teil des hier vorkommenden Grobsandes ebenfalls auf Eisbergtransport zurückzuführen ist.

Die groben Horizonte repräsentieren warmzeitliche Verhältnisse (s. a. Kap. 10.2.). Demnach fand der IRD-Eintrag vorwiegend während der Warmzeiten statt, was mit den Untersuchungen von ANDERSON (1972), ORHEIM & ELVERHOI (1981) und GROBE (1986) übereinstimmt. In den Kaltzeiten dagegen war das Arbeitsgebiet völlig eisbedeckt, und es wurde nur sehr wenig bzw. kein eistransportiertes Material abgelagert. Der entlang des Süd-Orkney-Profiles von Norden nach Süden hin abnehmende IRD-Gehalt (Abb. 19) spiegelt vermutlich die Meereisbedeckung wider (s. a. Kap. 10.1.). Die südlichen Gebiete sind in den Sommermonaten durchschnittlich länger eisbedeckt als die nördlichen Bereiche des Arbeitsgebietes (s. Kap. 5.3.). Dementsprechend kommt im Becken IV weniger IRD zur Ablagerung als in den Becken I, II und III. Der Kern 1167-9 führt daher die geringsten, der Kern 1175-3 die höchsten IRD-Gehalte.

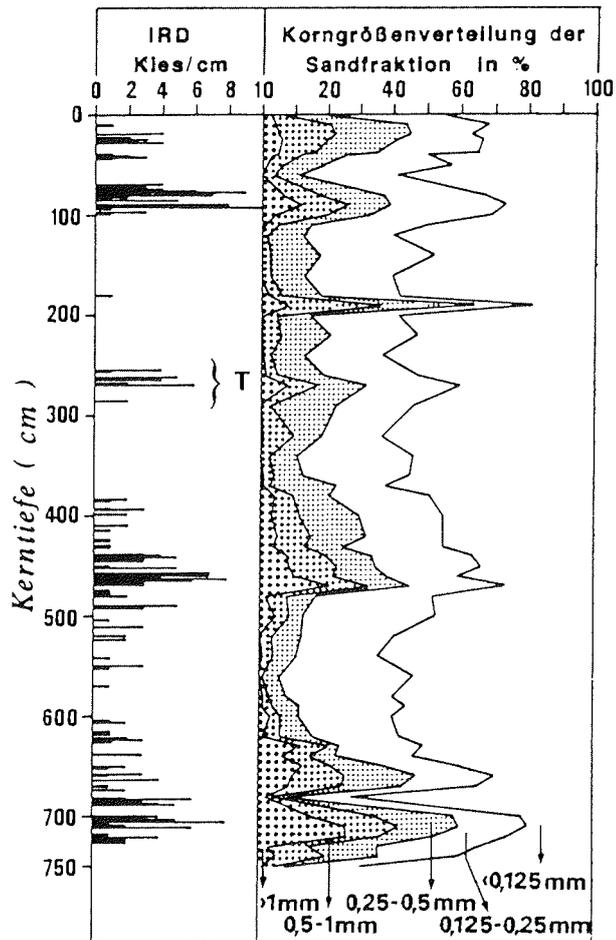


Abb. 20: Eistransportiertes Material (IRD) und Korngrößenverteilung des Detritus  $> 0,063$  mm im Kern 1170-3. Die IRD-führenden Horizonte korrelieren positiv mit einem erhöhten Vorkommen an Grobsand  $> 0,5$  mm. T = Turbidit

#### 7.4. Verteilung der Komponenten in der Sandfraktion

Radiolarien, Diatomeen, Foraminiferen und Schwammnadeln sowie Quarz, Feldspäte, Gesteinsbruchstücke und vulkanische Aschen machen zu mehr als 95 % die Sandfraktionen der meisten Proben aus (s. Anhang, Kap. 16.6.). Glimmer, Glaukonit, Pyrit, Schwerminerale und Mikromanganknollen spielen eine untergeordnete Rolle.

#### 7.4.1. Kieselige Mikroorganismen

Radiolarien und Diatomeen finden sich in den Ablagerungen auf dem Schelf und am oberen Kontinentalhang und in den Sedimenten der Becken I und III. Als Begleitfauna treten Schwammnadeln, Foraminiferen und seltener Bruchstücke von Molluskenschalen auf.

Im Kern 1175-3 (Becken I) können vier Horizonte, die kieselige Mikrofossilien führen, von fossilereeren Sedimentabschnitten abgegrenzt werden (Abb. 21). Kieselorganismen treten dabei in den Bereichen von 1108-864 cm, 824-608 cm, 480-280 cm und von 136 cm Tiefe bis zur Kernoberfläche auf. Die Radiolariengehalte erreichen Maximumwerte von 19 % bis 22,5 %, die Diatomeen erlangen in den obersten drei Zonen maximale Häufigkeiten von 18 % bis 34 %. Auffallend ist der unterste Horizont mit zwei ca. 30 cm mächtigen Sedimentabschnitten, die Diatomeenanteile von über 90 % aufweisen (s. a. Kap. 10.2.1.). Ein kurzfristiger Rückgang in der Häufigkeit der Diatomeen auf 5 %, der sich aber durch erhöhte Radiolariengehalte von 22 % auszeichnet, trennt diese beiden Bereiche. Höhere Schwammnadelvorkommen treten ebenfalls nur in diesen radiolarien- und diatomeenführenden Bereichen mit Maximumwerten von 5 % auf. Die Durchschnittswerte liegen unter 2 %. In den übrigen Sedimentabschnitten finden sich nur vereinzelte Bruchstücke.

Im Becken III finden sich kieselige Mikrofossilien im Kern 1170-1 in 520-344 cm, 296-252 cm und 100 bis 0 cm, im Kern 1170-3 in 749-600 cm, 500-340 cm, 280-240 cm und 112 bis 0 cm Tiefe (Abb. 21). Die Mikrofossilgehalte sind geringer als im Kern 1175-3. Die Radiolariengehalte liegen unter 13 %, die der Diatomeen unter 21 %. Die Mikrofossilvorkommen in Kern 1170-3 in 296-252 cm bzw. im Kern 1170-1 in 280-240 cm Tiefe sind turbiditisch (Kap. 10.5. und 16.2.).

Bei der Verteilung der Radiolarienanteile fällt auf, daß die Radiolarien ihre höchsten Gehalte erst dann erreichen, wenn die IRD-Maxima bereits überschritten sind (Abb. 22), und der Anteil an eisverfrachtetem Detritus wieder abnimmt. Diese Beobachtung trifft für alle fossilführenden Kerne zu.

Die fossilführenden Horizonte zeichnen sich zudem durch höhere Sandgehalte und einem verstärkten Auftreten von eisverfrachtetem Detritus, Gesteinsbruchstücken und vulkanischen Aschen aus (Abb. 22). Demnach korrelieren die fossilführenden Sedimente mit den sand- und siltreichen und IRD-führenden Horizonten, die als warmzeitliche Ablagerungen angesehen werden (s. a. Kap. 10.2.). Die Fossilgehalte ermöglichen daher wie die IRD- und die Sand-, Silt- und Tongehalte eine recht gute Korrelierung der Kerne der Becken I und III miteinander.

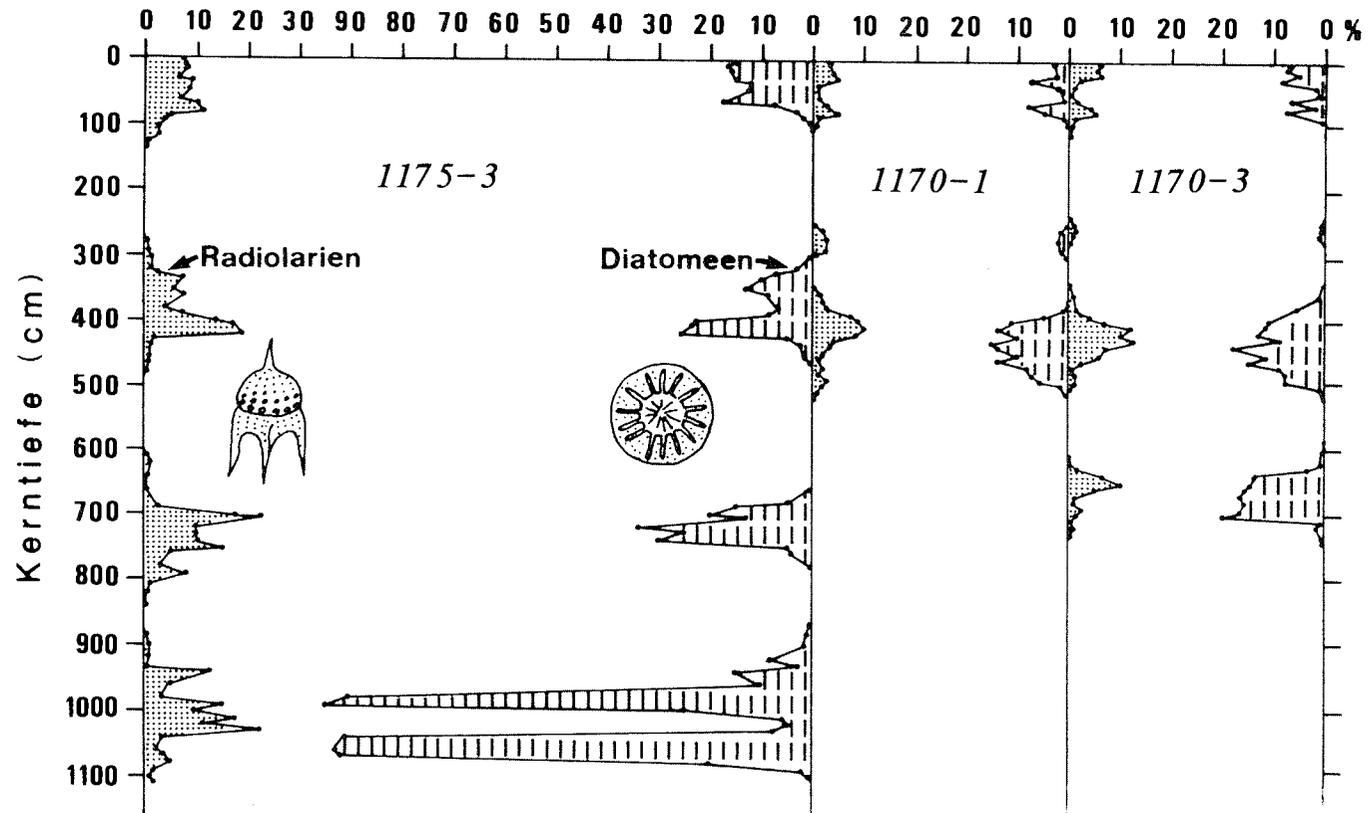


Abb. 21: Prozentanteil der Radiolarien und Diatomeen an der Sandfraktion in den Kernen 1175-3, 1170-3 und 1170-1. Die fossilführenden Sedimente repräsentieren die Warmzeiten, die fossilleeren die Kaltzeiten. Die drei oberen fossilführenden Horizonte ermöglichen eine Korrelation der Sedimentkerne.

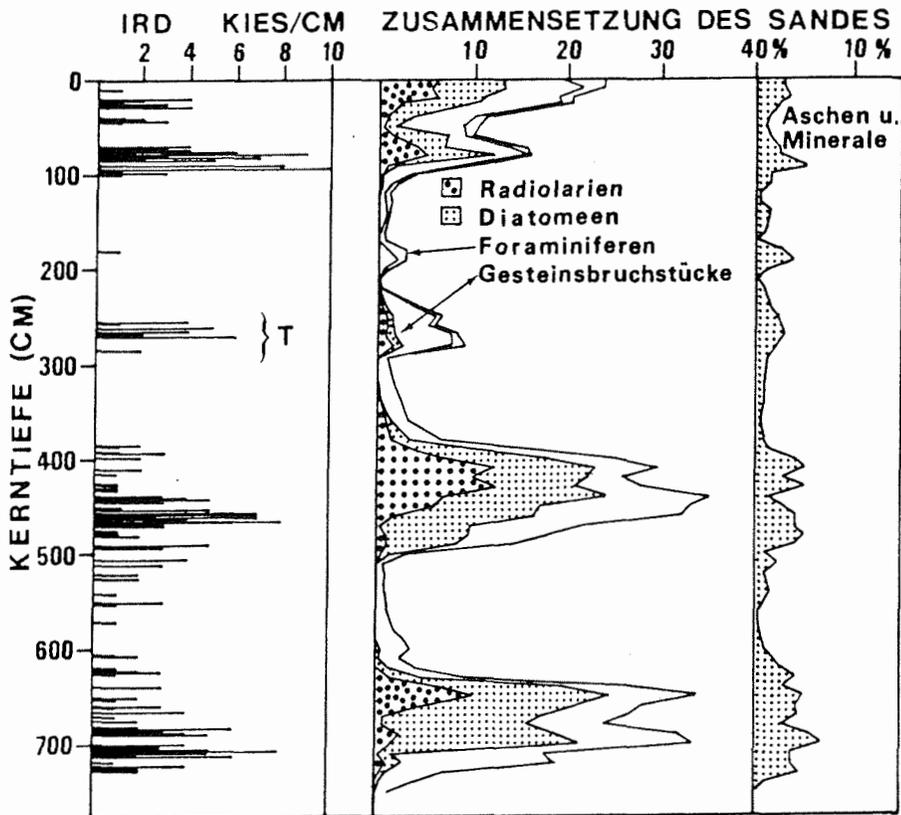


Abb. 22: Die Zusammensetzung der Sandfraktion im Kern 1170-3. Die drei fossilführenden Horizonte zeichnen sich durch erhöhte Gehalte an IRD, Gesteinsbruchstücken, Aschen und Mineralen aus. Die Sandfraktion besteht ansonsten im wesentlichen aus Quarzkörnern und Feldspäten. T = Turbidit

Die Sedimentkerne 1173-9 (Becken II) und 1167-9 (Becken IV) führen keine kieseligen Schalenreste. Dies gilt auch für den Kern 1167-10 (POREBSKI, mündl. Mitt.).

Eine eindeutige Erklärung für diese fehlende Überlieferung von Organismen in den Becken II und IV, sowie für die geringeren Fossilgehalte im Becken III im Vergleich zum Becken I gibt es bislang nicht (s. a. Kap. 10.2.). Möglicherweise führte in den Warmzeiten eine längere z. T. auch permanente Eisbedeckung der südlichen Bereiche des Arbeitsgebietes im Vergleich zu den nördlicher gelegenen Regionen zu einer stark eingeschränkten Produktion von

Kieselorganismen im Bereich der Becken III und IV (FÜTTERER et al., 1988). Danach würden die Gehalte an Kieselorganismen in den Sedimenten des Süd-Orkney-Profiles die Eisbedeckung im Arbeitsgebiet widerspiegeln. Dafür sprechen auch mehrjährige Beobachtungen der letzten Jahre u. a. von ZWALLY et al. (1983). Sie zeigen, daß die nördlichen Bereiche des Arbeitsgebietes (Becken I) im Verlauf eines Jahres durchschnittlich am längsten eisfrei sind (s. a. Kap. 5.3., Abb. 8). Die südlicheren Regionen (Becken IV) sind gar nicht bzw. nur sehr kurzfristig eisfrei (s. Kap. 10.2.).

Während der Kaltzeiten wurden vermutlich generell keine kieseligen Fossilreste im Arbeitsgebiet akkumuliert, da die Packeiskante sehr viel weiter nördlich, im Südsommer bei etwa 58°S und im Winter bei ca. 50°S (HAYS et al, 1976a; BURCKLE & CIRILLI, 1986), gelegen haben dürfte (s. Kap. 10.1. und 10.2.).

Die Fossilleere des Beckens II (SL 1173-9 und GKG 1173-6) kann nicht nur durch eine geringere Produktion von Kieselplankton erklärt werden. Dieses Becken ist generell länger eisfrei als das Becken III, und demnach müßten die Sedimente dieses Beckens zumindest einige Fossilreste führen. Die Fossilleere muß daher andere Ursachen haben. Lösung könnte zum Beispiel eine Rolle gespielt haben (s. a. Kap. 10.2.).

#### 7.4.2. Foraminiferen

In den Sedimenten auf dem Schelf und am oberen Kontinentalhang und in den Sedimenten der Becken I und III entfallen im Durchschnitt knapp 1 % der Gesamtfauuna auf benthonische Foraminiferen, in der Hauptsache agglutinierende Formen. Mehr als die Hälfte davon sind röhrenförmige Sandschaler bzw. deren Bruchstücke (z.B. Reophax nodulosus und Reophax dentaliniformis). Gehäuse von planktonischen Foraminiferen finden sich vereinzelt in den Oberflächenproben auf dem Schelf. Die Kerne 1173-9 und 1167-9 führen keine Foraminiferen.

Hohe Gehalte an agglutinierenden Foraminiferen von 8 % bis 11 % kommen nur in den oberflächennahen Proben der Sedimente vor. Insbesondere Reophax, deren Gehäusevermittlung leicht auf mechanische und chemische Beanspruchung reagiert, ist vorwiegend auf die Oberflächensedimente beschränkt. Unterhalb von 20 cm Sedimenttiefe nimmt der Anteil an Sandschalern dann sehr schnell auf Werte, die zwischen 0,05 % und 2 % liegen, ab.

Ab etwa 70 cm bis 80 cm Kerntiefe, mit dem Wechsel von grob- zu feinkörnigem Material, sind keine oder nur noch mehr oder minder stark korrodierte Exemplare, z.T. unidentifizierbar, überliefert. Kurzfristig nimmt die Häufigkeit dann im Kern 1175-3 noch einmal in 230 cm bis 210 cm Tiefe auf 6,35 % zu. Die Gehäuse sind in diesem Abschnitt fast alle mit Fe-Mn überzogen, was vermutlich ihre Auflösung verhinderte, und zu ihrer Erhaltung und Anreicherung führte. In den Kernen 1170-1 und 1170-3 lassen sich ebenfalls leicht erhöhte Vorkommen von max. 1,9 % in 190 cm bis 180 cm und von 0,5 % bis 0,6 % in 275 cm bis 259 cm Tiefe beobachten. Bei letzteren deuten Sedimentstrukturen darauf hin, daß es sich um hangabwärts gerutschtes und aufgearbeitetes Material handelt (s. Kap. 10.5.). Ab 280 cm Kerntiefe führen die Sedimente keine Foraminiferen mehr.

Obwohl die Foraminiferenverteilung von verschiedenen Parametern, wie z.B. der diagenetischen Auflösung und der mechanischen Zerstörung abhängt (u. a. LOHMANN, 1978), scheint es, daß die Zusammensetzung des Sediments hier eine sehr entscheidende Rolle spielt. Sandschaler finden sich fast ausnahmslos nur in den grobkörnigen diatomeen- und radiolarienführenden Horizonten der Kerne. Dies hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß agglutinierende Foraminiferen vor allem sandkorngroße detritische Komponenten wie terrigenen Quarz, vulkanische Partikel, Feldspäte und kieselige Organismenreste zum Bau ihrer Schalen benötigen. In den tonreichen Sedimenten dagegen ist das Angebot an Sandkörnern geringer. Ihre Verbreitung könnte aber auch durch die Fließgeschwindigkeiten des Bodenwassers beeinflusst worden sein, da sehr starke Strömungen die empfindlichen Gehäuse der Sandschaler vollständig zerstören können. Aus diesem Grunde fehlen sie vermutlich auch gänzlich in den Sedimenten des Beckens II (Kern 1173-9).

In den Sedimenten des Beckens IV (KAL 1167-9, GKG 1167-5) wirkten sich mehrere Parameter, wie z.B. das geringe Vorkommen von grobkörnigen Komponenten und das geringe Nährstoffangebot aufgrund der langandauernden jährlichen Meereisbedeckung (s. Kap. 5.3.) und der Wassertiefe von über 4400 m, ungünstig auf die Besiedlung des Meeresbodens durch Foraminiferen aus.

#### 7.4.3. Quarz

Helle und gefärbte Quarze, Feldspäte und nicht näher bestimmte detritische Partikel sind in einer Gruppe zusammengefaßt. Der terrigene monomineralische Sedimentanteil besteht dabei im wesentlichen aus klaren und mattierten Quarzkörnern (> 80 %).

Mit zunehmendem Anteil an eistransportiertem Material und kieseligen Organismen nimmt der Quarzkorngelalt im Sediment ab. Die geringsten Vorkommen (häufig < 10 %) finden sich daher in den fossil- und grobkornreichen Horizonten der untersuchten Kerne (Abb. 22). Hohe Quarzgehalte von 90 % und mehr kommen dagegen in den fossilleeren, IRD-armen und tonreichen Abschnitten vor. Insbesondere die Kerne 1167-9 und 1173-9, die beide nur terrigene Komponenten führen, weisen in den feinkörnigen Horizonten häufig Quarzanteile von über 95 % auf.

Die Körner sind generell schlecht gerundet (angular bis subangular). Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop zeigen eine Kornoberfläche mit starkem Relief. Unregelmäßige kleine Eindrücke und Mikroabbrüche (sog. "sheetings"; MARGOLIS & KRINSLEY, 1974) kommen vor. Diese Beobachtungen könnten ein Hinweis dafür sein, daß diese Quarzkörner durch Eisberge ins Arbeitsgebiet transportiert worden sind.

#### 7.4.4. Gesteinsbruchstücke

Gesteinsbruchstücke sind alle nicht monomineralischen Partikel. Nach dem Quarz bilden sie die häufigste terrigene Sandfraktionskomponente. Vorherrschend sind dabei aus Quarzen und Feldspäten zusammengesetzte Körner.

Ihr Auftreten korreliert eindeutig positiv mit dem Gehalt an eistransportiertem Material, zu dem die Gesteinsbruchstücke zu zählen sind (Abb. 22). Deutliche Verbreitungsmaxima finden sich daher in den Ablagerungen auf dem Schelf (bis zu 36 % an der Sandfraktion), und am oberen Kontinentaltalhang (bis zu 23 %) und in den sand- und kiesreichen Horizonten der Sedimentkerne (s. Kap. 7.2. und 7.3.). Der prozentuale Anteil an Gesteinsbruchstücken beträgt in diesen Abschnitten in den Kernen 1175-3 und 1173-9 15 % bis 48 %. In den tonreichen Sedimentpartien nimmt ihr Anteil auf < 5 % ab.

Entsprechend der Abnahme des eistransportierten Materials verringert sich der Gehalt an Gesteinsbruchstücken in den Sedimenten vom Becken I zur Tiefsee hin. In den grobkörnigen Bereichen der Kerne 1170-3 und 1170-1 aus dem Becken III schwanken die Gehalte zwischen 5% und 16,5%. Die tonigen Horizonte weisen Anteile von 0 bis 3 % auf. In den IRD-führenden Horizonten des Kerns 1167-9 aus dem Becken IV liegen die Anteile unter 11 %, in den feinkörnigen Partien sogar meistens unter 2 %.

Die Gehalte an Gesteinsbruchstücken erlauben eine Korrelierung der Sedimentkerne. Im Kern 1175-3 können z. B.

deren Maxima in 450-420 cm und 365-350 cm und im Kern 1170-3 in 470-440 cm und 410-400 cm Tiefe miteinander korreliert werden. Im Parallelkern 1170-1 befinden sich die entsprechenden Maxima in 485-450 cm und 425-415 cm und in dem Kern 1167-9 in 430-400 cm und 350-325 cm Tiefe. Die Maxima an Gesteinsbruchstücken im KAL 1175-3 in 800-760 cm und im 1167-9 in 805-775 cm Tiefe sind wahrscheinlich identisch und können miteinander korreliert werden.

#### 7.4.5. Vulkanische Aschen

In den Sandproben kommen braune, grüne und opake Aschenkörner in variablen Anteilen vor. Es sind hauptsächlich feinsandkorngroße Kristalle. Die Gehalte an vulkanischen Glaspartikeln sind gering (< 15 %).

Zum überwiegenden Teil finden sich die Aschen in den grobkörnigen Sedimenten (Kap. 7.2.). Ihr Anteil an der Sandfraktion kann dort bis zu 10 % betragen, schwankt aber meistens zwischen 3 % und 5 %. Diese Werte sind jedoch nicht unbedingt ein Maß für die Intensität der Anlieferung von Aschen. Zum einen ist eine Anreicherung der Partikel durch Strömung möglich, zum anderen kann die bioturbate Verwühlung die Verteilung der Aschen beeinflussen. In allen Sedimentkernen treten weiterhin 1 bis 3 mm dicke Aschenlagen in den groben Horizonten auf, die sich zu ca. 90 % aus Kristallaschen (Hornblende, Plagioklas, Pyroxen und opake Minerale) zusammensetzen. Die scharfe Unterkante vieler dieser Lagen und die durchwühlte Oberfläche deuten auf eine sehr schnelle Ablagerung aus der Luft hin.

In den feinkörnigen Kernabschnitten fehlen Aschen nahezu völlig. Geringe vulkanische Aktivität, Eisbedeckung und/oder Auswaschung durch Bodenströmungen könnten die Ursache gewesen sein. Da aber vermutlich während der Sedimentation der Tone und Silte eine geschlossene Meereisbedeckung existierte, ist anzunehmen, daß diese den Eintrag an Aschen verhinderte (s. Kap. 10.1.).

Für die Anlieferung der Aschen kommen sowohl Wind- als auch Eistransport in Frage. Herkunftsgebiete können z.B. Deception- und Bridgeman-Insel und die Antarktische Halbinsel sein. Das deutliche Überwiegen der Kristallaschen gegenüber Glas reflektiert vermutlich eine proximale Ablagerung von lufttransportiertem Material. Ebenso können aber auch die glasigen instabilen Komponenten durch Strömung ausgewaschen oder durch diagenetische Umwandlung in Tonminerale, Zeolithe und  $\text{SiO}_2$ , entfernt worden sein.

#### 7.4.6. Authigene Minerale

##### 7.4.6.1. Mikromanganknollen

Als Mikromanganknollen werden alle Partikel bezeichnet, die mit Eisen- und Manganhäutchen umkrustet sind (Abb. 23).

Mikromanganknollen finden sich in Gehalten von maximal 4,5% nur in den sand- und kiesreichen Horizonten der Sedimentkerne der Becken I (1175-3), II (1173-9) und III (1170-3, 1170-1). Sie treten dabei besonders in den Sandfraktionen < 0,25 mm auf. In allen genannten Kernen kommen zudem etwa 10 cm bis 30 cm dicke lamellierte dunkelbraune Horizonte vor, deren Lagen zu 80 % bis 95 % aus feinsandkorngroßen Mikromanganknollen bestehen. In den tonigen Kernabschnitten und in den Sedimenten des Kern 1167-9 liegen die Anteile dagegen unter 0,5 %.

Mehr als 80 % der vorkommenden Knollen haben eine traubige (mehrkernige) oder irreguläre Form, z.T. ähneln letztere schlackenartigen Gesteinsbruchstücken (Abb. 24). Nach den Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop (mit energiedispersiver Analytik) bilden Mn und zu einem etwas geringeren Anteil Fe die dominierenden Elemente. Weiterhin finden sich Si, Al, Mg, K und geringe Gehalte an Ti und Ca. Die relativ hohen Si-Gehalte lassen sich vermutlich auf kieselige Organismenreste und/oder Tonminerale zurückführen, die auf der Oberfläche der Mangankörner zwischen den Fe-Mn-Trauben eingeschlossen sind. Auffallend sind einzelne völlig aus Fe-Mn-Oxiden bestehende Kugeln. Sie kennzeichnen vermutlich den totalen Ersatz eines Radiolariengehäuses.

Die Bildung der Mikromanganknollen wird von mehreren Faktoren beeinflusst. Günstig auf die Ausscheidung von Fe-Mn-Oxiden wirken sich eine geringe Sedimentationsrate (2-5 mm/1000 Jahre; GREENSLATE, 1978), eine sauerstoffreiche Bodenströmung und das Vorkommen von gröberen Partikeln, die dann als Kern dienen können, aus (MARGOLIS, 1973; CRONAN, 1975; GLASBY, 1976). Die drei genannten Faktoren sind wiederum von den Bodenströmungsaktivitäten und der Meeresbodenmorphologie abhängig.

Das geringe bzw. fehlende Vorkommen von Fe- und Mn-überzogenen Körnern in den feinkörnigen Sedimentabschnitten der Kerne läßt sich wahrscheinlich auf ein ungünstiges Redoxpotential (positiv) zurückführen, so daß eine Oxidation von  $Mn^{2+}$  zu  $Mn^{4+}$  und die Bildung von  $MnO_2$  nicht stattfinden konnte.

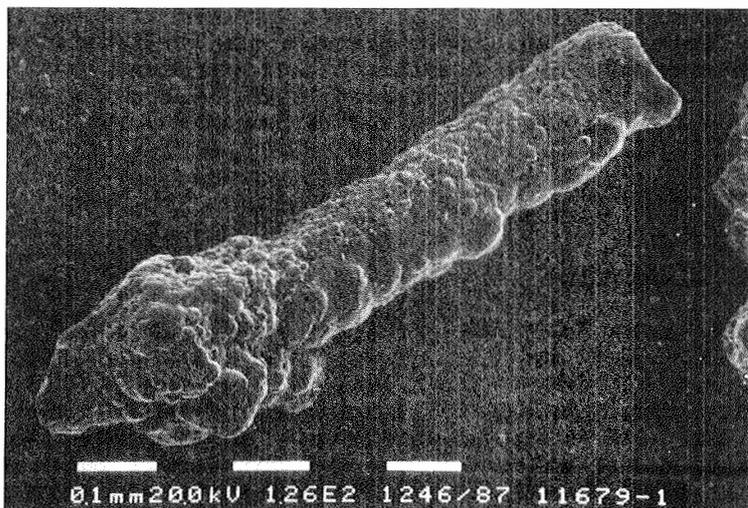


Abb. 23: Mit einer Fe-Mn-Kruste überzogene Schwammnadel (?)  
im Kern 1175-3 in 159 cm Sedimenttiefe.

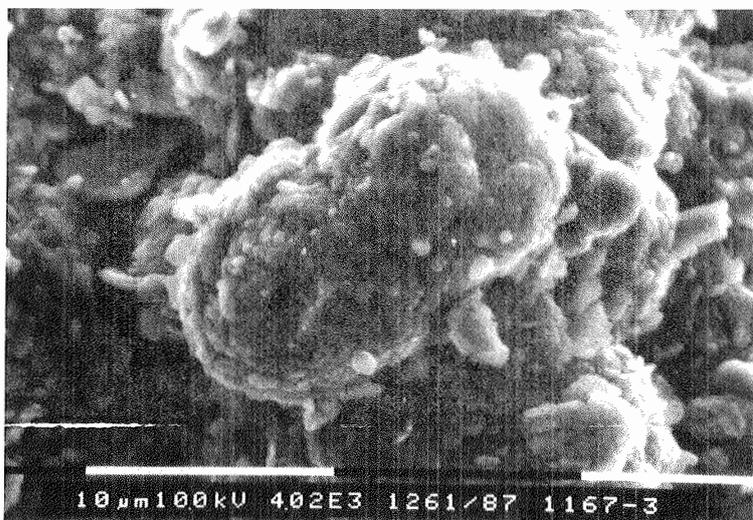


Abb. 24: Die Oberfläche der Mikromangankörner besteht vor-  
wiegend aus dicht gepackten Fe-Mn-Oxiden, die kugelige  
Aggregate bilden (traubenförmige Oberflächentextur,  
NESTEROFF, 1982). Kern 1175-3 in 165 cm Sedimenttiefe.

In den Kernen 1170-3, 1170-1 und 1167-9 treten in etwa 200 cm Tiefe 0,5 cm dicke eisenreiche Mn-Krusten auf. Es wird angenommen, daß sie durch Ausscheidung von Manganoxiden, kolloidaler Kieselsäure und hydratisiertem Eisen unter Einwirkung starker Bodenströmungen entstanden sind (TOTH, 1980).

#### 7.4.6.2. Glaukonit

Glaukonit kommt in Konzentrationen von 3 % bis 7 % in den sand-, IRD- und fossilreichen Horizonten (s. Kap. 7.2., 7.3. u. 7.4.1.) der Kerne 1175-3, 1170-1 und 1170-3 vor. In den tonreichen Abschnitten dieser Kerne und in den Kernen 1167-9 und 1173-9 nimmt der Anteil des Glaukonits in der Sandfraktion auf unter 1 % ab. Auf dem Schelf betragen die Glaukonitgehalte maximal 2 %. Höhere Werte von etwa 5 % bis 9 % werden nur noch in den Oberflächensedimenten des GKG 1176 am oberen Kontinentalhang erreicht.

Es treten irregulär geformte braune und hellgrüne Glaukonitkörner mit deutlich ausgeprägten Suturen und dunkelgrüne, gut gerundete und speckig glänzende Körner auf. Glaukonit kommt zudem als Füllung von Foraminiferengehäusen und als Umkrustung von Mineralen und Gesteinsbruchstücken vor. Meistens jedoch sind die Partikel, die allmählich verdrängt werden, nicht mehr eindeutig zu identifizieren. Die ursprüngliche Komponente wird während des Glaukonitierungsprozesses durch die authigenen Minerale der glaukonitischen Mineralfamilie ersetzt. Der sich zuerst innerhalb des Porenraumes bildende glaukonitische Smektit geht dabei allmählich in das Endprodukt, den glaukonitischen Glimmer, über (Rekristallisationsprozeß, ODIN et al., 1977). Einher geht der Verlust der primären Textur, verbunden mit einer zunehmenden Rundung der Körner. Die verschieden vorkommenden Formen und Farben reflektieren daher die unterschiedlichen Reifestadien des Glaukonits. Als reifer Glaukonit werden die runden und glänzenden Körner bezeichnet (ODIN & MATTER, 1981).

Es existieren zahlreiche Arbeiten, die sich mit dem Prozeß der Glaukonitierung und den mineralogischen und morphologischen Aspekten des Glaukonits befassen (u.a. BURST, 1958; HOWER, 1961; EHLMANN et al., 1963; ODIN & MATTER, 1981). Übereinstimmend werden von den meisten Autoren eine geringe Sedimentationsrate und ein lokal reduzierendes Mikromilieu bei sich zersetzender organischer Substanz in einem ansonst zumindest schwach oxidierenden Makromilieu (pH 7-8) als günstig für eine Glaukonitierung genannt. Leichte Bodenströmungen können zudem die Glaukonitbildung begünstigen, indem sie den Ionenaustausch zwischen Körnern und Meerwasser anregen. Sehr turbulente Bodenströmungen dagegen können

eine Glaukonitentstehung verhindern, wie es vermutlich im Becken II (Kern 1173-9) der Fall gewesen ist. Die hohen Glaukonitvorkommen in den Kernen 1175-3, 1170-1 und 1170-3 sind wahrscheinlich auf eine gute Bilanz zwischen detritischem Eintrag, Bodenströmung und der Anlieferung von geeignetem Substrat, z.B. von Kotpillen, zurückzuführen.

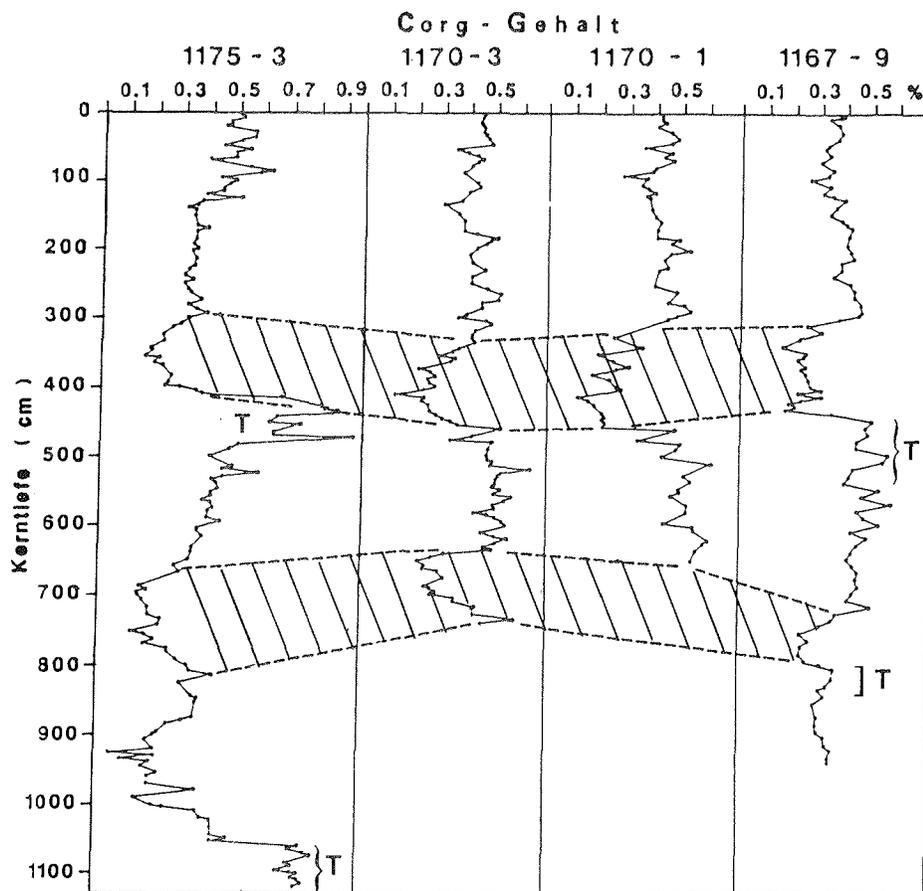
Das Fehlen von Glaukonit in den Sedimenten des Beckens IV (1167-9) läßt sich vermutlich auf ein für die Glaukonitbildung ungünstiges, nur aus kleinen terrigenen Mineralen (< 0,1 mm) bestehendes Substrat, in dem darüber hinaus oft ein reduzierendes Mikromilieu fehlt, zurückführen. Insgesamt ist die authigene Bildung des Glaukonits in diesen Breitengraden und in diesen Meerestiefen recht ungewöhnlich. Ähnliche Vorkommen wurden bereits von GROBE (1986) beschrieben. Ein Eintrag des Glaukonits durch Turbidite kann ausgeschlossen werden.

#### 7.5. Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff

Der Karbonatgehalt liegt in allen Kernen unter 0,2 %. Der Gesamtkohlenstoffgehalt entspricht daher fast vollständig dem Vorkommen an organischem Kohlenstoff.

Die Sedimente enthalten überwiegend geringe Gehalte von 0,2 % bis 0,6 % an organisch gebundenen Kohlenstoff (Abb. 25; s. Anhang, Kap. 16.9.). Abweichungen von diesen Durchschnittswerten finden sich mit ca. 1 % Corg in den fossilreichen Oberflächensedimenten auf dem Schelf (GKG 1177-1 und 1177-3) und in pyrithaltigen siltigen Tonen (s. Kap. 10.5.) im Kern 1175-3 in 1128 cm bis 1070 cm und 475 cm bis 415 cm Tiefe. Gehalte von weniger als 0,2 % Corg kommen im unteren Abschnitt des Kerns 1175-3 in 976 cm bis 900 cm, 770 cm bis 688 cm und 365 cm bis 343 cm und im Kern 1170-1 in 425 cm bis 410 cm Tiefe vor.

Die Kerogenmikroskopie, die nur an ausgewählten Proben durchgeführt wurde, lieferte bezüglich der Zusammensetzung des organischen Materials eindeutige Ergebnisse. Das organische Material ist hauptsächlich terrigenen Ursprungs, worauf der hohe Anteil an Inertiniten und Vitriniten, d.h. Sporen und Pollen terrestrischer Herkunft, und die niedrigen Wasserstoff-Index-Werte hinweisen. Es fällt dabei auf, daß die Korngröße des organischen Materials im Kern 1175-3 von der Oberfläche bis in etwa 500 cm Tiefe durchschnittlich unter 0,02 mm liegt. In den liegenden Sedimenten sind die Partikel durchschnittlich größer (ca. 0,04 mm).



**Abb. 25:** Der organische Kohlenstoffgehalt in den Sedimentkernen der Becken I (1175-3), III (1170-1, 1170-3) und IV (1167-9). Die Horizonte mit niedrigen bzw. hohen Corg-Werten können miteinander korreliert werden. Geringe Gehalte charakterisieren dabei generell die grobkörnigen Ablagerungen der Warmzeiten (gestrichelte Linie), hohe Gehalte die feinkörnigen Sedimente der Kaltzeiten. T = Turbidit

Die Akkumulationsrate der organischen Substanz wird durch die Höhe und Art, u.a. auch der Korngröße des terrigenen und organischen Eintrags, und durch den Sauerstoffgehalt im Sediment und in der bodennahen Wasserschicht bedingt (MÜLLER & SUESS, 1979; STOW et al., 1984).

Eine Abhängigkeit des Corg-Anteils von der Korngröße, d.h. mit abnehmendem Grobkornanteil reichert sich die organische Substanz an, zeigt sich im gesamten Kernprofil. Alle Kohlenstoffkurven zeigen eine zyklische Abfolge von Bereichen

mit hohen und niedrigen Corg-Werten (Abb. 25), die sich gut mit den fein- bzw. grobkörnigen Sedimenthorizonten (s. Kap. 7.2.) in den Kernen korrelieren lassen. Die tonig-siltigen Sedimentabschnitte, in denen die Diffusion von Oxidationsmitteln eingeschränkt ist, und daher mehr organische Substanz erhalten bleibt (MUELLER & SUESS, 1979), weisen generell 2- bis 4-fach höhere Corg-Werte auf als die größeren Abschnitte. Ähnliche Beobachtungen wurden bereits in anderen Gebieten, z.B. im Argentinischen Becken (STEVENSON & CHENG, 1972), am Südindischen Kontinentalhang (MARCHIG, 1972) und vor Peru (KRISSEK et al., 1980), gemacht.

Günstig auf die Erhaltung der organischen Substanz dürfte sich aber auch ausgewirkt haben, daß die Bodenwasserzirkulation während der Bildung der feinkörnigen Sedimente verringert, und die thermohaline Zirkulation reduziert war (s. a. Kap. 10.1.). Beide Faktoren können ebenso wie eine hohe Primärproduktion im Oberflächenwasser und eine hohe Sedimentationsrate zu einem Sauerstoff-Defizit und zu einem unvollständigen Abbau der organischen Substanz führen.

Eine gute Erhaltung der organischen Komponenten ist auch dort zu erwarten, wo Turbidite für eine rasche Ablagerung und Überdeckung sorgten, z.B. im SL 1170-3 in 280 - 250 cm, im Kern 1175-3 in 1128 cm bis 1070 cm und 475 cm bis 415 cm und im Kern 1167-9 in 850 cm bis 800 cm Tiefe. In diesen Bereichen sind die terrestrischen organischen Partikel auch größer (bis 0,035 mm) als in den umgebenden Sedimenten.

Im Hangenden dieser beiden Corg-reichen Turbidit-Horizonte im Kern 1175-3 folgen in 1065 cm und 410 cm Tiefe siltige Tone mit einem reichlichen Vorkommen an kieseligen Mikrofossilien vor allem von Diatomeen (s. Kap. 10.2.1.). Dieser hohe Eintrag an Organismen dokumentiert sich aber nicht, wie es eventuell zu erwarten wäre, in höheren Corg-Werten. Die Corg-Gehalte sind eher gering und liegen meistens unter 0,4 %. Es könnte sich daher bei diesen Sedimenten um umgelagertes Material handeln, d. h. das primär produzierte organische Material ist aufgrund einer turbulenten und sauerstoffreichen Strömung abgebaut worden, oder aber beim Transport des Sediments verloren gegangen.

## 7.6. Wassergehalt

Die Wassergehalte der untersuchten Sedimente variieren zwischen 30 % und 72 % (s. Anhang, Kap. 16.8.). Werte von über 50 % werden in den oberflächennahen Proben auf dem Schelf (> 60 %) und am oberen Kontinentalhang (50-53 %) erreicht. In den Sedimenten des Kerns 1175-3 schwanken die Werte zwischen 43 % und 47,5 % mit Maximalgehalten von 52 % bis 54 % in 1100-1065 cm, 1010-975 cm, 420-395 cm und 140-

105 cm Sedimenttiefe. Minimale Gehalte von 39 % finden sich in 850-845 cm, 630-615 cm und 485 cm Tiefe (Abb. 26). Die Wassergehalte der Kerne 1170-1, 1170-3 (Abb. 27) und 1167-9 (Abb. 28) sind durchschnittlich um 10 % bis 15 % niedriger. Sie liegen überwiegend zwischen 33 % und 44 %.

In allen Kernen ist generell eine Abnahme der Wassergehalte mit der Tiefe feststellbar. Nur in den unteren Sedimentabschnitten der Kerne 1175-3 und 1167-9, von etwa 800 cm bis zur Endteufe, steigen sie wieder geringfügig an.

Beim Vergleich der Wassergehaltkurven der Sedimentkerne mit den zugehörigen Corg-Kurven deutet sich eine annähernde Proportionalität zwischen Wassergehalt und organischem Kohlenstoff an. Ein ähnlicher Zusammenhang besteht auch zwischen Wassergehalt und Ton, d.h. mit zunehmendem Tonanteil steigt der Wassergehalt an. Derartige Abhängigkeiten wurden bereits an marinen Sedimenten im Oslofjord (HULBERT & RICHARDS, 1980) und vor Peru (KELLER, 1980) nachgewiesen.

Diese zwischen Wassergehalt und Ton- bzw. organischem Kohlenstoffanteil bestehende Beziehung zeigt sich insbesondere in den Kernen 1170-3 (Abb. 27) und 1167-9 (Abb. 28). In den Sedimenten des Kerns 1175-3 (Abb. 26) zeigen sich diese Abhängigkeiten voneinander nicht so eindeutig. Andere Parameter, wie eine intensive Bioturbation und ein verstärkter Eintrag von terrigenem Material und kieseligen Organismen, haben den Verlauf der Wassergehaltskurve vermutlich sehr stark beeinflusst. Die Gehalte von etwa 50 % bis 54 % in 990 cm bis 975 cm, 420 cm bis 395 cm und 140 cm bis 105 cm Tiefe könnten z. B. durch hohe Anteile an Schalen- und Skelettresten von kieseligen Organismen verursacht worden sein. Die einzelnen Diatomeen und Radiolarien sedimentieren zwar relativ eng nebeneinander, der Porenraum ist aber aufgrund der hohen Porosität der einzelnen Schalen sehr hoch (EINSELE & WERNER, 1968; LEE, 1977). Erst bei extremer Beanspruchung zerbrechen die Gehäuse und das Material ist komprimierbar.

Turbidite können ebenfalls, wie im Kern 1167-9 in 525 cm bis 490 cm Tiefe, mit höheren Wassergehalten assoziiert sein.

### 7.7. Scherfestigkeit

Die Sedimente weisen mit zunehmender Tiefe einen allmählichen Zuwachs der Scherfestigkeit auf (s. Anhang, Kap. 16.7.). Im Kern 1167-9 schwanken die Werte zwischen etwa 10 kPa nahe der Oberfläche und etwa 42 kPa an der Basis (Abb. 28). Der Anstieg verläuft gleichmäßig und die minimalen und maximalen Werte liegen relativ eng bei-

KERN 1175-3

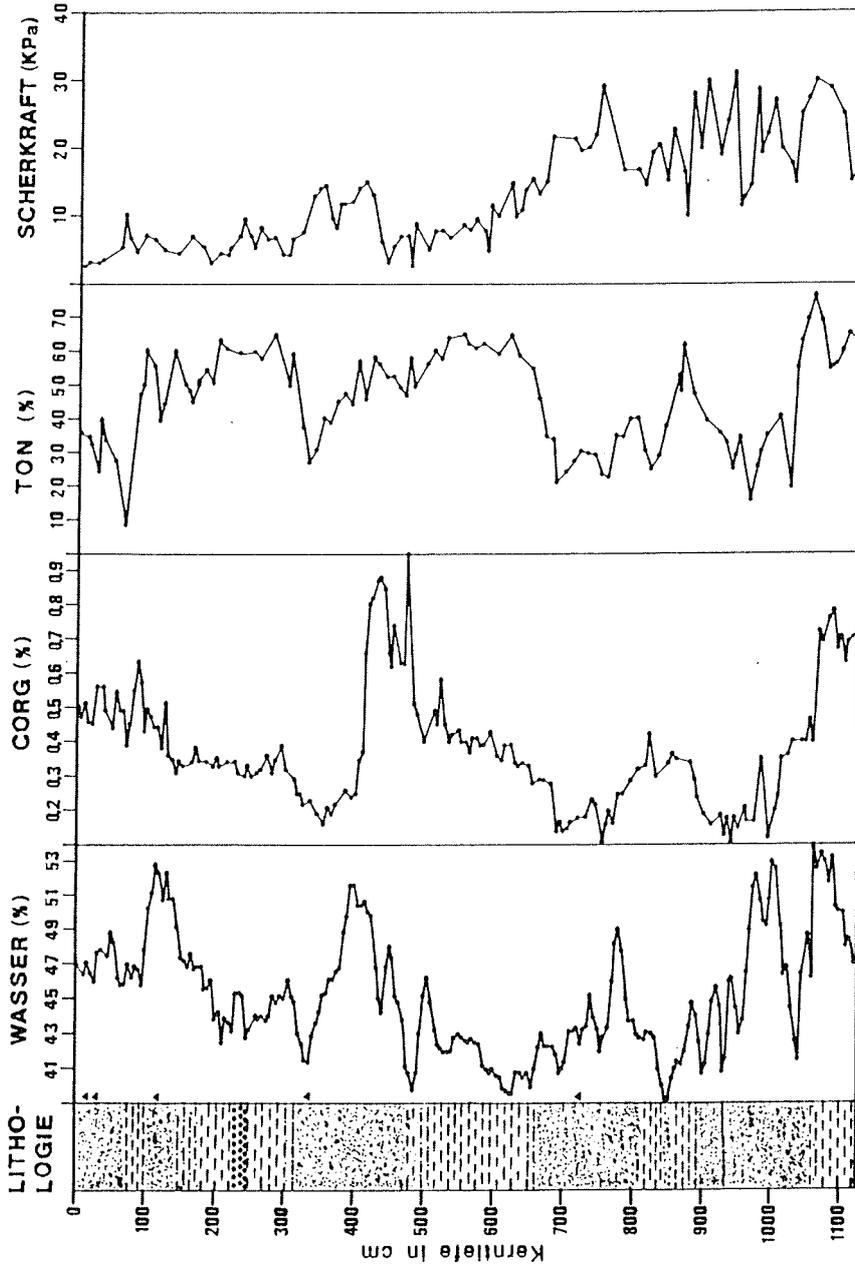


Abb. 26: Wasser- und organischer Kohlenstoffgehalt in Abhängigkeit vom Tonanteil im Kern 1175-3. Horizonte mit niedrigen Tonanteilen korrelieren positiv mit geringen Kohlenstoff- und Wassergehalten. Legende: s. Kap.16.1.1.

SL 1170-3

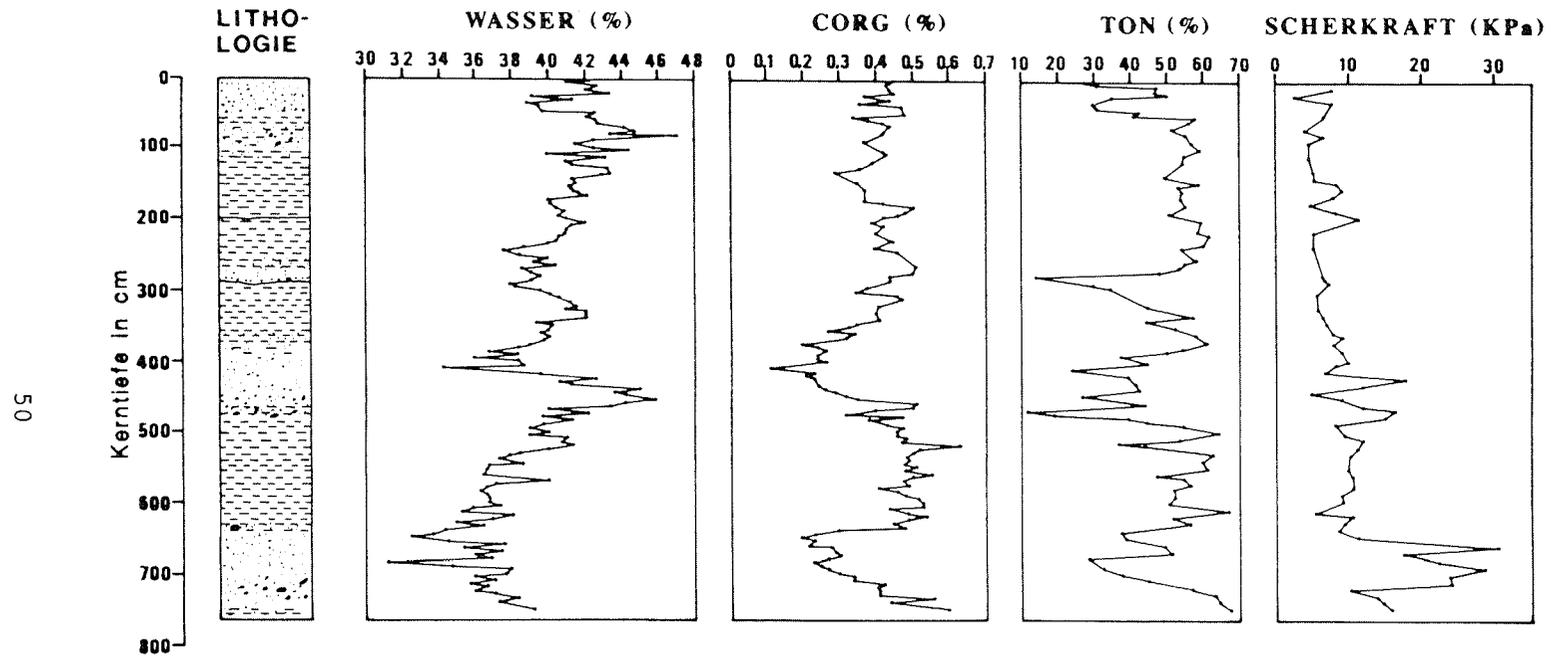


Abb. 27: Scherkraft und prozentualer Anteil des Wassers, des Tons und des organischen Kohlenstoffes im Kern 1170-3. Legende: s.Kap. 16.1., S. 140

KERN 1167-9

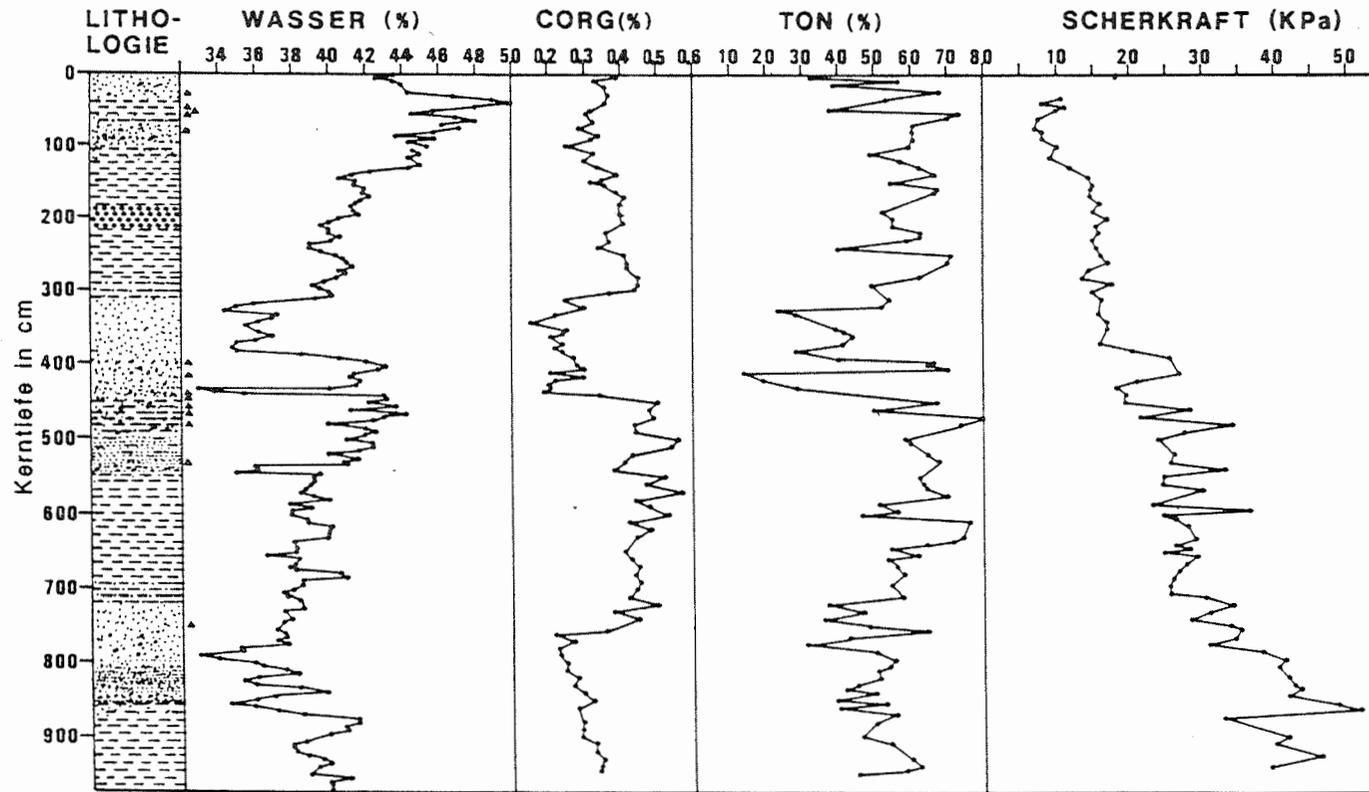


Abb. 28: Scherkraft und prozentualer Anteil des Wassers, des Tons und des organischen Kohlenstoffes im Kern 1167-9. Legende: s. Kap. 16.1., S. 140

einander. Unter Vernachlässigung der Extremwerte steigt somit die Scherfestigkeit im Durchschnitt um 2,7 kPa/m an. In den Kernen 1170-3 und 1170-1 liegen die durchschnittlichen Scherfestigkeitswerte bei ca. 3,2 kPa nahe der Oberfläche (Abb. 27). Bis zur Basis nehmen die Werte dann im 1170-1 auf ca. 16,3 kPa und im 1170-3 auf 13,7 kPa zu. Der Anstieg beträgt in beiden Kernen etwa 1,7 kPa/Meter. In vergleichbarer Tiefe liegt die Festigkeit im Kern 1175-3 bei 15 kPa (Abb. 26). Auf den ersten Metern kommt es in diesem Kern nur zu einer durchschnittlichen Erhöhung der Scherfestigkeit von 1,3 kPa/m. Ab 650 cm Tiefe bis zum Kernende steigen die Werte dann deutlich um 4,2 kPa/m an.

Die normale Tiefenabhängigkeit der Scherfestigkeit kann durch Faktoren wie Bioturbationsgrad, Wassergehalt, organische Substanz, Sedimentationsrate und einem Wechsel in der Zusammensetzung des Sediments verändert werden.

Das sprunghafte Ansteigen der Scherfestigkeitswerte, z.B. im Kern 1170-3 in 710 cm bis 660 cm und 485 cm bis 410 cm Tiefe auf 15 kPa und mehr, fällt eindeutig mit dem Übergang von tonigen zu fossilführenden siltig-sandigen Sedimenten zusammen, und weist auf eine Überkonsolidation des Silikatschlammes hin.

In dem fossilereeren Kern 1167-9 (Abb. 28) wird der Verlauf der Kurve im wesentlichen nur durch wechselnde Ton- und Silt- bzw. Sandgehalte bestimmt.

Überhöhte Werte von über 10 kPa im Kern 1175-3 in 420 cm bis 335 cm Tiefe beruhen vermutlich auf einem erhöhten Vorkommen von Organismenschalen und grobkörnigem terrigenem Material sowie starker Bioturbation. Alle drei genannten Parameter sind generell positiv mit höheren Scherfestigkeiten korreliert ((KELLER, 1982; MC DONALD, 1983). Relativ niedrige Werte finden sich dagegen in Tiefen von 1120-1110 cm und 475-430 cm in fossilarmen und tonig-siltigen Sedimentschichten, die sich durch hohe Corg- und Wassergehalte aber auch intensiver Bioturbation auszeichnen. Es scheint, daß im wesentlichen die Zusammensetzung des Sediments, d.h. vor allem der Tongehalt die Scherfestigkeit beeinflussen.

## 7.8. Bioturbation

Die grobkörnigen Abschnitte sind mittelmäßig bis stark bioturbat verwühlt, die feinkörnigen dagegen generell gering durchwühlt. Um die Dichte der Lebensspuren einigermaßen quantitativ zu erfassen, wurden alle beobachteten Gefüge in den Profildarstellungen der Kerne in einer eigenen Spalte wiedergegeben (s. Anhang, Kap. 16.2.). Es zeigte sich dabei, daß Verwühlungsgrad, Spurengröße und das

Auftreten bestimmter Lebensspuren sehr stark von der Wassertiefe und vom Substrat, d.h. von der Korngröße und dem Sedimenttyp abhängen. Einen Einfluß auf die wühlenden Organismen haben zudem sicherlich auch noch die Stärke der Bodenströmung und die Höhe der Sedimentationsrate gehabt.

Die am weitest häufigsten vorkommenden Ichnotypen Scolicia, Thalassinoides und Zoophycos finden sich bevorzugt in den stark grobsilt- und sandhaltigen Ablagerungen (Abb. 29).

Der verminderte Tonanteil begünstigt vor allem das Wühlen der mutmaßlichen Scolicia-Erzeuger (irreguläre Echiniden; BROMLEY & ASGAARD, 1975) und hemmt die Tätigkeit von Organismen, die Sediment durch peristaltische Bewegungen verlagern. Ab und zu treten Helminthopsis und Planolites auf. Bis zu 15 cm lange und 2 cm bis 3 cm dicke mit Silt- und Sandkörnern gefüllte Wohn- und Fraßgänge, insbesondere von Thalassinoides und Scolicia, sind keine Seltenheit. Die Sedimente sind nahezu vollständig durchwühlt.

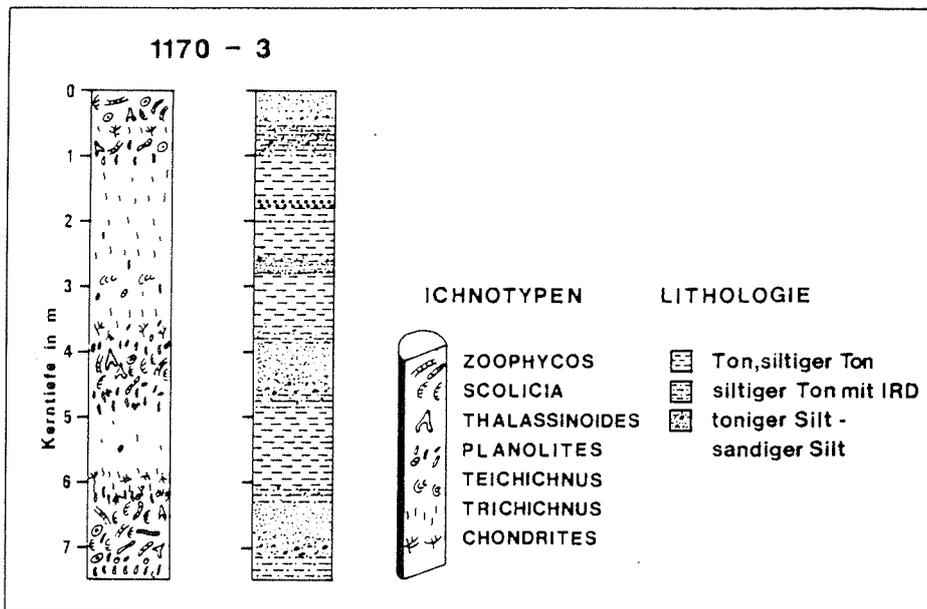


Abb. 29: Ichnofauna und Lithologie des Kerns 1170-3. Die Verteilung der Wühlgefüge steht in enger Beziehung zu den Sedimenttypen. Chondrites und Trichichnus treten bevorzugt in feineren Ablagerungen auf. Mit zunehmend gröber werdendem Sediment geht die Chondrites- in die Planolites-Gemeinschaft über. Scolicia, Thalassinoides, Helminthoides und Zoopycos bestimmen das Gefüge der silt- und sandreichen Abschnitte.

Im Kontrast dazu sind die Tonhorizonte nur sehr gering durchwühlt. Vorkommende Wühlgefüge sind kleine grasende Spuren des Ichnotyps Chondrites und dünne, vorwiegend vertikal orientierte Gänge von Trichichnus sowie diffuse, nicht zu definierende Spuren in mm-Größe. Eine Vergesellschaftung mit anderen Wühlgefügen wird nicht beobachtet. Der Übergang von den feinen zu den groben Bereichen zeichnet sich durch das Auftreten der Planolites-Gemeinschaft aus. Charakteristisch sind etwa 1 cm bis 3 cm lange und 3mm dicke unregelmäßig orientierte Spuren, bei denen es sich um Pseudochondrites (WETZEL, mündl. Mitt.) oder Planolites handelt. Häufig findet sich auch Teichichnus. Der Verwühlungsgrad dieser Sedimente beträgt ca. 50 %.

Die oben beschriebenen Lebensspuren oder Lebensspuren-Gemeinschaften sind für bestimmte Sedimentabschnitte der Kerne 1175-3 (Becken I), 1170-3 und 1170-1 (Becken III) typisch. 1175-3 weist dabei, relativ zu den beiden anderen Kernen, den höchsten Bioturbationsgrad und die größten Wühlspuren auf.

Im Kern 1175-3 fallen zudem zwei Horizonte in 1128 cm bis 1070 cm und 475 cm bis 415 cm Tiefe auf, die Verformungswühlgefüge aufweisen. Da deren Auftreten generell vom Nährstoff-Angebot abhängt (WETZEL, 1981), sollte dieser Gefügetyp nur in Horizonten mit höheren Corg-Gehalten vorkommen. Dies ist hier auch der Fall. Die Verformungswühlgefüge finden sich nur in den beiden Sedimenthorizonten (s. a. Kap. 7.5.), die auch die höchsten Corg-Gehalte des Kernprofils aufweisen.

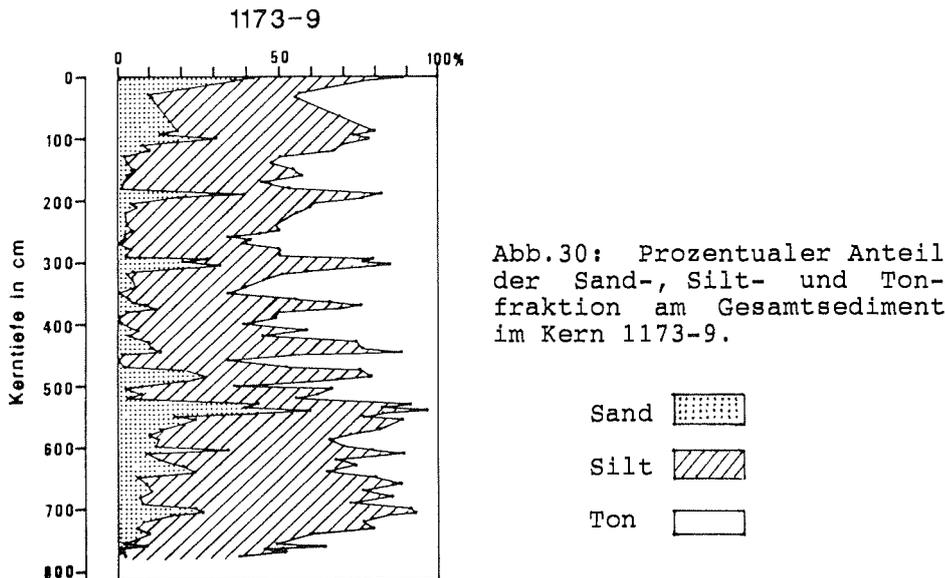
Der Kern 1167-9 unterscheidet sich von den anderen Kernen. Dessen feinkörnigen Horizonte sind sehr gering (< 10 %), die größeren Bereiche leicht bis mittelmäßig bioturbat verwühlt (30-50 %). Die Ichnofauna ist vor allem weniger reichhaltig. In den tonigen Sedimenthorizonten des Kerns 1167-9 findet sich hauptsächlich nur der Ichnotyp Chondrites. In den größeren Abschnitten herrscht die Planolites-Gemeinschaft vor. Helminthopsis, Trichichnus und Chondrites kommen vor. Eine charakteristische Übergangsgemeinschaft wie in den Kernen 1175-3, 1170-1 und 1170-3 fehlt. Insgesamt sind die Spuren in diesem Kern sehr klein.

#### 7.9. Die Sedimente des Beckens II (1173-9)

Die Sedimente, des aus dem Becken II stammenden Kerns 1173-9, weisen von allen untersuchten Kernen die höchsten Gehalte an grobkörnigen Material auf (Abb. 30). Die Sandvorkommen variieren zwischen 0,5 % und 52,1 % ( $\phi$  10,3 %), die Siltanteile zwischen 29 % und 80 % ( $\phi$  54,7 %). Die Tonanteile sind in der Regel niedrig ( $\phi$  35 %).

Erhöhte Sand- und Kiesgehalte von über 20 % finden sich in acht etwa 7 cm bis 60 cm mächtigen Sedimentabschnitten, die im oberen Teil des Kerns bis in 520 cm Tiefe auftreten. Sie können von dazwischen liegenden feineren Bereichen mit Sandanteilen unter 10 % abgegrenzt werden. Der untere ca. 250 cm mächtige Abschnitt besteht durchgehend aus grobkörnigen Sedimenten. Der Kern weist demnach eine völlig von den anderen Kernen abweichende Grob-/Fein-Abfolge auf, die eine Korrelation mit den anderen Kernen nicht zuläßt.

Andere Parameter, wie z. B. die Verteilung des eistransportierten Materials oder die Schwankungen der Corg- und Wassergehalte, bieten auch keine Anhaltspunkte für eine Korrelation dieses Kerns mit den anderen Kernen, da sie auch nur die beschriebene Grob-/Fein-Abfolge widerspiegeln (Abb. 31). Da außerdem eine Datierung der fossilleeren



Sedimente dieses Kerns nicht möglich ist, können die groben bzw. feinen Horizonte auch nicht als warm- oder kaltzeitliche Ablagerungen wie in den anderen Kernen interpretiert werden (Kap. 8.,9.). Eine Korrelation des 1173-9 mit den Kernen der Becken I, III und IV ist daher nicht möglich.

Die Sedimente dieses Kerns führen keine Fossilien. An terrigenen Mineralen finden sich in den grobkörnigen Horizonten vorwiegend Quarzkörner, Gesteinsbruchstücke (15-48%), Mikromanganknollen (max. 4 %), Glaukonit (max. 2 %)

und Schwerminerale. In den feinkörnigen Bereichen dominieren Quarze (> 95 %). Vulkanische Aschen kommen fein verteilt vor.

Der Kern 1173-9 weicht im Verlauf der Scherfestigkeitskurve von den anderen Kernen ab (s. Anhang, Kap. 16.7.). Von der Oberfläche bis in etwa 470 cm Tiefe schwanken die Werte sehr stark zwischen 5 kPa und 30 kPa. Unterhalb von 470 cm Tiefe steigen die Werte dann allmählich auf über 60 kPa ab. Der Verlauf der Kurve wird vorwiegend durch unterschiedliche Sand-, Silt- und Tongehalte bestimmt.

Der Kern unterscheidet sich zudem im Bioturbationsgrad und in den vorkommenden Ichnotypen von den anderen Kernen. In den größeren leicht- bis mittelmäßig durchwühlten Bereichen bestimmen die Ichnogenera Planolites, Zoophycos und Scolicia das Bild. Strömungsbedingte Aufarbeitung und Erosion verhinderten hier vermutlich eine stärkere grabende und wühlende Tätigkeit von Organismen. In den tonigen Bereichen dominiert Chondrites.

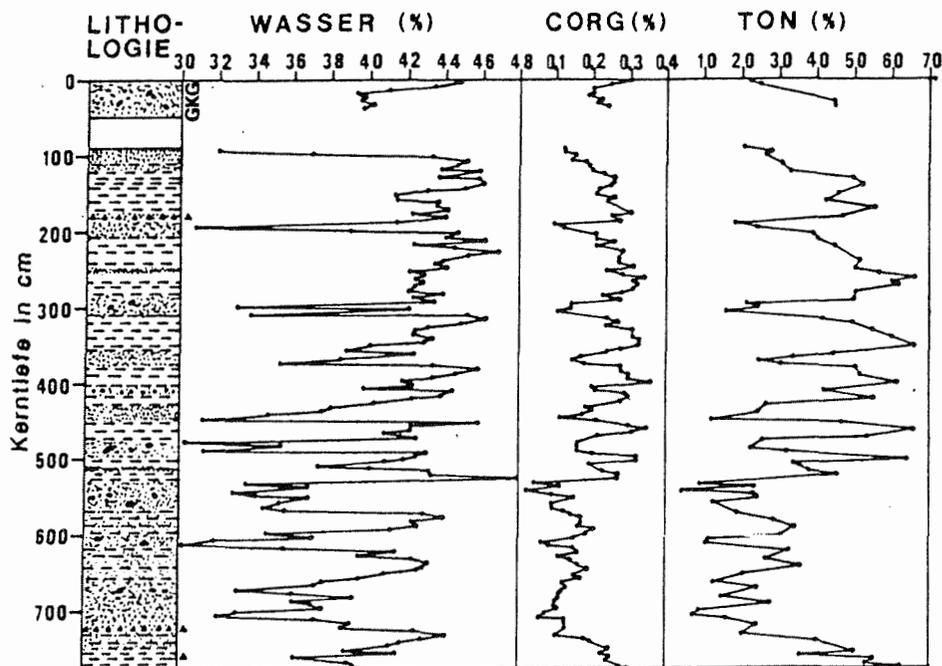


Abb. 31: Wasser- und organischer Kohlenstoffgehalt in Abhängigkeit von der Korngröße im Kern 1173-9. Horizonte mit niedrigen Tonanteilen korrelieren mit Bereichen, die geringe Kohlenstoff- und Wassergehalte aufweisen (Lithologie: s. Legende, Kap. 16.1., S. 140).

## 7.10. Datierung der Sedimente

Die Grundlage für die stratigraphische Einstufung der sedimentologischen Ereignisse und für die Berechnung von Sedimentationsraten sind bio- und magnetostratigraphische Daten sowie 230-Thorium-Messungen.

### 7.10.1. Biostratigraphie

Zur Alterseinstufung der Sedimentkerne wurde eine Biofluktuationsstratigraphie herangezogen, die auf den Häufigkeitsschwankungen der Radiolarienart Cycladophora davisiana basiert (s. Anhang, Kap. 16.10.). Eine Biofluktuationsstratigraphie mit Hilfe der Diatomeenart Eucampia balaustium wurde versucht, allerdings ohne Erfolg. Die Häufigkeitsmaxima dieser Arten können nach HAYS (1976 a, b) und BURCKLE & COOKE (1983) Kaltzeiten, die Minima Warmzeiten zugeordnet werden. Ob dieses Schema uneingeschränkt gültig ist, wird zur Zeit diskutiert (ABELMANN & GERSONDE, 1988). In dieser Arbeit soll geprüft werden, ob diese stratigraphischen Methoden auch auf die hier untersuchten Sedimentkerne anzuwenden sind.

Radiolarien und Diatomeen ließen sich in den Kernen 1175-3, 1170-1 und 1170-3 nachweisen (Kap. 7.4.1.). Eine Datierung der Sedimente mit Hilfe der kieseligen Mikrofossilien war allerdings nur im Kastenlotkern 1175-3 (Becken I) möglich, da nur dieser Kern eine ausreichende Menge an kieseligen Mikrofossilien aufweist. Die Radiolariengehalte erreichen in diesem Kern in dem obersten 130 cm mächtigen und fossilreichen Sedimentabschnitt Maximalwerte bis zu  $13 \times 10^3$  Ind./1g Trockensediment (Abb. 33), die der Diatomeen  $5 \times 10^6$  Ind./1g Trockensediment (Abb. 32). Im Liegenden folgen ca. 200 cm mächtige fossilarme bis -freie Sedimente. Eine biostratigraphische Einordnung der unteren Kernabschnitte konnte daher nicht vorgenommen werden. In den Kernen 1170-1 und 1170-3 des südlicher gelegenen Beckens III ist die Häufigkeit der kieseligen Mikrofossilien viel geringer als im Kern 1175-3. Eine quantitative Radiolarien- und Diatomeenanalyse ließ sich daher nicht durchführen. Auch eine Anreicherung der Radiolarien im Kern 1170-3 durch die Entnahme von größeren Probenmengen (bis zu 20 ml) erbrachte keine ausreichende Anzahl.

#### 7.10.1.1. Diatomeenstratigraphie

Mit der Häufigkeitsverteilung der Diatomeenart Eucampia balaustium wurde eine zeitliche Einstufung des Kerns 1175-3 versucht (Abb. 32).

Diatomeen finden sich ab 100 cm Kerntiefe. Die Diatomeenhäufigkeit steigt dann bis 70 cm auf  $500 \times 10^7$  Ind./1 g Trockensediment an. Hier liegt auch das Maxima des absolu-

ten Vorkommens der E. balaustium mit  $14 \times 10^6$  Ind./1 g Trockensediment. Die absoluten Werte korrelieren nicht mit den zwei relativen Häufigkeitsmaxima dieser Art, die bei 100 cm (9 %) und bei 60 cm (5,3 %) liegen. Dies deutet daraufhin, daß die Gehäuse der weniger widerstandsfähigeren Diatomeenarten gelöst, und die stark silifizierten Dauer sporen der E. balaustium angereichert wurden. E. balaustium ist eine sehr resistente Art (TRUESDALE & KELLOG, 1979).

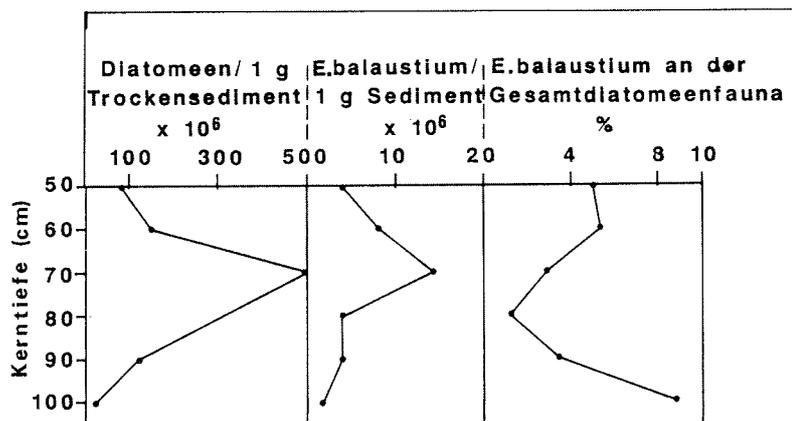


Abb. 32: Quantitative Verteilung der Diatomeenfauna und der Eucampia balaustium im Kern 1175-3.

Eine Datierung des Kerns mit Hilfe der E. balaustium war nicht möglich.

#### 7.10.1.2. Radiolarienstratigraphie

Die taxonomische Bestimmung der Art C. davisiana EHRENBERG (1862) erfolgte nach PETRUSHEVSKAYA (1967) und NIGINI & MOORE (1979). Die Datierung der Sedimente mit Hilfe der Häufigkeitsverteilung der C. davisiana beruht auf den Arbeiten von HAYS et al. (1976 a, b). Ihnen gelang es, in Sedimentkernen aus dem subantarktischen und arktischen Ozean, die relativen Häufigkeitsfluktuationen der C. davisiana mit  $O^{18}/O^{16}$ -Werten und  $C^{14}$ -Altern innerhalb der letzten 200.000 Jahre zu korrelieren. Diese Fluktuationen sind durch sehr geringe Vorkommen (<5 %) der C. davisiana während des Holozäns (C. davisiana Intervall a) charakterisiert. Zum Liegenden hin folgt ein ausgeprägtes Häufigkeitsmaximum (Intervall  $b_1$ ), dem sich fast unmittelbar ein zweites weniger deutliches Maximum (Intervall  $b_2$ ) anschließt. Der  $b_1$ -Wert läßt sich mit dem  $O^{18}$  Maximum bei 18.000 Jahren korrelieren. Es schließen sich weitere Maxima bei 35.000, 60.000, 85.000, 105.000 und 120.000 Jahren an. Im Arbeitsgebiet ließen sich nur die Intervalle - a,  $b_1$  und  $b_2$  - nachweisen (Abb. 33.).

Radiolarien treten im obersten fossilführenden Horizont des Kerns 1175-3 ab 126 cm auf (Abb. 33). Die Häufigkeit steigt von  $4,41 \times 10^3$  Ind./1 g Trockensediment in 123 cm Sedimenttiefe auf  $10,1 \times 10^3$  Ind./1 g Trockensediment bei 85,5 cm an. Die höchsten Werte werden bei 63,5 cm mit  $12 \times 10^3$  Ind./1g Sed. und bei 10 cm mit  $13 \times 10^3$  Ind./1g Sed. erreicht. Die C. davisiana Maxima  $b_1$  und  $b_2$  sind deutlich ausgeprägt. C. davisiana erreicht ihr erstes Maximum (=  $b_1$ ) der absoluten und relativen Häufigkeit bei 112 cm. Nach einem kurzfristigen Rückgang des Vorkommens wird bei 91 cm ein zweites Hauptmaximum ( $b_2$ ) erreicht. Zu diesem Zeitpunkt bestehen 55 % der gesamten Radiolarienfauna aus der Art C. davisiana. Die Maxima sind hier negativ mit der Gesamthäufigkeit des Radiolarienvorkommens korreliert. Das  $b_1$ -Maximum in 112 cm Tiefe korreliert dabei mit der vermutlichen Grenze zwischen den Isotopenstadien 3 und 2 (HAYS et al., 1976 a). Der  $b_2$ -Wert in 91 cm Tiefe entspricht nach HAYS et al. (1976 a) einem Alter von 18.000 Jahren und repräsentiert dementsprechend das Isotopenstadium 2. Der obere fossilreiche Horizont mit geringen C. davisiana-gehalten entspricht dem Intervall a und repräsentiert die holozäne Epoche, das Isotopenstadium 1.

Neuere Untersuchungen kommen aber zu dem Ergebnis, daß der  $b_2$  - Peak der C. davisiana vermutlich nicht das glaziale Maximum vor 18.000 Jahren repräsentiert (ABELMANN & GERSONDE, 1988). Ein Vergleich der Häufigkeitsmaxima der beiden Arten C. davisiana und E. balaustium zeigt, daß diese nicht synchron sind, sondern der jüngste Peak der E. balaustium etwa 2000 bis 3000 Jahre früher auftritt als der der C. davisiana. Ein ähnlicher Unterschied konnte auch bei dem Vergleich der Isotopenkurven von planktonischen und benthonischen Foraminiferen an 2 Kernen vom Crozet Plateau beobachtet werden (LABEYRIE et al., 1986). In beiden Fällen kann es vermutlich darauf zurückgeführt werden, daß die beiden Arten in unterschiedlichen Wassertiefen gelebt haben. Diese Annahme wird durch die Arbeiten von HAYS et al. (1976 a), MORLEY & HAYS (1983) und ABELMANN & GERSONDE (1988) bestätigt. Danach könnte C. davisiana bevorzugt in Wassertiefen unterhalb von 200 m leben bzw. gelebt haben. Sie würde demnach die Veränderungen der Tiefenwassermassen widerspiegeln. E. balaustium dagegen gehört zum Phytoplankton und lebt daher nur im Oberflächenwasser. Ideale Lebensbedingungen findet sie vor allem dann, wenn eine salzarme Oberflächenwasserschicht und eine stabile Wassermassenschichtung vorhanden ist (COOKE et al., 1977; BURCKLE, 1984; CIRILLI & BURCKLE, 1987). Solche Bedingungen dürften nach Überschreiten des glazialen Maximums vor 18.000 Jahren existiert haben, als sich das Meereis zurückzog, und ein intensives Kalben von Eisbergen einsetzte (BURCKLE & CIRILLI, 1982; BURCKLE, 1984). Das relative Häufigkeitsmaximum von E. balaustium würde dann die Abschmelzphase repräsentieren. Nach TREPPKE (Diplomarbeit, 1988) wäre es aber auch möglich, daß der E. balaustium -Peak das glaziale

glaziale Maximum repräsentiert, und das Häufigkeitsmaximum der C. davisiana dann die Abschmelzphase.

Diese Vermutung, daß die beiden Arten unterschiedliche Wassermassen repräsentieren, wird u. a. durch die Ergebnisse der Untersuchungen von LABEYRIE et al. (1986) unterstützt. Danach erwärmte sich der südliche Ozean etwa 2000 Jahre früher als der Nordatlantik. Das holozäne Temperaturmaximum z. B. wurde im südlichen Ozean bereits vor 9200 Jahren erreicht, im Norden erst ca. 2000 Jahre später. Demnach verlief die Entwicklung der Oberflächen- und Tiefenwassermassen im südlichen Ozean nicht synchron. Dies könnte dafür sprechen, daß das Häufigkeitsmaximum der C. davisiana etwa 2000 Jahre jünger als das der E. balaustium ist.

Die durchschnittliche Sedimentationsrate von der als rezent angenommenen Oberfläche des Kerns bis 91 cm Tiefe (= 18.000 Jahre) beträgt unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate ca. 5 cm/1000 Jahre. Wird angenommen, daß das E. balaustium Maximum das glaziale Maximum repräsentiert, und das C. davisiana Maximum 2000 Jahre jünger ist, so liegt die Rate bei etwa 5,7 cm/1000 Jahre. Entspricht der E. balaustium - Peak der Abschmelzphase, so ist die Rate höher, und dürfte bei ca. 6 - 7 cm/1000 Jahre gelegen haben.

In dieser Arbeit konnte auch mit Hilfe der sedimentologischen Resultate nicht eindeutig geklärt werden, ob das C. dav. Maximum das glaziale Maximum repräsentiert. Es fehlt dafür vor allem eine direkte Datierung der hier untersuchten Sedimente mit Hilfe von Sauerstoffisotopen. In den folgenden Kapiteln werden daher alle Möglichkeiten berücksichtigt und diskutiert.

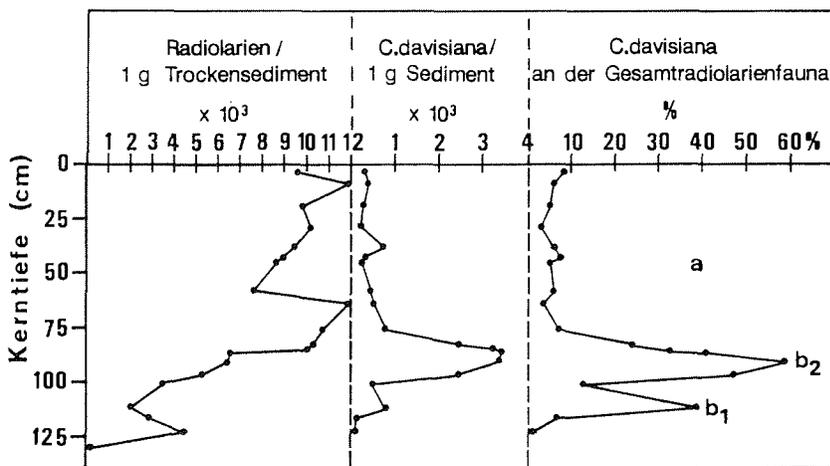


Abb. 33: Quantitative Verteilung der Radiolarienfauna und der Cycladophora davisiana im Kern 1175-3.

### 7.10.2. Paläomagnetik

Die gegenwärtige geomagnetische Brunhes Epoche (= Chron) normaler Polarität begann vor 0,73 Mio. Jahren (BERGGREN et al., 1983). Innerhalb dieses Zeitraumes kamen mehrere kurzzeitige Fluktuationen in der geomagnetischen Feldrichtung vor, die als Events bezeichnet werden und häufig einen Zeitraum von  $10^3$  bis  $10^5$  Jahren umfassen (Abb. 34). Nach den Empfehlungen der Kommission für Stratigraphische Klassifikation wird für Event auch das Synonym Subchron verwendet (HEDBERG et al., 1979). Events sind globale Paläomagnetfeldabweichungen, die eine vollständige Umkehr der Polarität des Erdmagnetfeldes bedeuten. Exkursionen dagegen sind mehr oder weniger extreme Abweichungen der Feldrichtung von einer normalen oder inversen Dipolkonfiguration. Unter diesem Begriff werden eine Vielzahl bislang nur lokal oder regional beobachtete anomale Feldrichtungen zusammengefaßt, die durch eine zeitliche Verminderung der Dipolkomponente verursacht werden (VEROSUB, 1982). Sie umfassen meistens einen Zeitraum von  $10^2$  bis  $10^3$  Jahren.

Eine absolute Datierung dieser Events und Exkursionen erweist sich zur Zeit noch als sehr schwierig. Tab. 3 zeigt eine Auflistung der wichtigsten Polaritätswechsel innerhalb der letzten 300.000 Jahre. Deren Bedeutung und Zuverlässigkeit werden kritisch von VEROSUB & BANERJEE (1977), HARRISON (1980) und VEROSUB (1982) analysiert. Sie weisen auch daraufhin, daß diese Magnetfeldschwankungen häufig zu kurz waren, um in allen Sedimenten abgebildet zu werden. Insbesondere in sehr langsam akkumulierten Sedimentabfolgen der Tiefsee ist die zeitliche Auflösung gering, kurzfristige Polaritätsschwankungen können deshalb nicht immer identifiziert werden. Ein weltweiter Nachweis der Polaritätswechsel ist daher häufig nicht möglich. Hinzu kommen Unsicherheiten in der genauen Datierung.

Eine Ausnahme bildet das gut dokumentierte und datierte Blake Event. Mit einem Alter von ca. 104.000 bis 117.000 Jahren wurde es weltweit in marinen und kontinentalen Sedimenten gefunden (u. a. SMITH & FOSTER, 1969; DENHAM, 1976). Es ist ein globales kurzzeitiges geomagnetisches Reversal (SASAJIMA et al., 1981). Das Laschamp Event wurde zuerst in vulkanischen Gesteinen in der Nähe des Ortes Laschamp in Frankreich gefunden und ursprünglich auf jünger als 20.000 Jahre datiert (BONHOMMET & BABKINS, 1967); neuere Ergebnisse weisen aber eindeutig auf ein Mindestalter von 30.000 Jahre hin (LABEYRIE & GILLOT, 1977; VALLADAS et al., 1977; GILLOT et al., 1980). Danach korreliert es dann mit Funden in Neu England (STUPAVSKY et al., 1979), Ontario (SOLOYANIS & BROWN, 1979), Australien (BARBETTI & MC ELHINNY, 1972, 1976), Island (PEIRCE & CLARK, 1978) und im Golf von Mexiko (FREED & HEALEY, 1974).

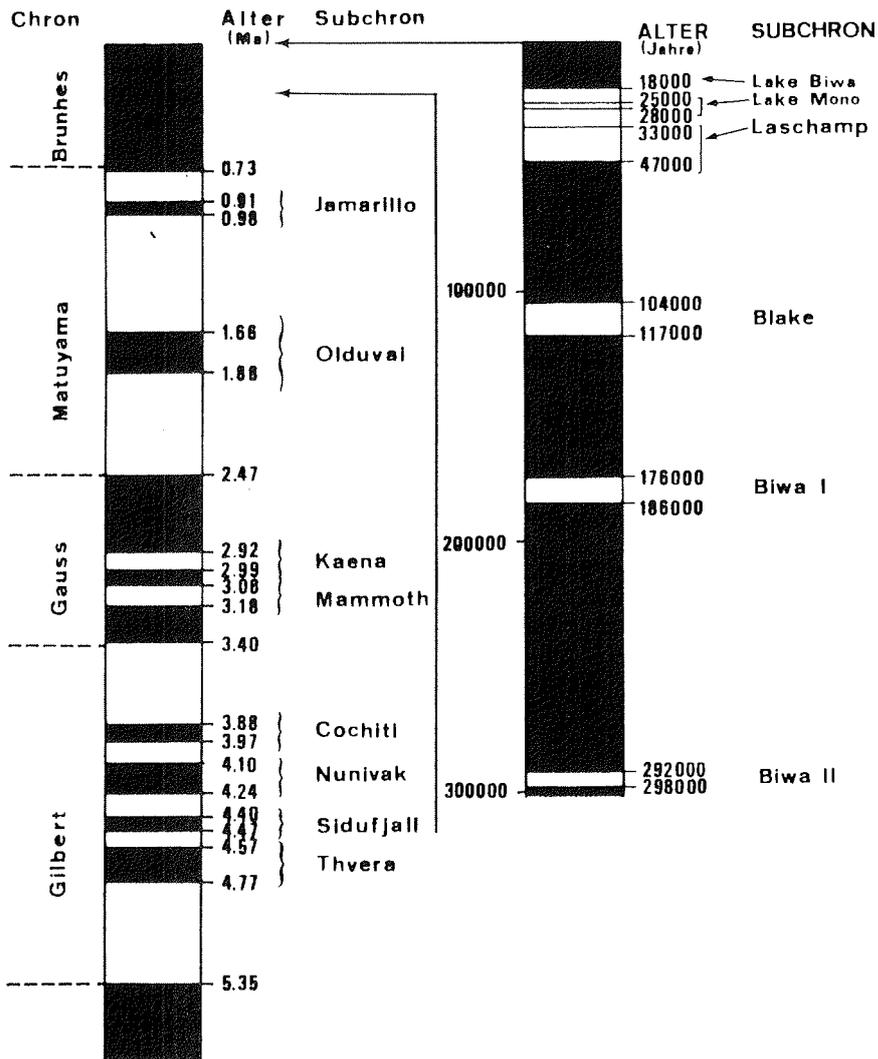


Abb. 34: Geomagnetische Polaritäts-Zeitskala der letzten 5,35 Mill. Jahre mit den kurzfristigen Schwankungen ("Subchron") des erdmagnetischen Feldes.

Linkes Profil: nach BERGGREN et al. (1986)  
 Rechtes Profil: Referenzen siehe Tabelle 3  
 (schwarz: normale, weiß: inverse Feldrichtung)

Tab. 3: Paläomagnetische Exkursionen und Events innerhalb der letzten 15.000 bis 300.000 Jahre

<u>Name*</u>	<u>Alter</u>	<u>Autoren</u>	<u>Gebiet</u>
Golf v. Mexiko	15.000 - 18.000	Clark and Kennett, 73	Mexiko
Lake Biwa	18.000	Nakajima et al., 73	Japan
Imruk Lake	18.000	Noltimier and Colinvaux, 76	Alaska
Mediterranean	<20.000	Wollin et al., 71	Italien
N'Pazifik	<20.000	Wollin et al., 71	Pazifik
Laschamp	<20.000	Bonhommet and Babkins, 67	Frankreich
	32.500 +/- 3100	Bonhommet and Zahringer, 69	
	33.000 +/- 4000	Guerin et al., 84 Guerin and Valladas, 80	
	36.000 +/- 4000	Labeyrie and Gillot, 77 Valladas et al., 77	
	38.000 +/- 8000	Gillot et al., 80	
	>40.000	Guerin et al., 84	
	42.000 +/- 5000	Hall et al., 79	
	47.000	Gillot et al., 80 Hall and York, 78	
Lake Mono	25.000	Denham and Cox, 71 Denham, 74	Kalifornien
	26.000 - 28.000	Liddicoat et al., 82	Nevada
Lake Mungo	28.000 - 31.000	Barbetti and Mc Elhinny, 72, 76	Australien
	35.000 +/- 4300	Huxtable and Aitken, 77	
Maelifell	28.000 - 31.000	Peirce and Clark, 78	Island
Golf v. Mexiko	30.000 - 33 000	Freed and Healey, 74	Golf v. Mexiko
Ontario	30.500	Stupavsky et al., 79	Kanada
Neu England	32.000	Soloyanis and Brown, 79	USA
Blake	104. -117.000	Smith and Foster, 69	Atlantik / Pazifik
	"	Ninkowich et al., 66	Japan, Italien
	"	Wollin et al., 71	SE - Asien
	"	Kawai et al., 72	
	"	Yaskawa et al., 73	
	"	Denham, 76	
	"	Denham et al., 77	
	"	Creer et al., 80	
	"	Sasajima et al., 81	
Biwa I	176. -186.000	Kawai et al., 72	Japan
		Wollin et al., 72	Atlantik
		Hayashida, 81	Japan
		Rampino, 81	Italien
Biwa II	292. -298.000	Kawai et al., 72	Japan
		Wollin et al., 71 b	Atlantik
		Yaskawa, 74	Japan

\* Die Namen leiten sich von der Lokation der Probenentnahme ab, wo die Paläomagnetfeldschwankungen zuerst nachgewiesen wurden.

Der Nachweis kurzfristiger Polaritätswechsel (Biwa I, II) in Sedimenten, die älter als 150.000 Jahre sind, gelang u. a. an einem Tiefseekern (NINKOVICH et al., 1966) und an Proben vom Lake Biwa (YASKAWA, 1974), aus dem Kinki Distrikt in Zentraljapan (KAWAI et al., 1972) sowie von der Gioia Tauro Region in Italien (CREER et al., 1980; RAMPINO, 1981).

Die jüngeren Exkursionen und Events innerhalb der letzten 12.000 Jahre sind sehr unsicher und wurden daher in der Tabelle 3 nicht aufgeführt.

#### 7.10.2.1. Ergebnisse der paläomagnetischen Messungen

Die untersuchten Sedimente werden entsprechend ihrer Entmagnetisierungs-Charakteristika drei unterschiedlichen Magnetisierungstypen zugeordnet:

Typ I : Einkomponenten - System (Abb. 35)

Typ II : Zweikomponenten - System (Abb. 36)

Typ III : Keine eindeutig stabile Richtung (Abb. 37)

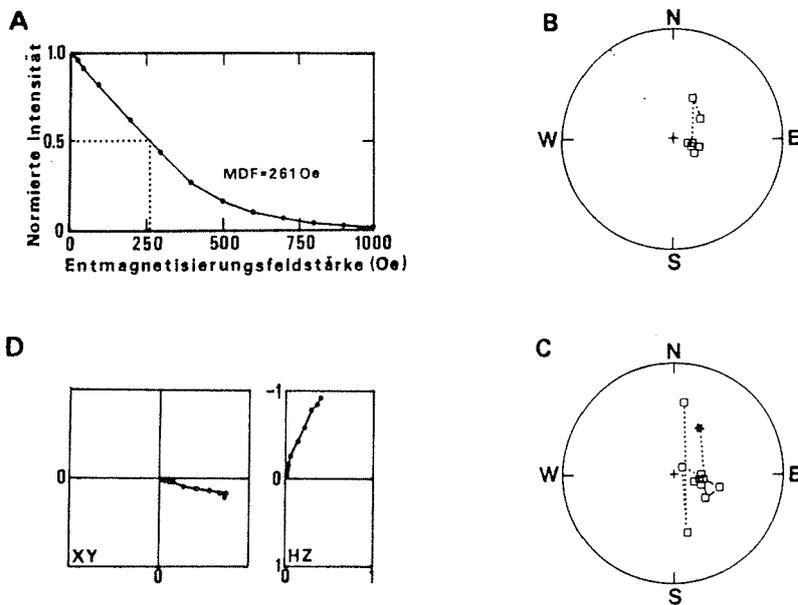


Abb. 35: Entmagnetisierungs - Charakteristika einer aus 133 cm Kerntiefe (1175-3) entnommenen Probe (Typ I). Die NRM-Richtung und der erste Entmagnetisierungsschritt sind durch einen Stern markiert. Die aufeinanderfolgenden Magnetisierungsrichtungen sind in den Lagenkugeldarstellungen durch Großkreise verbunden.

Es zeigen sich folgende Merkmale der Entmagnetisierung:

- A = Entmagnetisierungskurve: Das Diagramm zeigt eine allmähliche Abnahme der Magnetisierung. Die NRM-Intensität ist hoch ( $2.3 \times 10^{-5} \text{A/m}$ ). Die punktierte Linie markiert das mittlere entmagnetisierende Feld (MDF = 261 Oe).
- B = Stereographische Projektion der resultierenden Magnetisierungsvektoren: Die resultierenden Magnetisierungsvektoren gruppieren sich eng um die charakteristische stabile Magnetisierungsrichtung.
- C = Stereographische Projektion der Differenzvektoren: Die Differenzvektoren streuen nur sehr wenig um die interpretierte stabile Richtung. Während der ersten beiden Schritte werden schwache viskose Komponenten zerstört.
- D = Die orthogonalen Komponenten der remanenten Magnetisierung streben annähernd linear auf den Koordinatenursprung zu.

Das schrittweise Entmagnetisieren dieser Probe zeigt deutlich, daß ihre Magnetisierung nur eine einzige Richtungskomponente enthält. Bei Entmagnetisierungsfeldstärken größer als 100 Oe verschwindet der instabile Richtungsanteil der Magnetisierung ganz. Die verbleibende Remanenz weist nur eine Komponente auf; die resultierenden Vektoren haben eine stabile Richtung. Dasselbe gilt für die Differenzvektoren. Die Meßergebnisse sind typisch für die Sedimente, die in der Brunhes Epoche normaler Polarität gebildet und magnetisiert wurden.

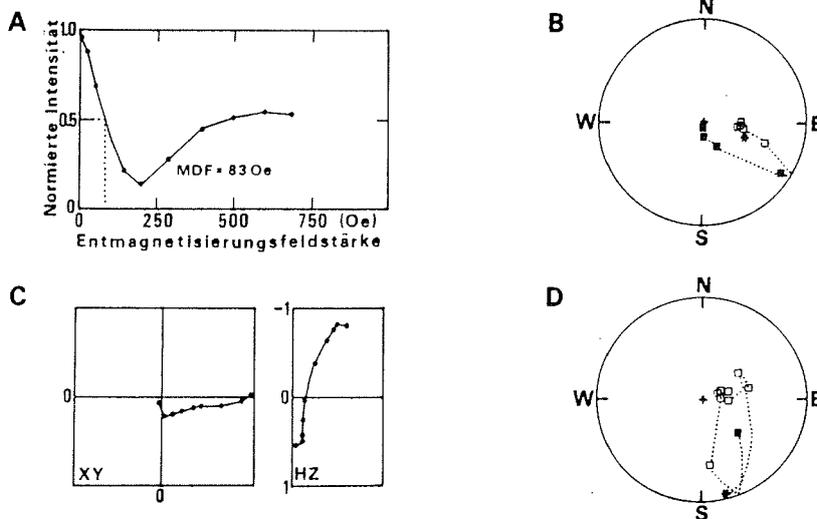


Abb. 36: Entmagnetisierungs-Charakteristika einer aus 150cm Tiefe entnommenen Probe des Kerns 1170-1 (Typ II). Geschlossene Symbole kennzeichnen positive Inklinationen, offene negative.

- A = Entmagnetisierungskurve: In den ersten Entmagnetisierungsschritten, bis zu einer Feldstärke von 200 Oe, wird mehr als 80 % der remanenten Magnetisierung zerstört. Danach ist wieder ein Anstieg der Kurve zu beobachten. Die NRM-Intensität und das MDF ist mit Werten von  $1,5 \times 10^{-2} \text{ A/m}$  und 83 Oe gering.
- B,C = Die Lagenkugeldarstellungen, sowohl der resultierenden Vektoren (B), als auch der Differenzvektoren (C), zeigen bis 200 Oe Entmagnetisierungsfeldstärke negative Inklinationen (offene Symbole). Danach ändert sich die Richtung. Es finden sich positive Inklinationen und die Deklination hat sich geändert. In der Lagenkugeldarstellung der resultierenden Vektoren sind deutlich zwei Magnetisierungskomponenten mit entgegengesetzten Richtungen erkennbar.

Proben dieser Art gehören zum Zweikomponenten-System. Es existiert anfangs eine normale instabile Richtung, die dem Sediment viskos bei der Lagerung im geomagnetischen Brunhes Feld aufgeprägt wurde. Die zweite vorkommende stabile inverse Magnetisierungskomponente wird als die Richtung interpretiert, die ihr während der Ablagerung aufgeprägt wurde. Die Ergebnisse sind typisch für Sedimente, die während der inversen Feldkonfiguration des Laschamp bzw. des Blake Events innerhalb der Brunhes Epoche abgelagert wurden.

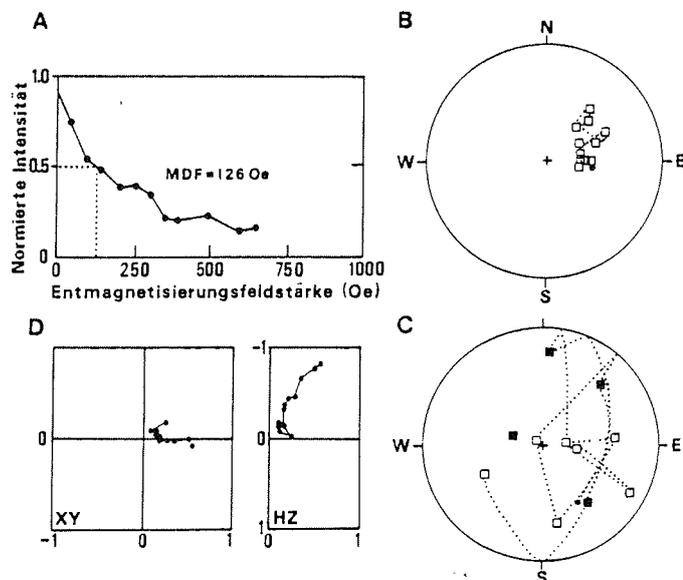


Abb. 37: Entmagnetisierungs-Charakteristika einer aus 100cm Kerntiefe (1175-3) entnommenen Probe (Typ III).

Proben, die keine eindeutig stabile Richtung aufweisen (Typ III), kommen z. B. im 1175-3 in einer Tiefe von 1015 bis 1000 cm und 50 cm bis zur Oberfläche vor (Abb. 37). Im obersten Kernmeter ist diese Störung des magnetischen Gefüges vermutlich auf Deformation des Sediments zurückzuführen, in dem tieferen Abschnitt aber wahrscheinlich lithologisch bedingt (weiches Sediment, hoher Wasser- und Biogehalt, starke Bioturbation). Die Messungen ergeben keine eindeutig magnetostratigraphisch interpretierbaren Daten.

Die Ergebnisse der paläomagnetischen Messungen sind in der Abb. 38 graphisch dargestellt. Das Alter aller Proben läßt sich magnetostratigraphisch der geomagnetischen Brunhes Epoche zuordnen. Insgesamt umfaßt die paläomagnetisch interpretierbare Abfolge in den untersuchten Kernen einen Zeitraum von ca. 300.000 Jahren. Durch die aus der Biostratigraphie (Kap. 7.10.1.) ermittelte Sedimentationsrate von etwa 5 cm bzw. 6,5 cm/1000 Jahre und der engen Beprobung der Kerne ergibt sich eine gute zeitliche Auflösung der Sedimentationsgeschichte. Innerhalb der Brunhes Epoche gelang es daher drei kurzfristige Polaritätswechsel der remanenten Magnetisierung - das Laschamp, das Blake und das Biwa II Event - in den Sedimentabfolgen zu identifizieren.

Alle Sedimentkerne weisen in etwa 120 cm bis 220 cm Tiefe eine eindeutige Feldumkehr auf. Sie ist in vier Kernen durch mehrere Proben inverser Polarität belegt (Tab. 4).

Tab 4: Sedimentproben mit inverser Polarität

Kern- nummer	Kerntiefe (in cm)	Probenanzahl inverser Polarität
KAL 1175-3	190 - 217	4
SL 1170-1	123 - 162	9
SL 1170-3	128 - 167	8
KAL 1167-9	123 - 163	8
KOL 1167-10	111	1
SL 1170-3	301 - 333	2
KAL 1175-3	410 - 430	2
SL 1170-3	441 - 495	5
SL 1170-1	471 - 539	8
KOL 1167-10	581 - 601	2
KAL 1167-9	774	1
KAL 1175-3	830 - 845	3
KAL 1167-9	895 - 913	4
KOL 1167-10	937	1

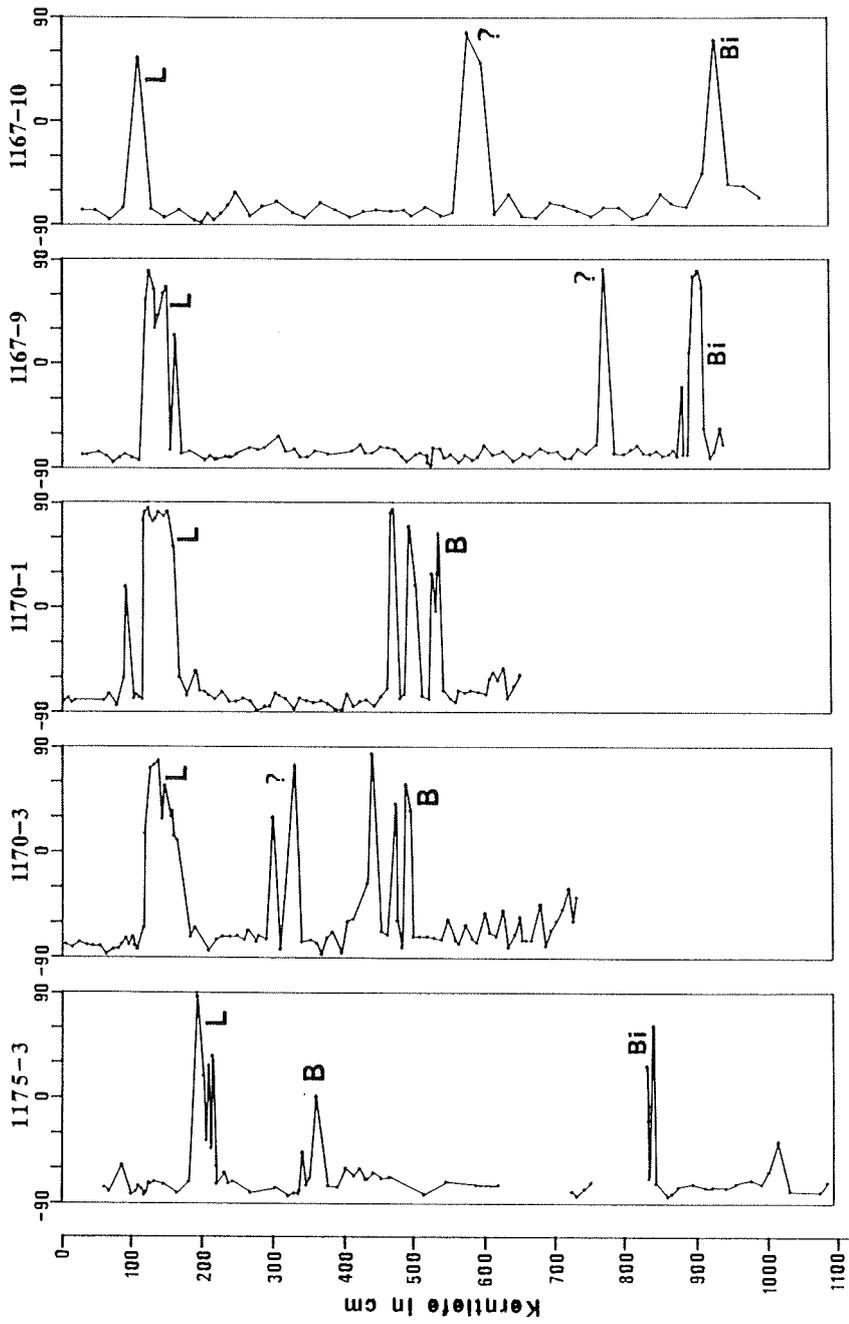


Abb. 38: Die Inklination der charakteristischen Remanenz der Sedimentkerne 1175-3, 1170-1, 1170-3 und 1167-9 ist gegen die Tiefe aufgetragen. L = Laschamp, B = Blake, Bi = Biwa I

Übereinstimmend mit den biostratigraphischen Ergebnissen (Kern 1175-3, Kap. 7.10.1.) repräsentiert das oberste Intervall inverser Polarität das Laschamp Event. Diese Interpretation wird durch die sehr gute Korrelation der Kerne mit Hilfe der in den Kapiteln 7.2. bis 7.8. beschriebenen Parameter (u.a. IRD- und Mikrofossilgehalt) gestützt (s. a. Kap. 8.). Bei einer aus dem biostratigraphischen Alter abgeleiteten und angenommen gleichbleibenden Sedimentationsrate von etwa 5 cm/1000 Jahre im Kern 1175-3 (Kap. 7.10.1.) beträgt das interpolierte Alter des Events dann ca. 38.000 bis 43.400 Jahre. Bei dieser Berechnung des Laschamp Events ist davon ausgegangen worden, daß das C. davisiana Häufigkeitsmaximum dem glazialen Maximum bei 18.000 J. entspricht. Wird allerdings angenommen, daß das Radiolarienmaximum jünger ist (Kap. 7.10.1.), so läßt sich aus einer Sedimentationsrate von 5,6 cm bzw 6,5 cm ein Alter von etwa 34.000 bis 38.750 bzw. 29.000 bis 33.400 Jahren für das Laschamp errechnen. Diese Datierungen stimmen alle recht gut mit den Literaturwerten des für das Laschamp angenommenen Alters überein (Tab. 3). Das Event konnte in allen weiteren Kernen in ca. 110 cm bis 167 cm Tiefe gefunden werden. Die Sedimentationsraten, die sich unter Berücksichtigung der fehlenden Kernoberflächen für die Kerne des Beckens III errechnen lassen, liegen bei einem angenommenen Alter des Laschamps von 38.000 bis 43.000 Jahren bei etwa 4 cm. Ist das Laschamp jünger, so ergeben sich Raten von 4,5 und 5,2 cm/1000 Jahre. Diese Werte stimmen in etwa auch mit den aus dem 230-Thorium-Profil ermittelten Sedimentationsraten von 4,07 cm bzw. 4,79 cm/1000 Jahre überein (Kap. 7.10.3.). Im Kern 1167-9 dürfte die durchschnittliche Rate bei ca. 3,6 cm bis max. 4,7 cm/1000 Jahre gelegen haben. Im Durchschnitt ist das Laschamp etwa 36 cm mächtig. Unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate ergibt sich für dieses Intervall dann eine Zeitdauer von ca. 4400 bis 5300 Jahren.

Im KOL 1167-10 ist das Laschamp bisher nur durch eine Probe inverser Polarität belegt. Für eine genauere Untersuchung dieses Kernabschnittes stand kein weiteres Probenmaterial zur Verfügung.

Magnetostratigraphisch unklar sind die im Kern 1170-3 in 333 cm und 301 cm Tiefe vorkommenden Datenpunkte inverser Polarität. Bei einer konstanten Sedimentationsrate von 4 cm ergeben sich für diese Proben Alter von 74.000 und 82.000 Jahren. Liegt die Sedimentationsraten höher, so lassen sich Alter von etwa 60.000 Jahren errechnen. Gegen eine Interpretation als Blake Event sprechen zum einen, daß diese Werte eine erhebliche Diskrepanz zu den für das Blake Event angenommenen Literaturwerten von etwa 110.000 Jahren aufweisen (Tab. 3). Zum anderen lassen die Resultate der sedimentologischen Untersuchungen, die eine gute Korrelation dieses Kerns mit den anderen Kernen ermöglichen (Kap. 8.,9.), eine Deutung als Blake Event auch nicht zu.

Die im Kern 1170-3 bei 441 cm bis 495 cm durch 5 Probenpunkte identifizierte Feldumkehr (Tab. 4) wird als das Blake Event interpretiert. Es ist im SL 1170-1 in 471 cm bis 539 cm Tiefe mit 8 Proben dokumentiert. Aus einer angenommen gleichbleibenden Sedimentationsrate von 4 cm bzw. 4,5 cm/1000 Jahren und unter Berücksichtigung der eingeschalteten Turbiditablagerungen und der fehlenden Kernoberfläche ergibt sich für dieses Event im Kern 1170-3 ein Alter von 107.000 bis 120.400 Jahren bzw. 96.000 bis 109.000 Jahren. Die aus einer höheren Sedimentationsrate von 5,2 cm ermittelten Alter, die zwischen 84.000 bis 94.000 Jahren liegen, sind zu niedrig, um das Blake Event repräsentieren zu können. Der Beginn des Events scheint zudem im 1170-3 zu fehlen, da unmittelbar im Liegenden des untersten Wertes mit inverser Polarität ein Hiatus in 510cm Tiefe folgt und die liegenden Sedimente wesentlich älter sind (Kap. 7.10.3.). Die im Kern 1170-3 ermittelten Sedimentationsraten können auf den Parallelkern 1170-1 übertragen werden, da beide Kerne zumindest bis in etwa 500cm Kerntiefe sedimentologisch sehr gut miteinander korreliert werden können (Kap. 8.). Für das Ende des Events in 471 cm Tiefe wird daher wie im Parallelkern 1170-3 ein Alter von ca. 107.000 Jahren angenommen. Im Kern 1170-1 entspricht der Wert in 539 cm Tiefe vermutlich dem Anfang des Events, da in diesem Kern kein Hiatus nachgewiesen werden konnte. Der Anfang des hier 70 cm mächtigen Events kann unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate von 4 cm bzw. 4,5 cm/1000 Jahre auf etwa 118.000 bzw. 124.000 Jahre zurückdatiert werden.

Im 1175-3 ist das Blake nur durch einen Meßwert in 360 cm Tiefe dokumentiert. Der Wert könnte das Ende des Events repräsentieren. Wahrscheinlich fehlen jedoch Anfang und Ende des Events, da sowohl im Hangenden als auch im Liegenden Erosionshorizonte vermutet werden (s. Anhang, Kernbeschreibung). Für eine Interpretation als Blake sprechen wiederum vor allem die Ergebnisse der Sedimentologie, die eine gute Korrelation der Kerne zulassen (s.Kap. 8. u. 9.).

In den Kernen 1167-9 und 1167-10 konnte keine eindeutige Umkehrungen des Feldes gefunden werden. Verantwortlich dafür sind vermutlich die Turbiditeinschaltungen und mehrere Erosionshorizonte, die in den Sedimenten des Beckens IV nachgewiesen werden konnten (s. Anhang, Kernbeschreibung).

Magnetostratigraphisch nicht eindeutig ist der im 1167-10 in 581 cm bis 601 cm Tiefe durch 2 Meßpunkte dokumentierte Polaritätswechsel. Er könnte eventuell das Blake Event repräsentieren. Im Hangenden sind diesem Kern Turbiditablagerungen eingeschaltet, so daß die tiefere Lage des Blake Events relativ zu dessen Vorkommen in den anderen Kernen erklärbar wäre. Diese Ergebnisse können allerdings nicht durch Daten des unter grundsätzlich vergleichbaren Bedingungen entstandenen Parallelkerns 1167-9 bestätigt werden.

Der im Kern 1167-9 in 774 cm Tiefe vorkommende Meßpunkt ist ebenfalls magnetostratigraphisch unklar. Unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate von 3,6 cm (4,7 cm) ergibt sich für ihn ein Alter von etwa 190.000 Jahren (143.000 J.). Er könnte demnach das Biwa I Event repräsentieren. Dagegen sprechen jedoch die Ergebnisse der Sedimentologie, die darauf hindeuten, daß der Meßwert zum Ende einer Kaltzeit hin auftritt, die vermutlich dem Isotopenstadium 8 (303.000-245.000 J.) entspricht (s. Kap. 8., 9.). Dafür sind die oben errechneten Alter jedoch zu niedrig. In den Kernen 1175-3 und 1167-10 konnten zudem in etwa vergleichbarer Tiefe keine Meßwerte mit inverser Polarität nachgewiesen werden. Dies könnte aber auch daran liegen haben, daß der Kern 1175-3 aufgrund stark gestörter Kernbereiche in diesem Abschnitt nicht eng genug beprobt werden konnte (Abb. 38). Für eine genauere Untersuchung des Kerns 1167-10 stand kein weiteres Probenmaterial zur Verfügung.

Die im Kern 1175-3 in ca. 830 cm bis 845 cm Tiefe identifizierten 3 Datenpunkte und der Datenpunkt im Kern 1167-10 in 937 cm Tiefe sowie das Intervall inverser Polarität an der Basis des Kerns 1167-9 in etwa 900 cm Tiefe (Tab. 4) werden dem Biwa II Event mit einem Alter von etwa 290.000 Jahren zugeordnet. Gestützt wird diese Interpretation in erster Linie durch die Ergebnisse der Sedimentologie, die eine gute Korrelation der Kerne ermöglichen (Kap. 8, 9). Die Korrelation der Kerne zeigt eindeutig, daß es sich bei dem in diesen Kernen als Biwa II Event interpretierten Ereignis nicht um das stratigraphisch jüngere Biwa I Event handeln kann. Die genaue Position der Ober- und Untergrenze des Events läßt sich im 1175-3 nicht ermitteln, da der von 760 cm bis 820 cm Kerntiefe reichende stark deformierte Sedimentabschnitt nicht beprobt wurde, und sich im Liegenden ein Hiatus anschließt. In den anderen Kernen fehlt der ältere Teil der geomagnetischen Brunhes Epoche. Die sich aus einem Alter von 290.000 Jahren ergebende durchschnittliche Sedimentationsrate für die Kerne liegen dann allerdings nur bei etwa 2,5 cm bis 3 cm/1000 Jahre. Für den Kern 1167-9 aus dem tiefsten Becken IV könnten diese Raten noch zutreffen. Im Kern 1175-3 sollten die durchschnittlichen Raten jedoch zumindest im Interglazial höher gewesen sein, da im Becken I im Bereich des intensivsten Eintrags von Biogenen und IRD (nach den Komponentenanalysen, Kap. 7.4.) die höchsten Sedimentationsraten zu erwarten sind. Die relativ zu hohe Lage des Biwa II könnte daher mit Erosionslagen zusammenhängen, die im Kern 1175-3 mehrmals vorkommen (s. Anhang, Kernbeschreibung).

Aus den Ergebnissen der magnetischen Messungen läßt sich folgern, daß direkte Altersbestimmungen ohne Angaben aus weiteren Untersuchungen nicht möglich sind.

#### 7.10.2.2. Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM)

Die initiale Intensität der natürlichen Remanenz der untersuchten Proben variiert zwischen  $10^{-5}$  und  $10^{-7}$  A/m ( $1 \text{ A/m} = 10^{-3} \text{ emu/cm}^3$ ).

Hohe Intensitäten, wie sie z.B. im Kern 1175-3 in 860, 731 und 725 cm Tiefe vorkommen, können durch eine höhere Zufuhr und Konzentration an magnetischen Partikeln verursacht werden (Abb. 39). Der in 860 cm Tiefe auftretende Meßwert von  $2,8 \times 10^{-5} \text{ A/m}$  markiert z.B. einen an Schwermineralen angereicherten Erosionshorizont (S in Abb. 39), wohingegen die beiden anderen Werte Aschenlagen charakterisieren (A in Abb. 39). Die in ca. 145 cm bis 113 cm Tiefe vorkommenden obersten maximalen Intensitätswerte von über  $2 \times 10^{-5} \text{ A/m}$  können vermutlich ebenfalls auf ein erhöhtes Vorkommen von vulkanischen Aschen zurückgeführt werden.

Niedrige Feldintensitäten finden sich im Bereich eines Polaritätswechsels z.B. des Blake Events (B in Abb. 39).

Im Kern 1175-3 fallen zudem zwei Bereiche in 1020 cm bis 990 cm und 430 cm bis 400 cm Tiefe (P in Abb. 39) mit sehr niedrigen Intensitäten und geringen Stabilitäten auf. Diese Abschnitte zeichnen sich durch höhere Diatomeen- und Radiolariengehalte und einem verstärkten Auftreten von Pyrit aus. Nach KARLIN & LEVI (1983, 1985) und CANFIELD & BERNER (1987) können Intensitätsabnahmen in derartigen Horizonten durch den anaeroben Abbau von organischer Substanz und der Abnahme des Redoxpotentials im Sediment entstehen. Magnetit und andere Eisenoxide werden reduziert, und insbesondere die kleineren Magnetitpartikel vollständig gelöst. Es kann zur Sulfid- und Pyritbildung kommen. Dieser Vorgang verursacht einen steilen Rückgang der Intensität zusammen mit einer Abnahme der Stabilität. Es scheint aber, daß diese Eisen-Reduktion keinen Einfluß auf die paläomagnetischen Richtungen hat (KARLIN, in prep.), da normalerweise genügend detritische magnetische Partikel übrig bleiben.

Weitere Gründe für eine Intensitätstabnahme können in Veränderungen in der Magnetomineralogie durch Oxidation und Korrosion von Fe-Oxiden (REYNOLDS, 1982) und in Fluktuationen der Konzentration und der Korngrößenverteilung der magnetischen Fraktion liegen. Eine weitere Ursache könnte in dem Vorkommen und Verhalten von magnetotaktischen Bakterien (fossile Magnetosomen) liegen. Nach KIRSCHVINK (1982), PETERSON et al. (1986), von DOBENECK et al. (1987) und VALI et al. (1987) führte eine Richtungsumkehr zu einem Massensterben von Bakterien und damit zu einem Abfall der Intensität.

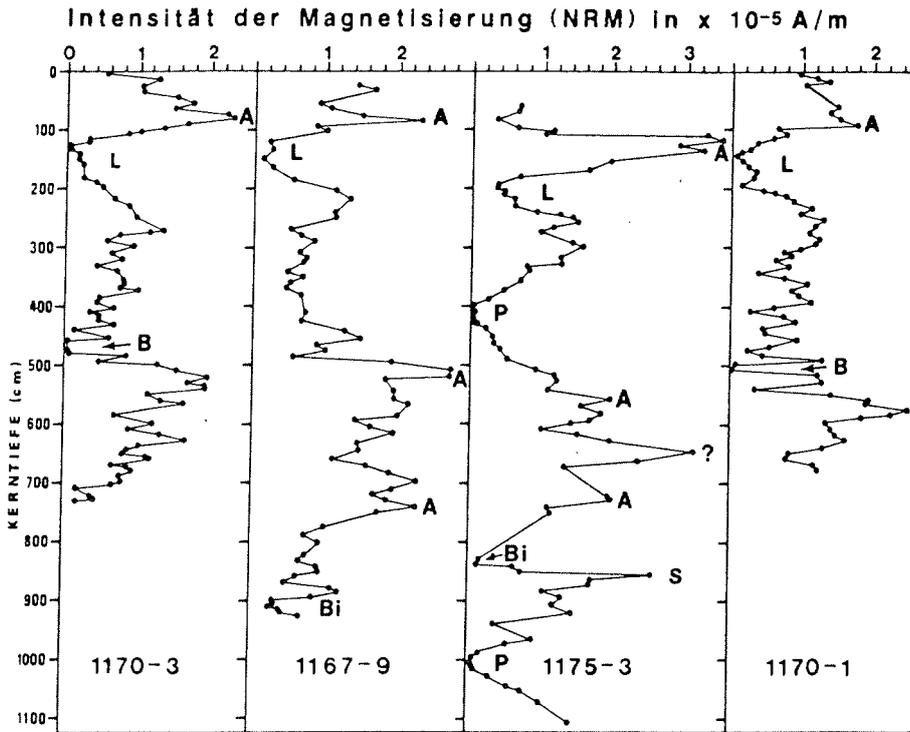


Abb. 39: Die Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) ist gegen die Kerntiefe aufgetragen.

A = Anreicherung von vulkanischen Aschenkörnern,  
 P = pyritführende Horizonte,  
 S = Schwermineralanreicherung,

L = Laschamp Event,  
 B = Blake Event,  
 Bi = Biwa II Event,

Diese Minimal- und Maximalwerte der Magnetisierung lassen keine direkten Rückschlüsse auf die Stärke des erdmagnetischen Feldes zu, eignen sich aber in Verbindung mit sedimentologischen Parametern für eine Korrelation der Kerne (s. a. Kap. 8.).

Für die untersuchten Kerne zeigt es sich, daß ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Lithologie der Sedimente und der Intensität der NRM besteht. Niedrige Intensitätswerte lassen sich positiv mit größeren, biogen- und IRD-führenden Sedimenten; höhere Werte mit tonigen, fossil- und IRD-armen oder -leeren Horizonten parallelisieren. Bis auf die bereits oben genannten Ausnahmen, können hohe Intensitäten mit Horizonten, die ein kühleres Klima repräsentieren (Kap. 10.1.), korreliert werden. Niedrige Intensitäten dagegen charakterisieren wärmere Zeiten (Kap. 10.2.). Geringe Intensitäten der Sedimentmagnetisierung korrelieren demnach auch mit hohen Sedimentationsraten und umgekehrt. Eine derartige Übereinstimmung wurde bereits von WOLLIN et al., (1971a, b); AMERIGIAN (1974), HARRISON (1974), GARDNER (1975), RUDDIMAN & MC INTYRE (1976), KENT (1982) und WENSINK (1983) in marinen Sedimenten festgestellt. Danach sind die Fluktuationen der Intensität nicht nur durch Veränderungen der Intensität des erdmagnetischen Feldes verursacht worden, sondern sind vorwiegend lithologisch z.B. durch Schwankungen im Karbonatgehalt der Sedimente (hohe Karbonatanteile korrelieren mit niedrigen Intensitäten) und damit letztendlich auch klimatisch bedingt.

Hauptursachen für die Schwankungen sind vermutlich die Veränderungen im Gehalt an magnetischen Partikeln z.B. durch unterschiedlichen Eintrag von terrigenem Material und/oder durch eine Änderung der Herkunft des Detritus. Ebenso führt eine Verdünnung des detritischen Materials durch erhöhten Eintrag von kieseligen Komponenten und IRD sowie die Auswaschung von feinkörnigem Material zu einer relativen Abnahme des Anteils an magnetischen Partikeln im Sediment. Die Intensitätsfluktuationen in den untersuchten Ablagerungen zwischen glazialen und interglazialen Zeiten beruhen daher wohl hauptsächlich auf unterschiedlichen Konzentrationen von magnetischen Partikeln im Sediment.

### 7.10.3. 230-Thorium-Profil

Der Thorium-Gehalt der Sedimentproben des Kerns 1170-3 liegt im Mittel bei 13,63 ppm (s. Anhang, Kap. 16.11.).

Aus den Th-230-Daten kann für die oberen 600 cm des Kerns 1170-3 eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 4,79 cm/1000 Jahre abgeleitet werden (Abb. 40). Die  $^{230}\text{Th}$ -Werte für den unteren Kernabschnitt lagen noch

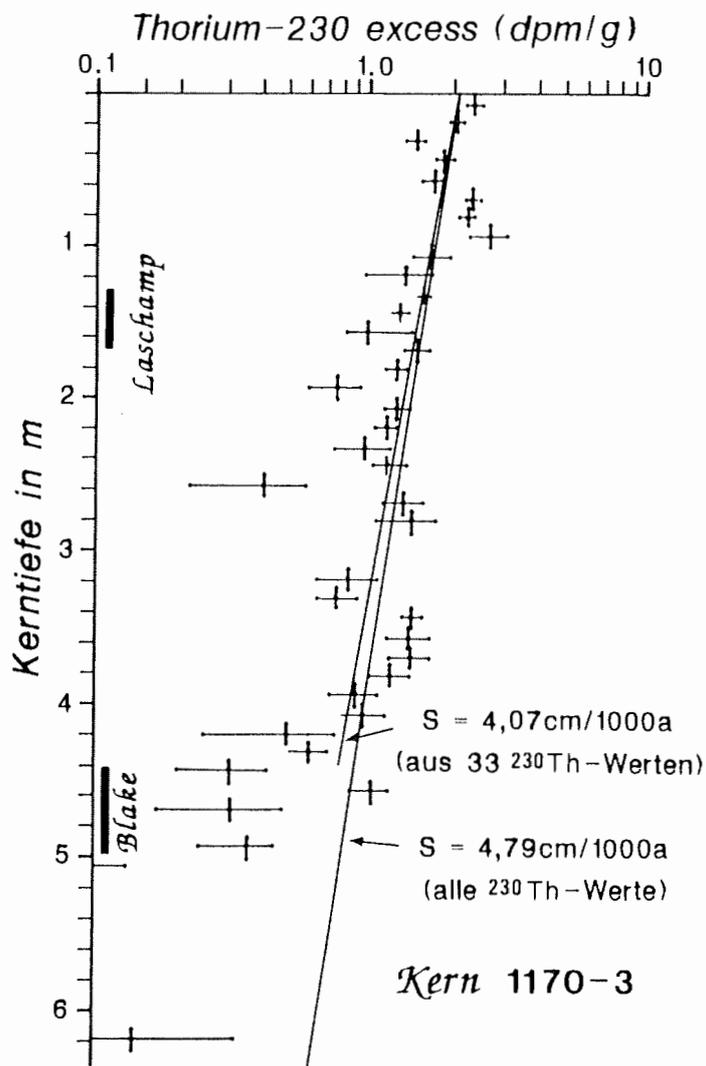


Abb. 40: Tiefenprofil von <sup>230</sup>-Th im Kern 1170-3. Aus der Thorium-Konzentration kann eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 4,79 cm (alle Werte bis in 625 cm Kerntiefe) bzw. 4,07 cm/1000 J (33 Werte) ermittelt werden.

nicht vor. Die Sedimentationsrate ist niedriger, wenn nur die 33 Thorium-Werte bis in 437,5 cm Tiefe für die Berechnung berücksichtigt werden. Diese Werte weichen nur geringfügig von der eingezeichneten Gerade ab. Es ergibt sich dann eine Rate von 4,07 cm/1000 Jahre. Aus diesem Wert bzw. 4,79 cm ergibt sich dann bei einer angenommen konstanten Sedimentationsrate und unter Berücksichtigung, daß die

jüngsten Kernsedimente von 0 bis 25 cm Tiefe fehlen, für das Ende des Laschamp Events ein Alter von 38.000 bzw. 32.000 Jahren. Der Anfang wird auf 46.000 bzw. 39.000 Jahre datiert. Der erste Wert von 38.000 Jahren stimmt gut mit dem aus der Biostratigraphie im Kern 1175-3 für das Laschamp ermittelte Alter überein (s. Kap. 7.10.1.2.). Der Beginn des Blake Events kann bei einer Rate von 4,07 cm auf 120.400, das Ende auf 107.100 zurückdatiert werden. Unter Annahme einer Rate von 4,79 cm J. errechnet sich ein Alter von etwa 102.300 bis 91.000 Jahren. Die aus der geringeren Rate ermittelten Werte stimmen wiederum besser mit dem für das Blake angenommene Alter von 110.000 Jahren überein. Zum anderen passen sie auch sehr gut zu den Ergebnissen der Paläomagnetik (Kap. 7.10.2.). Diese Berechnungen basieren zwar auf grober Vereinfachung, genauere Angaben über die Schwankungen der Sedimentationsrate mit der Zeit können aber nicht gemacht werden.

Die leicht erhöhten Thorium-Werte in 100 cm bis 62,5 cm Kerntiefe korrelieren mit einem höheren Vorkommen an kieseligen Organismen. Es scheint, daß hier ein Zusammenhang zwischen verstärkter biologischer Aktivität und höheren 230-Th-Konzentrationen im Sediment besteht. Derartige Beobachtungen wurden bereits in Ablagerungen vor der Westafrikanischen Küste (MANGINI & DIESTER-HAASS, 1983) und im östlichen Weddellmeer (GROBE, 1986) gemacht. Höhere Gehalte an Radiolarien und Diatomeen finden sich auch in einer Sedimenttiefe von 450 cm bis 390 cm. Dem entsprechend wäre hier ein höherer Thorium-Fluß zu erwarten, was aber nicht der Fall ist. Daraus läßt sich schließen, daß offensichtlich zu wenig Thorium deponiert wurde. Dies könnte ein Hinweis auf Erosion sein, oder auf eine Verdünnung mit älterem Sediment mit einer sehr niedrigen Th-Aktivität beruhen.

Unterhalb von 450 cm Tiefe kommt es in fossillarmen tonig-siltigen Ablagerungen zu einem stärkeren Abfall der Th-Aktivität. In etwa 510 cm Kerntiefe grenzen diese Sedimente dann an fossilleere Tone ohne jegliche Th-Aktivität. Dies deutet auf eine Unterbrechung der Sedimentation vor etwa 124.000 (4,07 cm) bzw. 105.400 (4,79 cm) Jahren hin. Ursache dafür könnte z. B. eine verstärkte Bodenwasserzirkulation gewesen sein. Die geringen Th-Gehalte der Schichten zwischen 460 cm und 510 cm Tiefe, die unmittelbar an die liegenden Sedimente angrenzen, sind vermutlich auf die Mischung von jüngerem Material mit älteren Lagen zurückzuführen.

## 8. Korrelation der Sedimentkerne

Die Korrelation der Sedimentkerne der Becken I (1175-3), III (1170-3, 1170-1) und IV (1167-9) basiert auf den im Kernverlauf zu beobachtenden zyklischen Veränderungen der im Kapitel 7 beschriebenen Sedimentparameter. Im Einzelnen wurden folgende Parameter berücksichtigt:

- die Korngrößenverteilung des Gesamtsediments
- der Anteil an terrigenem Detritus (> 2 mm)
- die Verteilung der biogenen und lithogenen Komponenten
- der organische Kohlenstoff- und Wassergehalt
- der Bioturbationsgrad und -typ
- die magnetische Intensität und
- die Korngrößenverteilung der Siltfraktion (Kap. 11.)

Die Ergebnisse der vorangegangenen sedimentologischen Untersuchungen zeigen, daß diese Parameter in allen Kernen charakteristische Fluktuationen aufweisen, wie es z.B. der zyklische Eintrag von groben und feinem Material zeigt (Abb. 41). Die Kernabschnitte mit höheren Silt- und Sandanteilen (durchgezogene Linie in Abb. 41) korrelieren dabei mit dem Vorkommen von kieseligen Mikrofossilien (gepunktete Linie), eistransportiertem Detritus (gewellte Linie) und hohen Grobsiltanteilen (Punkt-Strich-Linie) sowie geringen Gehalten an Wasser und organischem Kohlenstoff (gestrichelte Linie). Die feinkörnigeren Kernabschnitte dagegen führen keine Mikrofossilien und kaum IRD, und zeichnen sich durch höhere Wassergehalte, mehr organischen Kohlenstoff und höhere magnetische Intensitäten aus. Sie sind zudem geringer bioturbat verwühlt, und weisen auch generell kleinere Wühlspuren als die gröberen Horizonte auf. Die groben Sedimente unterscheiden sich wiederum durch höhere Gehalte an Gesteinsbruchstücken sowie dem Vorkommen von Aschen, Glaukonit und Mikromanganknollen von den tonigen Sedimenten.

Der Kern 1175-3 läßt sich nun mit Hilfe der zyklisch schwankenden Sedimentparameter in 7 Abschnitte gliedern, d.h. in vier grobkörnige und fossilführende Sedimentabschnitte, die mit drei feinkörnigen Horizonten wechsella-gern. In den anderen drei Kernen ist eine Unterscheidung von jeweils 6 Abschnitten möglich (Abb. 41).

Dieser zyklische Eintrag von groben und feinem Detritus spiegelt sich auch sehr deutlich in der in den Kernen zu beobachtenden Sedimentfaziesabfolge wider. Danach entsprechen die Kernbereiche, die sich u. a. durch erhöhte Grob-

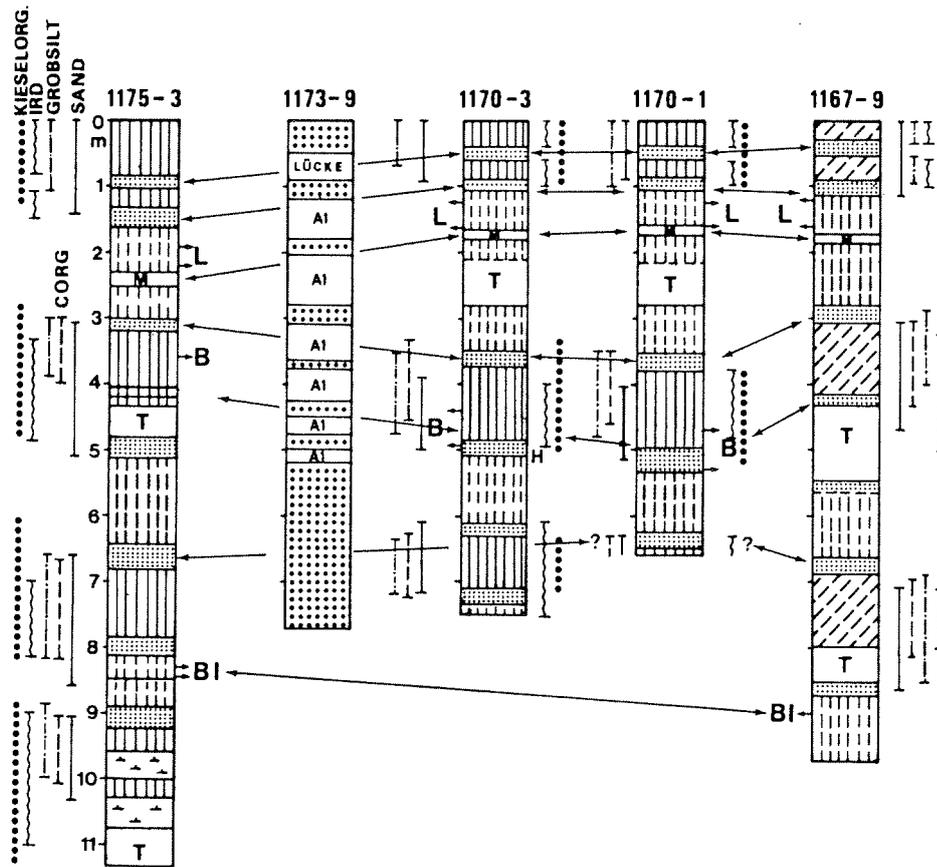


Abb. 41: Fluktuationen der sedimentologischen Parameter und Verteilung der Lithofaziestypen in den Sedimentkernen des Süd-Orkney-Profiles. Es wechsellagern IRD- und häufig auch fossilführende Horizonte mit sehr feinkörnigen und generell fossillereeren Abschnitten. Die Kerne können mit Ausnahme des Kerns 1173-9 mit Hilfe der Grob-/Fein-Zyklen miteinander korreliert werden.

L = Laschamp, B = Blake, BI = Biwa II; M = Mikromangan-knollen, T = Turbidit, A1 = sand- und kiesführender Tonsilt, H = Hiatus

- |     |                      |   |                  |
|-----|----------------------|---|------------------|
| /// | FOSSILLEERER DIAMIKT |   | DIAMIKT          |
|     | HOMOGENER TON        | ⊥ | DIATOMEENSCHLAMM |
| ⋯   | BIOTURBATER TONSILT  | ⋯ | RESTSEDIMENT     |

kornanteile und dem Vorkommen von Mikrofossilien auszeichnen, generell den Sedimenten der Diamikt- und der bioturbaten Tonsiltfazies (Kap. 10.2., 10.3.). Die feinkörnigen und fossilereen Kernbereiche dagegen entsprechen den Sedimenten der homogenen Tonfazies (Kap. 10.1.). Die Diamiktfazies wird dabei aufgrund der Datierung und der textuellen und strukturellen Merkmale als warmzeitliche (Kap. 10.2.), die homogene Tonfazies als kaltzeitliche Ablagerung eingestuft (Kap. 10.1.). Die bioturbaten Tonsilte werden als eine Übergangsfazies interpretiert (Kap. 10.3.).

Die Korrelation der Kerne mit Hilfe der Grob/Fein-Wechsel basiert nun auf der Annahme, daß die Oberflächensedimente in allen Kernen ein holozänes Alter haben. Der oberste sand- und kiesreiche und z. T. fossilführende max. 85 cm mächtige Diamikt-Horizont (Abb. 41 und Anhang, Kernbeschreibung) dürfte daher in allen Kernen in etwa den gleichen Zeitabschnitt repräsentieren. Im Liegenden dieses Horizonts schließt sich dann eine charakteristische Sedimentfaziesabfolge an, die in allen Kernen identisch ist. Der z. B. unmittelbar im Liegenden des Diamikthorizonts im Kern 1175-3 in 105 cm bis 82 cm Tiefe folgende fossil- und IRD-arme Horizont kann mühelos in allen anderen Kernen weiterverfolgt werden. Ähnliches gilt für den obersten ca. 2 m mächtigen feinkörnigen Horizont, dem zwar in den Kernen 1170- und 1170-3 Turbiditablagerungen eingeschaltet sind, der aber ansonsten durch alle 4 Kerne hindurch gut verfolgt werden kann. Als hilfreich bei der Korrelation dieses Horizonts erweist sich zudem ein auffallender Horizont mit mehreren mm-dünnen Lagen von Mikromanganknollen (Kap. 10.1.). Er kann im Kastenlot 1175-3 in etwa 220 bis 245 cm Tiefe innerhalb des feinkörnigen Horizonts identifiziert werden, und ist in den anderen Kernen in etwa vergleichbarer Tiefe problemlos weiterzuverfolgen.

Diese oben beschriebene Korrelation der in den Kernen zu beobachtenden Sedimentabfolgen wird bis in etwa 500 cm Sedimenttiefe vor allem durch das in allen Kernen nachgewiesene Laschamp Event, und das in den Kernen 1175-3, 1170-1 und 1170-3 identifizierte Blake Event gestützt (Kap. 7.10.2.).

Die sedimentologische Korrelation der stratigraphisch älteren Kernabschnitte ist recht gut, kann aber nicht zweifelsfrei durchgeführt werden, da für die Datierung dieser Sedimente nur das Biwa II Event mit einem zudem nur vermuteten Alter von 290.000 Jahren (Literaturwert) zur Verfügung steht (s. Kap. 7.10.2.). Dieses Event findet sich nur in den längsten Kernen 1175-3 und 1167-9 in etwa vergleichbarer Tiefe.

Die tieferen Schichten des Kerns 1170-3 sind aufgrund einer Schichtlücke in etwa 510 cm Tiefe (Kap. 7.10.3.) vermutlich wesentlich älter als die Sedimente der anderen Kerne. Eine

Korrelation kommt daher nicht in Frage. Im Parallelkern 1170-1 findet sich kein Hinweis auf einen Hiatus. Daher wird der unterste feinkörnige Horizont im SL 1170-1 in 625 cm bis 540 cm Tiefe mit den entsprechend ausgebildeten Horizonten in den Kernen 1175-3 und 1167-9 in 630 cm bis 510 cm bzw. 680 cm bis 570 cm Tiefe korreliert.

### 9. Korrelation der Grob-/Fein-Wechsel mit einer Klimastratigraphie

In dem vorangegangenen Kapitel wurden die Sedimentkerne der Becken I, III und IV vor allem mit Hilfe der zyklisch schwankenden Sedimentparameter miteinander korreliert. Infolge einer fehlenden absoluten Datierung erscheint es nun angebracht, die Sedimentabfolgen in den Kernen mit einer Isotopenstratigraphie zu vergleichen. Damit soll dann eine Zuordnung der Grob-/Fein-Wechsel zu den Isotopenstadiengrenzen, und eine zumindest relative Datierung der zyklischen Abfolgen erreicht werden. Als Grundlage für den Vergleich wird hier die von IMBRIE et al. (1984) erarbeitete SPECMAP-Zeitskala der letzten 780.000 Jahre benutzt, die auf den Sauerstoffisotopenkurven von fünf Kernen aus dem Südindischen Ozean, dem Atlantik und dem Ostpazifik basiert.

Mit Hilfe der aus dem Thorium-Profil ermittelten Sedimentationsraten, den magneto- und biostatigraphischen Altern und der guten sedimentologischen Korrelierbarkeit der Kerne können die grobkörnigen Sedimentbereiche bei einem Vergleich mit der Zeitskala mit den Interglazialstadien, die feinkörnigen und fossilereeren Kernbereiche hingegen mit den glazialen Isotopenstadien korreliert werden. Die feinkörnigen Abschnitte entsprechen dabei, wie bereits im Kapitel 8 beschrieben, der homogenen Tonfazies und die gröberen Abschnitte der Diamikt- oder bioturbaten Tonsiltfazies. Da das Kernprofil vom Rezenten bis maximal etwa 340.000 Jahre B.P. reicht, sollte die als warmzeitliche Ablagerung interpretierte Diamiktfazies (Kap. 10.2.) mit den entsprechenden Isotopenstadien 1, 5, 7, 9 und 11, die als kaltzeitliche Ablagerung eingestufte homogene Tonfazies (Kap. 10.1.) mit den Stadien 2, 3, 4, 6, 8 und 10 korrespondieren. Die Grenzbereiche zwischen den Sedimenten, die unter warmen, und solchen, die unter kalten Bedingungen abgelagert wurden, müßten dann von der Übergangsfazies, der bioturbaten Tonsiltfazies (Kap. 10.3.), eingenommen werden.

Der Vergleich der Grob-/Fein-Abfolgen mit der Referenzkala zeigt jedoch, daß dies nur z. T. zutrifft. Unter relativ geringmächtigen, z. T. unvollständigem Holozän enthalten die Kerne 1175-3, 1170-3, 1170-1 und 1167-9 nämlich rund

240 cm bis 270 cm Sediment der jüngsten pleistozänen Kaltzeit (s. a. Abb. 41). Die Sedimente, die dabei den glazialen Isotopenstadien 2 und 3 entsprechen müßten, gehören ihrer Ausbildung nach nicht der Glazialfazies, sondern mehr der Übergangsfazies, dem bioturbaten Tonsilt, an.

Mit Hilfe des Häufigkeitsmaximums der C. davisiana wurde versucht, die Positionen der Isotopenstadiengrenzen 1/2 (12.000 Jahre) und 2/3 (24.000 Jahre) in den Kernen zu ermitteln. Sie befinden sich in Abhängigkeit davon, ob für das C. davisiana-Maximum ein Alter von 18.000, 16.000 oder 14.000 Jahren angenommen wird (s. Kap. 7.10.1.), in unterschiedlichen Kerntiefen (A, B oder C in Tab. 5). Alle drei Möglichkeiten würden jedoch besagen, daß es bereits während des jüngsten Abschnitts des letzten Glazials zu einer erhöhten Produktion von Radiolarien und Diatomeen und einer verstärkten Akkumulation von eistransportiertem Detritus gekommen ist. Repräsentiert das im Kern 1175-3 in 91 cm Tiefe vorkommende C. davisiana-Maximum z. B. die Abschmelzphase vor ca. 14.000 Jahren (C in Tab. 5), so würde der Holozän/Pleistozän-Übergang unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate von 6,5 cm/1000 Jahre (s. Kap. 7.10.1.) in etwa mit dem Sedimentwechsel von fossilarmen zu fossilreichen Sedimenten (in 80 cm Tiefe) zusammenfallen. Für die Isotopenstadiumsgrenze 2/3 kann dann eine Tiefe von 156 cm errechnet werden. Sie stimmt dann in etwa mit dem Übergang von IRD-leeren zu IRD-führenden Sedimenten überein. Der Anfang des in allen Kernen vorkommenden fossil- und IRD-arme Horizonts, z. B. im KAL 1175-3 in 105 cm bis 82 cm Tiefe, könnte demnach auf etwa 16.200 Jahre zurückdatiert werden. Unter der Annahme, daß das C. davisiana-Maximum ein Alter von 18.000 Jahren (A in Tab. 5) hat, kann für die Holozän/Pleistozän-Grenze im Kern 1175-3 eine Tiefe von etwa 61 cm und für die 2/3 Grenze eine Tiefe von ca. 121 cm ermittelt werden. Der fossilarme Horizont in 105 cm bis 82 cm Tiefe müßte demnach einem Alter von etwa 21.000 bis 16.400 Jahren entsprechen. Hat das C. davisiana-Maximum ein Alter von 16.000 Jahren, so würde die 1/2 Grenze in 68 cm und die 2/3 Grenze in 136 cm Tiefe liegen. Der Beginn des fossilarmen Horizonts kann demnach auf 18.500, das Ende auf etwa 14.600 Jahren datiert werden. Zu einer verstärkten Anlieferung von IRD (ab 156cm) wäre es dann bereits vor etwa 28.000 (A in Tab. 5) bzw. 26.000 (B in Tab. 5) Jahren gekommen, und der Beginn der Produktion von Kieselorganismen (ab ca. 126 cm Kerntiefe; s. Anhang, Kap. 16.6.) wäre in der Zeit vor ca. 24.000 (A in Tab. 5) bzw. 22.000 (B in Tab. 5) Jahren zu vermuten.

Gegen die Möglichkeit C spricht, daß für das glaziale Maximum vor 18.000 Jahren eine vollständige Eisbedeckung des nördlichen Weddellmeeres und damit auch des Arbeitsgebietes angenommen wird, und es demnach zu keiner Ablagerung von IRD und Organismen kommen konnte (s. Kap. 10.1.). Das Häufigkeitsmaximum der C. davisiana findet sich nun inner-

halb des durch IRD-Armut und geringen Fossilgehalten gekennzeichneten Horizonts. Zur Zeit der Akkumulation dieser Sedimente existierte daher vermutlich eine geschlossene Meereisbedeckung im Arbeitsgebiet. Dies spricht dafür, daß das C. davisiana-Maximum älter ist, und nicht die Abschmelzphase, sondern entweder das glaziale Maximum vor 18.000 Jahren oder den Beginn des holozänen Temperaturanstiegs, der nach LORIUS et al. (1979) und DOMACK (1982) vor 16.000 Jahren einsetzte, repräsentiert. Die bisherigen Daten reichen aber nicht aus, um eindeutig entscheiden zu können, welche der beiden Interpretationen nun zutrifft.

Im Kern 1170-3 bietet es sich an, die aus dem Thorium-Profil für diesen Kern ermittelten durchschnittlichen Sedimentationsraten zu benutzen (s. Kap. 7.10.3.), um die Lage der Isotopenstadiengrenzen 1/2 und 2/3 zu bestimmen (D in Tab. 5). Danach kann dann unter Voraussetzung einer konstanten Sedimentationsrate eine Sedimenttiefe von 24 cm für die 1/2 Grenze und von 73 cm für die 2/3 Grenze ermittelt werden. Im Parallelkern 1170-1 dürften sich diese Isotopenstadiengrenzen in etwa vergleichbaren Tiefen befinden (Tab. 5 D\*), da bei einem Vergleich der beiden Kerne deutlich wird, daß die Sedimentationsbedingungen an den benachbarten Entnahmepositionen sehr ähnlich waren. Alle Kurven z. B. des Corg-, des Wasser- und des Mikrofossilgehaltes sind im Verlauf fast identisch (Kap. 7.2. bis 7.8.).

Im Kern 1167-9 wird unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate von 3,6 cm/1000 J., die sich aus der als rezent angenommenen Kernoberfläche und dem Alter des Lashamp Events ergibt (Kap. 7.10.2.), für den Holozän/Pleistozän-Übergang eine Tiefe von 23 cm und für die 2/3 Grenze eine Tiefe von 66 cm ermittelt (F in Tab. 5).

Es zeigt sich, daß die in den Kernen 1170-1, 1170-3 und 1167-9 für die 1/2 Grenze ermittelte Tiefe nicht mit dem Wechsel von kalt- zu warmzeitlicher Sedimentation übereinstimmt (E in Tab. 5). Es scheint, daß der jüngste Wechsel von Sedimenten mit geringeren Gehalten an groben Detritus und Fossilresten zu solchen mit höheren Gehalten in einem Zeitraum erfolgt, der älter ist als die Holozän/Pleistozän-Grenze in ihrer z. Zt. gültigen Definition.

Unter den kaltzeitlichen Sedimenten folgen dann einschließlich der Sedimente der Übergangsfazies maximal 210cm Sediment der jüngsten pleistozänen Warmzeit (Abb. 41). Für die Grenze zwischen den Stadien 4 und 5 wird dabei angenommen, daß sie dem Faziesübergang homogener Ton/bioturbater Tonsilt entspricht. Die grobkörnigen Sedimente (Diamiktfazies) im Kern 1170-3 zwischen 490 cm und 375 cm repräsentieren dann wahrscheinlich das Stadium 5, daß nach IMBRIE et al. (1984) ein Alter von 128.000-71.000 Jahren hat. Die entsprechenden zeitgleichen Kernabschnitte finden sich im Parallelkern 1170-1 in 500 bis 380 cm, im KAL 1175-3 in

480cm bis 320 cm (einschließlich der Turbiditablagerungen) und im KAL 1167-9 in 420 cm bis 305 cm Tiefe. Im 1175-3 ist allerdings anzunehmen, daß die Mächtigkeit des warmzeitlichen Horizonts aufgrund von einer oder mehreren Schichtlücken zu gering ist (Abb. 41 und 44).

In den Kastenloten 1175-3 und 1167-9 werden die warmzeitlichen Ablagerungen des Isotopenstadiums 5 dann vermutlich noch von 130 cm bzw. 90 cm mächtigen kaltzeitlichen Sedimenten des Isotopenstadiums 6 unterlagert. Im Kern 1170-3 folgt in 510 cm Tiefe ein Hiatus. Die liegenden Sedimente sind vermutlich älter als die im Kern 1175-3 vorkommende Sedimentabfolge (s. Kap. 7.10.3., Kap. 8.).

In dem Kern 1170-1 könnte der Kernabschnitt in 625 cm bis 550 cm Tiefe dem glazialen Stadium 6 entsprechen. Die im Liegenden der kaltzeitlichen Ablagerungen folgenden 35 cm mächtigen Sedimente der bioturbaten Tonsilt- und der Diamiktfazies dürften dann dem warmzeitlichen Stadium 7 entsprechen.

Die Isotopenstadiumsgrenze 5/6 (128.000 J.) läßt sich nicht direkt mit dem Fazieswechsel bioturbater Tonsilt/homogener Ton korrelieren, da der Beginn des Blake Events vor ca. 120.000 Jahren im Kern 1170-3 (Kap. 7.10.2.) noch innerhalb der als Übergangsfazies eingestuften bioturbaten Tonsilte fällt (Abb. 41, 42). Die 5/6 Grenze müßte demnach innerhalb der Sedimente liegen, die lithologisch bedingt noch zur Glazialfazies, der homogenen Tonfazies, gehören. Im Schwerelot 1170-1 dürfte die Grenze dann unter Annahme einer konstanten Sedimentationsrate in etwa 550 cm liegen. Aufgrund der guten Korrelation der Kerne miteinander wird dann vermutet, daß die Grenze im KAL 1167-9 in etwa 575 cm und im KAL 1175-3 in etwa 530 cm Tiefe liegt (Tab. 5). Es muß hier allerdings berücksichtigt werden, daß zum einen die Datierung des Blake Events nicht absolut ist, zum anderen in den Kernen 1175-3 und 1167-9 die Sedimentabfolge innerhalb des letzten warmzeitlichen Intervalls gestört ist.

In den Kernen 1175-3 und 1167-9 sind vermutlich ebenfalls noch etwa 180 cm warmzeitliche Sedimente (Diamikt- und bioturbate Tonsiltfazies) des Isotopenstadiums 7 erfaßt. Die im Liegenden folgenden etwa 75 cm mächtigen Sedimente repräsentieren wahrscheinlich die vorletzte Kaltzeit (Isotopenstadium 8).

Die Grenze 7/8 (245.000 J.) dürfte dann in Übereinstimmung mit dem Fazieswechsel von kalt- zu warmzeitlichen Sedimenten im Kern 1175-3 in ca. 815 cm und im Lot 1167-9 in 875 cm Tiefe liegen (Tab. 5). Die Grenze 8/9 (303.000 J.) könnte dann im Kern 1175-3 in 890 cm Tiefe liegen. Der Kern 1167-9 endet mit den kaltzeitlichen Sedimenten des Isotopenstadiums 9.

Tab. 5: Die Isotopenstadiengrenzen in den Sedimentkernen des Arbeitsgebietes (Alter der Isotopenstadiengrenzen nach IMBRIE et al., 1984).

A = Alter des *C. davisiana*-Maximums = 18.000 Jahre  
 B = " " " = 16.000 Jahre  
 C = " " " = 14.000 Jahre  
 D = Die Tiefen wurden mit Hilfe der aus dem Thorium-Profil ermittelten Sedimentationsrate von 4,07cm/1000 J. bestimmt.  
 D\* = Die Tiefen wurden mit der im Kern 1167-9 ermittelten Rate von 3,6 cm/1000 J. errechnet, s. a. Kap. 7.10.2.).  
 E = Wechsel von warm- zu kaltzeitlicher Sedimentation

Isotopenstadiengrenzen	Alter (Jahre)	1175-3			1170-3		1170-1		1167-9	
		A	B	C/E	D	E	D	E	D*	E
		(Sedimenttiefe in cm)								
1/2	12.000	61	68	78	24	40	24	40	23	30
2/3	24.000	121	136	156	73	---	73	---	66	---
4/5	71.000			300		350		355		280
5/6	128.000			530		---		550		575
6/7	186.000			660		---		625		660
7/8	245.000			815		---		---		875
8/9	303.000			890		---		---		?
9/10	339.000			?		---		---		---

Ältere Wechsel zwischen Warm- und Kaltzeiten sind nur noch im Kern 1175-3 zu beobachten. Der ca. 135 cm mächtige Diamikt-Horizont in 1070 cm bis 925 cm Tiefe könnte die Warmzeit repräsentieren, die vor ca. 303.000 bis 339.000 Jahren stattfand.

Mit Hilfe dieser indirekten Datierung der Kalt- und Warmzeiten in den Sedimentkernen lassen sich dann durch die Korrelierung der Grob-/Fein-Wechsel mit den Isotopenstadiengrenzen auch die Sedimentationsraten der einzelnen Kern- bzw. Klimaabschnitte bestimmen (Abb. 42, 43, 44). Die Isotopenstadiengrenzen entsprechen dabei wie beschrieben meistens in etwa den Faziesübergängen zwischen biotur-

batem Tonsilt und homogenem Ton. Bei der Darstellung der Alters-Tiefen-Kurven wurden zudem die paläomagnetischen Events (L, B, BI) und der biostratigraphische Datenpunkt (A, B oder C im Kern 1175-3, Abb. 44) berücksichtigt. Für die durch diese Fixpunkte festgelegten Intervalle wurden scheinbare Sedimentationsraten berechnet. Es ist dabei aber zu bedenken, daß die Annahme einer konstanten Sedimentationsrate für die einzelnen Intervalle eine grobe Vereinfachung darstellt. Zum anderen sind die angenommenen Stadiengrenzen aufgrund der z. T. undeutlichen Faziesausbildung vermutlich doch recht ungenau. Aus diesen Gründen sind die Aussagen über Sedimentationsraten während einzelner Klimaabschnitte nur mit Vorsicht zu betrachten.

Auffallend sind vor allem die niedrigen Sedimentationsraten der Isotopenstadien 6 bis 9 (0,9 cm bis 2,7 cm/1000 J.). Demgegenüber stehen die jüngeren Klimaabschnitte mit einer deutlichen Zunahme der Sedimentakkumulation (3 cm bis 6,5 cm/1000 J.). Von diesem Trend weichen die Kernabschnitte im Kern 1175-3 ab, die dem jüngsten Glazial und der letzten Warmzeit entsprechen. Deren Sedimentationsraten erscheinen im Vergleich zu den entsprechenden Abschnitten der anderen Kerne als zu niedrig. Erosion bzw. Nichtsedimentation dürften die Ursache dafür sein, daß die berechneten Sedimentationsraten die tatsächliche Akkumulation nicht erfassen. In den Sedimenten der Warmzeit finden sich zahlreiche Strömungsindikatoren, die für diese Annahme sprechen (s. Anhang, Kernbeschreibung). In den kaltzeitlichen Sedimenten fehlen jedoch erosive Merkmale. Es wurde aber wahrscheinlich während des älteren Abschnitts der letzten Kaltzeit erodiert, da der Kern bis in etwa 250 cm Sedimenttiefe noch gut durch das Laschamp Event und den Mikromanganknollenhorizont mit den anderen Kernen korreliert werden kann.

Die höchsten Sedimentationsraten des Kernprofils weist der Kern 1175-3 auf (Abb. 44), der allerdings auch aus dem Bereich des Profils mit dem intensivsten terrigenen und biogenen Eintrag stammt (Kap. 7.2. bis Kap. 7.4.). Im Holozän wurden z. B. im Becken I etwa 5 cm bis 6,5 cm Sediment pro 1000 Jahre abgelagert. Demgegenüber wurden im Becken IV im gleichen Zeitraum nur ca. 3,6 cm/1000 Jahre akkumuliert (Abb. 42).

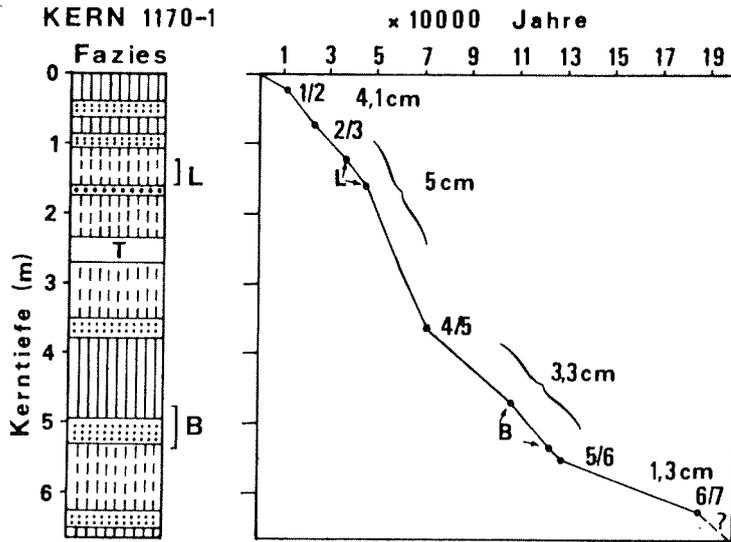


Abb. 42: Sedimentationsraten in cm/1000 J. im Kern 1170-1. Die durchschnittlichen Sedimentationsraten für die verschiedenen Altersintervalle sind angegeben. 1/2 = Isotopenstadiengrenzen (Ableitung der Kerntiefen in Tab. 5); L=Laschamp Event, B=Blake Event, (Legende: s. Kap. 16.1.)

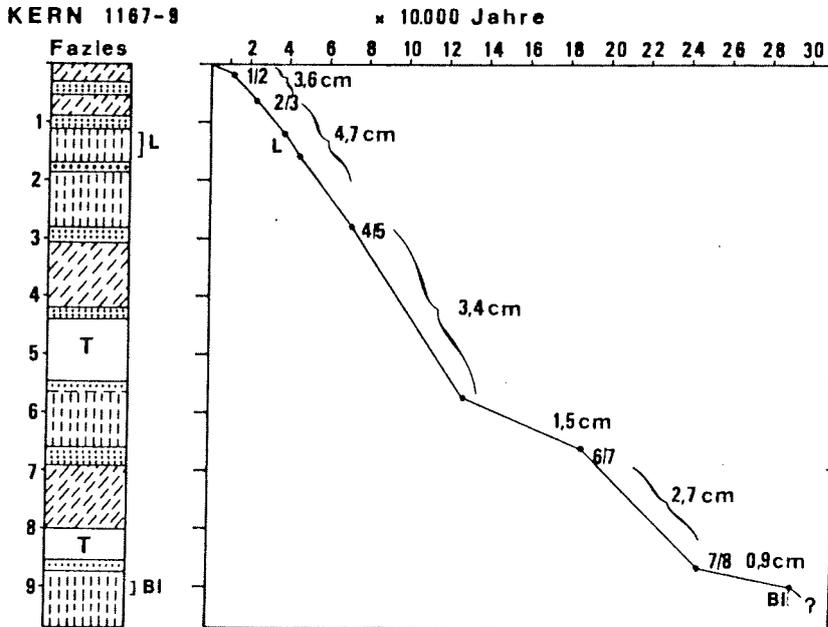


Abb. 43: Sedimentationsraten in cm pro 1000 Jahre im Kern 1167-9. 1/2 = Isotopenstadiengrenzen; L = Laschamp Event, BI = Biwa II Event

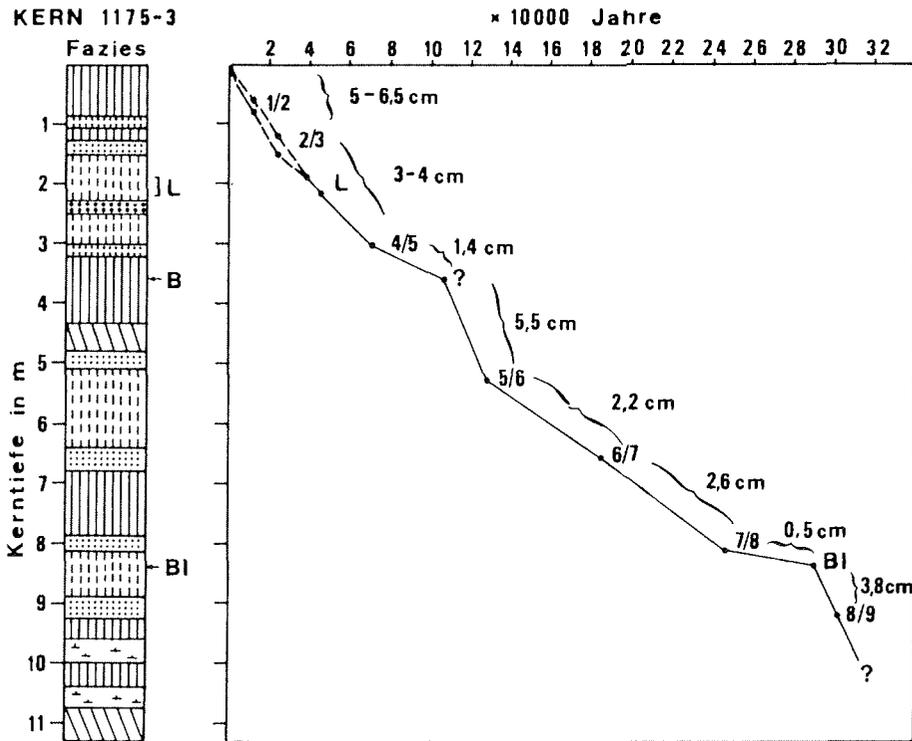


Abb. 44: Sedimentationsraten in cm pro 1000 Jahre im Kern 1175-3. Die durchschnittlichen Sedimentationsraten für die verschiedenen Altersintervalle sind angegeben.

1/2 = Isotopenstadiengrenzen (Ableitung der Kerntiefen in Tab. 5)

L = Laschamp Event, B = Blake Event, BI = Biwa II Event (Legende: s. Kap. 16.1.)

In den Warmzeiten sollte es zudem aufgrund der Produktion von Organismen und der Anlieferung von IRD (s. Kap. 10.2.) zu einer höheren Sedimentakkumulation gekommen sein als in den Kaltzeiten. Im Vergleich zu den Kaltzeiten erscheinen die Sedimentationsraten der Warmzeiten aber als zu gering. Dies könnte das Ergebnis zweier in den Warmzeiten sich überlagernder Prozesse sein, der Akkumulation von biogenen und terrigenen Material und der starken Strömungseinwirkung (s. Kap. 10.2.).

## 10. Die Sedimentfazies und ihre Bildungsbedingungen

Die Faziesanalyse hat zum einen das Ziel, genetisch auswertbare Faziestypen zu untersuchen, was zu Aussagen über die Bildungsbedingungen des jeweiligen Typs führt, und zum anderen, die Entwicklung und Veränderung der Lithofazies-einheiten in horizontaler und vertikaler Richtung zu verfolgen.

Aufgrund von Sedimenttexturanalysen, Vorkommen von eis-transportiertem Material, Sedimentstrukturen, Mikrofossilinhalt, Farbe und Bioturbation lassen sich drei Hauptlithofaziestypen unterscheiden (Tab. 6). Sie können aufgrund der Datierung und der guten Korrelation der Sedimentkerne miteinander, sowie des Vergleichs der Kerne mit einer Isotopenkurve (Kap. 8. u. 9.) warm- und kaltzeitlichen Ablagerungsmilieus sowie Übergangszeiten zugeordnet werden. Die Sedimente der Übergangszeiten werden im folgenden als bioturbate Tonsilte, die Ablagerungen der Kaltzeiten als homogene Tone und die der Warmzeiten als Diamikte bezeichnet.

Es können zudem aufgrund von Veränderungen in der Lithologie dieser Faziestypen entlang des Nord-Süd verlaufenden Profils mehrere Unterfazieseinheiten unterschieden werden.

### 10.1. Homogener Ton (Fazies A)

Sedimente der Fazies A finden sich in den Sedimentkernen 1175-3, 1170-3, 1170-1 und 1167-9 (s. Anhang, Kernbeschreibung u. Kap. 16.3., Tafel 1 A). Es sind visuell strukturlose, dunkelgrüngraue (5 GY 4/1) bis olivgraue (5 Y 3/2, 5 Y 2/1) Tone und siltige Tone (Tab. 6; Abb. 45). Dunkelgraue (N3) Flecken und Lagen kommen vor. Der Feinsandanteil beträgt weniger als 2 %. Größeres Material kommt generell nicht vor. Der Tongehalt variiert in der Regel zwischen 60 % und 90 %. Die Korngrößenverteilungskurven sind unimodal, und die Summenkurven erhalten durch den geringen grobkörnigen Anteil eine leicht hyperbolische Form.

Es sind reine terrigene Sedimente, deren Silt- und Sandfraktionen zu mehr als 95 % aus Quarzkörnern und Feldspäten bestehen. Gesteinsbruchstücke finden sich nur in geringen Mengen (max. 4,3 %). Als weitere Komponenten kommen vulkanische Aschen, Glimmer und Glaukonit hinzu. Schwerminerale wie Hornblende, Pyroxene, Granat, Turmalin und opake Minerale treten als Akzessorien in Anteilen < 1 % auf. Diagenetische Minerale wie Eisensulfide kommen in geringen Beträgen vor. Die Röntgendiffraktionsanalysen mehrerer Tonproben zeigen keine Unterschiede in der Petrologie. An Tonmineralen finden sich vorwiegend Illit, Smektit und Chlorit

(Kap. 16.6.). Illit ist mit mehr als 60 % dominierend. Die Chlorit-Gehalte schwanken überwiegend zwischen 10 % und 30 %, die des Smektit zwischen 3 % und 20 %. Kaolinit ist selten (< 1 %).

Das Sediment ist gering bis mittelmäßig bioturbat verwühlt (s. Kap. 7.8.; Abb. 46). Typisch sind verzweigte Spuren des Ichnotyps Chondrites. Es treten zudem Bauten (im mm-Größe) von Trichichnus und Planolites auf.

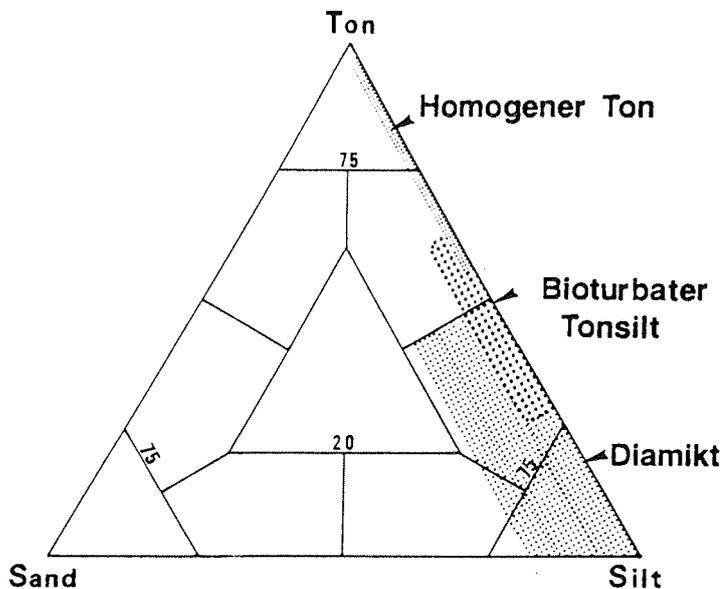


Abb. 45: Die Hauptlithofaziestypen im Sand-Silt-Ton-Dreieck.

Innerhalb der Fazies kommen 10 cm bis 30 cm mächtige Horizonte mit ausgeprägter Silt-Lamination vor. Die Radiographien zeigen gut erhaltene nahezu parallel, aber wellig und unregelmäßig verlaufende feine Laminae, getrennt voneinander durch dünne tonige Lagen. Oft ist Mikrokreuzschichtung erkennbar. Ein feines Netz aus sehr kleinen verzweigten Gängen (Chondrites) durchzieht die laminierten Bereiche. Die wellig flaserige Ausbildung der Laminierung ist primärer Natur, da die Bioturbation für eine Störung der Strukturen zu gering ist. Die Laminae sind 0,5 mm bis 1,5 mm dick und bestehen aus gut sortierten häufig mit Manganhäutchen überzogenen angularen Quarzkörnern und Feldspäten im mittleren bis groben Silt- und Feinsandbereich. Gradierung ist nicht zu beobachten.

Dieser Faziestyp weist hohe magnetische Intensitäten (s. Kap. 7.10.2.2.) und die höchsten Wasser- und Corg-Gehalte auf ( $> 50 \% \text{H}_2\text{O}$ , ca.  $0,4-0,6 \% \text{Corg}$ , s. Kap. 7.5. u. 7.6.). Der homogene Ton geht im Hangenden und Liegenden allmählich in die bioturbaten Tonsilte über (s. Kap. 10.3.). Scharfe oder erosive Schichtkontakte gibt es nicht.

#### 10.1.1. Sand- und kiesführender Tonsilt (A1)

Sedimente dieses Typs finden sich im Kern 1173-9 (s. a. Anhang, Kernbeschreibung). Sie unterscheiden sich von der homogenen Tonfazies durch Kies- und höhere Sandvorkommen (Kies = max.  $1 \%$ ; Sand = max.  $6,6 \%$ ) und niedrigere Corg- und Wassergehalte ( $< 0,4 \% \text{Corg}$ ;  $< 47 \% \text{H}_2\text{O}$ ).

#### 10.1.2. Bildungsbedingungen der Fazies A

Die homogene Tonfazies kann aufgrund der Datierung der Sedimentkerne und der guten Korrelation der Kerne miteinander als eine kaltzeitliche Bildung interpretiert werden.

Das Weddellmeer war während der Kaltzeiten vermutlich ganzjährig mit Eis bedeckt. Dafür sprechen zumindest die Untersuchungen zahlreicher Autoren, die sich mit der Rekonstruktion der kaltzeitlichen Sedimentationsbedingungen befaßten (HAYS, 1978; STUIVER et al., 1981; DOMACK, 1982; COOKE & HAYS, 1982; JONES & JOHNSON, 1984; LISITZIN, 1985; LABEYRIE et al., 1986; BURCKLE & CIRILLI, 1987). Zum Beispiel reichte während des letzten glazialen Maximums vor 18.000 Jahren die Eisbedeckung des Weddellmeeres nach HAYS et al. (1976) und BURCKLE & CIRILLI (1987) im Sommer bis ca.  $58^\circ \text{S}$  und im Winter bis ca.  $50^\circ \text{S}$ , was zu einer Verschiebung der Antarktischen Polarfront um  $8^\circ$  bis  $10^\circ$  nach Norden führte.

Während der Kaltzeiten war das Westantarktische Eisschild um einige hundert Meter mächtiger als heute (u. a. RUTFORD et al., 1980; DENTON & HUGHES, 1986), und die Eismassen dehnten sich, infolge Abkühlung des Oberflächenwassers und reduzierter thermohaliner Zirkulation sowie der Absenkung des Meeresspiegels um ca. 130 m bis 160 m (HUGHES et al., 1981), über den größten Teil des antarktischen Kontinental-schelfs aus (STUIVER et al., 1981; DOMACK, 1982; KELLOGG & KELLOGG, 1987). Während des Höchststands der letzten Vereisung vor weniger als 30.000 Jahren z. B. waren die großen Eisschelfe wie Filchner- und Ronne Eisschelf dem Untergrund aufliegend sogar bis zur Schelfkante vorgerückt (ELVERHOI, 1981; DOMACK, 1982; ELVERHOI & MAISEY, 1983). Nach DENTON & HUGHES (1986) sollen die Eisschelfe sogar mehr als 800 km über den Schelfrand hinausgeragt haben, und an der Kalbungsfront noch ca. 100 m dick gewesen sein.

Für die Bildung der homogenen Tonfazies war es entscheidend, daß von den ausgedehnten und dem Untergrund aufliegenden Eisschelfen nur sehr wenige Eisberge abbrechen konnten, deren Drift dann zusätzlich noch durch die dichte Eisbedeckung des Meeres behindert wurde. Die Eisbedeckung verhinderte auch den Eintrag von Komponenten, woraus sich dann die sehr geringen bis fehlenden Gehalte an IRD (Kap. 7.3.) sowie an Gesteinsbruchstücken (Kap.7.4.4.) und vulkanischem Glas im Sediment (Kap. 7.4.5.) erklären. Die Eisdecke schränkte zudem, infolge des geringen Lichteinfalls und veränderter Nährstoff- und Salzgehalte, die Produktion von Plankton in der Wassersäule ein (WHITAKER, 1982; BURCKLE & CIRILLI, 1987), so daß keine bzw. nur sehr wenige Organismenreste im Sediment abgelagert wurden (Kap. 7.4.1).

Da die Grenzen der homogenen Tonfazies in den Sedimentkernen des Arbeitsgebietes recht genau zu bestimmen sind, ist anzunehmen, daß diese in etwa auch die tatsächliche Dauer der Meereisbedeckung markieren. Während der Kaltzeiten, ie sich mit den Isotopenstadien 6,8 und 10 korrelieren lassen (Kap. 9.), existierte demnach zumindest im Arbeitsgebiet durchgehend eine geschlossene Eisbedeckung.

Abweichend von den älteren glazialen Phasen kam es dagegen während des letzten Glazials nur in den älteren Phasen zur Ausbildung einer homogenen Tonfazies. Vor etwa 28.000 bis 26.000 J. (s. Kap. 9.), d. h. während der Hauptvereisungsphase, die vor etwa 30.000 Jahren einsetzte (LORIUS et al., 1985), kam es dann zu einem Eintrag von eistransportiertem Detritus. Der Beginn der Biogen-Akkumulation erfolgte dabei vermutlich frühesten vor etwa 24.000 Jahren (s. Kap. 9.). Diese Akkumulation endete dann vor etwa 20.000 Jahren. Die folgende Sedimentation, die maximal 5000 Jahre andauerte, zeichnete sich nur durch einen geringen eventuell auch fehlenden Eintrag von größerem Material und biogenen Komponenten aus. Die kurze Dauer, eine vermutlich nur geringe Sedimentationsrate und eine nach der Sedimentation erfolgte starke bioturbate Verwühlung führte dazu, daß der entsprechende Horizont in seiner jetzigen Ausbildung nicht der eigentlichen Glazialfazies sondern der bioturbaten Tonsiltfazies entspricht (s. Anhang, Kernbeschreibung). Vor ca. 15.000 Jahren wurde dann erneut IRD angeliefert, und die Produktion von Kieselorganismen setzte wieder ein. Zu einem sehr hohen Eintrag von IRD und Organismen kam es dabei in etwa zwischen 14.000 und 12.000 Jahren. Diese Maxima spiegeln vermutlich die Abschmelzphase wider, die beginnend mit dem holozänen Temperaturanstieg vor etwa 16.000 Jahren (LORIUS et al., 1979) und aufgrund des damit verbundenen Meeresspiegelanstiegs, zu einem Aufschwimmen der Schelfeise und deren Abbau durch Abschmelzen und Kalben von Eisbergen führte (DOMACK, 1982; DENTON & HUGHES, 1986). Durch das gleichzeitige Aufbrechen des Meer- und Packeises konnten die Eisberge dann ungehindert bis in nördliche Weddellmeer gelangen.

Diese Ergebnisse stimmen mit den Beobachtungen von COOKE (1978), BURCKLE & COOKE (1982) und LABEYRIE et al. (1986) überein, nach denen es vor 35.000 bis 17.000 Jahren zu einer hohen IRD-Akkumulation im Südatlantik und im Indischen Ozean gekommen ist. LABEYRIE et al. (1986) konnten dabei drei IRD-Maxima identifizieren, die mit erhöhten Vorkommen an Radiolarien korrelieren. Sie interpretierten diese Maxima als eine Folge von mehreren "Surges" der antarktischen Eisschelfe. Während dieser Abschmelzphasen, die maximal 1000 Jahre andauerten, soll es zur verstärkten Produktion von Eisbergen gekommen sein. Die Vorkommen von Kieselorganismen werden damit erklärt, daß in der unmittelbaren Umgebung der schmelzenden Eisberge sich ein für das Wachstum von bestimmten Organismenarten günstiges Milieu wie z. B. für *E. antarctica* (Kap. 7.10.1.) entwickeln konnte (BURCKLE, 1984; CIRILLI & BURCKLE, 1987; BURCKLE & LABEYRIE, in prep.; LABEYRIE et al., 1986). Es ist wahrscheinlich, daß die hier im letzten Glazial vorkommenden IRD- und Biogehalte ebenfalls auf solche Surges zurückgeführt werden können. In den Kernen können allerdings aufgrund der Bioturbation keine IRD-Maxima unterschieden werden. Es ist daher auch nicht möglich, einzelne Schmelzwasserereignisse voneinander zu unterscheiden.

Aus dem bisher gesagten wird deutlich, daß Eistransport und biogene Produktion in den Kaltzeiten für die Sedimentation keine Rolle spielten. Es ist daher wahrscheinlich, daß Herkunft, Transport und Ablagerung des terrigenen Materials der homogenen Tonfazies während der Kaltzeiten vor allem durch die bodennah fließenden Wassermassen bestimmt wurde. Sie kamen von Süden her, von der Corioliskraft und der Morphologie gelenkt, und transportierten große Mengen an Sediment heran. Derartige als Nepheloidschichten bezeichnete Wassermassen können feinkörniges Sediment über Tausende von Kilometern in etwa 110 m bis 150 m dicken und gering konzentrierten Suspensionen (0,01 bis 0,3 mg/l) verfrachten (FAUGHERES et al., 1979; MC CAVE et al., 1980). Sedimentfracht wird ihnen durch Bodenerosion, Hangschüttungen (distale Turbidite), dem vertikalen Absetzen von hemipelagischen und pelagischen Material durch die Wassersäule, und von grabenden Organismen zugeführt. Ihre Ablagerungen werden als Konturite bezeichnet.

Die hier vorkommende homogene Tonfazies ähnelt in ihrer Ausbildung den Mud-Konturiten, wie sie von STOW & LOVELL (1979) und STOW (1982) beschrieben werden. Ein wichtiges Kriterium dieser Mud-Konturite sind deren Silt-laminierten Horizonte (STOW & SHANMUGAN, 1980), die auch innerhalb der Fazies A vorkommen. Diese Feinlamination könnte infolge der Ablagerung aus einer Suspension, sich langsam bewegendes Sediment-Trübewolken oder Suspensionsströmungen geringer Dichte entstanden sein. Der nahezu parallele, aber wellige Verlauf der einzelnen z. T. völlig aus Quarzkörnern bestehenden Laminae, die geringe Dicke der Laminae von max. 1mm,

die geringe Korngröße der Komponenten, das Fehlen von Mikrofossilien und die Abwesenheit von basalen erosiven Spuren, deuten hier aber daraufhin, daß die Bänderung das Ergebnis von Auswaschung der feinkörnigeren Komponenten infolge von einer episodisch vorkommenden stärkeren Bodenströmung ist. Der damit verbundene erhöhte Eintrag von Sauerstoff förderte vermutlich auch die Tätigkeit von benthonischen Organismen, so daß diese laminierten Bereiche im Gegensatz zu den umgebenden gering durchwühlten Tonhorizonten stärker verwühlt sind. Gegen distale "low density"-Turbiditablagerungen sprechen hier vor allem die Bioturbation, die allmählichen Übergänge an der Basis, die wellige und irreguläre Form der Laminae und jegliches Fehlen einer systematischen Veränderung in Dicke und Korngröße der Laminae, wie sie für Turbidite typisch sind (BANERJEE, 1977; HEESE & CHOUGH, 1980; STOW, 1982). Nur in wenigen Fällen charakterisiert die Feinlamination die Ablagerungen von Hangschüttungen (s. Kap. 10.5.).

Für den Transport von solch feinkörnigem terrigenem Material (Ton, Fein-/Mittelsilt), das wie die Korngrößenanalysen zeigen, den Hauptteil der während der Kaltzeiten ins Arbeitsgebiet transportierten Sedimentfracht ausmachte, dürften Strömungsgeschwindigkeiten von 2 cm bis maximal 8 cm/s genügt haben (SINGER & ANDERSON, 1984; DUNBAR et al., 1985). Die homogene Tonfazies repräsentiert demnach ein energiearmes Milieu, daß sich vorwiegend durch langsame und ungestörte Akkumulation von feinkörnigen Sedimentpartikeln auszeichnet. Dafür sprechen die strukturellen Merkmale der Fazies (s. o.) und die Korngrößenanalysen der Siltfraktion (Kap. 11.). Diese Feststellung spricht zudem für die These, wonach die Bodenwasserproduktion während der Kaltzeiten stark eingeschränkt, und die Strömungsintensitäten erheblich verringert waren (Kap. 5.1. und Kap. 10.2.).

In den Kaltzeiten enthielt das bodennahe Wasser vermutlich auch weniger Sauerstoff als in den Warmzeiten (s. Kap. 5.1.). Dies und der reduzierte Nährstoffeintrag aufgrund einer geringen Oberflächenproduktivität dürfte dann die benthische Produktivität drastisch reduziert haben (DUPLÉSSY & SHACKLETON, 1985). Demnach war vermutlich auch die Verwertung des organischen Materials durch das Benthos während der Kaltzeiten stark eingeschränkt. Für diese Annahme sprechen, daß die bioturbate Durchwühlung, die Spurengröße und die -Diversität der homogenen Tonfazies sehr gering ist, und die Chondrites-Gemeinschaft dominiert (Abb. 46). Vor allem gegen Ende der Kaltzeiten könnte es aufgrund der eingeschränkten Zirkulation und des geringeren Bodenwasseraustausches (Salinitätsschichtung) zu einer Stagnationsphase gekommen sein, die zu einem geringeren Abbau der organischen Substanz führte. Die allmähliche Zunahme des organischen Kohlenstoffgehaltes zum Ende einer Kaltzeit hin könnte die allmähliche Sauerstoffabnahme widerspiegeln.

**Tab. 6: Die wichtigsten sedimentologischen Merkmale der drei Hauptsedimenttypen**

<u>Faziestyp</u>	<u>HOMOGENER TON (A)</u>	<u>DIAMIKT (B)</u>	<u>BIOTURBATER TONSILT (C)</u>
<u>Farbe</u>	5 GY 4/1 dunkelgrüngrau 5 Y 3/2, 5 Y 2/1 olivgrau N 3 dunkelgrau 10 GY 5/2 graugrün	5 Y 5/2 hellolivgrau 5 Y 7/2 gelbgrau B <sub>1</sub> = 5 Y 5/6 hellolivbraun 10 Y 6/6 grünelb	5 Y 5/2, 5 Y 6/4 hell- olivgrau 5 GY 4/1 dunkelgrüngrau
<hr/>			
<u>Textur</u>			
<u>Sediment- klassifikation</u>	Ton, siltiger Ton	kies -u. sandführendes Ton-Silt-Gemisch	toniger Silt, siltiger Ton
<u>IRD</u>	-----	sehr viel	variabel
<u>% Sand</u>	< 2	variabel, z.T. bis 50	< 10
<u>% Silt</u>	< 40	> 50	> 35
<u>% Ton</u>	> 50	< 50, vorw. < 28 %	20 - 60
<u>Mittlere Korngröße</u>	Feinsilt, Ton	Mittel- bis Grobsilt	Fein- bis Mittelsilt
<u>Sortierung</u>	mäßig bis schlecht (0,91 - 1,20 Phi)	gering bis sehr schlecht (1,30 - 2,60 Phi)	mäßig bis schlecht (um 1,00 Phi)
<u>Schiefe</u>	negativ (- 0,40 bis - 0,10 Phi)	positiv, seltener negativ (- 0,70 bis 0,50 Phi)	negativ (- 0,80 bis - 1,0 Phi)
<u>Kurtosis</u>	schmalgipflig, (0,80 Phi)	normal bis breitgipflig (0,90 bis 1,10 Phi)	schmalgipflig bis normal (0,80 bis 1,00 Phi)
<hr/>			
<u>Zusammensetzung</u>			
<u>Diatomeen</u>	-----	variabel (0 in B <sub>2</sub> und B <sub>4</sub> , bis 95 % in B <sub>1</sub> )	gering
<u>Radiolarien</u>	-----	variabel (< 25 %)	gering
<u>Pyrit</u>	kommt vor	nur in B <sub>2</sub> häufig	kommt vor
<u>Glimmer</u>	sehr wenig	viel	viel
<u>vulkanische Aschen</u>	sehr gering (< 1 %)	viel, z.T. deutliche Aschenlage	vorhanden, auch in Lagen
<hr/>			
<u>Bioturbation</u>			
<u>Verwühlung</u>	gering, sehr kleine Bauten (mm bis cm)	stark, hohe Diversität große Bauten (cm bis dm)	gering bis mittel
<u>Ichnotypen</u>	Trichichnus, Chondrites	Planolites, Zoophycos, Thalassinoides, Scolicia	Pseudochondrites, Plano- lites, Teichichnus

Tab. 6: Forts.      HOMOGENER TON                      DIAMIKT                      BIOTURBATER TONSILT

<u>Sediment- strukturen</u>	meistens homogen, Feinlamellierung (wellig, irregulär)	Schichtungsreste, wellige Siltlamination, Kreuz- schichtung irreguläre gro- be Silt- und Sandanreiche- rungen, Silt- und Sandlin- sen, Intraklasten, Konzen- tration von Biogen in La- gen, Schwermineralanrei- cherung; z.T.scharfe oder erosive Schichtkontakte	Schichtung Laminierung Intraklasten
<u>% Corg</u>	relativ hoch 0,4 - 0,6	niedrig 0,1 - 0,4	hoch ca. 0,5

## 10.2. Diamikt (Fazies B)

Sedimente der Fazies B (Tab. 6) sind kies- und sandführende Ton-Silt Gemische oder kiesführende tonig-siltige Sande (Abb. 45) mit variierenden Fossilgehalten, die als Diamikte bezeichnet werden (s. Kap. 16.3., Tafeln 2 und 3). Nach FLINT et al. (1971) handelt es sich dabei um unsortierte Sedimente mit einem großen Korngrößenspektrum, d.h. in einer feinkörnigen Matrix mit mittleren durchschnittlichen Korngrößen im Mittel- bis Grobsiltbereich befindet sich unregelmäßig verteilter vorwiegend eistransportierter Kies und Sand. Die Korngrößenverteilung ist daher meistens bimodal. Im Arbeitsgebiet findet sich die Diamiktfazies in den Kernen der Becken I, III und IV (s. Anhang, Kernbeschreibung).

Die vorherrschende Farbe ist olivgrau (10 Y 4/2) und hellolivgrau (5 Y 5/2) bis gelbgrau (5 Y 7/2). Dadurch unterscheidet sich die Diamiktfazies bereits meistens visuell von der Fazies A, die sich durch dunklere Farbtöne auszeichnet.

Sand- und Siltfraktion bestehen aus terrigenen oder detritischen Mineralen und biogenen Komponenten. In den Sandfraktionen finden sich in Gehalten von etwa 55 % bis 90 % vorwiegend angulare bis gut gerundete Quarzkörner, Feldspäte, Gesteinsfragmente und vulkanische Aschen. Glaukonit, mit Mangan umkrustete Körner und Schwerminerale u.a. Pyroxene, Amphibole, Granat, Epidot, Zirkon, Augit und Hornblende kommen vor (s. a. Kap. 7.4.). Die Sedimente sind zudem glimmerreich. Der Anteil an kieseligen Organismen wie Radiolarien, Diatomeen und Schwammnadeln ist sehr variabel (0,1 % bis 40 %, Kap. 7.4.). Die Foraminiferengehalte liegen durchschnittlich unter 3 % (s. Kap. 7.4.). Größere bio-

gene Gehäuse sind zerbrochen und vereinzelt mit Mangan überzogen. Haupttonminerale sind wiederum Illit (> 60 %), Chlorit und Smektit (Kap. 16.6.). Chlorit ist z.T. im Unterschied zur Fazies A geringer vertreten, wohingegen der Smektitgehalt leicht erhöht ist (z.T. bis 15 %). Eine eindeutige Unterscheidung der beiden Hauptfaziestypen A und B mit Hilfe der Tonmineralvorkommen ist aber nicht möglich.

Das Sediment ist durch die Tätigkeit von grabenden und fressenden Organismen sehr stark verwühlt (s. Kap. 7.8. und Abb. 46). Die Ichnofauna hat sich dem gröberen Substrat, dem im Vergleich zu den Kaltzeiten (homogene Tonfazies, Kap. 10.1.) höheren Nährstoffangebot, und den vermutlich auch höheren Sauerstoffgehalten im Sediment und in der bodennahen Wasserschicht, in Größe und Verwühlungsgrad angepaßt.

Es gibt aber auch Bereiche, die weniger durchwühlt sind, und wo das Primärgefüge noch vorhanden ist. 10 mm bis 20mm dicke Siltflaser, wellige und ebene Siltlaminae und Fein- und Grobsandlagen wechsellagern miteinander. Die Sandlagen keilen meistens innerhalb des Kernquerschnittes als Sandflaser aus. Häufig sind kleine Erosionsrinnen, gefüllt mit ausgewaschenem Sand und Kies. Kreuzgeschichtete Silt- und Sandlaminae gehen über 10 cm hinweg in parallel laminierte Bereiche über. Die Silt- und Sandlaminae bestehen häufig vollständig aus gut sortierten Quarzkörnern. Gelegentlich treten Schwermineralanreicherungen auf. Vulkanische Aschenpartikel finden sich reichlich. An der Basis der Fazies finden sich Ton- und Schlamm-Intraklasten. Korngradierung konnte nicht beobachtet werden. Die organischen Kohlenstoff- und Wassergehalte sind im Vergleich zur Fazies A niedrig (oft < 0,3 % Corg, < 40 % H<sub>2</sub>O).

Die Fazies geht im Hangenden und Liegenden in die bioturba- ten Tonsilte der Fazies C über (s. a. Kap. 16.3., Tafel 1 B, 2 A). Die Kontakte zwischen den beiden Faziestypen sind meistens allmählich, seltener scharf oder erosiv.

Aufgrund der stark variierenden Anteile an terrigenem Feinmaterial, kieseligen Biogenen und IRD können zwei Unterfazieseinheiten - B<sub>1</sub> und B<sub>2</sub> - unterschieden werden.

#### 10.2.1. Diatomeenschlamm (B1)

Innerhalb der Fazies B finden sich im Kern 1175-3 in 1070cm bis 1040 cm und 992 cm bis 978 cm Tiefe siltige z.T. sandreiche Tonhorizonte mit Diatomeengehalten von 90 % bis 95% (s. Anhang, Kernbeschreibung). Radiolarien erreichen einen Anteil von 2 % bis 15 %. Diese Unterfazies unterscheidet sich durch hellolivbraune (5 Y 5/6) bis dunkelgrünliche (10

Y 6/6) Farbtöne von dem umgebenden Sediment. Pyrit kommt als Füllung von Organismenschalen und in Form von cm-langen dünnen schwarzen Fäden vor, die aus Aggregaten von kleinen Pyritkügelchen bestehen.

Die Anteile feinverteilter organischer Substanz sind niedrig ( $< 0,5$  % Corg). Trotz des hohen marinen Planktoneintrags besteht er vorwiegend aus den terrestrischen Komponenten Vitrinit und Inertinit. Der Wassergehalt ist hoch ( $> 50$  %). Die Sedimente sind wie der Diamikt stark durchwühlt. Die Grenzen zu den hangenden und liegenden Sedimenten sind deutlich, aber nicht erosiv.

Eine Deutung dieser Diatomeenschlämme als Turbiditablagerungen ist unwahrscheinlich. Gegen eine Aufarbeitung von diatomeenreichen Schutt von flacheren Tiefen durch Turbiditströme sprechen die starke Bioturbation, die hohen Pyritgehalte und fehlende deutliche Basiskontakte.

#### 10.2.2. Fossilleerer Diamikt (B2)

Sedimente dieses Typs kommen im Kern 1167-9 vor. Sie unterscheiden sich von der Hauptfazieseinheit B durch das Fehlen von Mikrofossilien und einem geringeren IRD- und Sandgehalt ( $< 2$  %) sowie mäßiger Bioturbation und kleineren Wühlgängen (Kap. 7.8.). Die Sedimentstrukturen, u.a. wellige und parallele Feinschichtung, Silt- und Sandfasern und Rip-peln, sind generell sehr gut erhalten.

#### 10.2.3. Bildungsbedingungen der Fazies B

Die Diamiktfazies muß aufgrund der begründeten Annahme, daß die Oberflächensedimente ein holozänes Alter haben, und daher interglaziale Verhältnisse repräsentieren, als eine warmzeitliche Ablagerung interpretiert werden. Die Bedingungen, unter denen diese Sedimente abgelagert wurden, lassen sich daher aus den heutigen ableiten.

Charakteristisch für diese Fazies sind die z. T. hohen Vorkommen an biogenen und grobkörnigen terrigenen Komponenten, die für offene Wasserverhältnisse zur Zeit der Ablagerung des Diamikts sprechen. In den Sedimenten nimmt dabei der Anteil dieser Komponenten mit zunehmender Wassertiefe ab (s. a. Kap. 7.4.). Dementsprechend geht die Diamiktfazies in den Sedimentkernen des Profils nach Süden zu in fossilleere und IRD-arme Sedimente über, die im Kern 1167-9 (Becken IV) als fossilleere Diamikte bezeichnet werden (s. Kap. 10.2.2.).

Diese Beobachtung erklärt sich sehr wahrscheinlich aus der unterschiedlichen Verbreitung von Meer- und Packeis im Arbeitsgebiet. Die durchschnittliche Meereisbedeckung reichte z.B. in den Jahren 1971 bis 1976 im Winter bis maximal 54°S und im Sommer bis etwa 61° S (ACKLEY, 1981). Danach könnte die durchschnittliche Meereisgrenze in den Warmzeiten entsprechend der heutigen südlich der Position des Kerns 1175-3 gelegen haben. Die südlichen Kernlokalitäten des Arbeitsgebietes befanden sich demnach in jüngster Vergangenheit vorwiegend unter Meereisbedeckung, d. h. das Gebiet über dem Becken IV war vermutlich permanent eisbedeckt bzw. nur sehr kurzfristig eisfrei. Im Gegensatz dazu waren die Becken I und II bis zu 8 Monate im Jahr eisfrei. Diese saisonalen Fluktuationen der Meereisgrenze dürften sich auch auf die Produktion der kieseligen Organismen und deren Überlieferung im Sediment ausgewirkt haben (BURCKLE & CIRILLI, 1987). Unter dem Meereis ist deren Produktion nämlich generell sehr stark eingeschränkt (KREBS, 1983; BURCKLE & CIRILLI, 1987). Aus diesem Grunde führen die Sedimente des Beckens IV (1167-9, 1167-10) vermutlich keine Fossilien, und die Sedimente des Beckens III (1170-3, 1170-1) geringere Gehalte an opalschaligen Plankton als die des Beckens I (1175-3).

Die Produktion von Plankton und die daraus resultierende Konzentration von Organismenschalen im Sediment kann allerdings noch von anderen Parametern wie Lichtintensität, Temperatur, Salinität, Strömung, Schichtung der Wassersäule, Oberflächenzirkulation und Lösung abhängen (u. a. DEFELICE & WISE, 1981). Verdünnung durch terrigenen Sedimenteintrag kann ebenfalls die Gesamthäufigkeit an Organismen im Sediment beeinflussen. Im Becken IV ist z. B. der Transportweg wesentlich länger als in den anderen Becken, d. h. der größte Teil der durch die Wassersäule sinkenden toten organischen Substanz könnte gelöst worden sein, bevor er den Boden erreicht hat. Zusätzlich könnte sich das vor allem in diesem Becken vorkommende sehr kalte und sauerstoffreiche Weddellmeer-Bodenwasser (Kap. 5.2.) ungünstig auf die Erhaltung der Organismen ausgewirkt haben, da der Kontakt mit einem silikatuntersättigten Wasser zur schnelleren Lösung von Schalen führen kann. Das Ausmaß dieser Lösung läßt sich allerdings nicht quantifizieren.

Eine ausreichende Erklärung für die fehlende Radiolarien- und Diatomeenüberlieferung in den Sedimenten des Beckens II (Kern 1173-9) kann nicht gegeben werden. Eine geringere Primärproduktion sowie Lösungsprozesse könnten Ursache dieser fehlenden Überlieferung sein. Möglicherweise haben hier aber zusätzlich noch Umlagerungsprozesse stattgefunden. Dafür sprechen die in diesem Becken (Kern 1173-9) vorkommenden Restsedimente (s. Kap. 10.4. u. Anhang, Kernbeschreibung). Da zudem z.B. die Diatomeengehäuse nicht nur in der Wassersäule, sondern auch im Sediment und an dessen Oberfläche Lösungsvorgängen ausgesetzt sind, ist die Ge-

schwindigkeit, mit der die Einbettung im Sediment erfolgte, für die Überlieferung ebenfalls von Bedeutung. Eine ständige Aufarbeitung durch Strömung könnte eine rasche Einbettung verhindert haben, so daß die Organismenreste vollständig gelöst wurden.

Die Meereisverteilung beeinflusst aber nicht nur den Fossilgehalt im Sediment, sondern auch den Eintrag an terrigenen Detritus, da vermutlich der weitaus größte Teil des groben terrigen-detritischen Materials durch Eisberge ins Arbeitsgebiet gebracht wurde. Entsprechend dem von Norden nach Süden hin abnehmenden Biogenanteil nimmt daher auch der IRD-Gehalt in den Sedimenten ab. Demnach weisen die Sedimente des südlichsten Beckens aufgrund der fast ganzjährigen Meereisbedeckung die geringsten Anteile an grobem eistransportiertem Material auf. Suspensionsströme kommen für die Verfrachtung des groben Materials nicht in Frage, da die groben Körner vereinzelt, und ohne jede Sortierung auftreten, und zudem meistens sehr angular sind (Kap. 7.3.). Der deutlich erhöhte Gehalte an Gesteinsfragmenten und Glimmer dürfte ebenfalls ein Hinweis auf Eistransport sein (Kap. 7.4.).

Die erhöhte Produktion von Eisbergen insbesondere zu Beginn der Warmzeiten läßt sich dadurch erklären, daß die Erwärmung einen Anstieg des Meeresspiegels verursachte, der zu einem Aufschwimmen der Schelfeise führte. Dadurch kam es zu deren Abbau, zum einen durch Abschmelzen an ihrer Unterseite, zum anderen durch Kalben von Eisbergen. Zu einer starken Produktion von Eisbergen kam es dabei vermutlich immer im Frühjahr mit Aufbrechen der winterlichen Meer- und Packeisbedeckung (DENTON & HUGHES, 1986). Mit der Strömung gelangten die Eisberge dann schnell bis ins Arbeitsgebiet. Zu einem ersten starken IRD-Eintrag kam es dort zum Beispiel gegen Ende des letzten Glazials wahrscheinlich vor ca. 14.000 Jahren (Kap. 9.). Zu diesem Zeitpunkt soll die Eisbedeckung in etwa dem heutigen Stand mit der charakteristischen saisonalen Meereisbedeckung entsprochen haben (DOMACK, 1982; COOKE & HAYS, 1982). Diese IRD-Akkumulation, besonders deutlich erkennbar auch an erhöhten Gehalten von Gesteinsbruchstücken, Feldspäten und Glimmerplättchen im Sediment (Kap. 7.3., 7.4.), dauerte dann etwa 2000 Jahre an. Danach kurz vor dem Erreichen des holozänen Temperaturmaximums vor 9200 Jahren (LABEYRIE et al., 1986) erlangten dann die Radiolarien und etwas später auch die Diatomeen ihre maximalen Vorkommen.

Für den Transport des grobkörnigen Materials bis ins Arbeitsgebiet kommen wahrscheinlich nur Eisberge in Frage, die von Tal- und Vorlandgletschern oder kleineren Eisschelfen stammen (OVENSHINE, 1970; DREWRY & COOPER, 1981; CIESIELSKIE et al., 1982). Tabulare Eisberge, die von den aufschwimmenden großen Eisschelfen abbrechen, führen nur sehr wenig Schutt, da das meiste Material bereits durch

Abschmelzen an der Unterseite des Schelfeises nahe der "grounding-line" abgegeben wird (BOULTON, 1972; DREWRY & COOPER, 1981; ANDERSON et al. 1983). Die großen Eisschelfe sind daher vermutlich für die Sedimentation am Kontinentalrand sehr wichtig, für die Sedimentation von Schutt, mehr als 1000 km von der Antarktischen Küste entfernt, jedoch nicht (DREWRY & COOPER, 1981). Daher ist es wahrscheinlich, daß größere Mengen an IRD vorwiegend dann verfrachtet werden, wenn Gletscher und kleinere Eisschelfe die Küsten des Weddellmeeres begrenzen, d.h. während einer Warmzeit (ELVERHOI, 1984; ORHEIM & ELVERHOI, 1981).

Wieviel IRD abgelagert wird, hängt davon ab, welches und wieviel Material durch das Hinterland der Eisschelfe und der Gletscher zur Verfügung gestellt wird. Für die Süd-Orkney-Region ist anzunehmen, daß der größte Teil des IRD von der Antarktischen Halbinsel stammt (SUGDEN & CLAPPERTON, 1977; DREWRY & COOPER, 1981).

Ein weiterer wichtiger Faktor bei der Bildung der Diamikte ist die Strömung, die zusätzlich zur Eisfracht einen Teil des terrigenen Materials anliefert. Im Gegensatz zu den Sedimenten der Kaltzeiten (Kap. 10.1.) weisen die Sedimente der Warmzeiten Strukturen auf, die auf die Einwirkung von z. T. sehr starken Strömungen hindeuten (Kap. 11.). Rippelschichtung, unterbrochene Laminae, Silt- und Sandfasern und unregelmäßig laminierte aus gut sortierten klastischen Sedimentkomponenten bestehende Siltlagen deuten auf relativ hohe und fluktuierende Bodenströmungsgeschwindigkeiten hin. Signifikant sind ausgewaschene Grobsandlagen, Schwermineralanreicherungen und gut sortierte, fein- oder mittel-sandige Quarzsandlagen. Kiesanreicherungen reflektieren periodisch wirkende erosive Aktivitäten. Häufig vorkommende Tonsilt-Intraklasten an der Basis der Fazies B sind das Ergebnis von Aufarbeitung des unterliegenden tonigen Substrates durch eine starke Bodenströmung. Die genaue Geschwindigkeit der Strömung läßt sich allerdings nicht abschätzen, da die Sedimente noch insgesamt relativ feinkörnig sind, und bisher noch nicht genau bekannt ist, wie stark die Kohäsion zwischen tonigen Partikeln die Sedimentations- und Erosionsprozesse beeinflußt. Den Grobsandlagen aber dürften z.B. Strömungsgeschwindigkeiten von mindestens 15 cm/s entsprochen haben (ANDERSON, 1984).

Innerhalb eines Diamikthorizonts finden sich aber auch strukturlose oder feinlaminierte sehr feinkörnige Bereiche. Derartige Veränderungen innerhalb eines Diamikthorizonts hinsichtlich der vorkommenden Strukturen könnten durch einen Wechsel in der Strömungsstärke aufgrund veränderter klimatischer oder ozeanographischer Kriterien, oder aber auch durch seitliche Wanderung der Strömungsachse innerhalb eines Beckens entstanden sein.

Die Ergebnisse lassen vermuten, daß es in den Warmzeiten zu

einer Zunahme der antarktischen Bodenwasserproduktion und einer Intensivierung der Strömung gekommen ist. Diese Annahme beruht darauf, daß die für die Bildung von Bodenwasser notwendigen Voraussetzungen entsprechend dem im Kap. 5.1. beschriebenen Modell (Abb. 5), nur während der Warmzeiten existierten. Ein in den Kaltzeiten dem Schelf aufliegender Eisschelf verhindert z.B. die Zirkulation der Wassermassen unter den Eisschelfen. Die These, daß Bodenwasser bevorzugt in den Warmzeiten produziert wird, wird zudem durch die Untersuchungen einer Vielzahl von Autoren gestützt (WEYL, 1968; KILLWORTH, 1974; DUPLESSY et al., 1975; LEDBETTER & JOHNSON, 1976; DAVIS et al., 1977; VOLAT et al., 1980; CORLISS, 1982; TAPPA & THUNELL, 1984; JONES & JOHNSON, 1984; BURCKLE, 1984; LEDBETTER, 1984; WESTALL, 1987). Der Transport des Bodenwassers dürfte dabei im Arbeitsgebiet episodisch in Form von Einzelwirbeln erfolgt sein, wie es z. B. auch im Vema Kanal des Westatlantiks (HOOG et al., 1982) und in der Agulhas Passage südöstlich von Südafrika (WESTALL, 1987) der Fall gewesen ist.

Die im Kern 1170-3 nachgewiesene Schichtlücke in 510 cm Tiefe (Kap. 7.10.3.) könnte das Ergebnis einer zu Beginn der vorletzten Warmzeit stark angestiegenen Bodenwasserproduktion und einer dadurch intensivierten Strömung sein. Da es in der Warmzeit aber auch zu einem Eintrag von IRD kam, wäre eine strömungsbedingte Anreicherung von groben Material zu erwarten. Dies ist jedoch nicht der Fall. Möglich wäre daher auch, daß bereits früher noch während der Kaltzeit erodiert wurde oder aber, daß eine verringerte bzw. fehlende Zufuhr von terrigenen und biogenen Komponenten zu einer Unterbrechung der Sedimentation führte.

Die relativ niedrigen Corg-Gehalte (< 0,5 %) der Fazies B gegenüber der Fazies A könnten ebenfalls ein Hinweis dafür sein, daß das Sediment umgelagert, und feineres Material und organische Substanz ausgewaschen wurden.

Die für die Bildung der Diamiktfazies wichtigen Prozesse sind demnach Eistransport, Strömung, Produktion von Kieselorganismen und Hangschüttungen in Form von Turbiditen. Die Mächtigkeit dieser Fazies wird dabei von allen Parametern beeinflusst, wobei Eistransport und Strömung in ihrer Bedeutung für die Sedimentation überwiegen dürften. Dem Eintrag von Plankton dürfte die geringste Bedeutung zukommen, da die Fossilgehalte im Sediment insgesamt sehr gering sind (Kap. 7.4.). Zur Ablagerung von Turbiditen kam es vermutlich im Zusammenhang mit dem schnellen Meeresspiegelanstieg meistens zu Beginn einer Warmzeit.

### 10.3. Bioturbater Tonsilt (Fazies C)

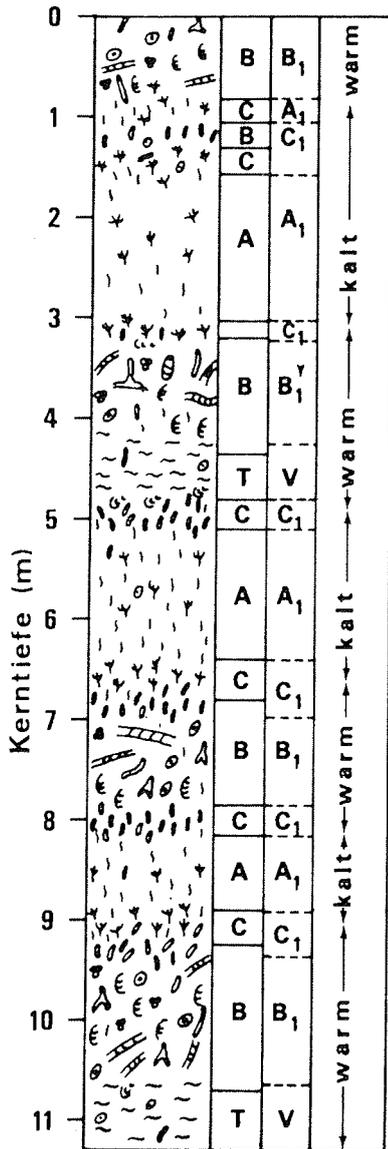
Diese hellolivgraue (5 Y 5/2, 5 Y 6/4) bis dunkelgrüngraue (5 Y 4/1) Einheit charakterisiert den Übergangsbereich zwischen den beiden Faziestypen A und B (s. Anhang, Kernbeschreibung u. Kap. 16.3., Tafeln 1 B und 2 A).

Der Sedimentklassifikation nach ist es ein toniger Silt oder ein siltiger Ton mit geringen Sandbeimengungen von 0,3 % bis 7 % (Abb. 45 u. Tab. 6). Gröberes eisverfrachtetes Material kommt in sehr unterschiedlichen Mengen vor. An Hauptkomponenten finden sich Quarz, Feldspäte, Glimmer, vulkanische Aschen und Gesteinsbruchstücke, wobei die beiden ersten Komponenten mit über 80% überwiegen. Schwerminerale, Glaukonit und Glimmer kommen vor (<2 %). Geringe Beträge an Diatomeen und Radiolarien (< 5%), wobei letztere meistens vorherrschen, finden sich in den Ablagerungen der Kerne 1175-3, 1170-1 und 1170-3. Im Kern 1167-9 sind die Sedimente dieser Fazies fossilieer. Die Tonfraktion ähnelt in ihrer Zusammensetzung der Fazies A.

Kohlenstoff- und Wassergehalte dokumentieren deutlich den Übergangscharakter durch Werte, die zwischen den höheren Gehalten der Fazies A und den niedrigeren Anteilen der Fazies B liegen (Tab. 6).

Es gibt Hinweise auf Laminierung und Silt- und Mud-Intraklasten. Die Mächtigkeit dieser Fazies schwankt zwischen 15cm und 35cm. Zum Liegenden zur homogenen Tonfazies hin ist eine deutliche Abgrenzung der bioturbaten Tonsilte möglich. Die Grenzen zwischen der bioturbaten Tonsilt- und der Diamiktfazies sind aufgrund der starken bioturbaten Durchwühlung der Sedimente nicht genau zu bestimmen.

Die Lebensspuren sind in dieser Fazies besonders gut zu erkennen und leicht zu identifizieren (s. Kap. 7.8.). Die Ichnofauna ist aber weniger reichhaltig als in Fazies B. Typische Wühlspuren sind Planolites, Teichichnus und Pseudochondrites. Die Übergangssedimente im Hangenden der Sedimente der Fazies A sind dabei im Vergleich zu diesen sehr stark bioturbat durch Planolites und insbesondere Pseudochondrites verwühlt (C<sub>1</sub> in Abb. 46). Beim Übergang von der Diamiktfazies zur homogenen Tonfazies hingegen ist ebenfalls zuerst ein verstärktes Auftreten von Planolites und Pseudochondrites zu beobachten (C<sub>1</sub> in Abb. 46), darüber schließt sich dann aber meistens noch ein 10 cm bis 15 cm dicker Horizont mit sehr vielen Chondrites und Trichichnus-Spuren an. Dieser auffällige Horizont fehlt generell beim Übergang vom Glazial zum Interglazial. Am deutlichsten ist diese Differenzierung hinsichtlich des Spurenhaltens, in den insgesamt am stärksten bioturbat verwühlten Sedimenten des Kerns 1175-3 zu beobachten (Abb. 46).



**LEGENDE: KERN 1175-3**

**Ichnofazies**

- A<sub>1</sub> = Chondrites-Gemeinschaft
- B<sub>1</sub> = Scolicia - "
- C<sub>1</sub> = Planolites- "

**Sedimentfazies**

- A = Homogener Ton
- B = Diamikt
- C = Bioturbater Tonsilt
- T = Turbidit

**Ichnotypen**

- oo Pseudochondrites
- Δ Thalassinoides
- εε Scolicia
- ii Trichichnus
- ⊗ Teichichnus
- yy Chondrites
- oo Planolites
- ⊗ Helminthopsis
- ⊗ Zoophycos
- ~ Verformungswühlgefüge

Abb. 46; Beziehungen zwischen Ichno- und Sedimentfazies im Kern 1175-3. Die Chondrites-Gemeinschaft (A<sub>1</sub>) charakterisiert die kaltzeitlichen- (Fazies A), die Scolicia-Gemeinschaft (B<sub>1</sub>) die warmzeitlichen Ablagerungen (B) und der Ichnotyp Planolites (C<sub>1</sub>) die Übergangssedimente (C). Ichnologisch markant sind die Übergänge zwischen den kalt- und warmzeitlichen Sedimenten, die sich durch einen Wechsel von der Chondrites- zu einer Planolites- und dann zu einer Scolicia- und Zoophycos-Gemeinschaft auszeichnen. Verformungswühlgefüge (V) finden sich nur in den Turbiditablagerungen.

### 10.3.1. Bildungsbedingungen der Fazies C

Die Fazies C steht zwischen dem sandigen Typ B und dem verhältnismäßig einförmigen, siltig-tonigen Typ A als Übergangsglied. Zur Bildung dieser Sedimentfazies kam es, als beim Übergang von der Kalt- zur Warmzeit hin, mit zunehmender Erwärmung, die dichte Meer- und Packeisbedeckung des Weddellmeeres begann aufzubrechen (Kap. 10.2.). Der Rückzug der Schelfeise vollzog sich dabei nach ANDERSON et al. (1984) innerhalb von weniger als 1000 J. bis zu einigen 1000 Jahren. Ausdruck dieses Rückganges ist die Akkumulation von Kieselorganismen und ein stark variierender Eintrag an eistransportiertem Detritus, besonders deutlich erkennbar auch an erhöhten Gehalten von Gesteinsbruchstücken, Feldspäten und Glimmerplättchen im Sediment (Kap. 7.3., 7.4.). Die Vorkommen an Organismenresten und an groben terrigenen Partikeln könnten aber auch auf Bioturbation zurückgeführt werden, da im Hangenden grobkornreiche Diamikte folgen. Dafür spricht, daß IRD häufig in Wühlgängen angereichert ist. Möglich wäre auch, daß die Dropstones, die während der Warmzeiten abgelagert wurden, in die weichen unterliegenden Sedimente der Übergangsfazies eingesunken sind. Die Korngrößenanalysen der Siltfraktion (s. Kap. 11.) und die Sedimentstrukturen innerhalb der Übergangsfazies deuten auf geringe Strömungsintensitäten hin. Mit dem Übergang vom Interglazial zum Glazial kam es ebenfalls zur Ausbildung einer Übergangsfazies.

Die Dauer der Übergangssedimentation ergibt sich aus der Mächtigkeit der Fazies und der Sedimentationsrate. Aufgrund des geringen Eintrages von Kieselorganismen und IRD sowie geringer Strömungseinwirkungen dürfte die durchschnittliche Sedimentationsrate vermutlich nur geringfügig höher als in den Kaltzeiten gewesen sein. Die Dauer einer Übergangszeit könnte daher etwa 2000 bis 4000 maximal 15.000 Jahre betragen haben.

### 10.4. Restsediment (Fazies D)

Es sind fossilere gering bis sehr gering sortierte sandige Silte bis siltige Sande, die im Vergleich zur Diamikt- und Übergangsfazies sehr hohe Gehalte an eistransportiertem Sand- und Kieskomponenten führen (Abb. 47). Fazies D kommt in den Ablagerungen des Süd-Orkney-Beckens II im Kern 1173-9 und im GKG 1173-6 und im Becken III im GKG 1168-2 vor (s. Anhang, Kernbeschreibung). Sie wechsellagert im Kern 1173-9 mit sand- und kiesführenden Tonsilten (s. Kap. 10.1.2.; s. Kap. 7.9.).

Die Sandvorkommen schwanken zwischen 10% und 30 % mit Maximumwerten von 52,1 % und Minimumgehalten von 4 %. Der Tonanteil liegt generell unter 20 %. Die mittlere Korngröße

der meisten Proben liegt im Grobsilt- oder Feinsand-, seltener Mittelsandbereich. Die Schiefe ist meistens positiv. Die Sandfraktionen bestehen zu 95 % aus häufig gut gerundeten Quarzkörnern, Feldspäten und Gesteinsbruchstücken. Weiterhin finden sich Glimmerplättchen, Aschen, Schwerminerale, Glaukonit und Mikromanganknollen. Die Corg- und Wassergehalte sind niedrig ( $< 0,2\%$  Corg,  $< 38\%$  H<sub>2</sub>O). Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, Lamination, Silt- und Sandfasern, Kreuzschichtung und irreguläre Anreicherungen von Kies und Sand kommen vor. Die Sedimente sind gering bis mittelmäßig bioturbat verwühlt (Kap. 7.8.).

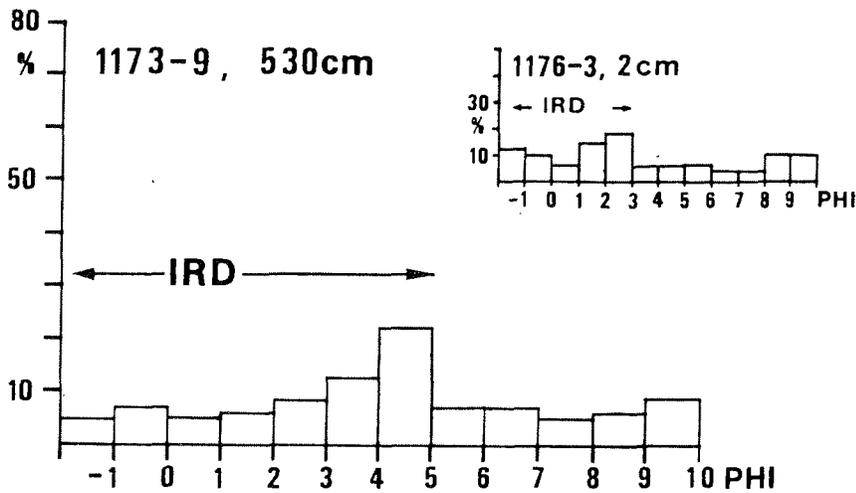


Abb. 47: Korngrößenverteilung der Restsedimentfazies in Histogramm-Darstellung. Ein Teil der feinen Fraktion, die sowohl eistransportiertes als auch strömungstransportiertes Sediment enthalten kann, wird während der Sedimentation durch Strömung aufgearbeitet und weggeführt. Das gröbere vermutlich vorwiegend eisverfrachtete Material (Kies, Sand und z. T. auch Grobsilt) reichert sich an, und bildet ein grobes Restsediment.

#### 10.4.1. Bildungsbedingungen der Fazies D

Die Restsedimente resultieren aus einer Kombination von Ablagerung und Aufarbeitung. Ein großer Teil der feineren Partikel wurde vermutlich durch Strömung erodiert. Die Ausbildung dieses Sedimenttyps, wie z. B. dessen Korngrößen-

verteilung (Abb. 47), hängt dabei vor allem von Menge und Art (u. a. Korngröße und Kornform) des angelieferten Materials und von der Intensität der Strömung ab. Es fällt dabei auf, daß teilweise noch ein relativ hoher Gehalt an feinem Material vorkommt. Diese Vorkommen sind zum einen vermutlich auf die nicht beständigen, sondern stark schwankenden Strömungen (s. Kap. 11.) zurückzuführen, die während der Sedimentation der Restsedimente herrschten. Zum anderen sind die Restsedimente relativ gering bioturbat durchwühlt (s. Kap. 7.8.). Strömungsfluktuationen und geringe Bioturbation können sich ungünstig auf die Auswaschung von feinkörnigen Material wie Ton und Feinsilt auswirken (SINGER & ANDERSON, 1984). Der Einfluß sehr starker Strömungen zeigt sich besonders deutlich in den Ablagerungen des GKG 1168-2, der unmittelbar aus dem Zentrum der Strömungsrinne des Antarktischen Bodenwassers stammt (s. Kap. 7.1., Abb. 16). Silt und Ton wurden dort während der Sedimentation fast vollständig ausgewaschen und Kies und Sand angereichert, so daß grobe Dropstone-Restsedimente zurückblieben. Zu ihrer Bildung sind Strömungsgeschwindigkeiten von  $> 20\text{cm/s}$  erforderlich (FLEMMING, 1977).

Aus den Texturdaten können nach den Strömungsmodellen von SOUTHARD et al. (1971) und SINGER & ANDERSON (1984) auf Bodenströmungsgeschwindigkeiten von durchschnittlich ca.  $12\text{cm/s}$  mit episodisch vorkommenden stärkeren Strömungen von bis zu  $25\text{cm/s}$  geschlossen werden. Die Benutzung von Texturdaten z. B. von Korngrößendaten für Geschwindigkeitsangaben kann aber nur unter Vorbehalten geschehen, da 'boundary layer studies' (u.a. McCAVE et al., 1982) und direkte Strömungsmessungen im Arbeitsgebiet fehlen. Weiterhin sollten zudem noch eine Reihe von anderen Faktoren wie Kornform, Kohäsion, Rauigkeit und Bioturbation, die alle eine Rolle spielen können, berücksichtigt werden.

Die Wechsellagerung von Restsedimenten und sand- und kiesführenden Tonsilten (Kap. 10.1.1.) im Kern 1173-9 (s. Anhang, Kernbeschreibung) spiegelt deutlich die Fluktuationen der Strömungsstärke im Becken II wider. Diese Wechsel der Strömungsintensität könnten zum einen Ausdruck einer seitlichen Wanderung der Strömungsachse im Becken II sein, zum anderen könnten sie aber auch klimatische oder ozeanographische Veränderungen widerspiegeln. Die Restsedimente könnten dann wie die Diamiktfazies als eine warmzeitliche und die Tonsilte als eine kaltzeitliche Ablagerung interpretiert werden. An der Position dieses Kerns müssen dann aber sowohl in den Warm- als auch in den Kaltzeiten, aufgrund der Ausbildung der beiden Faziestypen (z. B. Sedimentstrukturen), höhere Strömungsgeschwindigkeiten geherrscht haben als an den anderen Kernpositionen.

### 10.5. Turbiditablagerungen

Dunkelgraue feinlaminierte Ablagerungssequenzen von Turbidit-Strömungen mit den für sie charakteristischen Merkmalen sind den Sedimentkernen der Becken III und IV eingeschaltet (s. Anhang, Kernbeschreibung). Strukturell und texturell sind es klassische Turbidite (BOUMA, 1972; STOW & SHANMUGAN, 1980). In den Radiographien fallen diese Kernabschnitte durch ihre feine Lamellierung im unteren und einer starken Verwühlung im oberen Bereich auf (Tab. 7). Im Kern 1170-3 und 1170-1 sind die Turbidite kaltzeitlichen Sedimenten eingeschaltet, im Kern 1167-9 kommen sie immer zu Beginn einer Warmzeit vor.

Im Kastenlotkern 1175-3 finden sich in 1128 cm bis 1070 cm und 480 cm bis 435 cm Tiefe tonig-siltige Sedimente mit relativ hohen organischen Kohlenstoffgehalten von 0,6 % bis 1,0 %, die ebenfalls als Turbiditablagerungen gedeutet werden (s. Anhang, Kernbeschreibung u. Kap. 16.3., Tafel 4 A, B). Sie treten zu Beginn einer Warmzeit auf. Die Sedimente sind helloliv (10 Y 6/2) bis grauoliv (10 Y 4/2) mit schwarzen Flecken und Lagen. An kieseligen Mikrofossilien finden sich Radiolarien (bis max. 5 %), Diatomeen (1 % bis 2 %) und Schwammnadeln. Quarzkörner, Feldspäte und Gesteinsbruchstücke sind die häufigsten Komponenten. Aufgrund der sehr starken Bioturbation ist das primäre Gefüge z.T. völlig zerstört. Definierte Spuren sind nicht zu erkennen, das Sediment ist mehr oder weniger vollständig verwühlt (Verformungswühlgefüge, s. a. Abb. 46). Auffällig sind die durch reichlich vorhandenen feinverteiltem Eisenmonosulfid hervorgerufenen schwarzen Flecken und Lagen des Sediments.

Tab. 7: Gefüge, Korngröße und Zusammensetzung der Turbidite in den Sedimentkernen des Arbeitsgebietes.

---

<u>Textur</u>	Ton bis Feinsand, an der Basis hohe Silt- und Sandgehalte (68 - 86 % des Gesamtsedimentes) u. niedrigere Tonanteile (14 - 33 %)
<u>Struktur</u>	horizontale Lamination, scharfe Basiskontakte, allmähliche Übergänge zur hangenden Tonfazies hin, Bioturbation am Top der Einheit, Fluchtbauten an der Basis, Verformungswühlgefüge
<u>Zusammen- setzung</u>	viel Fremdmaterial (Glaukonit, Aschen und Biogenreste, vor allem von Foraminiferen), Eisen-Sulfid Abnahme des Biogehaltes von der Basis zum Top hin

## 11. Korngrößenverteilung und Bodenwassereinfluß

Der Einfluß von Bodenströmungen auf das Sedimentationsgeschehen spiegelt sich deutlich in den 3,5-kHz-Aufzeichnungen des Süd-Orkney-Profiles wider (s. Kap. 7.1.).

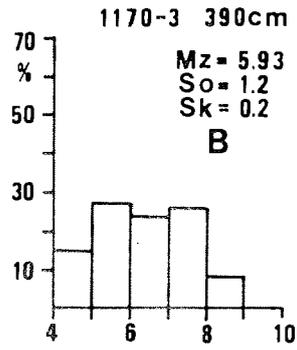
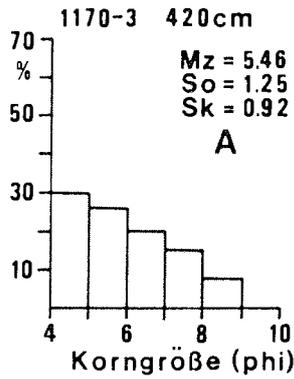
Um die Transport- und Ablagerungsmechanismen der Bodenströmungen genauer zu charakterisieren wurden texturelle Analysen der Siltfraktion (0,002-0,063 mm) durchgeführt. Es wurden dabei die Parameter mittlere Korngröße ( $M_z$ ), Schiefe ( $S_x$ ), Kurtosis (K), Sortierung ( $S_o$ ), Median (Md) sowie der Grob- und Feinsiltanteil bestimmt. Die Siltfraktion wurde zum einen deshalb gewählt, weil an ihr am ehesten die Strömungsveränderungen ablesbar sind (u.a. van ANDEL, 1973; LEDBETTER et al. 1978). Zum anderen enthalten die größeren Fraktionen viel eistransportiertes Material, und sind daher nicht zur Bestimmung der Strömungsverhältnisse geeignet. Einzelne eisverfrachtete Sand- oder Kieskörner können die Korngrößenverteilung einer vorwiegend feinkörnigen Sedimentprobe stark beeinflussen und zu einer falschen Interpretation bezüglich der Strömungsgeschwindigkeiten führen.

Anhand der verschiedenen ermittelten Parameter der Siltfraktion wurde dann den Fragen nachgegangen, ob sich Fluktuationen in der Strömungsgeschwindigkeit des Antarktischen Bodenwassers innerhalb des untersuchten Zeitraumes nachweisen lassen, und ob die Geschwindigkeitsfluktuationen des Bodenwassers zu den klimatischen Wechseln, d.h. mit den glazialen und interglazialen Zyklen korrespondieren.

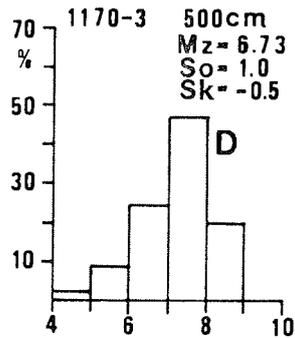
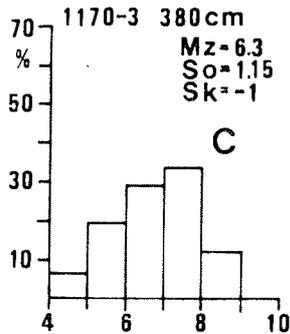
Die Siltfraktion wurde bereits in zahlreichen früheren Untersuchungen benutzt, um ähnlichen Fragestellungen nachzugehen. So stützten sich z. B. JOHNSON et al. (1977) auf die Parameter mittlere Korngröße und Schiefe der Siltfraktion, als sie räumliche und zeitliche Fluktuationen in der Geschwindigkeit des AABW im Vema Chanel charakterisierten. HUANG & WATKINS (1977) benutzten dagegen die Sortierung und die Schiefe der karbonatfreien Siltfraktion. Einige Autoren gebrauchten dagegen nur die mittlere Korngröße der karbonatfreien Siltfraktion (u.a. ELLWOOD & LEDBETTER, 1977, 1979; LEDBETTER et al., 1978). In anderen Untersuchungen wurden mehrere Parameter, wie mittlere Korngröße, Sortierung und Schiefe (u. a. LEDBETTER & ELLWOOD, 1980; BLAESER & LEDBETTER, 1982; HALFMAN, 1982; BULFINCH & LEDBETTER, 1982) ausgewertet. Alle Autoren kamen zu dem Ergebnis, daß eine gröbere mittlere Siltkorngröße, eine positive Schiefe und/oder eine gute Sortierung generell stärkere Strömungsgeschwindigkeiten repräsentieren.

Die Ergebnisse der Analysen dieser Arbeit zeigen, daß eindeutige Beziehungen zwischen den Korngrößenparametern der Siltfraktion und der Lithofazies bestehen (Abb.48). Proben mit einem Vorherrschen der größeren Siltkorngrößen ( $M_z = 4 - 6 \Phi$ ), einer häufig sehr geringen Sortierung ( $S_o = >1,1$ )

## DIAMIKT



## BIOTURBATER TONSILT



## HOMOGENER TON

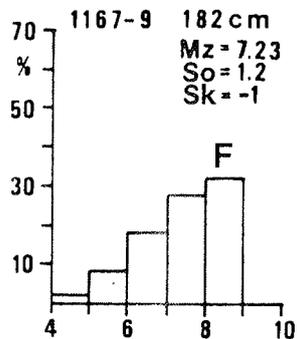
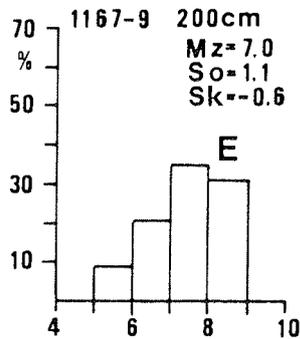


Abb. 48: Korngrößenverteilung der Siltfraktionen repräsentativer Proben des Diamikts, des bioturbaten Tonsilts und des homogenen Tons. Mz = mittlere Korngröße, So = Sortierung, Sk = Schiefe

und einer geringen bis stark positiven Schiefe ( $S_k = > 0,1$  bis 1) charakterisieren vor allem die Sedimente der Diamiktfazies (Abb. 48 A), die als warmzeitliche Ablagerungen interpretiert werden (s. Kap. 10.2.). Der Grobsiltgehalt schwankt zwischen 30 und 60 %, liegt aber immer eindeutig höher als in den beiden anderen Hauptfaziestypen, der homogenen Tonfazies (0 bis 10 % Grobsilt) und der bioturbaten Tonsiltfazies (5 bis 30 % Grobsilt). Die Diatomeenschlämme im Kern 1175-3 weisen im Unterschied zur Diamiktfazies nur geringe mittlere Siltkorngrößen auf.

Die in den Kernen 1175-3, 1170-1, 1170-3 und 1167-9 vorkommenden Diamikthorizonte zeichnen sich zudem jeweils vom Liegenden zum Hangenden hin durch eine Vergrößerung des Siltes und eine Zunahme des Feinsandgehaltes aus (s. Kap. 7.2.). Proben mit einem sehr hohen Grobsiltanteil finden sich daher nur im mittleren und oberen Bereich eines Diamikthorizontes. Der gering sortierte vorwiegend eistransportierte Grobsand nimmt dagegen zum Hangenden hin ab.

Beim Übergang von den warmzeitlichen zu den kaltzeitlichen Sedimenten erfolgt generell eine allmähliche Abnahme der mittleren Korngröße der Siltfraktion. Der Grobsiltanteil nimmt ab, der Feinsiltgehalt zu. Die meisten Proben der homogenen Ton- und der bioturbaten Tonsiltfazies (s. Kap. 10.1., 10.3.) zeichnen sich dementsprechend durch ein Vorherrschen der feineren Siltkorngrößen (> 50 % Feinsilt), einer negativen Schiefe (-0,5 bis -1,0) und einer geringen Sortierung aus (Abb. 48 C - F). Die Sedimente der Übergangsfazies weisen außerdem häufig aufgrund einer geringen durchschnittlichen mittleren Korngröße und einem höheren Grobsiltanteil im 4-5 Phi-Bereich (texturale Inversion) eine stark negative Schiefe auf (Abb. 48 C). Eine eindeutige Abgrenzung der Übergangssedimente von den beiden anderen Sedimentfaziestypen mit Hilfe der Korngrößenparameter der Siltfraktion ist aber nicht möglich.

Entsprechend der zyklischen Grob-/Fein-Abfolge in den Sedimentkernen des Arbeitsgebietes zeigen die einzelnen Parameter der Siltfraktion im Kernverlauf deutliche Fluktuationen (Abb. 49, 50). Diese zyklischen Schwankungen könnten Ausdruck veränderter Bodenströmungsgeschwindigkeiten sein. Danach müßten dann grobe Siltwerte mit schnell fließendem Bodenwasser korrespondieren, während die feineren Siltkorngrößen reduzierte Bodenwasseraktivitäten charakterisieren. Die Schiefe und die Sortierung sollten dementsprechend positiv, die Kurtosis negativ mit einer stärkeren Strömung korrelieren. Eine positive Schiefe von z. B.  $> 0,6$  deutet nach HUANG & WATKINS (1977) auf Strömungsverhältnisse hin, bei denen auch eine Erosion des Sediments möglich ist. Relativ hohe Werte finden sich z.B. im Kern 1170-1 (Abb. 49) in 450 cm bis 400 cm Tiefe ( $S_k = 0,6$  bis  $0,8$ ) und im Kern 1170-3 (Abb. 50) in 650 cm bis 640 cm ( $S_k = 0,9$  bis  $1,0$ ), 420 cm bis 410 cm ( $S_k = > 0,5$ )

und 45 cm bis 10 cm Tiefe ( $S_x = 0,3$  bis  $1,0$ ).

Die Verteilung des Silts innerhalb eines warmzeitlichen Intervalls läßt zudem Rückschlüsse auf die Geschwindigkeit des Bodenwassers während einer Warmzeit zu. Demnach dürfte diese zu Anfang einer Warmzeit, unmittelbar nach Rückzug des Eisschildes, geringer gewesen sein, als in der Mitte und zum Ende einer Warmzeit hin. Dafür spricht, daß die IRD-Maxima vorwiegend in den unteren Abschnitten der Diamikthorizonte bzw. unmittelbar im Liegenden der Diamikthorizonte auftreten, d. h. zu Beginn einer Warmzeit bzw. während der Übergangszeit (s. Kap. 7.3., 10.3.). Die IRD-Maxima stimmen demzufolge mit den Siltbereichen überein, die hohe Vorkommen an Feinsilt aufweisen. In den Bereichen des warmzeitlichen Horizonts, die hohe Grob-siltanteile führen, findet sich dagegen verhältnismäßig wenig IRD. Dies spricht dafür, daß die Grobsiltmaxima innerhalb eines warmzeitlichen Horizonts nicht durch die Zufuhr von groben Sediment entstanden sind, sondern durch Auswaschung der feineren Partikel.

Die Korngrößenanalysen der Siltfraktion zeigen auch, daß die Sedimente des Kerns 1167-9 (Becken IV) die geringste durchschnittliche mittlere Korngröße besitzen und zudem geringer sortiert sind, als die Sedimente der anderen Becken (Tab. 8). Dies könnte bedeuten, daß an der Position dieses Kerns die Strömungsgeschwindigkeiten im Durchschnitt geringer gewesen sind, als in den Becken I bis III.

Tab. 8: Korngrößenparameter der Siltfraktion (in Phi) in den Sedimentkernen des Süd-Orkney-Profiles

Kerne	1175-3	1173-9	1170-3	1170-1	1167-9
Mittl. Korngröße	6,72	6,44	6,33	6,52	6,80
Median	6,80	6,48	6,42	6,58	6,95
Schiefe	-0,08	-0,26	-0,18	-0,31	-0,50
Sortierung	1,22	1,27	1,12	1,11	1,11
Kurtosis	0,81	0,81	0,96	0,94	0,95

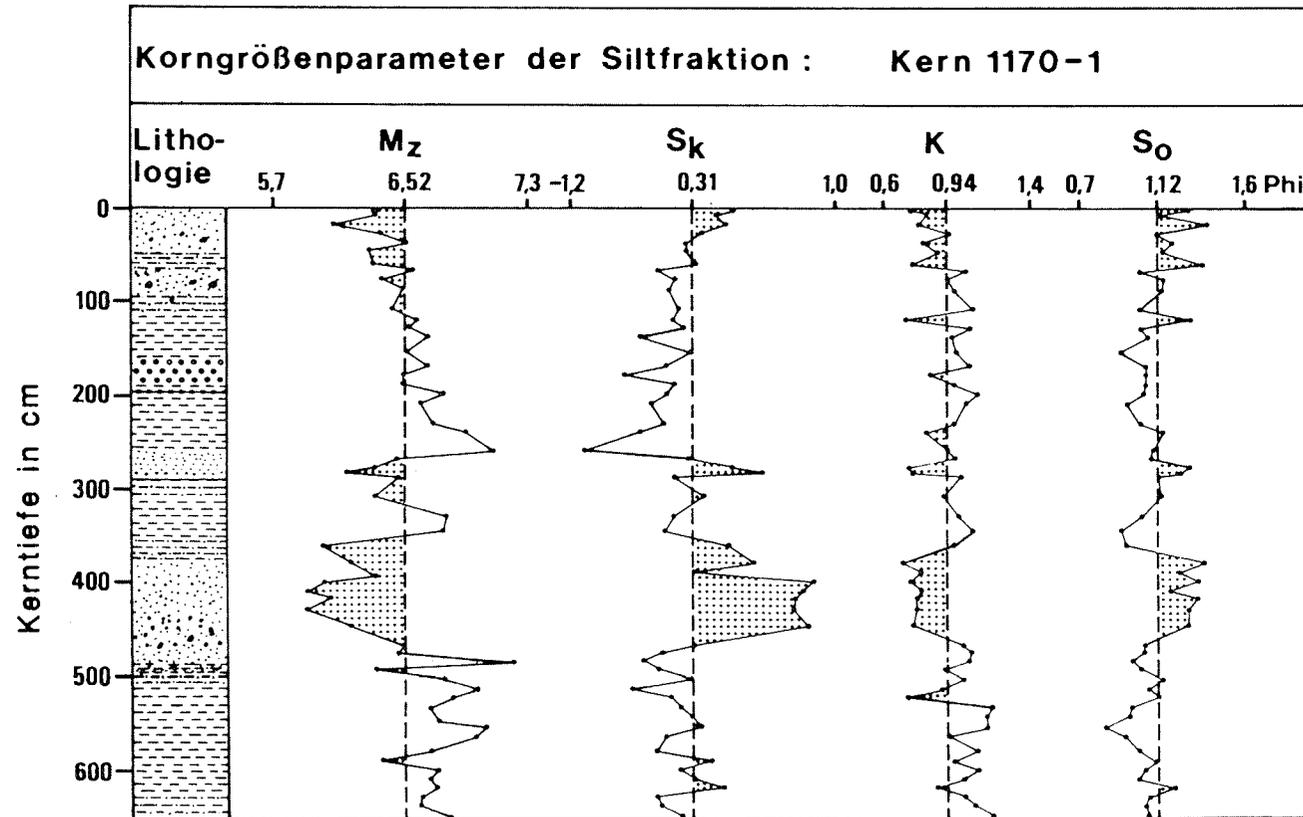


Abb. 49: Mittlere Siltkorngröße ( $M_z$ ), Schiefe ( $S_k$ ), Kurtosis ( $K$ ) und Sortierung ( $S_o$ ) in Abhängigkeit von der Lithologie und Lithofazies im Kern 1170-1. Im Gegensatz zu den Sedimenten der homogenen Tonfazies zeichnen sich die Sedimente der Diamiktfazies vor allem durch eine geringe Sortierung und eine geringe bis stark positive Schiefe sowie eine gröbere mittlere Siltkorngröße (punktierte Bereiche) aus. Legende: s.Kap. 16.1., S. 140

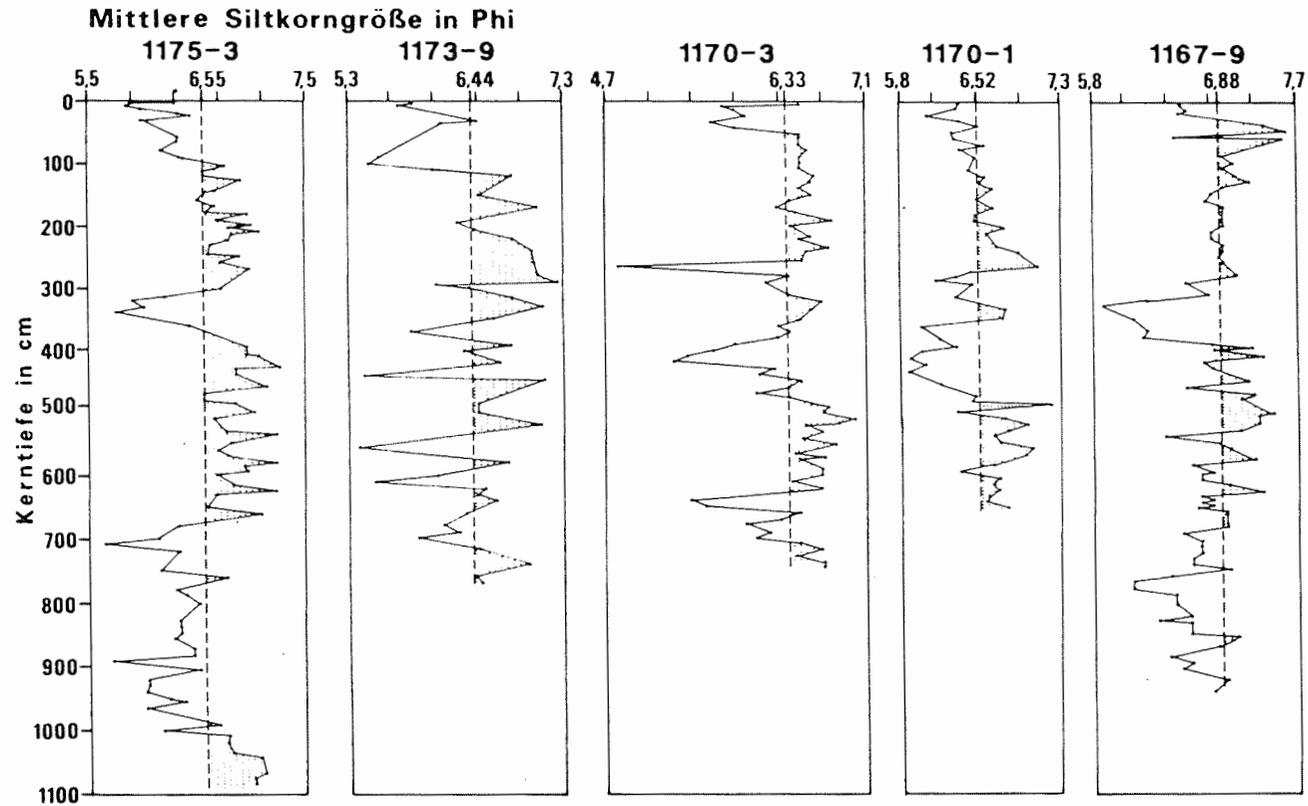


Abb. 50: Mittlere Siltkorngröße ( $M_s$ ) in den Sedimentkernen des Arbeitsgebietes. Die vertikale Linie stellt den Durchschnittswert ( $M_s$ ) dar, welcher vermutlich Bodenwassergeschwindigkeitsmaxima von geringeren Strömungsgeschwindigkeiten (punktierte Bereiche) trennt.

Die Sedimente des Kerns 1170-3 sind durchschnittlich gröber als die des Kerns 1170-1. Das paßt auch gut zu den durchschnittlichen Sand- und Siltgehalten, die im Kern 1170-3 mit 49 % Silt und 2,7 % Sand höher sind als im Kern 1170-1 mit 42 % Silt und 2,5 % Sand (s. Kap. 7.2.). Dies könnte mit der Position der Kerne im Becken III zusammenhängen. Der Kern 1170-3 wurde unmittelbar am Rand der Erosionsrinne, der Kern 1170-1 mehr abseits der Strömungsrinne zur Beckenmitte hin, gezogen. An der Lokalität des Kerns 1170-3 müßten demnach stärkere Bodenströmungsaktivitäten als an der des Kerns 1170-1 geherrscht haben.

Im Kern 1173-9 wechsellagern sehr viele Horizonte mit relativ hohen und geringen Grobkornanteilen miteinander (s. Kap. 7.9.). Die Magnitude der mittleren Korngröße des Kerns 1173-9 ist dementsprechend auch stärker ausgeprägt als in allen anderen Kernen, was auf stark schwankende und sehr unterschiedliche Bodenströmungsintensitäten hindeuten könnte. Die starken Ausschläge reflektieren vermutlich sporadische und wahrscheinlich auch mehr lokale Episoden von ansteigender und abnehmender Intensität der Bodenströmung.

Die bisher gemachten Interpretationen sollten nur mit Vorbehalten akzeptiert werden. Ob die Siltfraktion tatsächlich geeignet ist, Aussagen über den Einfluß von Strömungen zulassen, ist fraglich. Es ist nämlich unwahrscheinlich, daß der Siltanteil der Sedimente insgesamt primär auf Zufuhr durch Strömungen zurückzuführen ist. Dies könnte zwar in den Kaltzeiten der Fall sein, für die Warmzeiten ist jedoch zu vermuten, daß ein großer Teil des vorhandenen Silts durch Eistransport ins Arbeitsgebiet gelangt ist. Weiterhin gibt es auch Untersuchungen u.a. von FLEMMING (1977), die zeigen, daß für die Erosion von Grobsilt und Feinsand die relativ geringsten Erosionsgeschwindigkeiten benötigt werden. Diese Fraktionen werden daher eher erodiert als Feinsilt, Ton und gröberes Material, was zu dem Ergebnis führen kann, daß die resultierende Korngrößenverteilung der Siltfraktion insgesamt feiner erscheint, als die hohen Silt- und Sandanteile einzelner Horizonte vermuten lassen. Dies könnte z. B. auch eine Erklärung für die geringe mittlere Siltkorngröße des Kerns 1173-9 (Tab. 8) sein. Weiterhin kann sich eine geringe Bioturbation wie z. B. im Becken IV ungünstig auf die Erosion von feinkörnigen Material wie Feinsilt und Ton auswirken (SINGER & ANDERSON, 1984, s. a. Kap. 10.4.).

## 12. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Sedimentkerne der Süd-Orkney-Becken I (KAL 1175-3), III (SL 1170-1 und 1170-3) und IV (KAL 1167-9) bestehen aus sand- und kiesreichen z. T. fossilführenden tonigen Silten, die mit fossilereeren siltigen Tonen wechsellagern (s.a. Anhang, Kernbeschreibung). In Anbetracht der Ergebnisse der Datierung (Kap. 7.10.) und der sedimentologischen Merkmale (Kap. 10.) können diese Grob-/Fein-Abfolgen als Glazial-Interglazial-Sedimentzyklen interpretiert werden (Kap. 9.).

Die Grundlage für die stratigraphische Einstufung der Zyklen bilden magneto- und biostratigraphische Daten sowie <sup>230</sup>Thorium-Meßwerte. Deren Auswertung ermöglichte eine Zuordnung der Zyklen zu den Isotopenstadien der SPECMAP Zeitskala (IMBRIE et al., 1984), und damit eine relative Datierung der sedimentologischen Ereignisse. Danach umfaßt die gesamte Sedimentabfolge einen Zeitraum von maximal 340.000 Jahren (Kap. 9., Tab. 5). In allen Kernen des Profils finden sich Sedimente des Holozäns und des jüngsten, kaltzeitlichen Klimaabschnittes sowie der letzten Warmzeit (Abb. 42-44). Sedimente der vorletzten Kaltzeit kommen in den Kernen 1175-3, 1170-1 und 1167-9 vor. Ältere Wechsel zwischen Warm- und Kaltzeiten sind nur in den Kernen 1175-3 und 1167-9 zu beobachten. Die durchschnittlichen Akkumulationsraten schwanken dabei in den jüngeren Abschnitten, die das Holozän und die letzte Kalt- und Warmzeit umfassen, zwischen 3 und 5 cm/1000 Jahre (Kap. 9.). Die ermittelten Sedimentationsraten in den älteren pleistozänen Abschnitten liegen im Durchschnitt unter 3 cm/1000 J., wobei in den Warmzeiten geringfügig mehr sedimentiert wurde. Die höchsten Sedimentationsraten des Kernprofils weist der Kern 1175-3 auf, der aus dem Bereich des Profils mit dem intensivsten terrigenen und biogenen Eintrag stammt (Kap. 7.2 bis 7.4.). Im Holozän wurden z. B. im Becken I etwa 5 bis 6,5 cm Sediment pro 1000 Jahre abgelagert. Demgegenüber wurden im Becken IV im gleichen Zeitraum nur ca. 3,6 cm akkumuliert. In den Kernen der Becken III und IV dürften die Sedimentationsraten sowohl in den Kalt- als auch in den Warmzeiten in etwa gleich hoch gewesen sein.

Die sedimentologischen Untersuchungen ermöglichten eine Unterscheidung von drei Hauptlithofaziestypen, die warm- und kaltzeitlichen Ablagerungsmilieus sowie Übergangszeiten zugeordnet werden können (Kap. 10.). Im Folgenden werden die klimatischen Bedingungen, die für die Bildung der drei Sedimenttypen von Bedeutung sind, kurz skizziert.

### Kaltzeit (s.a. Kap. 10.1.)

-----  
Während der Kaltzeiten rückten die Eisschelfe infolge der Meeresspiegelabsenkung dem Untergrund vollständig aufliegend bis zur Schelfkante vor. Von diesen ausgedehnten Eisschelfen konnten nur sehr wenige Eisberge abbrechen, deren Drift dann noch durch die dichte Eisbedeckung des Meeres behindert wurde. Demnach gelangten nur vereinzelt Eisberge mit der Strömung des Weddell-Wirbels bis in die Süd-Orkney-Region. Die geschlossene Eisdecke schränkte zudem die Produktion von Organismen in der Wassersäule ein (BURCKLE & CIRILLI, 1987). Dementsprechend führen die kaltzeitlichen Sedimente, die homogenen Tone, keine eistransportierten größeren Komponenten (IRD) und keine Fossilreste. Der größte Teil des feinkörnigen Materials dürfte demnach in den Kaltzeiten durch

Strömung ins Arbeitsgebiet gelangt sein, wobei die strukturellen und textuellen Merkmale der Fazies für ein ruhiges Sedimentationsmilieu sprechen. Dies spricht auch für die Annahme, daß die Bodenwasserbildung in diesen Zeiten stark eingeschränkt gewesen ist. Die eiszeitlichen Bedingungen (u. a. ausgedehnte und dem Untergrund aufliegende Eisschelfe) ließen eine Bildung von Bodenwasser durch Vermischungsprozesse z. B. im Bereich der Filchnersee entsprechend dem im Kap. 5.1. beschriebenen Modell (Abb. 5) nicht zu. Eine eingeschränkte Zirkulation und ein geringerer Bodenwasseraustausch (Salinitätsschichtung) sowie ein reduzierter Nährstoffeintrag (geringe Oberflächenproduktivität) dürfte dann auch zu einem geringen Abbau der organischen Substanz und einer drastischen Reduktion der benthischen Produktivität geführt haben (u.a. hohe Corg-Gehalte, geringe bioturbate Verwühlung).

Übergangs- und Warmzeit (s. Kap. 10.2. und 10.3.)

-----  
Die allgemeine Erwärmung zum Ende einer Kaltzeit hin führt, infolge eustatischer Meeresspiegelanhebung, zu einem Rückzug des Meereises und einem Aufschwimmen der Eisschelfe. Es kommt zur Sedimentation der Übergangsfazies, der bioturbaten Tonsilte (Kap. 10.3.). Die geringen Gehalte an eistransportiertem Detritus und an Kieselorganismen deuten aber daraufhin, daß die Eisbergproduktion und die Planktonaktivität während der Übergangszeiten noch stark eingeschränkt sind. Die Verhältnisse, die zur Sedimentation der Interglazialfazies, der Diamiktfazies führten, dürften in etwa den heutigen vergleichbar gewesen sein, da die untersuchten Sedimentkerne alle an der als rezent angenommenen Oberfläche mit der Diamiktfazies enden (Abb. 41). Nach dem vollständigen Rückzug der Eismassen kam es infolgeverstärkter Eisbergabbrüche zu einem erhöhten Eintrag von eistransportiertem Material. Die Veränderungen der Hydrographie schaffte zudem günstige Bedingungen für die Ausbildung einer reichen Radiolarien- und Diatomeenfauna. Hohe Gehalte finden sich dabei häufig zu Beginn und während einer Warmzeit.

Aufgrund der saisonalen Meereisbedeckung sind die nördlichen Teile des Profils länger eisfrei als die südlichen Gebiete (Kap. 5.3., Abb. 8). Dies dürfte die Ursache dafür sein, daß in den Sedimenten des Beckens I die höchsten IRD- und Biogen-Gehalte vorkommen (s. Kap. 7.4.1.). Im Becken IV finden sich dagegen nur noch fossilleere und IRD-arme Sedimente (Kap. 10.2.1.).

Unübersehbar deutlich sind auch die textuellen und strukturellen Merkmale der Diamiktfazies, die auf starke und fluktuierende Bodenströmungen hinweisen. Dies unterstützt die Annahme, daß das Bodenwasser (WSBW) vor allem in den Warmzeiten gebildet wird (Kap. 5.1., Abb. 5 u. Kap. 10.2.). Gleichzeitig wird die vertikale Durchmischung des Meeres reaktiviert und das Bodenwasser kehrt zu sauerstoffreichen Verhältnissen zurück (starke bioturbate Durchwühlung).

Die Ausbildung der Diamiktfazies ist demnach von der Position der Sedimentkerne innerhalb des Profils, von der Art und Menge an eisverfrachtetem Detritus, an kieseligen Mikrofossilien und an terrigenen Komponenten sowie von der Strömungsstärke abhängig. Zum Beispiel stammt der Kern 1173-9 aus einem Bereich des Beckens II, der sich im Einstrombereich von Wassermassen mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten befand. Es sedimentierten die Restsedimente (Kap. 10.4.).

### 13. Literaturverzeichnis

- Abelmann, A. und Gersonde, R. (1988): *Cycladophora davisiana* stratigraphy in Plio- Pleistocene cores from the Antarctic Ocean (Atlantic sector). *Micropaleontology*, vol. 34, no. 3, 268-276.
- Ackley, S.F. (1981): Sea-ice atmosphere interactions in the Weddell Sea using drifting buoys. In: *Sea level, Ice, and Climate change, Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979, IAHS Publ.*, 131, 177-191.
- Ackley, S.F. (1981 a): A review of sea-ice weather relationships in the Southern Hemisphere. In: *Sea level, Ice, and Climate change, Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979, IAHS Publ.No.* 131, 127-159.
- Amerigian, C. (1974): Seafloor dynamic processes as the possible cause of correlations between paleoclimatic and paleomagnetic indices in deep-sea sedimentary cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 321-326.
- Anderson, J.B. (1972): The marine geology of the Weddell Sea. *Florida State Univ. Sediment. Res. Lab., Contrib.* 35.
- Anderson, J.B., Kurtz, D.D. und Weaver, F.H. (1979): Sedimentation on the Antarctic continental slope. In: Doyle, L.J., and Pilkey, O.H. (eds.), *Geology of continental slopes, SEPM Spec. Pub.*, 27, 61-73.
- Anderson, J.B. und Kurtz, D.D. (1980): Sedimentation on the Antarctic continental slope. In: Pilkey u. Doyle (eds) *Geology of continental slopes, SEPM Spec.Pub.* 27, 265-283.
- Anderson, J.B., Domack, E.W. und Kurtz, D.D. (1980): Observations of sediment laden icebergs in Antarctic waters: implication to glacial erosion and transport. *J. Glaciol.* 25, pp. 387-396.
- Anderson, J.B. et al. (1983): Sedimentary dynamics of the Antarctic continental shelf. *Antarctic Earth Science*, 387-389, Canberra.
- Anderson, J.B. (1984): Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, *Antarctica. Mar. Geol.*, 57, 295-333.
- Banerjee, I. (1977): Experimental study on the effect of deceleration on the vertical sequence of sedimentary structures in silty sediments. *J. sed. Petrol.*, 47, 771-83.
- Barbetti, M.F. und McElhinny, M.W. (1976): The Lake Mungo geomagnetic excursion. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A.* 281, 515-542.
- Barbetti, M.F. (1972): Evidence of a geomagnetic excursion 30000 yr BP. *Nature*, 279, pp.202.
- Barbetti, M. und Flude, K. (1979): Geomagnetic variations during the Late Pleistocene period. *Nature*, 279, 202-205.
- Barker, P.F. (1970): Plate tectonics of the Scotia Sea region. *Nature*, 228, 1293-1296.
- Barker et al., 1985: Tectonic map of the Scotia arc, 1:3000000, BAS (Misc) 3. Cambridge, British Antarctic Survey.
- Berggren, W.A. et al. (1986): Towards a Quaternary time scale. *Quat. Res.*, 13, pp.277-302.
- Berggren, W.A., Kent, D.V. und Flynn, J.J (1983): Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling, N.J., (eds.), *Geochronology and the Geological Record, Geol. Soc. of London, Spec.Publ.*
- Bersch, H. & Becker, G.A. (1984): The surface expression of the western Weddell-Scotia Confluence. *Meeresforschung* 31, 58-68.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, 803-832.
- Blaeser, C.R. und Ledbetter, M.T. (1982): Deep-sea bottom-currents differentiated from texture of underlying sediment. *J. sed. Petrol.*, 52, 755-68.
- Blank, R.G. und Margolis, S.V. (1975): Pliocene climatic and glacial history of Antarctica as revealed by southeast Indian Ocean deep sea cores. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 86, 1058-66.
- Bleil, U. und Weinreich, N. (1985): Magnetische Untersuchungen neogener pelagischer Sedimente des zentralen Äquatorialpazifiks. *Ber. des Institutes für Geoph., Univ. Bochum*, 16.
- Bleil, U. (1986): The magnetostratigraphy of NW Pacific sediments, DSDP Leg 86. In: Heath, G.R., Burckle, L.H., et al., *Init. Repts. DSDP*, 86, 441-458, Washington.
- Bonhomme, N. und Babkine, J. (1967): Sur la presence d aimantations inversees dans la chaines des puy. *C.R. Acad. Sci.*, 264, 92-94.

- Bonhommet, N. und Zahringer, J. (1969): Paleomagnetism and potassium-argon age determination of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 6, 43-46.
- Bornhold, B. (1983): Ice-rafted debris in sediments from Leg 71, SW Atlantic ocean. *Init. Repts. DSDP*, 71 (1), 307-316, Washington.
- Boulton, G.S. (1972): The role of thermal regime in glacial sedimentation. In: Price, R.J. & Sugden, D.E. (eds.), *Polar Geomorphology*, 4, 1-19.
- Bouma, A.H. (1969): *Methods for the Study of Sedimentary Structures*. Wiley, NY, 458 p.
- Bouma, A.H. (1972): Recent and ancient turbidites and contourites. *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, 22, 205-221.
- Bramlette, M.N. und Bradley, W.H. (1941): Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland: Lithology and geological interpretation. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 196 pp.
- Bromley, R.G. und Asgaard, U. (1975): Sediment structures produced by a spatangoid echinoid: a problem of preservation. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 24, 261-281.
- Bulfinch, D.L. und Ledbetter, M.T. (1982): The high-velocity core of the Western Boundary Undercurrent delineated by sediment texture at the base of the North American Continental Rise. *Science*, 215, 970-973.
- Burckle, L.H., Robinson, D. und Cooke, D.W. (1982): Reappraisal of sea-ice distribution in Atlantic and Pacific sectors of the Southern Ocean at 18.000 yrs BP. *Nature*, 299, 435-437.
- Burckle, L.H. und Cooke, D.W. (1983): Late Pleistocene *Eucampia antarctica* abundance stratigraphy in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Micropaleontology*, 29, 6-10.
- Burckle, L.H. und Cirilli, J. (1987): Origin of Diatom Ooze Belt in the Southern ocean. Implications for paleoceanography and paleoclimatology.
- Burst, J.F. (1958): Glauconite pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 42, 310-327.
- Canfield, D.E. und Berner R.A. (1987): Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochim., Cosmochim. Acta*, 51, 645-659.
- Carmack, E.C. (1974): A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. *Deep-Sea Res.*, 21, 431-443.
- Carmack, E.C. und Foster, J.D. (1975a): On the flow of water out of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 22, 711-724.
- Carmack, E.C. und Foster, J.D. (1975b): Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf. *Deep Sea Res.*, 22, 77-90.
- Carmack, E.C. und Foster, J.D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea. In: DUNBAR, M.J. (eds), *polar oceans*, Proc. Polar Conf., Montreal.
- Ciesielski, P.F. et al. (1982): The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. *Mar. Geol.*, 46, 1-51.
- Clark, H.C. und Kennett, J.P. (1973): Paleomagnetic excursion recorded in latest Pleistocene deep-sea sediments, Gulf of Mexico. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 19, 267-274.
- Cooke, D.W. (1978): Variations in the seasonal extent of sea ice in the Antarctic during the last 140.000 years. Ph. D. thesis, Columbia Univ., 1-123.
- Cooke, D.W. und Hays, J.D. (1982): Estimates of Antarctic Ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals. In: C. Craddock, (Ed.), *Antarctic geoscience*, ser. B, 4, 1017-1027.
- Conolly, J. und Ewing, M. (1965): Ice-rafted detritus as a climatic indicator in Antarctic deep-sea cores. *Nature*, 238, 40-42.
- Creer, K.M., Readman, P.W. und Jacobs, A.M. (1980): Paleomagnetic and paleontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy: Identification of the Blake event. *Earth Planet.Sci. Lett.*, 50, 289-300.
- Deacon, G.E. (1937): The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Rpts.*, 15, 124.
- Denham, C.R. und Cox, A. (1971): Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13.300-30.400 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13, 181-190.
- Denham, C.R. (1974): Counter-clockwise motion of paleomagnetic directions 24.000 years ago at Mono Lake, California. *J. Geomag. Geoelec.*, 26, 487.
- Denham, C.R. (1976): Blake polarity episode in two cores from the Greater Antilles Outer Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 422-434.
- Denham, C.R., Anderson, R.F. und Bacon, M.P. (1977): Paleomagnetism and radiochemical age estimates

- for late Brunhes polarity episodes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 384-397.
- Denton, G.H., Armstrong, R.L. und Stuiver, M. (1971): The late Cenozoic glacial history of Antarctica. In: Turekian, K.K., (eds.), *Late Cenozoic glacial ages*: New Haven and London, Yale Univ. Press, 267-306.
- Denton, G. und Hughes, T. (1986): Potential influence of floating ice shelves on the climate of an ice age. *South African Journal of Science*, 82, 509-513.
- Domack, E.W., Anderson, J.B. und Kurtz, D.D. (1980): Clasts shape as an indicator of transport and depositional mechanisms in glacial marine sediments: George V continental shelf, Antarctica. *J. Sed. Petr.* 50, 813-820.
- Domack, E.W. (1982): Sedimentology of glacial and glacial-marine deposits on the George V-Adelie continental shelf, East Antarctica. *Boreas*, 11, 79-97.
- Drewry, D. und Cooper, A. (1981): Processes and models of Ant. glaciomarine sedimentation. *Ann. Glaciol.* 2, 117-122.
- Duplessy, J.C. et al. (1975): Weyl's theory of glaciation supported by isotopic study of Norwegian core 11. *Science*, 188, 1208-1209.
- Duplessy, J. und Shackleton, (1985): Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135.000-109.000 years ago. *Nature*, 316, 500-507.
- Ehlmann, A. et al. (1963): Stages of Glauconite formation in modern foraminiferal sediments. *J.Sed. Petrol.*, 33, 87-96.
- Einsele, G. und Werner, F. (1968): Zusammensetzung, Gefüge und mechanische Eigenschaften rezenter Sedimente vom Nildelta, Roten Meer und Golf von Aden. "Meteor" Forsch.-Ergebn. C, No. 1, 21-42.
- Ellwood, B.B. und Ledbetter, M.T. (1977): Antarctic Bottom Water fluctuations in the Vema Channel: effects of velocity changes on particle alignment and size. *Earth planet. Sci. Lett.*, 35, 189-98.
- Ellwood, B.B. und Ledbetter, M.T. (1979): Paleocurrent indicators in Deep-Sea sediment. *Science*, 203, 1335-37.
- El Sayed, S.Z. und Taguchi, S. (1981): Primary productivity and standing crop of phytoplankton along the ice edge of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, 20A, 1017-1032.
- El-Sayed, S.Z. et al. (1983): Phytoplankton standing crop, primary productivity and near surface nitrogenous nutrient fields in the Ross Sea. *Deep Sea Res.*, 30, 871-886.
- Elverhoi, A. und Roaldset, E. (1983): Glaciomarine sediments and suspended particulate matter, Weddell Sea Shelf, Antarctica. *Polar Res.* 1, 1-21.
- Elverhoi, A. (1984): Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitzbergen and the Barents Sea: a review. *Mar. Geol.*, 57, 53-88.
- Espitalie, J. et al. (1977): Methode rapide de caracterisation des roches meres de leur potential petrolier et de leur degre d'evolution. *Rev. Inst. Franc. Petrole*, 32, 32-42.
- Faugheres, J.C. et al. (1979): Evolution de la sedimentation profonde au Quaternaire recent dans le bassin nord-atlantique. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, t. XXI, 5, 585-601.
- Fillon, R.H. (1972): Evidence from Ross Sea for widespread submarine erosion. *Nature (Physical Sci.)*, 238, 40-42.
- Fillon, R.H. (1977): Ice-rafted detritus and paleotemperature: Late Cenozoic relationships in the Ross Sea region. *Mar. Geol.*, 25, 73-93.
- Fisco, M.P.P. (1982): Sedimentation on the Weddell Sea continental margin and abyssal plain, Antarctica. Ph. D. Thesis, Rice Univ., Houston, Texas, 107.
- Fleming, B. (1977): Depositional processes in Saldanha Bay and Langenaan Lagoon. *Joint. GSO/UCT. Mar. Geosc. Bull.*, 8.
- Flint, R.F. (1971): *Glacial and Quaternary geology*. NY, Wiley, 892 p.
- Folk, R.L. (1966): A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6, 79-93.
- Foldvik, A. und Kvinge, T. (1974 a): Bottom currents in the Weddell Sea. *Rep. Geophys. Inst.*, 37, Bergen.
- Foldvik, A., Gammelsrod, T. und Torresen, T. (1985): Circulation and water masses on the southern Weddell Sea Shelf. In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*. *Antarct. Res. Ser.* 43, 5-20.
- Foldvik, A., Kvinge, T. und Torresen, T. (1985a): Bottom currents near the continental shelf break in the Weddell Sea. In: *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, *Am. geophys. Antarctic Res. Ser.*, 43, 5-20.
- Foldvik, A., Gammelsrod, T. und Torresen, T. (1985 b): Hydrographic observations from the Weddell Sea during the Norwegian Ant. Res. Expedition 1976/77. *Polar Res.*, 3, 177-193.

- Foldvik, A. et al. (1985 c): Oceanographic conditions on the Weddell Sea Shelf during the German Antarctic Exped. 1979/80.
- Foster, T.D. und Carmack, E.C. (1976): Frontal mixing zone and Antarctic Bottom Water formation in the Southern Ocean, *Deep Sea Res.*, 23, 301-317.
- Foster, T.D. und Middleton, J.H. (1979): Variability in the bottom water of the Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 26 A, 743-762.
- Foster, T.D. und Middleton, J.H. (1980): Bottom water formation in the western Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 27A, 367-381.
- Foster, T.D. und Carmack, E.C. (1985 b): Physical oceanography studies in the Weddell Sea during the Norwegian Ant. Res. Exped. 1978/79. *Polar Res.*, 3, 195-207.
- Freed, W.K. und Healy, N. (1974): Excursions of the Pleistocene geomagnetic field recorded in the Gulf of Mexico sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 99-104.
- Fütterer, D. (1984): Die Expedition Antarktis-II mit FS Polarstern 1983/84. *Ber. zur Polarforschung*, 18, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven, 92
- Fütterer, D., Grobe, H. und Grünig, S. (1989): Quaternary Sediment patterns in the Weddell Sea: Relations and environmental conditions. *Paleoceanography*, vol.3, 5, 551-561.
- Gammelsrod, T. und Slotsvik, N. (1981): Hydrographic and current measurements in the southern Weddell Sea 1979/80. *Deep Sea Res.* 28, 151-163.
- Gardner, J.V. (1975): Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial Atlantic. *Cushman Found. Foramin. Res. Spec. Publ.*, 13, 129-141.
- Gealy, E.L., Winterer, E.L. und Moberly, R. (1971): Methods, conventions and general observation. *Init.Repts. DSDP*, 7, U.S. Govt. Print. Off., Washington, 9-26.
- Gill, A.E. (1973): Circulation and bottom water formation in the Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 20, 111-140.
- Gillot, P.V. et al. (1979): Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 42, 444-450.
- Glasby, G.P. (1976): *Marine Manganese Deposits*, Elsevier Oceanography Series, Elsevier, New York.
- Goodell, H.G. et al. (1968): The Antarctic glacial history recorded in sediments of the Southern Ocean. *P. geography, P. climatology, P. ecology*, 5, 41-62.
- Gordon, A.L., Martinson, D.G. und Taylor, H.W. (1981): The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. *Deep Sea Res.*, 28, 151-163.
- Goree, W.S. und Fuller, M. (1976): Magnetometers using RF-driven SQUIDS and their applications in rockmagnetism and paleomagnetism. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 519-608.
- Gordon, A.L. und Molinelli, E.J. (1982): Thermohaline and chemical distributions and the atlas data set, *Southern Ocean Atlas*. Columbia Univ. Press, 1-11.
- Greenslate, J. (1978): Marine manganese concentration growth rates. *Geophys. Res. Letters*, 5, 237-239.
- Grobe, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Cape Norvegia, östliche Weddell See. *Ber. zur Polarforschung*, 27, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven, 129 p.
- Guerin, G. und G. Valladas (1980): Thermoluminescence dating of volcanic plagioclases. *Nature*, 286, 697.
- Guerin, G. et al. (1984): Dating par thermoluminescence et Potassium-Argon de coulées volcaniques récentes. Application a la Chaîne des Puys. *Earth Planet. Sci. Lett.* submitted.
- Halfman, J.D. (1982): Textural Analysis of Lacustrine Contourites. M.S. Thesis, University of Minnesota, Minneapolis.
- Hall, C.M. und York, D. (1978): K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature*, 274, 462-464.
- Hall, C.M., York, D. und Bonhommet, M. (1979): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the Laschamp event and associated volcanism in the Chaîne des Puys. *Trans. Am. Geophys. Union*, 60, 244.
- Harrington, P.K., Barker, P.F. und Griffiths, D.H. (1972): Crustal structure of the South Orkney Islands area from seismic refraction and magnetic measurements. In: R.J. Adie, (eds.), *Antarctic Geology and Geophysics*, Oslo, 27-32.
- Harrison, C.G. und Prospero, J.M. (1974): Reversals of the Earth's magnetic field and climatic changes. *Nature*, 250, 563.

- Harrison, C.G.A. (1980): Secular variation and excursions of the Earth's magnetic field. *J. Geophys. Res.*, 85, 3511-3522.
- Hayashida, A. (1981): A paleomagnetic study of a reversed polarity episode in the late Brunhes Epoch (Abstr.). *Proj. 73/1/24, Quaternary Gl. North. Hemisphere (Abst.)*, Kyoto.
- Hays, J.D. (1965): Radiolaria and late Tertiary and Quaternary history of Antarctic seas: Biology of the Antarctic Sea, II. *Am. Geophys. Union, Ant. Res.*, 5, 125-184.
- Hays, J.D. et al. (1976 a): Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean Sectors of the 18,000 B.P. Antarctic Ocean. *Mem. geol. Soc. Am.*, 145, 337-372.
- Hays, J.D., Imbrie, J. und Shackleton, N.J (1976): Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132.
- Hedberg, H.D. et al. (1979): Magnetostratigraphic polarity units. A supplement chapter of the ISSC International Stratigraphic Guide, *Geology*, 7, 578-583.
- Hellmer, H. et al. (1985): The Southern Ocean. *Ber. zur Polarforschung*, 26, Bremerhaven, 115.
- Hesse, R. und Chough, S.K. (1980): The northwest Atlantic mid-ocean channel of the Labrador Sea. Deposition of parallel laminated levee muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, 27, 697-711.
- Hogg, N.G. et al. (1982): On the transport and modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel. *J. Mar. Res.*, 40, 231-263.
- Holdgate, M.W. (1967): Signy Island. In Smith, J.E., organizer. A discussion on the terrestrial Antarctic ecosystem. *Phil. Trans. R. Soc., Ser. B*, 252, No. 777, 173-177.
- Hollister, C.D. und Heezen, B.D. (1972): Geological effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. In: Gordon, A.L. (Eds.), *Studies in Physical Oceanography*. Gordon & Breach, 2, 37-66.
- Hower, J. (1961): Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *Am. Miner.* 46, 313-334.
- Huang, T.C. und Watkins, N.D. (1977): Contrasts between the Brunhes and Matuyama sedimentary records of bottom water activity in the South Pacific. *Marine Geol.*, 23, 113-132.
- Hulbert, M. und Richards, A.F. (1980): Investigation of geotechnical and geochemical relationships by parameter cross-correlation methods, Oslofjorden and Dramsfjorden. *Norway-Mar. Geotechnology*, 4, 163-180.
- Imbrie, J. et al. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate; support from a revised chronology of the marine  $^{18}O$  record. I: Berger, A., et al., Eds., *Milankovitch and climate pt. 1*, Nato ASI ser. C, Mat. and Phys. Sci. 126, 269-305.
- Jones, G. und Johnson, D.A. (1984): Displaced Antarctic Diatoms in Vema Channel sediments: late Pleistocene/ Holocene fluctuations in AABW flow. *Mar. Geol.*, 58, 165-186.
- Johnson, G.L., Ledbetter, M.T. und Burckle, L.H. (1977): Vema Channel paleo-oceanography: Pleistocene dissolution cycles and episodic bottom water flow. *Mar. Geol.*, 23, 1-33.
- Johnson, G.L. et al. (1981): Morphology of the Weddell Sea and Southwest Indian Ocean. *Dt. hydrogr. Z.*, 34, 263-272.
- Johnson, G.L. und Vanney, J.R. (1981): Antarctic bathymetry. Canadian Hydrographic Office. GEBCO sheet 5.18.
- Johnson, G. L., Vanney, J.R. und Hayes, D. (1982): The Antarctic continental shelf. In: CRADDOCK, C. (ed), *Antarctic geoscience*, 995-1002, Univ. Wisconsin.
- Kawai, N. et al. (1972): Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proc. Japan Acad.*, 48, 186-190.
- Kawai, N. (1974): Restrained photosynthesis during Brunhes field transition. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 2, 59-64.
- Keany, J. et al. (1976): Diachronous deposition of ice-rafted debris in sub-Antarctic deep-sea sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2043-2053.
- Keller, G.H. (1982): Organic matter and the geotechnical properties of submarine sediments. *Geo-Marine Letters*, 2, 191-198.
- Kennett, T. und Brunner, C.A. (1973): Antarctic late Cenozoic glaciation: Evidence for initiation of ice-rafting and inferred increased bottom-water activity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2043-2052.
- Kennett, J.P. (1983): Paleooceanography: Global ocean evolution. *Reviews of Geophys. and Space Phys.*, U.S. National Report international union of geodesy and geophysics 1979-1982, 21, 5, 1258-1274.
- Kent, D., Opdyke, N.D. und Ewing, M. (1971): Climate changes in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climatic indicator. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 2741-2754.

- Kent, D.V. (1982): Apparent correlation of paleomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. *Nature*, 299, 538-539.
- Kurtz, D.D. und Anderson, J.B. (1979): Recognition and sedimentologic description of recent debris flow deposits from the Ross Sea and Weddell Sea, Antarctica. *J. of Sedimentary Petrology*, 49, 1159-1170.
- Krebs, W.N. (1977): Ecology and preservation of neritic marine diatoms, Arthur Harbor, Antarctica. Ph. D. thesis, Univ. of California, Davis, 1-234.
- Labeyrie, J. und Gillot, P.Y. (1977): Age of the Laschamp event reevaluated. *Abs. 5th Europ. Coll. Geochron, Cosmochron, Isotope Geol., Pisa*.
- Labeyrie, L.D. et al. (1986): Melting history of Antarctica during the past 60.000 years. *Nature* 322, 701-706.
- Ledbetter, M.T. und Johnson, D.A. (1976): Increased transport of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel during the last ice age. *Science*, 194, 837-39.
- Ledbetter, M.T., Williams, D.F. und Ellwood, B.B. (1978): Late Pliocene climate and southwest Atlantic abyssal circulation. *Nature*, 272, 237-239.
- Ledbetter, M.T. und Watkins, N.D. (1978): Separation of primary ice-rafted debris from lag deposits, utilizing manganese micronodule accumulation rates in abyssal sediments of the Southern Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1619-1629.
- Ledbetter, M.T. und Ellwood, B.B. (1980): Variations in particle alignment and size in sediments of the Vema channel record Antarctic bottom-water velocity changes during the last 400.000 Years. *Mar. Geol.*, 11, 1033-1038.
- Lee, H.J. (1977): Measurements and estimates of engineering and other physical properties, Leg 19, *Init. Repts. DSDP*, 19, Washington.
- Liddicoat, J.C., Lajoie, K.R. und Sarna-Wojcicki, A.M. (1982): Detection and dating of the Mono Lake excursion in the Lake Lahontan Seho Formation, Carson Sink, Nevada. *Trans. Am. Geophys. Union*, 63, 920.
- Lohmann, G.P. (1978): Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean. *J. Foraminiferal Res.*, 8, 6-34.
- Lorius, C. et al. (1985): A 150.000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, vol. 316, 591-596.
- Mangini, A. (1975): Thorium- und Uran-Isotopen-Analysen an Tiefseesedimenten. Ph. D. Thesis, Univ. of Heidelberg.
- Mangini, A. und Diester-Haass, L. (1983): Excess Th-230 in N.W. African Sediments traces upwelling in the Past. In: E. Suess and J. Thiede (eds.): *Coastal Upwelling: Its Sediment Record*, NATO Confer. Ser., Plenum Publishing Corp., 455-470.
- Mangini, A. und Sonntag, C. (1977): 231-Pa-Dating of deep-sea cores via 227-Th counting. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, 251-256.
- Marchig, V. (1972): Zur Geochemie rezenter Sedimente des indischen Ozeans. *Meteor. Forschungsergebnisse*, 11, 1-104.
- Margolis, S.V. (1973): Manganese deposits encountered during DSDP leg 29 in subantarctic waters. In: *The origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration*. M. Morgenstein, Honolulu.
- Margolis, S.V. und Kennett, J.P. (1971): Cenozoic paleoglacial history of Antarctic recorded in sub-Antarctic deep-sea cores. *Am. J. Sci.*, 271, 1-36.
- Margolis, A. und Krinsley, D.H. (1974): Processes of formation and environmental occurrence of microfossils on detrital quartz grains. *Am. J. Sci.*, 274, 449-464.
- Martinson, D.G., Killworth, P. und Gordon, A.L. (1981): A convective model for the Weddell Polynya. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 466-488.
- McCave, I.N. et al. (1980): Sediment transport over the Hatton and Gardar contourite drifts. *J. sed. Petrol.*, 50, 1049-1062.
- McDonald (1983): Influence of organic matter on the geotechnical properties and consolidation characteristics of Northern Oregon continental slope sediments. M.S. Thesis, Oregon State University, 69.
- Melles, M. (1987): Sedimentation in der Filchner-Depression, südöstlicher Weddellmeerschelf, Antarktis. Diplomarbeit, unveröffentlicht, Univ. Göttingen, 180 p.
- Moldvay, L. (1957): Aeolian sedimentation. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 4, 271-320.
- Moore, T.C. (1973): Methods of randomly distributing grains for microscopic examination. *J. Sediment.*

- Petrol., 43, 904-906.
- Morgan, V.I. und Budd, W.F. (1983): The distribution, movement and meltrates of Antarctic icebergs. In: Hussein, A. A. (eds.), Iceberg utilization, New York, 220-228.
- Morley, J. und Hays, J. (1983): Oceanographic conditions associated with high abundances of the radiolarian *Cycladophora davisiana*. Earth Planet. Sci. Lett., 66, 63-72.
- Müller, G. (1964): Die Korngrößenverteilung in den rezenten Sedimenten des Golfs von Neapel. Elsevier, Amsterdam, 282-292.
- Müller, G. (1967): Methods in Sedimentary Petrology. In: von Engelhard, W., Füchtbauer, H. und Müller, G., Sedimentary Petrology, Part I, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 283.
- Müller, P.S. und Suess, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic carbon content in the oceans. Deep Sea Res., 26, 1347-62.
- Nakajima, T. et al. (1973): Very short geomagnetic excursion 18.000 yr. B.P., Nature, 244, 8-10.
- Nigrini, C. und Moore, T.C. (1979): The guide to modern radiolaria. Special Publication No.16, Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
- Ninkovich, D.N. et al. (1966): Paleomagnetic stratigraphie, rates of deposition and tephrochronology of North Pacific deep-sea sediments. Earth Planet. Sci. Lett., I, 476-492.
- Noltimer, H.C. und Colinvaux, P.A. (1976): Geomagnetic excursion from Imuruk Lake, Alaska. Nature, 259, 197-200.
- Odin, G.S. und Matter, A. (1981): De glauconiarum origine. Sedimentology, 28, 611-641.
- Opdyke, N.D. et al. (1966): Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores. Science, 154, 349-357.
- Orheim, O. und Elverhoi, A. (1981): Model for submarine glacial deposition. Annals of Glaciology, 2, 123-128.
- Ovenshine, A.T. (1970): Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice-rafted deposits. Geological Soc. of Am. Bull., 81, 891-894.
- Peirce, J.W. und Clark, M.J. (1978): Evidence from Iceland on geomagnetic reversal during the Wisconsin Ice Age. Nature, 273, 456-458.
- Petrushevskaya, N.G. (1967): Radiolarians of orders Spumellaria and Nassellaria of the Antarctic region. In: Andriiashev, A. (Eds.), Studies of marine fauna. Biological Repts. Sov. Antarctic Exped. (1955-1958), 3, 1-186.
- Plafker, G. et al. (1977): Paleoglacial implications of coarse detritus in DSDP Leg 36 cores. In: Baker, P.F., Dalziel, I.W.D. et al., Init. Repts. DSDP, 36, Washington.
- Plas, L. van der und Tobl, A.C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. Amer. J. Sci., 263, 87-90.
- Powers, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. Jour. Sedimentary Petrology, 23, 117-119.
- Pudsey, C.J., Murray, J. W. und Ciesielski, P.F. (1988): Late Pliocene to Quaternary sedimentation on the South Orkney shelf. Br. Antarct. Surv. Bull.,
- Pusch, R. (1973): Influence of organic matter on the geotechnical properties of clays. Statens Institut for Byggnads Forskning Stockholm, Document DII., 64.
- Reynolds, R.L. (1982): Post-depositional alteration of titanomagnetite in a Miocene sandstone, South Texas (USA). Earth Planet. Sci. Lett., 61, 381-391, Amsterdam.
- Robin, G. et al. (1983): Regime of Fichner-Ronne ice shelves, Antarctica. Nature, 302, 582-586.
- Rock colour chart (1975): Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado.
- Rohardt, G. (1984): Die Expedition Antarktis-II mit FS Polarstern 1983/84. Ber. zur Polarforschung, 18, Alfred Wegener Institute, Bremerhaven, 92.
- Ropelewski, C.F. (1983): Spatial and temporal variations in Antarctic sea-ice (1973-82). J. Clim. Appl. Met., 22, 470-473.
- Ruddiman, W.F. und McIntyre, A. (1976): Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600.000 years. Geol. Soc. Am. Mem., 145, 111-146.
- Ruddiman, W.F. (1977): Late quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1813-1827.
- Sarnthein, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Qualitative Komponentenanalyse der Grobfraction. Meteor. Forsch. Ergebn., Reihe C, 5, 1-112.

- Sasajima, S., Nishimura, S. und Hirooka, K. (1981): The Blake reversed episode revealed from the Japanese and Southeast Asian regions. *Proj. 73/1/24, Quaternary Gl. North. Hemisphere, Kyoto.*
- Schrader, H.J. (1974): Proposal for a standardized method of cleaning diatom-bearing deep sea and landexposed marine sediments. *Nova Hedwigia, Beih. 45, 403-409.*
- Schrader, H.J. und Gersonde, R. (1978): Diatoms and Silicoflagellates. In: W.J. Zacharisse et al., *Micropaleontological counting methods and techniques: an exercise on an eight metres section of the lower Pliocene of Capo Rosello, Sicily. Utrecht Micropal. Bull., 17, 129-176.*
- Shackleton, N.J. und Opdyke, N.D. (1976): Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Amer. Mem., 145, 449-464.*
- Shepard, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sed. Petrol., 24, 151-158.*
- Singer, J.K. und Anderson, J.B. (1984): Use of total grain-size distribution to define bed erosion and transport for poorly sorted sediment undergoing simulated bioturbation. *Mar. Geol., 57, 335-359.*
- Smith, J. und Foster, J. (1969): Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Sci. 163, 565-67.*
- Smith, D.G. et al. (1983): Ice-rafted volcanish ash in the South Atlantic sector of the Southern Ocean during the last 100.000 years. *Mar. Geol., 53 (4), 291-312.*
- Smith, W.O. und Nelson, D.M. (1985): Phytoplankton bloom produced by a receding ice edge in the Ross Sea. *Science, 227, 163-166.*
- Soloyanis, S.C. und Brown, L.L. (1979): Late Pleistocene magnetic stratigraphy recorded in some New England tills. *Geophys. Res. Lett., 6, 265-268.*
- Southard, J.B., Young, R.A. und Hollister, C.D. (1971): Experimental erosion of fine abyssal sediment. *J. geophys. Res., 76, 5903-5909.*
- Stevenson, F.J. und Cheng, C.N. (1972): Organic geochemistry of Argentine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 36, 653-671.*
- Stow, D.A.V. und Bowen, A. (1978): Origin of lamination in deep-sea fine-grained sediments. *Nature, 272, 324-328.*
- Stow, D.A.V. und Lovell, J. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. *Earth-Sci. Reviews, 14, 251-291.*
- Stow, D.A.V. und Shammugam, G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites. *Sed. Geol., 25, 23-42.*
- Stow, D.A.V. (1982): Bottom currents and contourites in the North Atlantic. *Bull. Inst. Geol. Basin d'Aquitaine., 31, 151-166.*
- Stow, D.A.V. (1984): Turbidite facies, associations and sequences in the southeast Angola Basin. In: Hay, W. Sibuet, J. C. et al., *Init. Repts. DSDP, 75.*
- Stupavsky, M.C., Gravenor D.T. und Symons, A. (1979): Paleomagnetic stratigraphy of the Meadowcliffe Till, Ontario: A late Pleistocene excursion? *Geophys. Res. Lett., 6, 4, 269-272.*
- Suess, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the ocean-surface productivity and oxygen utilization. *Nature, 288, 260-263.*
- Suess, E. (1984): Hexahydrate basin project. *Cruise Report of Oregon State University, preliminary data and summary of significant results. 44 p.*
- Sugden, D. und Clapperton, C. (1977): The maximum ice extent on island groups in the Scotia Sea, Antarctica. *Quat. Res., 7, 268-282.*
- Sugden, D. und Clapperton, C. (1986): Glacial history of the Antarctic Peninsula and South Georgia. *South African Journal of Science, 82, 508-509.*
- Thompson, R. und Berglund, B. (1976): Late Weichselian geomagnetic reversal as a possible example of the reinforcement syndrome. *Nature, 263, 490-491.*
- Thomson, J.W. (1968): The geology of the South Orkney Islands: II. The petrology of Signy Island. *Sci. Rep. Antarc. Surv., 62, 30 p.*
- Toth, J.R. (1980): Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geol. Soc. Amer. Bull, 91, 44-54.*
- Truesdale, R. und Kellog, T. (1979): Ross Sea diatoms: modern assemblage distributions and their relationship to ecologic, oceanographic and sedimentary conditions. *Mar. Micropaleontology, 4, 13-31.*
- Vall, H. et al. (1987): Magnetotactic bacteria and their magnetofossils in sediments. *Earth and Planetary Science letters, 86, 389-400.*
- Valladas, G. et al. (1977): Thermoluminescence dating of recent volcanic rocks. *Laschamp magnetic event dating, Fifth ECOG Conference, Pisa, Italy.*

- Van Andel, J.H. (1973): Texture and dispersal of sediments in the Panama Basin. *J. Geol.*, 81, 434-57.
- Verosub, K.L. (1977): The absence of the Mono Lake geomagnetic excursion from the paleomagnetic record of Clear Lake, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*; 36, 219-230.
- Verosub, K.L. und Banerjee, S.K. (1977): Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, 145-155.
- Verosub, K.L. (1982): Geomagnetic excursions: a critical assessment of the evidence as recorded in sediments of the Brunhes Epoche. *Phil. Trans. R. Soc., London, A* 306, 161-168.
- Warnke, D.A. (1970): Glacial erosion, ice-rafting and glacial marine sediments: Antarctica and the Southern Ocean. *Am. J. Sci.*, 269, 279-294.
- Watkins, N.D. et al. (1974): Antarctic glacial history from analysis of ice-rafted deposits in marine sediments: New model and initial tests. *Science*, 186, 533-536.
- Watkins, N.D., Ledbetter, M.T. und Huang, T.C. (1982): Antarctic glacial history using spatial and temporal variation of ice-rafted debris in abyssal sediments of the Southern Ocean. In: *Ant. Geosc., I.U.G.S., Ser. B(4)*, 1013-1016.
- Watters, D.G. (1971): Geophysical investigation of a section of the South Scotia Ridge. In: Adie, R.J., ed. *Antarctic geology and geophysics*. Oslo, 33-38.
- Weaver, F.M. (1973): Pliocene paleoclimatic and paleoglacial history of East Antarctica recorded in deep-sea cores. *Florida State Univ., Sediment. Res. Lab., Cont.* 36.
- Weiss, R.F., Ostlund, H.G. und Craig, H. (1979): Geochemical studies of the Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 26, 1093-1120.
- Wensink, H. (1983): Paleomagnetism of 3 deep-sea piston cores recovered from the Madeira abyssal plain. In: *Geol. studies in the eastern North Atlantic. Vol. 38*, 169-181.
- Westall, F. (1987): Quaternary continental margin sedimentation off the southeast coast of South Africa. *Geological Journal*, 22, Thematic Issue, 563-578.
- Wetzell, A. (1981): Ökologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. *Meteor. Forsch.-Erg.*, C, 34, 1-47.
- Weyl, P.K. (1968): The role of the oceans in climatic change: a theory of the ice ages. *Meteorol. Monogr.*, 8, 37-62.
- Whitaker, T.M. (1982): Primary production of phytoplankton off Signey Island, South Orkneys, the Antarctic. *Proc. R. Soc., London*, 214, 169-189.
- Wollin, G., Ericson, D.B. und Ryan, W.B.F. (1971): Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 175-183.
- Wollin, G.D. et al. (1971): Variations in magnetic intensity and climatic changes. *Nature*, 232, 549-550.
- Wright, R. und Anderson, J.B. (1982): The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment: Eastern Weddell Sea, Antarctica. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 93, 951-963.
- Yaskawa, K. et al. (1973): Paleomagnetism of a core from Lake Biwa I. *J. Geomagn. Geoelec.*, 25, 447-474.
- Yaskawa, K. (1974): Reversals, excursions and secular variations of the geomagnetic field in the Brunhes normal polarity epoch. *Palaeolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, vol. 2, (eds.) Horie, 77.
- Zijderveld, J.D.A. (1967): A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collison, D.W. Creer, K.M. und Runcorn, S.K. (eds.), *Methods in Palaeomagnetism*: Amsterdam (Elsevier), 254-286.
- Zwally, H.J. et al. (1983): Antarctic sea ice, 1073-76: satellite passive microwave observation, *NASA Spec. Publ.*, 459, 206.

#### 14. Dank

Mein erster Dank gilt meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. Fütterer für die Betreuung und Unterstützung meiner Arbeit.

Ich möchte mich zudem herzlichst bei Frau Dr. Westall-Klatt für die vielen Anregungen und Hinweise zu verschiedenen Fragestellungen bedanken.

Herr Prof. Dr. Bleil ermöglichte mir die Messungen der Paläomagnetik-Proben am Institut für Geophysik in Bochum und Bremen. Er und seine Mitarbeiter, Herr Dr. Spieß und Herr Dipl.-Geophys. Nowaczyk, unterstützten mich bei der Ausführung und Auswertung der Analysen. Die Paläomagnetik-Proben des Kerns 1167-10 stammen von Herrn Prof. Dr. Meischner, die er mir freundlicherweise zur Bearbeitung überließ.

Für die Hilfestellung bei der Bestimmung der Radiolarien danke ich Frau Dr. Abelmann. Die Ergebnisse der Diatomeenanalysen stammen von Herrn Dr. Gersonde.

Für die Durchführung der 230-Thorium-Analysen bedanke ich mich bei Herrn Dr. Mangini und Herrn Dr. Walter.

Für viele klärende Informationen und fachliche Ratschläge möchte ich allen genannten Personen nochmals danken.

## ANHANG

### 15. Arbeitsmethoden

#### 15.1. Öffnen der Kerne und ihre Beschreibung

Nach dem längsseitigen Aufsägen und Teilen der PVC-Kernrohre (Schwere- und Kolbenlote) in eine Arbeits- und Archivhälfte wurden die Schnittflächen photographiert und lithologisch nach primärer (i. allg. Ablagerung) und sekundärer (i. allg. diagenetisch) Zusammensetzung, Farbe, Kornstruktur und Sedimentstruktur beschrieben. Von den beiden Kastenlotkernen stand jeweils nur eine Kernkastenhälfte für die Bearbeitung zur Verfügung, die in eine Arbeits- und Archivhälfte aufgeteilt wurde.

#### 15.2. Kriterien für die Probennahme

Die Entnahme der Proben erfolgte in der Regel aus der Arbeitshälfte in 5 oder 10 cm Abständen entsprechend den sedimentologischen Besonderheiten. Folgende Aspekte mußten dabei anhand visueller Beobachtung und nach Auswertung der Radiographien und der smear slides bei der Auswahl der Probennahmepunkte berücksichtigt werden:

- Änderungen in der Sedimentzusammensetzung
- Farbwechsel
- Texturveränderungen
- Bioturbation
- Vorkommen oder Abwesenheit von Schichtung
- scharfe oder allmähliche Kontakte
- Veränderungen in Kompaktion und Wassergehalt
- auffallende Filmhelligkeitsunterschiede

Für die sedimentologischen Untersuchungen wurden Radiographien und Smear slides angefertigt, Material für Korngrößen- und Komponentenanalysen (Abb. 51) und zur Bestimmung des Wasser-, Karbonat- und Kohlenstoffgehalts entnommen (Abb. 52).

#### 15.3. Radiographien

Für die Anfertigung der Radiographie-Bilder wurden Sedimentscheiben vom Format 10 x 25,5 cm und 0,8 cm Dicke entnommen. Anschließend wurden sie mit einem Röntgengerät der Fa. HP (Faxitron Cabinet X-ray system 43855A) direkt auf



### 15.5. Scherfestigkeit

Die Scherfestigkeit wurde durchschnittlich alle 5 bis 10 cm mit einem Rotationsviskosimeter RV 3 gemessen. Als Meßeinrichtung diente der vierschenkelige Meßflügel FL 100 ( $h = 10$  mm,  $d_1 = 8,8$  mm), der jeweils zwei Zentimeter tief in die Sedimentoberfläche gesenkt wurde. Es wurden jeweils drei Messungen nebeneinander, parallel zur Schichtung, durchgeführt. Aus ihnen konnte dann der Mittelwert berechnet werden.

Eine engständige kontinuierliche Meßreihe erschien sinnvoll, um die kurzfristigen Fluktuationen erkennen zu können, die ansonsten von dem langfristigen, nahezu geradlinigen Anstieg der Kompaktion überprägt werden. Bei der Auswertung der Messungen mußten Gefüge- und Materialveränderungen durch Kernentnahme, Transport und Lagerung der Kerne berücksichtigt werden. Ebenso ist aber auch eine unkontrollierte Vergrößerung der Scherkraft durch einzelne größere Steine möglich, wie z. B. im Kern 1175-3 in 750 cm und 65 cm Tiefe (Abb. 26) und im 1170-3 in 420 cm Tiefe (Abb. 27).

### 15.6. Wassergehalt

Zur Bestimmung des Wassergehaltes dienten Probenmengen von  $2 \text{ cm}^3$ , die unmittelbar nach dem Öffnen der Kerne im Abstand von 5 cm entnommen wurden (Abb. 52). Der nach der Gefrier-trocknung ermittelte Gewichtsverlust ergab dann den Wassergehalt der Proben. Durch Kernentnahme, Transport, Lagerung und Öffnen der Kerne können die natürlichen Wassergehalte allerdings verändert sein. Insbesondere bei sandigen Sedimenten, z.B. im Kern 1173-9, muß mit größeren Abweichungen gerechnet werden, d.h. die Werte sind vermutlich infolge des Wasserverlusts bei der Probennahme zu gering ausgefallen.

### 15.7. Bestimmung von Gesamt-, Karbonat- und Nicht-karbonat-Kohlenstoff

Die Messungen der Kohlenstoffgehalte aller Kerne fanden in einem COULOMATEN 702 (Fa. Strohleim & Co) nach dem Prinzip der coulometrischen Titration mit elektrometrischer Endpunkterkennung und zusätzlich an einem Kern in einem LECO-Kohlenstoffanalysator (LECO WR 12) statt. Letzterer arbeitet nach dem Prinzip der Verbrennung im Sauerstoffstrom in einem Induktionsofen. Für die Messungen wurden die Wassergehaltsproben in einer Kugel-Schwingmühle auf Korngrößen  $< 0,125$  mm gemahlen (Abb. 52).

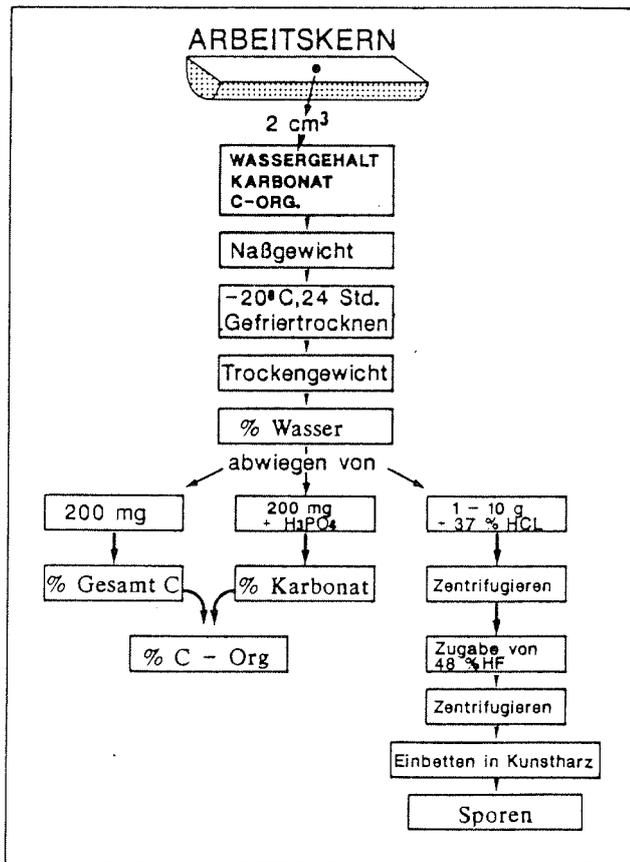


Abb. 52: Aufbereitung der Proben für die Bestimmung des Karbonat- und des organischen Kohlenstoffgehaltes und für die Analyse des organischen Materials.

Für die Bestimmung des Gesamt-Kohlenstoffs wurden 150 bis 200 mg der trockenen Probe in einem vor Gebrauch im Sauerstoffstrom bei 1100°C ausgeglühten Porzellanschiffchen eingewogen und dann im Röhrenofen verbrannt. Zur Feststellung des Gehaltes an Karbonat- und organischem Kohlenstoff wurden 200 mg Probenmaterial in einem speziell angefertigten Gläschen eingewogen und mit ca. 5 ml 14 %iger Phosphorsäure versetzt. Bei der folgenden Reaktion wird der Karbonatanteil zersetzt, zurück bleibt der Nichtkarbonat-Kohlenstoff. Die Menge des sich bildenden  $\text{CO}_2$  wird im Coulometern gemessen, und als Maß für den Gehalt an Karbonat-Anionen angesehen.

Nichtkarbonat-Kohlenstoff (%) = Gesamt-Kohlenstoff (%) - Karbonatkohlenstoff. Der Anteil an Karbonat läßt sich durch Multiplikation des obigen Wertes mit 8,33 errechnen.

Es wurden in der Regel Mehrfachmessungen durchgeführt. Der ermittelte analytische Fehler lag bei ca. +/- 1 %. Die Messungen im LECO-Analysator stimmten mit den im Coulomaten durchgeführten Analysen überein. Ein Vergleich der Meßwerte der beiden Verfahren zeigte Abweichungen von maximal 1 %.

### 15.8. Kerogen-Bestimmung

Für die Herstellung eines Kerogenkonzentrats und eines Anschliffs reichten maximal 10 g der getrockneten und gemahlten Probe aus (Abb. 52). Diesem mußten 37 % HCL zugesetzt werden. Nach zwei Stunden konnte die Probe dann mit H<sub>2</sub>O demin. bzw. H<sub>2</sub>O demin. + wenig NaOH durch Abzentrifugieren gewaschen werden (3 x jeweils 5 Min. bei 4000 U/Min.). Anschließendes Verrühren mit 48 % HF (12 Std.) löste das Silikat. Die Probe wurde danach dreimal zentrifugiert und bei 40°C getrocknet. Anschließend wurde dieses Konzentrat mit Kunstharz verrührt und in einem zylindrischen Block aufgegossen. Das Aushärten dauerte mehrere Tage.

Die Probe wurde danach auf drei verschiedenen Schleifscheiben mit grober, mittlerer und feiner Körnung (600, 400, 280 µm) naß angeschliffen und mit Tonerde 3 und Wasser poliert. Die fertigen Präparate konnten mit dem Fluoreszenz- und im weißen Auflicht mit dem Reflexionsmikroskop betrachtet werden. Die für die Maceral/Mineral-Analyse benutzte Apparatur besteht aus einem Leitz MPV 2 Mikroskop und einem Point-Counter der Fa. Swift.

### 15.9. Korngrößenanalyse

Zur Ermittlung der Korngrößenverteilung genügte es, eine Probenmenge von 2 cm<sup>3</sup> mit einer 5 ml Plastikspritze zu entnehmen. Die Aufbereitung des Materials erfolgte mit einer 5%igen H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Lösung. Anschließend wurde es durch Schlämmen über 2 mm und 0,063 mm Sieben in drei Subfraktionen zerlegt:

A = Korndurchmesser:	> 2,0mm	( < -1 Phi )	= Kies
B =	: 2,0-0,063mm	( -1 bis 4 Phi )	= Sand
C =	" : < 0,063mm	( > 4 Phi )	= Silt und Ton

Die Grobfraktionen A und B mußten anschließend getrocknet und gewogen (Gew. %-Kies und -Sand) werden. Die Suspension < 0,063 mm wurde aufgefangen, die klare Flüssigkeit nach 3 Tagen dekantiert und der Rückstand in Atterbergzylinder umgefüllt.

Das Sediment < 0,063 mm wurde nach dem Atterberg-Verfahren in die Fraktionen Ton und Silt zerlegt (Prinzip MÜLLER, 1964). Nach Ablauf der vorgeschriebenen Fallzeit von 21 h bei einer Fallhöhe von 28,5 cm und einer konstanten Raumtemperatur von 22°C wurde die Suspension dekantiert.

Der Tonanteil wurde danach von der fluiden Phase getrennt, bei 60°C getrocknet und anschließend gewogen (= Gew.% Ton).

Für die Bestimmung der Siltkorngrößen stand ein SediGraph 5000 ET, der Fa. Coulter Electronics zur Verfügung. Aus der erhaltenen Summenkurve konnten die Siltprozentage bei 0,032, 0,016, 0,008, 0,004 und 0,002 mm abgelesen, und zur Berechnung der Gesamtverteilung verwendet werden. Der Prozentwert < 0,002 mm wurde dem Tongewicht zugerechnet.

#### 15.10. Analyse der Grobfraktion

Die in dieser Arbeit angewandte Methode versucht die Zusammensetzung der Kies- und Sandfraktion quantitativ zu erfassen. Dazu wurde die von SARNTHEIN (1971) angewandte korngrößen-fraktionierte Kornzahlanalyse der Komponenten benutzt.

Für die Komponentenbestimmung wurden etwa 1 cm breite Sedimentscheiben (ca. 30 cm<sup>3</sup>) ausgestochen (Abb. 51), und mit einer 5 %igen H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Lösung aufbereitet. Anschließend wurde der Sand durch Schlämme abgetrennt, getrocknet, gewogen und in einem Sonic Sifter in 5 Subfraktionen zerlegt.

Zur Bestimmung des Komponentenanteils wurden innerhalb jeder Fraktion ca. 400 Körner unter dem Binokular ausgezählt. Bei dieser Anzahl beträgt die Abweichung des tatsächlichen Wertes vom Zählergebnis +/- 5,78 % (VAN DER PLAS & TOBI, 1965). Bei der Auszählung der Komponenten wurden Erhaltung und Kornform (Gestalt, Rundung und Oberfläche) notiert.

### Vorkommende Komponenten

Es konnten innerhalb der Grobfraktionen 16 Korntypen unterschieden werden:

#### I. Plankton

Radiolarien - Skelette  
Diatomeen - "  
Foraminiferen - Gehäuse

#### II. Benthos

Foraminiferen - Gehäuse  
- Sandschaler  
- Kalkschaler

Schwammnadeln  
Gastropoden - Schalen

#### III. terrigene Minerale

Quarz  
Feldspat  
Glimmer  
Gesteinsbruchstücke  
- Magmatite, Metamorphite, Sedimente  
- aus mehreren Kristallindividuen zusammengesetzte  
Quarzkörner  
Schwerminerale

#### IV. authigene Minerale

Glaukonit  
Pyrit  
Mikromanganknollen

#### V. Pyroklastisches Material

Asche  
- braun  
- schwarz

Neben diesen Komponenten finden sich Biodekritus und Sedi-  
mentaggregate.

### 15.11. Auswertung und Darstellung der Korngrößen- und Kom- ponentenanalyse

Aus der Korngrößen- und Komponentenanalyse konnten folgende  
Daten gewonnen werden:

	in Prozent
Kiesanteil	"
Sandanteil	"
Siltanteil	"
Tonanteil	"
Sandfraktionen (5 Werte)	"
Siltfraktionen (5 Werte)	"
Biogenanteil an den Sandfraktionen	"

Die graphische Darstellung der Analysen erfolgte in Form von Histogrammen, Verteilungs- und Summenkurven. Die Summenkurve ermöglichte bei bestimmten Prozentdurchgängen ("Percentile") das Ablesen der Korngrößen und die Berechnung der Korngrößenparameter (nach FOLK, 1966). Für die Korngrößenklassifikation der Sedimente wurde das Ton - Silt - Sand - Dreiecksdiagramm von SHEPARD (1954) benutzt.

#### 15.12. Bestimmung des IRD-Gehaltes (ice-rafted-debris)

Als Maß für den Eintrag an eisverfrachteten Material gilt der Gehalt an terrigenen Körnern > 2 mm. Die genaue Erfassung dieses Anteils im Sediment ist problematisch, da IRD in den Ablagerungen sehr ungleichmäßig verteilt ist. Die Bestimmung der Gewichtsprozent der Kiesfraktion anhand der im Abstand von 5 bis 10 cm entnommenen Proben ist nicht sehr sinnvoll, da vereinzelt vorkommende Kiese und Steine das Bild der Verteilung stark verfälschen können. Aus diesem Grund wurde der Grobkornanteil zusätzlich anhand der Radiographien ausgezählt. Dazu wurden diese auf einen Leuchttisch gelegt und von jedem Zentimeter Kerntiefe (ca. 10 cm<sup>3</sup> Sediment) die Körner > 2 mm auf Millimeterpapier übertragen und ausgezählt. Diese Methode wurde bereits von GROBE (1986) sehr erfolgreich in seiner Dissertation angewandt. Er bestätigte auch die Reproduzierbarkeit der erhaltenen Ergebnisse durch eine Siebanalyse.

#### 15.13. Datierungsmethoden

Um die Ablagerungen zu datieren und Sedimentationsraten zu ermitteln, wurden von der Arbeitshälfte Proben zur Bestimmung der Radiolarien und Diatomeen und von der Archivhälfte Material für 230-Thorium- und Paläomagnetik-Messungen entnommen (Abb. 53).

##### 15.13.1. Biostratigraphie

###### Radiolarienanalyse

Es wurden alle 2,5 bis 5 cm ca. 20 cm<sup>3</sup> Sediment mit einer Einwegspritze entnommen und gefriergetrocknet. Anschließend wurden 6 bis 10 g Material abgewogen und mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (35 %ig) aufbereitet. Danach wurden die Korngrößenfraktionen 0,063 bis 0,5 mm naß abgesiebt und mit 100 ml dest. H<sub>2</sub>O versetzt.

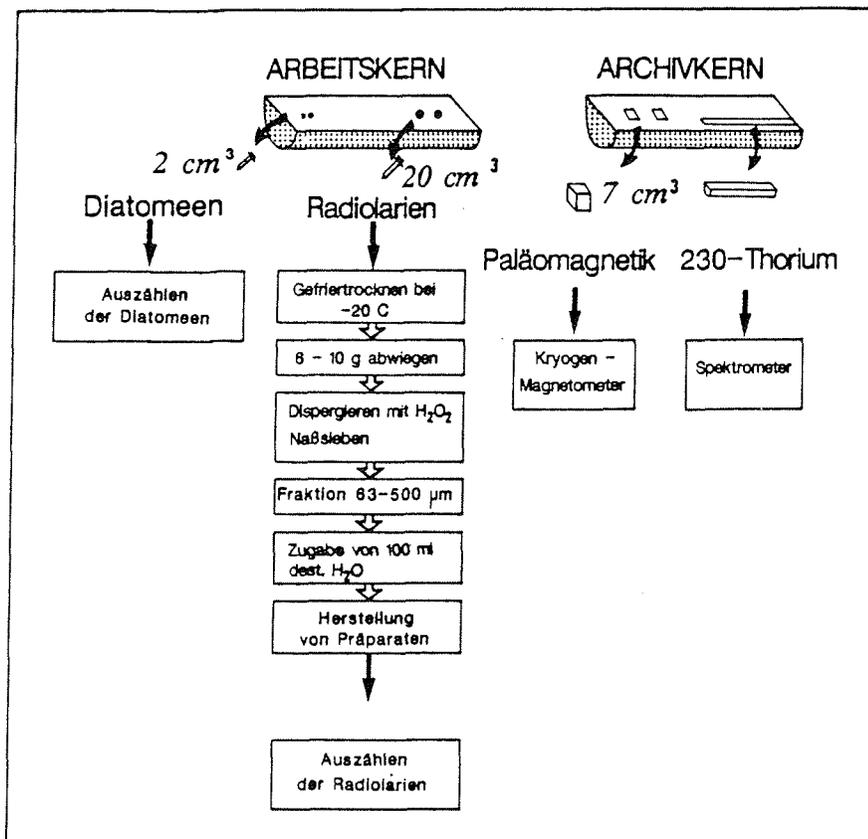


Abb. 53: Probennahme und -bearbeitung zur Datierung der Sedimentkerne.

Die Präparation erfolgte nach einer überarbeiteten Methode von MOORE (1973) und nach ABELMANN et al. (in prep.), bei der eine gleichmäßige Radiolarienverteilung auf den Deckgläsern erreicht wird. Um das quantitative Vorkommen der Art *Cycladaphora davisiana* zu bestimmen, wurden pro Präparat (Größe: 5 x 2,5 cm) mindestens 300 Radiolarien ausgezählt. Das Ergebnis wurde auf 1 g Trockensediment bezogen.

Eine Radiolarienanalyse erfolgte an den Sedimentkernen und den Großkastengreifern 1175-3, 1170-1, 1171-1 (GKG) und 1175-1 (GKG) der Becken II und III. In den Sedimenten der Becken I und IV konnten keine Radiolarien nachgewiesen werden.

### Diatomeenanalyse

Die bereits an Bord im Abstand von 5 cm genommenen Proben (mit 2 ml-Einwegspritze) wurden quantitativ aufbereitet (SCHRADER & GERSONDE, 1978).

Die Bestimmung der quantitativen Verteilung der Art Eucampia balaustium wurde von R.GERSONDE an dem Kern 1175-3 durchgeführt. An den anderen Kernen war eine Analyse aufgrund des zu geringen Diatomeenvorkommens nicht möglich.

### 15.13.2. 230-Thorium-Messungen

Für die Erstellung einer Thorium-Stratigraphie wurden von den Archivhälften der Kerne 1170-1 und 1173-9 Minikerne mit einem Durchmesser von 2,5 cm entnommen. Die Messungen führten A. MANGINI und P. WALTER am Institut für Umweltpysik in Heidelberg durch. Das Meßverfahren wird von MANGINI (1975) und MANGINI und SONNTAG (1977) beschrieben.

### 15.13.3. Paläomagnetische Messungen

Fünf Sedimentkerne und fünf Großkastengreiferproben aus dem Arbeitsgebiet und ein Kern aus dem Powell-Becken wurden systematisch paläomagnetisch bearbeitet (Tab. 9).

Tab. 9: Paläomagnetisch untersuchte Sedimentkerne

SL 1170 - 1	GKG 1170 - 4
SL 1170 - 3	GKG 1171 - 3
KAL 1175 - 3	GKG 1174 - 2
KAL 1167 - 9	GKG 1167 - 5
KOL 1167 - 10 *	GKG 1175 - 1
KOL 1149 - 5 * (Powell Becken)	

\* von Herrn Prof. Dr. Meischner zur Verfügung gestellt.

Es wurden nur ungestörte Kernabschnitte beprobt.

Zur Materialentnahme wurden Plastikkästchen im Format 2 x 2 x 1,8 cm (7 cm<sup>3</sup>) benutzt, die orientiert in die Oberfläche der Archivhälfte der Sedimentkerne gedrückt wurden. Der mittlere Abstand zwischen zwei Proben betrug 10 cm. Aufgrund der vermuteten Sedimentationsrate von etwa 4 cm bis 5cm/1000 Jahre entspricht dies einer zeitlichen Auflösung

des magnetischen Feldes von ca.  $2 \times 10^3$  Jahren und einem Mittelungszeitraum innerhalb einer Probe von ca. 500 Jahren. Aufgrund erster Ergebnisse wurde während der Messungen in einigen Kernabschnitten der Beprobungsabstand auf 5 cm bis 2 cm verringert.

Die Messungen der Intensität und Richtung der Magnetisierung der Proben konnten mit einem triaxialen Kryogen-Magnetometer (Cryogenic Consultants London, Model GM 400) an den Instituten für Geophysik der Universitäten Bochum und Bremen ausgeführt werden (BLEIL & WEINREICH, 1985). Eine detaillierte Beschreibung des Meßprinzips findet sich bei GOREE & FULLER (1976). Für die Wechselfeld-Entmagnetisierung stand ein Gerät der Fa. Schönstedt (GSD-1) zur Verfügung.

Nach der Messung der Richtung und Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) wurde jede Probe systematisch durch Wechselfelder mit Maximalintensitäten von 25, 50, 100, 150, 200, 250, 300 ... bis max. 1000 Oerstedt (Oe) schrittweise entmagnetisiert und die verbleibende Remanenz nach jedem Schritt gemessen. Die Auswertung der Daten ergab dann eine charakteristische remanente Magnetisierung, deren Richtung der Konfiguration des erdmagnetischen Paläofeldes entspricht.

Für die graphische Auswertung der Meßwerte wurden folgende Darstellungsverfahren verwendet (BLEIL, 1986):

#### 1. Entmagnetisierungs-Kurve (s. Kap. 7.10.2.1.)

Die Entmagnetisierungskurve stellt die Änderung der Intensität der Remanenz als Funktion der maximalen Amplitude des entmagnetisierenden Wechselfeldes dar. Die Intensität wird dabei auf die NRM normiert. Aus der Kurve wird das mittlere entmagnetisierende Feld (MDF = median destructive field) ermittelt. Es gibt die Feldstärke wieder, bei der die Remanenz auf die Hälfte der NRM abgenommen hat.

#### 2. Zijderveld-Diagramm (s. Kap. 7.10.2.1.)

Diese Darstellung berücksichtigt Intensität und Richtung des Magnetisierungsvektors (ZIJDERVELD, 1967). Hierbei werden die Komponenten des Magnetisierungsvektors in einem kartesischen Koordinatensystem dargestellt. Aus der vertikalen H-Z-Ebene kann die Inklination, aus der horizontalen X-Y-Ebene die Deklination bestimmt werden. Ändert sich die Richtung während der Entmagnetisierung nicht, so liegen die Endpunkte der einzelnen Magnetisierungsvektoren auf einer Ursprungsgeraden.

### 3. Lagenkugel (s. Kap. 7.10.2.1.)

Zur Darstellung der Magnetisierungsrichtung, die in einem Kugelkoordinatensystem durch die Winkel Inklination und Deklination beschrieben wird, wird die Stereographische Projektion der Lagenkugel (Schmidt'sches Netz) benutzt. Man kann sowohl die Richtungen der resultierenden Magnetisierungsvektoren als auch die Richtungen von Differenzvektoren darstellen. Die Differenzvektoren zeigen die Magnetisierungskomponenten, die bei der Entmagnetisierung schrittweise zerstört werden.

## 16. Daten

### 16.1. Verwendete Abkürzungen und Symbole

Tiefe	=	Kerntiefe in cm
Kies	=	% Kies aus der Korngrößenanalyse
Sand	=	% Sand " " "
Silt	=	% Silt " " "
Ton	=	% Ton " " "
IRD	=	Eistransportiertes Material, Anzahl der Kieskomponenten / 1 cm
Wasser	=	% Wassergehalt (Naßgewicht)
Corg	=	Gewichts-% organischer Kohlenstoff
Scherfestigkeit	=	Scherfestigkeit in kPa
Th230 <sub>ex</sub>	=	Thorium 230 excess-Daten (dpm/g)
H	=	Hiatus
E	=	Erosion
S	=	Schwermineralanreicherung
T	=	Turbidit

### Korngrößenparameter der Silt- und Sandfraktion

$M_x$	=	$\frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3}$	Mittlere Korngröße (FOLK & WARD, 1957)
$M_d$	=	$\phi 50$	Median (TRASK, 1930)
$S_x$	=	$\frac{(\phi 95 + \phi 5) - 2 * \phi 50}{84 - 16}$	Schiefte (INMAN, 1952)
K	=	$\frac{\phi 95 - \phi 5}{2,44 * (\phi 75 - \phi 25)}$	Kurtosis (FOLK & WARD, 1957)
$S_o$	=	$\frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6}$	Sortierung (FOLK & WARD, 1957)

## Legende

### Sedimentfaziestypen

	A	homogener Ton
	A <sub>1</sub>	sand- und kiesführender Tonsilt
	B	Diamikt
	B <sub>1</sub>	Diatomeenschlamm
	B <sub>2</sub>	fossilleerer Diamikt
	C	bioturbater Tonsilt
	D	Restsediment
		Turbidit

### Lithologie

	Ton, siltiger Ton
	siltiger Ton mit Sand und Kies
	toniger bis sandiger Silt mit viel Grobsand und Kies
	Steine (Dropstones)
	Mangankruste
	vulkanische Aschenlagen
	Mikromanganknollen

### Sedimentgefüge

	Laminae
	Kreuz- und Schrägschichtungen
	geringe Bioturbation
	mäßige Bioturbation
	starke Bioturbation
	schlierig
	Silt- und Sandflasern

## 16.2. Kernbeschreibungen

### Kastengreifer

Innerer Schelf: 1177-1

1177-3

<b>Gesamtlänge:</b>	40 cm	50 cm
<b>Wassertiefe:</b>	470 m	469 m
<b>Position:</b>	61°56'5"S, 45°59'5"W	61°56'5"S, 45°58'0"W

Es finden sich olivgraue (10 Y 5/4) bis dunkelgrünliche (10 Y 6/6) diatomeenreiche Ablagerungen mit schwarzen Flecken und Streifen. Das Sediment ist ein Silt/Ton-Korngrößengemisch mit stark wechselnden Anteilen an Sand und Kies (Ton: 11-31 %; Silt: 64-82 %; Sand: 2-7 %). Viel grobes Material findet sich dabei vor allem in einer Tiefe von 35 bis 26 cm. Die Sandfraktionen bestehen aus Diatomeen (60 - 70 %), Gesteinsbruchstücken (10-15 %), Quarzkörnern (10-15 %), Aschen (2-3 %) und Glaukonit (< 1 %). Radiolarien und Foraminiferen treten nur vereinzelt auf. Irreguläre und wellige Grobsiltlagen und Siltlinsen kommen vor. Das Sediment ist zudem intensiv bioturbat verwehrt (Planolites, Zoophycos, Thalassinoides).

1178-3

1178-4

<b>Gesamtlänge:</b>	28 cm	34 cm
<b>Wassertiefe:</b>	486 m	486 m
<b>Position:</b>	61°24'4"S, 46°58'8"W	61°24'4"S, 46°58'9"W

Die olivgrauen (10Y 4/2) bis hellolivgrauen (10Y 5/4) Sedimente dieser Kastengreifer sind stark verwehrt kies- und grobsandreiche Silte bis Feinsande (Ton: 47-50,5 %; Silt: 5-10 %; Sand: 43-44,5 %) mit Rippel- und Flaserschichtung, Schrägschichtungslagen von einigen cm Höhe und Horizontalschichtung im mm-Bereich. Größere Körner finden sich in 34 bis 28 cm Kerntiefe. Die Sandfraktionen setzen sich durchschnittlich aus etwa 25-40 % Quarz, 18-35 % Gesteinsbruchstücken, 15-30 % Diatomeen, < 5 % Radiolarien, 1-3 % Aschen, 1-3 % sandschaligen Foraminiferen und < 1 % Glaukonit zusammen.

Oberer Kontinentalhang: 1176-3

<b>Gesamtlänge:</b>	40 cm
<b>Wassertiefe:</b>	1481 m
<b>Position:</b>	62°19'1"S, 45°53'8"W

Die olivgrauen (10Y 4/2) tonig siltigen Sedimente führen viele Sand- und Kieskörner, insbesondere zwischen 30 und 21 cm Tiefe. Der Sand besteht aus Gesteinsbruchstücken (15-25 %) und vulkanischen Aschen (max. 2 %) und aus Körnern der Minerale Quarz und Feldspat (30-60 %) und Glimmer. Dazu treten als organische Komponenten Schalen und Gehäuse von Diatomeen (20-30 %), Radiolarien (ca. 20 %) und Schwammnadeln. Sedimentstrukturen sind nicht zu erkennen.

**Süd-Orkney-Becken I: 1175-1**

**Gesamtlänge: 40 cm**  
**Wassertiefe: 3059 m**  
**Position: 62°31'6"S, 45°33'2W**

Grünlichschwarzer (5 GY 2/1) toniger bis sandiger Silt mit viel Grobsand und Kies kommt vor. Die Sedimente sind weich, fossilreich und stark bioturbat verwühlt. An Sedimentstrukturen finden sich Siltflasern, Horizontalschichtung und Schrägschichtungslagen.

**Süd-Orkney-Becken II: 1173-6**

**Gesamtlänge: 45 cm**  
**Wassertiefe: 3491 m**  
**Position : 63°00'7"S, 45°00'5"W**

Das olivgraue (5 Y 4/1) bis hellolivgraue (5 Y 5/2) Sediment ist ein Ton/Silt/Feinsand-Gemisch mit viel Grobsand, Kies und Steinen. Der Sand besteht überwiegend aus Gesteinsbruchstücken und den Mineralen Quarz, Feldspat und Glimmer. Schrägschichtungslagen und Sandflasern sowie 1 bis 10 mm dicke Sand- und Siltlagen mit scharfen, z.T. erosiven Kontakten an den Unter- und Oberkanten kommen vor. Die Bioturbation ist mittelmäßig bis stark. Vorwiegend 1 bis 3 cm lange und max. 1 cm dicke Wühlspuren herrschen vor. Seltener durchziehen bis zu 10 cm lange mit Silt oder Sand gefüllte Bauten das Sediment.

**Süd-Orkney-Becken III: 1170-4**

**Gesamtlänge: 30 cm**  
**Wassertiefe: 3747 m**  
**Position: 63°31'9"S, 44°30'2"W**

Eistransportiertes grobkörniges Material (Sand, Kies) findet sich unregelmäßig verteilt in einer hellolivgrauen (5 Y 5/2) feinkörnigen Ton/Silt-Matrix (Diamikt). Viel IRD zwischen 30 und 25 cm (Diamikt). Das Sediment ist reich an Diatomeen und Radiolarien, stark bioturbat verwühlt und weist Strukturen wie z.B. Horizontalschichtung, Schrägschichtung und Sand- und Siltflasern auf.

**Süd-Orkney-Becken IV: 1167-5**

**Gesamtlänge: 34 cm**  
**Wassertiefe: 4419 m**  
**Position: 63°57'5"S, 40°03'9"W**

Es herrschen olivgraue (10 Y 4/2) tonige Silte bis siltige Tone vor. Die Sedimente sind fossilleer, gering bis mittelmäßig bioturbat verwühlt und zeigen Silt/Ton-Feinlamellierung.

## Kernlote

### Süd-Orkney-Becken I: 1175-3 (Abb. 54)

Gesamtlänge: 1130 cm

Wassertiefe: 3069 m

Position: 62°31'4"S, 45°35'0"W

Der Kernabschnitt von 0 bis 30 cm Tiefe fehlt, von 30 bis 50 cm ist er stark gestört.

- 30 - 82 cm toniger Silt bis sandiger Silt, viel eistransportiertes grobkörniges Material (Kies und Steine); hellolivgrau (5 Y 5/2) mit grünschwärzen Flecken (5 GY 2/1); fossilreich; Aschenlagen bei 25 und 40 cm; starke Bioturbation; große Wühlgefüge; Sand- und Siltlinsen, feinclaminierte Ton/Silt-Schichtung, Schrägschichtungslagen, wellig-flaserige Feinschichtung (Feinsand/Silt).
- 82 - 105 cm olivgrauer (5 Y 3/2) siltiger Ton und toniger Silt; fossilarm; geringe Bioturbation; Feinclamellierung.
- 105 - 130 cm Ton/Silt-Gemisch mit viel Grobsand und Kies; hellolivgrau (5 Y 5/2); fossilführend; Aschenlagen.
- 130 - 156 cm grünlichgrauer (5 GY 4/1) siltiger Ton und toniger Silt; viel IRD, fossilleer; geringe Bioturbation (kleine Wühlgänge); Feinclamellierung.
- 156 - 302 cm siltiger Ton bis Ton, dunkelgrün (5 Y 4/1) bis dunkelgrau (N 4); häufig feinclaminiert; sehr geringe Bioturbation; zw. 225 und 250 cm Mikromanganknollen.
- 302 - 320 cm olivgrauer (5 Y 3/2) siltiger Ton bis toniger Silt mit Sand und Kies; Bioturbation zum Liegenden hin zunehmend.
- 320 - 406 cm toniger Silt bis Silt, viel Grobsand und Kies, hellolivgrau (5 Y 5/2); reich an Radiolarien und Diatomeen; viel vulk. Aschen; Intraklasten, Silt- und Sandlagen, feinclaminierte Schichtung, Schrägschichtung; starke Bioturbation (große Wühlgänge, Lamina-bau weitgehend zerstört).
- 406 - 406,5 cm dunkelgrüne harte Tonlage (5 mm dick).
- 406,5 - 435 cm toniger Silt bis sandiger Ton; hell- (10 Y 6/2) bis grauoliv (10 Y 4/2), reich an kieseligen Fossilien zw. 406 und 420 cm; Tonlage bei 420 cm (4mm dick), viel Pyrit.
- 435 - 480 cm Turbidit mit hohem Grobsand- und Kiesgehalt zw. 425 und 460 cm; viel Pyrit; Verformungswühlgefüge zwischen 480 und 435 cm.
- 480 - 510 cm olivgrauer (5 Y 5/2) toniger Silt mit Sand und Kies; hart und bröselig; Radiolarien und Diatomeen vorhanden; starke Bioturbation (kleine Gänge).
- 510 - 640 cm dunkelgrüner (5 Y 4/1) Ton bis siltiger Ton; homogen; z.T. feinclaminiert; fossilleer.
- 640 - 680 cm olivgrauer (5 Y 3/2) siltiger Ton; fossilarm; geringe Bioturbation.
- 680 - 785 cm Silt mit viel Sand und Kies; grüngelb (10 Y 6/6) bis gelbgrau (5 Y 7/2); reich an Kieselorganismen; intensive Bioturbation; Schichtungsreste.
- 785 - 815 cm toniger Silt mit viel Sand und Kies, olivgrau (5 Y 3/2); fossilarm, geringe Bioturbation.
- 815 - 890 cm Ton bis siltiger Ton, olivgrau (5 Y 5/1) bis dunkelgrüngrau (5 GY 4/1); fossilleer; Bioturbation gering; kleine Wühlgänge; harte Sandlage (vorwiegend Schwerminerale) bei 859 cm.
- 890 - 925 cm olivgrauer (5 Y 6/4) siltiger Ton mit Sand und Kies, fossilführend.
- 925 -1070 cm toniger Silt bis Silt; viel IRD zw. 1000 und 1060 cm; grauoliv (10 Y 4/2); zw. 1020 und 1065 cm engräumige Wechsel zw. graublau (5 PB 5/2), blau (5 PB 3/2 und gelbgrün (5 GY 5/2); fossilreich; grüngelbe diatomeenreiche Horizonte (10 Y 6/6) zw. 960-1000 u. 1030-1075 cm (> 90 % Diatomeen); intensiv bioturbat durchwühlt (große Wühlgänge); Sand- und Siltflaser, Sand- und Siltlagen, Grob- und Feinsiltlagen.
- 1070 -1130 cm Turbidit, siltiger Ton, helloliv (10 Y 6/2) bis grauoliv (10 Y 4/2) mit grüngelben (10 Y 6/6) und schwarzen Lagen und Flecken (FeS-Schliefen); fossilführend bis 1105cm, dann bis Kernende fossilleer; viel Pyrit; Verformungswühlgefüge.

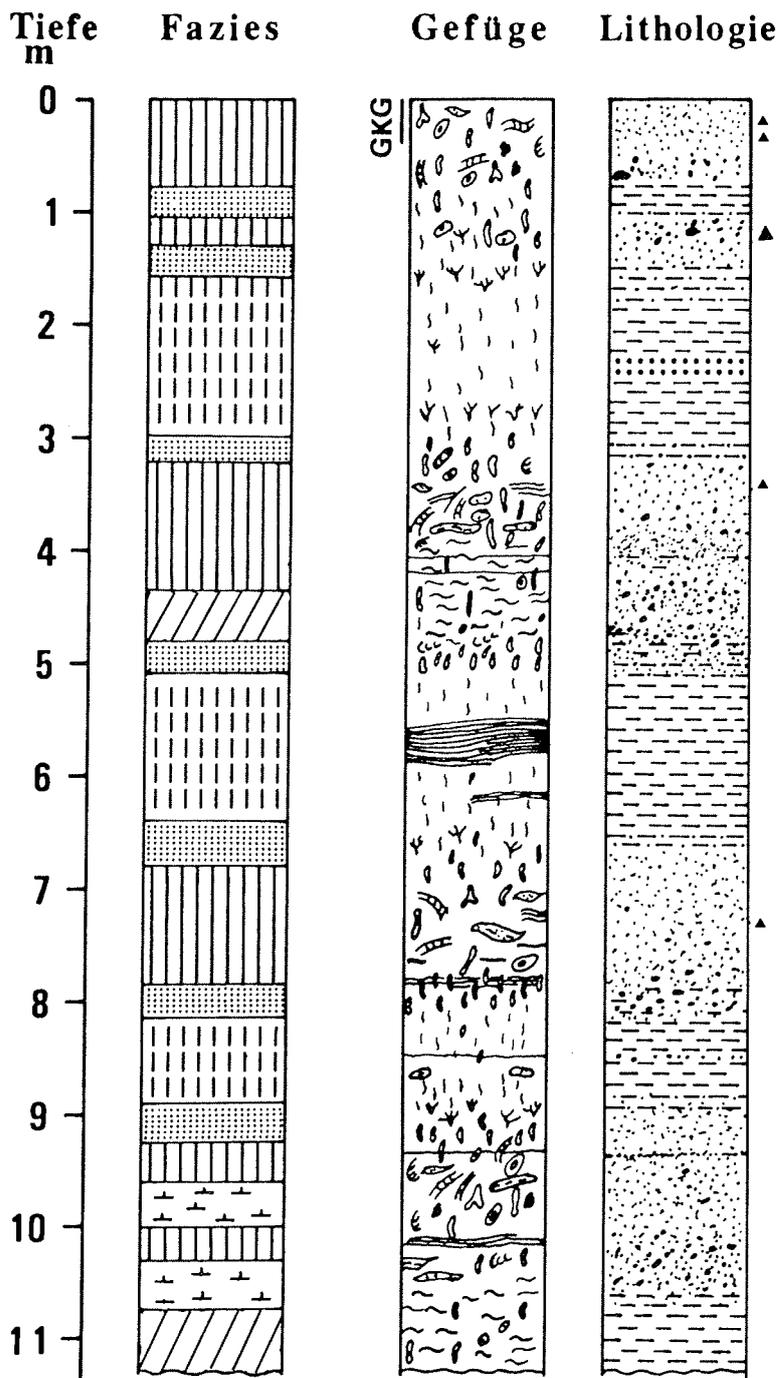


Abb. 54: Sedimentfaziestypen, Gefüge und Lithologie des Kerns 1175-3 (Becken I)

**Süd-Orkney-Becken II: 1173-9 (Abb. 55)**

**Gesamtlänge:** 775 cm  
**Wassertiefe:** 3487 m  
**Position :** 62°58'1"S, 45°01'0"W

Es fehlt der oberste Kernabschnitt von 0 bis 90 cm.

In diesem Kern sind von 90 bis 520 cm Sedimenttiefe zwischen olivgrauen (5 Y 3/2) siltig-tonigen Ablagerungen sandführende bis -reiche Silt Horizonte mit viel Kies eingeschaltet. Auf 430 cm Kernlänge finden sich 8 solcher etwa 7 bis 30 cm dicken hellolivgrauen (5 Y 5/2) grobkörnigen Horizonte. Sie sind bioturbat verwühlt und weisen häufig Rippel- und Flaserschichtung, unterbrochene Siltlaminae und irreguläre Anreicherungen von Grobsand und Kies auf. Die Übergänge zu den Liegenden bzw. Hangenden feinkörnigen homogenen Sedimenten sind meistens fließend. Der untere Kernabschnitt von 520 bis 760 cm Tiefe besteht ebenfalls aus siltig-sandigen Sedimenten mit reichlich Kies. Größere Dropstones sind häufig. Der Tonanteil liegt generell unter 35 %. Von 740 cm bis zum Kernende folgen dunkelgraue (N 4) tonig-siltige Ablagerungen.

Die Sedimente führen keine Fossilien.

2 bis 3 mm dicke Aschenlagen finden sich in 180, 720 und 750 cm Tiefe.

Horizonte mit höheren Sand- und Kiesgehalten liegen zwischen 90-120, 185-205, 249-250, 280-308, 365-375, 405-410, 425-445, 475-495 und 525-760 cm Tiefe.

**Süd-Orkney-Becken III: 1170-1 (Abb. 56)**

**Gesamtlänge:** 660 cm  
**Wassertiefe:** 3746 m  
**Position:** 63°30'9"S, 44°30'3"W

- 0 - 85 cm toniger Silt bis sandiger Silt mit reichlich Kies; vorwiegend hellolivgrau (5 Y 5/2) mit rostfarbenen Flecken; hoher Anteil an kieseligen Mikroorganismen; Aschenlagen bei 90, 85, 75 u. 40 cm; häufig Fein- und Grobsandlagen, Schrägschichtung; starke Bioturbation; zwischen 60 und 40 cm olivgrauer (10 Y 4/2 und 5 Y 5/2) toniger fossilärmer bis -leerer Horizont.
- 85 - 104 cm siltiger Ton mit viel Grobsand und Kies; olivgrau (5 Y 3/2) bis grüngrau (5 GY 6/1); fossilarm, geringe Durchwühlung, zum Liegenden hinabnehmend.
- 104 - 355 cm Ton, siltiger Ton; dunkelgrüngrau (5 GY 4/1) mit grauen Flecken; homogen, kleine Wühlspuren, Lamellierung vorhanden; zwischen 175 und 160 cm Mikromanganknollen führender Horizont; 199-198,5 cm Fe-Mn-Kruste; zwischen 280 und 250 cm Turbidit (Feinsand-Silt-Ton-Gradierung).
- 355 - 380 cm toniger Silt mit wenig Feinsand; hellolivgrau (5 Y 5/2); fossilarm; starke Bioturbation.
- 380 - 500 cm Ton-Silt-Sand-Gemisch mit viel Kies, hellolivgrau (5 Y 5/2); Mikrofossilgehalt ist hoch; sehr starke Bioturbation, insbesondere zwischen 435 und 380 cm; Kleinrippelschichtung, Schichtung, Sandtaschen, irreguläre Lagen und Linsen.
- 500 - 530 cm toniger Silt mit viel Grobsand und Kies; olivgrau (10 Y 4/2 / 5 Y R 2/2) bis dunkelgrüngrau (5 GY 4/1); Fossilgehalt niedrig; Bioturbation gering; Schichtungsreste, Intraklasten.
- 530 - 660 cm Ton, siltiger Ton, ab 630 cm zum Liegenden hin zunehmend siltiger werdend; hellolivgrau (5 Y 5/2) mit grauen Flecken (5 GY 4/1), ab 580 cm bis zum Kernende grüngrau (5 GY 6/1); sehr geringe Bioturbation bis 630 cm, dann zunehmend bis Kernende; Feinschichtung ist vorhanden.

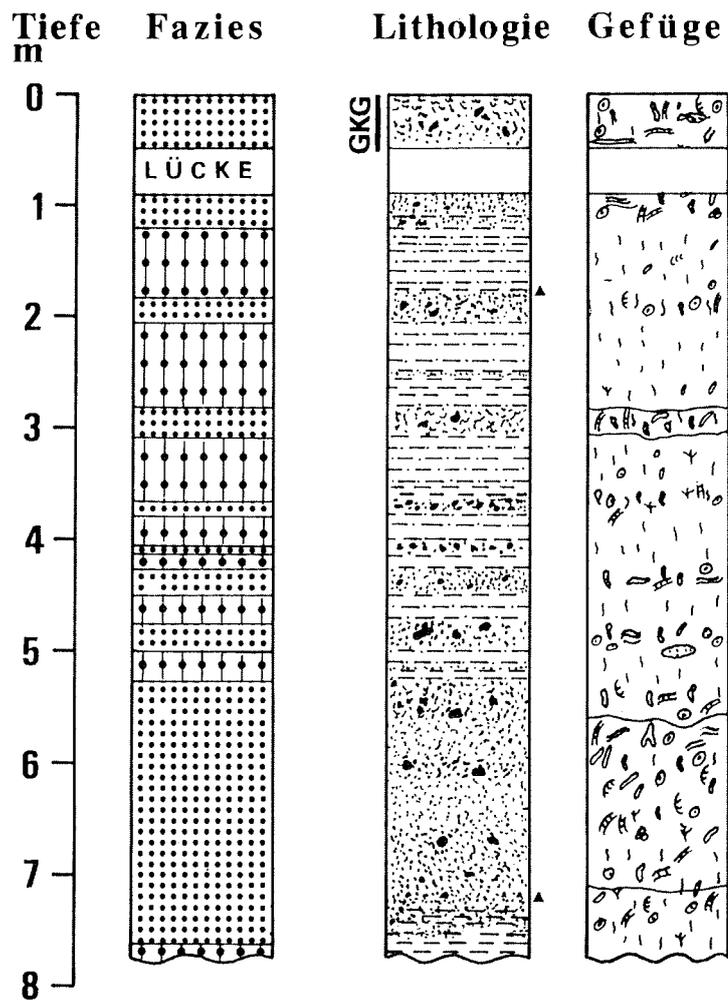


Abb 55: Sedimentfaziestypen, Gefüge und Lithologie des Kerns 1173-9 (Becken II)

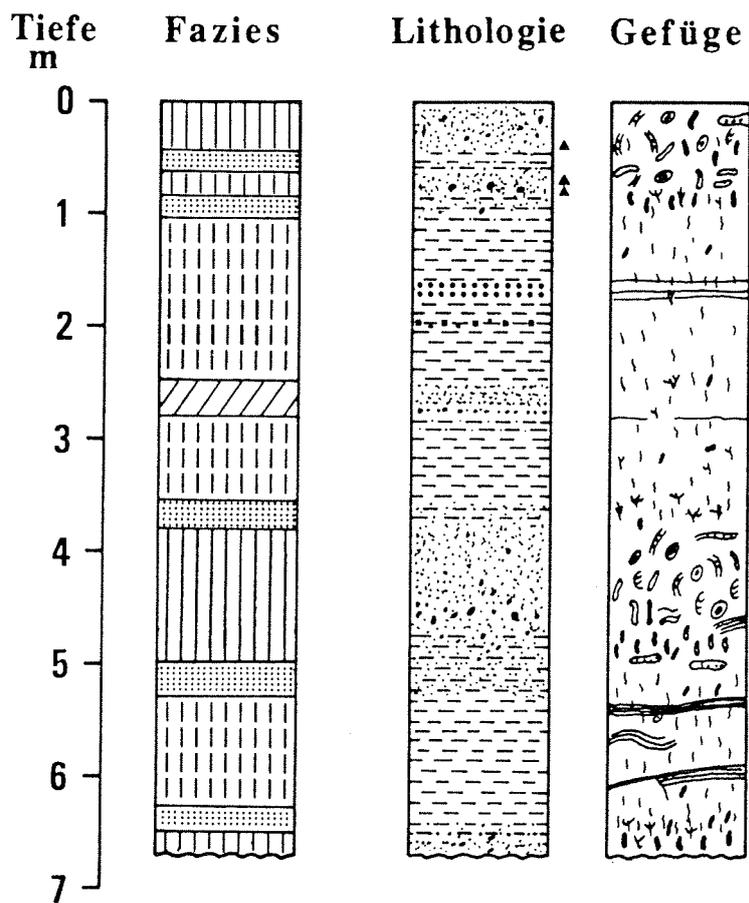


Abb. 56: Sedimentfaziestypen, Gefüge und Lithologie des Kerns 1170-1 (Becken III).

**Süd-Orkney-Becken III: 1170-3 (Abb. 57)**

**Gesamtlänge: 751 cm**

**Wassertiefe: 3745 m**

**Position: 63°30'4"S; 44°32'0"W**

- 0 - 88 cm toniger bis sandiger Silt, sandiger Ton; viel Grobsand und Kies, mit einem Maximum zwischen 94 und 70 cm; hellolivgrau (5 Y 5/2) mit mittelbraunen (5 YR 3/4) Streifen und gelbbraunen Flecken (10 YR 2/2); reich an kieseligen Fossilresten, insbesondere zwischen 50 und 20 cm; Grobkornlagen, Intraklasten, intensive Bioturbation; Aschenlagen bei 89, 82 und 75 cm; zwischen 60 und 45 cm olivgrauer (10 Y 4/2) fossilärmer Tonhorizont.
- 88 - 105 cm fossilärmer bis -leerer siltiger Ton mit wenig feinverteiltem Sand und Kies; dunkelgrün (5 Y 4/1) bis olivgrau (5 Y 3/2); Mikrobioturbation.
- 105 - 350 cm homogener Ton; dunkelgrüngrau (5 GY 4/1) bis dunkelgrün (5 Y 4/1); fossilleer; zwischen 170 und 148 cm dunkelgelbbrauner Silt-Ton-laminierter Bereich mit Mikromanganknollen; Mangankruste (198,5-198 cm); zwischen 280 und 250 cm Turbidit (Feinsand-Silt-Ton-Gradierung)
- 350 - 376 cm siltiger Ton mit feinverteilten Sand- und Kieskörnern; fossilführend; hellolivgrau (5 Y 6/4) mit dunkelgrauen Flecken.
- 376 - 490 cm toniger bis sandiger Silt; hohe Gehalte an Grobsand und Kies, insbesondere zwischen 470 und 440 cm; gelbgrau (5 Y 7/2) bis gelbbraun (10 YR 2/2), zwischen 443 bis 450 cm grau (N4); reich an kieseligen Fossilien, zum Teil angereichert in Lagen; starke Bioturbation; irreguläre Lamination und Schichtung, selten parallele Lamellierung, Sandtaschen und -flaser, Siltlinsen.
- 490 - 510 cm dunkelgrauer (N 4) toniger Silt mit hohem Anteil an Kies und Grobsand; mittelmäßige Bioturbation, fossilarm.
- 510 - 610 cm siltiger Ton; homogen; dunkelgrüngrau (5 GY 4/1) mit grauen Flecken (N 3) und grünschwärzen Streifen (5 GY 3/1); fossilleer; Andeutung von Lamination; sehr geringe Bioturbation (Mikrobioturbation).
- 610 - 630 cm siltiger Ton bis toniger Silt; hellolivgrau (5 Y 6/4); fossilführend; Bioturbation zum Liegenden hin wieder zunehmend.
- 630 - 710 cm hellolivgrauer (5 Y 5/2) toniger bis sandiger Silt mit gelbbraunen Flecken (5 Y 7/2); viel Grobsand und Kies zwischen 710 und 680 cm; fossilreich, insbesondere zwischen 680 und 635 cm; Schichtungsreste, Schrägschichtung, Flaserschichtung; intensive Bioturbation zwischen 720 und 684 cm; Aschenlagen bei 692 und 681 cm.
- 710 - 740 cm grauer (N 4) siltiger Ton mit Dropstones; fossilarm; feinelaminiert.
- 740 - 751 cm dunkelgrauer Ton, fossilleer, geringe Bioturbation

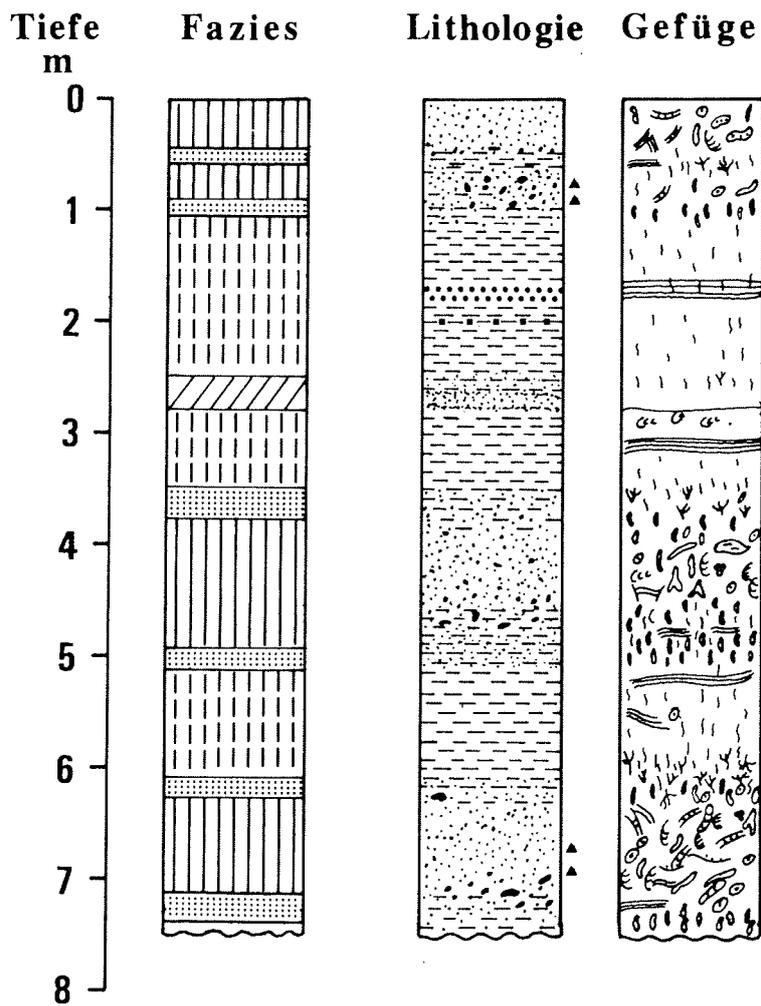


Abb. 57: Sedimentfaziestypen, Gefüge und Lithologie des Kerns 1170-3 (Becken III).

**Süd-Orkney-Becken IV: 1167-9 (Abb. 58)**

**Gesamtlänge:** 975 cm

**Wassertiefe:** 4468 m

**Position:** 63°57'1"S, 44°4'1"W

Die Sedimente sind tonige Silte mit bis zu 10 % Sand und Kies. Sie wechsellagern mit siltigen Tonen, die nur sehr wenig bzw. kein Material > 0,063 mm führen (meistens < 1,5 % Sand, kein Kies).

Die Ablagerungen sind fossilleer.

Die grobkörnigen hellolivgrauen (5 Y 5/2) bis grauoliv (10 Y 4/2) Horizonte sind z.T. stark bioturbat verwühlt, insbesondere zwischen 775 und 675, 410 und 285 sowie 120 und 55 cm Kerntiefe. Der Bioturbationsgrad ist allerdings im Vergleich zu dem der anderen untersuchten Kerne wesentlich geringer. Die Wühlspuren sind insgesamt sehr klein. Große bis zu 10 cm lange Bauten fehlen völlig. Sedimentstrukturen wie wellige und parallele Feinschichtung, Silt- und Sandfasern und Rippen sind vorhanden und auch gut erhalten. Aschenlagen kommen vor (750, 534, 470, 460, 450, 445, 440, 416, 400, 81, 63, 55, 50 und 30 cm). Bereiche mit einem hohen Anteil an Sand und Kies befinden sich in 800 bis 720, 430 bis 330 und 115 bis 90 cm Kerntiefe.

Die feineren graugrünen (10 GY 5/2) bis olivgrauen (5 Y 2/1, 5 Y 3/2) Abschnitte sind nur sehr gering verwühlt (Mikrobioturbation). Horizontale Parallel-Lamellierung kommt vor.

Viele Mikromanganknollen finden sich in 185 bis 170 cm Tiefe. Turbidite kommen in 545 bis 435 und 855 bis 800 cm Tiefe vor.

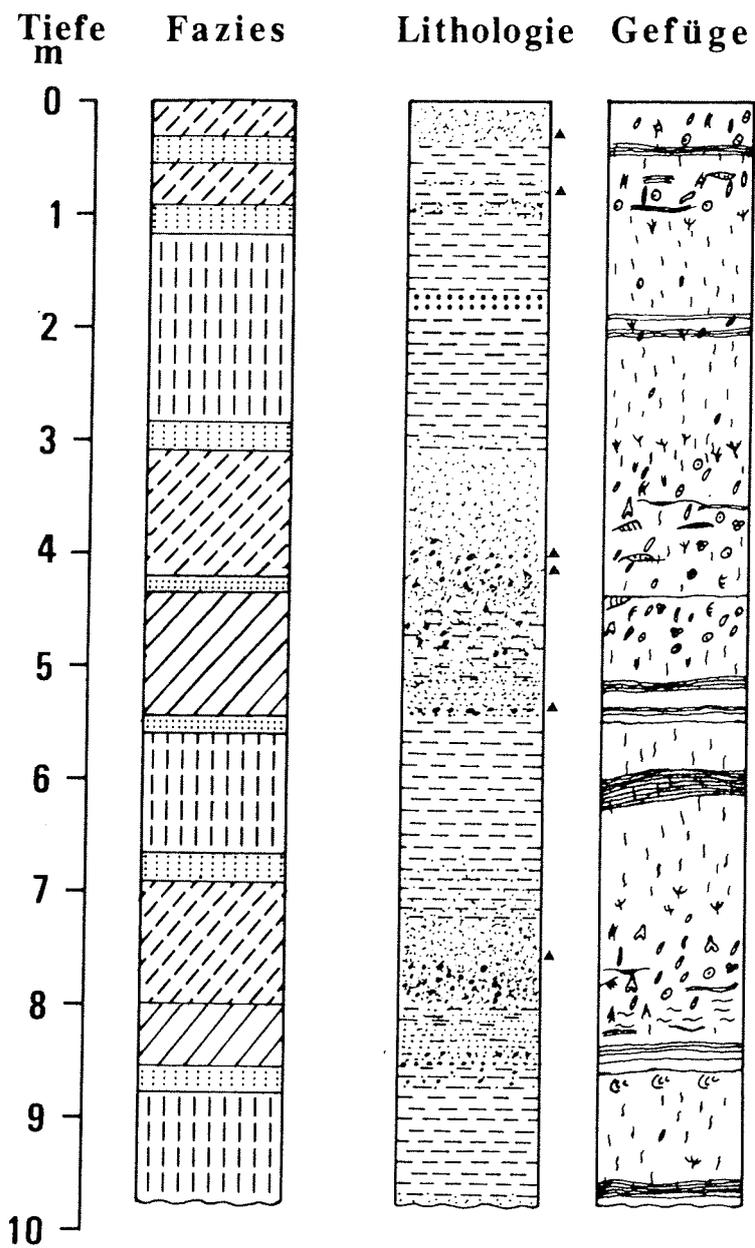


Abb. 58: Sedimentfaziestypen, Gefüge und Lithologie des Kerns 1167-9 (Becken IV).

### 16.3. Sedimentradiographien

#### Radiographie-Aufnahmen der Sedimentkerne, Maßstab = 5 cm

##### Tafel 1

A = Kern 1170-3, Sedimenttiefe: 616 cm bis 592 cm

Homogener Ton mit Spuren von Planolites.

B = Kern 1170-3, Sedimenttiefe: 372 cm bis 349 cm

Die Radiographie zeigt den bioturbaten Tonsilt mit Planolites (1), Chondrites (2), Teichichnus (3) und IRD-Anreicherung in Nestern (4).

##### Tafel 2

A = Kern 1175-3, Sedimenttiefe: 728 cm bis 703 cm

Große horizontal orientierte Wühl- und Freßgänge u. a. des Ichnotyps Zoophycos (1) werden zum Hangenden hin durch kleine Bauten des Ichnotyps Chondrites (2) ersetzt. Der untere Abschnitt gehört zur Interglazialfazies, dem Diamikt; der obere zur Übergangsfazies, dem bioturbaten Tonsilt.

B = Kern 1175-3, Sedimenttiefe: 754 cm bis 730 cm

Im oberen Abschnitt eines Interglazials werden die Ablagerungen des Diamikts durch intensive Bioturbation und Eisfracht-Sedimentpartikel charakterisiert.

##### Tafel 3

A = Kern 1175-3, Sedimenttiefe: 778 cm bis 754 cm

Intensiv bioturbat verwühlter Diamikt mit viel Sand und Kies, wie er häufig im mittleren Abschnitt eines Interglazials vorkommt.

B = Kern 1175-3, Sedimenttiefe: 804 cm bis 783 cm

Die zu Beginn eines Interglazials auftretenden Ablagerungen mit dem IRD-Maximum. Häufige Wühlspuren sind Planolites.

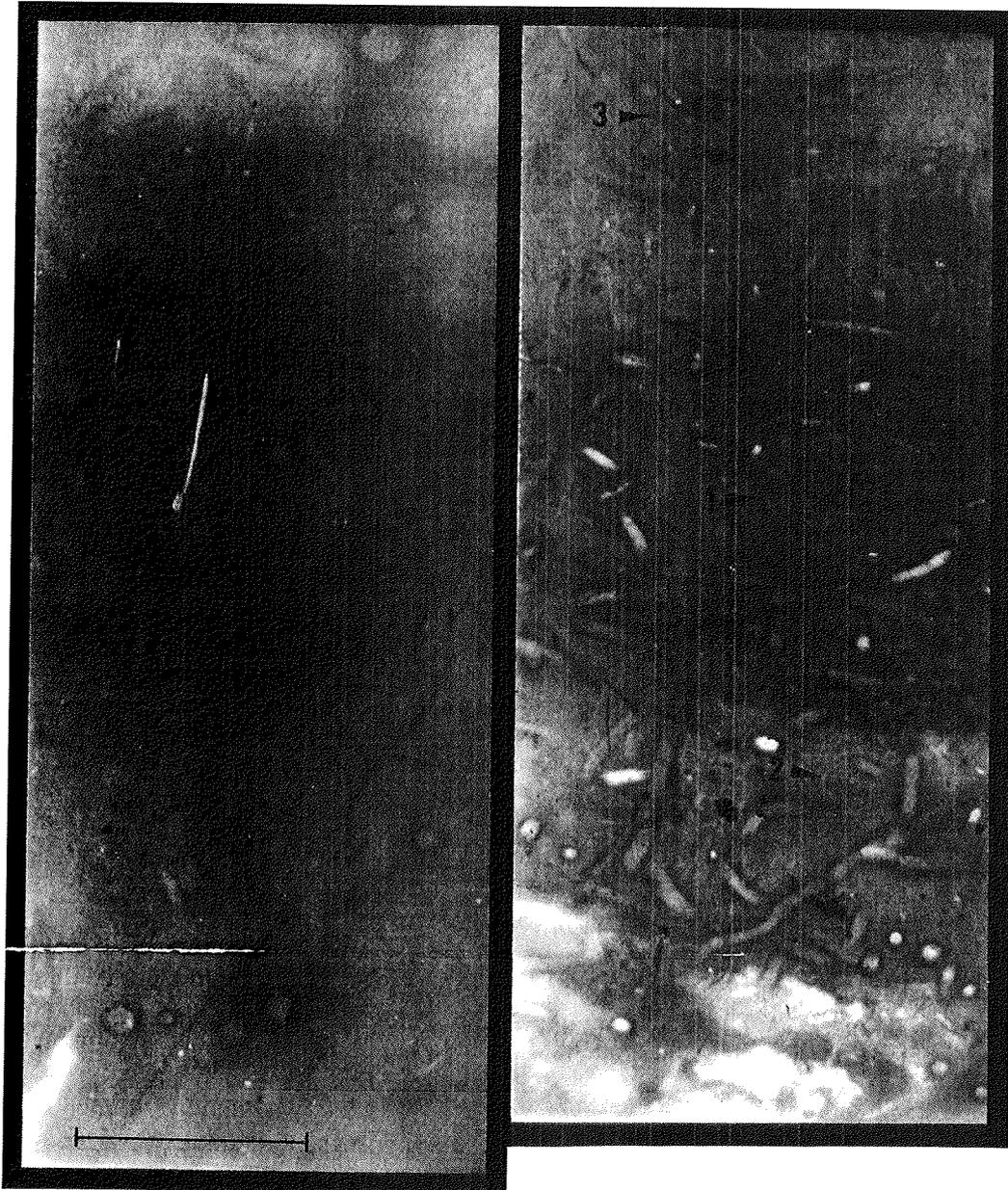
##### Tafel 4

A = Kern 1175-3, Sedimenttiefe: 1118 cm bis 1101 cm

B = Kern 1175-3, Sedimenttiefe: 452 cm bis 427 cm

Die Radiographien zeigen die durchwühlten "schlierigen" und Corg-reichen siltigen Turbiditablagerungen. Die dünnen schwarzen Fäden bestehen aus Aggregaten von Pyritsphären.

# Tafel 1



A

B

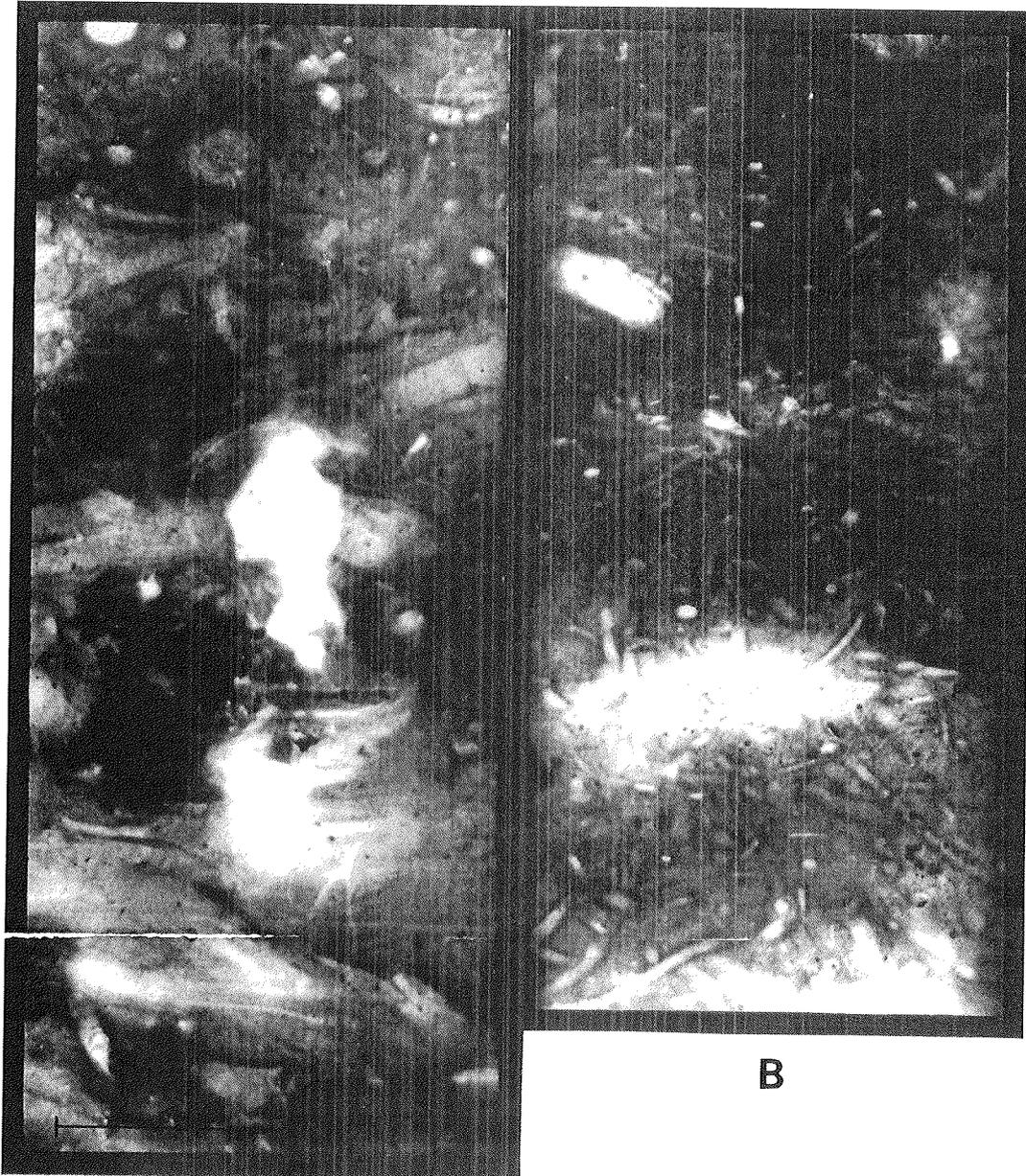
Tafel 2



A

B

# Tafel 3



A

B

Tafel 4



A



B

## 16.4. Korngrößenparameter

### 16.4.1. Gesamtprobe und Grobfraktion (Tab. 10)

Kern 1175-3, GKG 1175-1 (0-40 cm)

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Korngrößen der Sandfraktion				
					2-1 %	1-0,5 %	0,5-0,25 %	0,25-0,125 %	0,125-0,063 mm %
1	1,12	2,60	60,68	35,60					
5	0,84	3,02	61,24	34,90	6,50	12,00	22,20	30,00	29,30
10	0,51	2,93	64,28	32,28	9,10	15,00	21,50	21,00	33,40
14	0,71	2,94	65,50	30,85	10,10	17,00	19,10	25,50	28,30
21		2,56	67,80	29,64	10,30	14,30	25,10	22,70	27,60
25		2,56	73,10	24,34					
32		2,90	63,20	33,90	23,40	17,10	20,40	15,20	23,90
50	0,80	5,10	66,70	27,40	5,10	6,80	12,80	35,00	40,30
61	1,04	7,20	50,86	40,80	7,20	15,10	20,00	22,30	35,40
65	3,51	59,10	29,49	8,90	15,30	22,10	12,10	25,30	25,20
81	1,81	4,10	46,69	47,40	4,30	10,10	19,30	30,00	26,30
85	0,51	0,60	51,89	47,00					
92		0,20	49,80	50,00	3,80	5,20	10,70	35,40	44,90
95		0,50	39,61	59,89	4,10	4,80	15,10	30,00	46,00
105	0,70	2,13	49,46	47,71	3,00	4,10	9,70	27,00	56,20
110	1,10	2,40	54,80	41,70	6,90	10,20	18,10	29,40	35,40
115	0,93	7,40	51,69	39,98					
120	0,10	5,10	50,32	44,48	6,50	12,30	20,00	27,20	34,00
130		2,40	37,70	59,90					
135	0,21	2,30	37,43	60,06					
145		1,20	47,70	51,10	7,10	12,50	20,10	30,10	30,20
150		1,20	48,76	50,04	4,00	5,10	15,00	35,80	40,10
158		1,50	50,14	48,36					
160		0,50	54,43	45,07					
170		0,40	48,54	51,06	3,20	5,50	10,30	27,90	53,10
180	2,34	10,50	33,86	53,30					
182	1,43	9,90	40,57	48,10	2,50	4,50	10,30	21,00	61,70
190	0,70	0,50	47,92	50,88	2,60	4,20	12,10	24,80	56,30
200		0,10	36,81	63,09	1,50	3,00	10,40	37,30	47,80
205		0,10	39,44	60,46					
210		0,40	40,40	59,20	1,00	3,10	7,30	28,50	60,10
215	0,10	0,60	42,40	56,90					
225		0,30	40,60	59,10					
230		0,39	40,44	59,17	3,10	8,50	25,50	25,30	37,60
245		0,95	39,70	59,35					
250	0,14	0,50	39,39	59,97	2,20	10,10	20,00	31,70	36,00
260		0,50	41,81	57,69	2,50	2,70	10,50	38,10	46,20
270		0,50	41,80	57,70					
280		0,10	35,70	64,30	1,50	2,00	11,00	36,10	49,40
300	0,22	1,10	48,78	49,90	4,70	5,90	9,30	38,80	41,30
305	0,62	1,90	38,53	58,95					
315	1,41	3,80	57,19	37,60	2,30	4,20	18,30	33,20	42,00
320	1,20	4,50	59,10	35,20					

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Korngrößen der Sandfraktion				
					2-1 %	1-0,5 %	0,5-0,25 %	0,25-0,125 %	0,125-0,063 mm %
330	1,30	2,60	68,84	27,26	6,50	13,70	18,40	25,40	36,00
340	1,00	4,60	63,42	30,98					
350	0,80	2,50	56,67	40,03	8,20	12,00	20,50	35,40	23,90
360	2,10	4,10	54,82	38,98					
368	0,20	2,20	52,41	45,19	10,10	12,20	19,70	31,00	27,00
380	0,21	3,20	49,59	47,00	9,30	9,00	22,00	27,50	32,20
395		1,05	54,20	44,75					
400		0,45	42,87	56,68	1,20	5,40	25,30	38,20	29,90
408		1,05	38,60	60,35					
410	0,42	2,80	37,48	59,30	7,50	15,00	18,70	21,50	37,30
420	0,04	2,13	39,78	58,05	5,50	10,40	18,00	19,50	46,60
428	0,71	2,55	40,72	56,02					
430	0,53	2,60	39,07	57,80	9,40	8,70	20,50	20,70	40,70
440		1,40	38,10	60,50					
452	0,40	2,90	44,42	52,28	15,10	11,30	17,20	20,00	36,40
460	1,91	2,20	46,40	49,49	12,80	13,40	20,70	20,80	32,30
470	2,10	7,83	43,10	46,97	3,40	10,70	15,00	28,10	42,80
482	2,50	6,33	41,21	49,96					
485	0,90	6,30	51,00	41,80	7,10	7,50	12,40	22,70	50,30
498	0,40	2,91	39,94	56,75					
510		0,56	39,40	60,04	2,20	4,30	15,40	31,30	46,80
520		1,20	41,10	57,70	1,90	2,40	9,50	38,70	47,50
530		1,13	34,90	63,97	2,00	3,50	7,20	40,10	47,20
535		1,10	56,30	42,60					
550		1,00	34,23	64,77	3,10	2,50	10,80	34,70	48,90
560		1,90	36,00	62,10	3,40	4,20	6,20	45,20	41,00
570		0,48	38,33	61,19	0,50	2,80	7,20	40,70	48,80
580		0,26	37,72	62,02					
585	0,03	3,60	47,47	48,90	1,90	3,10	7,20	32,00	55,80
593		1,30	39,20	59,50	0,20	1,70	8,50	30,40	59,20
600		1,20	39,61	59,19	0,70	2,30	10,20	38,30	48,50
615	1,72	5,50	35,08	57,70					
620		0,90	34,46	64,64	0,50	2,60	7,10	29,50	60,30
625		3,30	33,30	63,40					
630		1,60	39,90	58,50	2,50	3,70	6,90	31,30	55,60
650		1,50	43,47	55,03	3,80	5,10	10,80	26,50	53,80
660	0,41	2,50	50,74	46,35	2,50	5,70	10,40	32,50	48,90
670	0,10	4,65	60,27	34,98	4,10	7,80	12,90	20,40	54,80
680	0,21	3,71	62,07	34,01	3,90	5,30	15,10	20,10	55,60
685		4,61	73,98	21,41					
700	0,70	6,60	68,43	24,27	4,70	14,90	10,20	20,50	49,70
708	2,90	12,50	56,73	27,87	5,10	17,30	21,50	30,40	25,70
720	2,40	4,30	63,22	30,08	5,60	13,10	19,20	32,70	29,40
730	0,70	4,14	65,17	29,99					
740	2,70	4,00	63,91	29,89	4,90	15,20	20,10	25,40	34,40
752	2,50	8,30	65,70	23,50					
760	2,93	8,10	65,98	22,99	7,50	10,90	15,40	30,40	35,80
770	2,53	7,20	55,17	35,10	12,60	13,10	18,70	22,50	33,10
780	3,33	7,60	53,91	35,16	15,80	15,70	23,40	15,70	29,40
792	2,42	5,00	52,58	40,00	15,90	18,10	20,50	19,70	25,80

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Korngrößen der Sandfraktion				
					2-1 %	1-0,5 %	0,5-0,25 %	0,25-0,125 %	0,125-0,063 mm %
800	2,71	7,50	49,79	40,00	9,50	12,70	22,40	20,00	35,40
808	1,41	5,10	63,49	30,00	12,70	15,40	19,10	33,00	19,80
820	0,07	2,20	75,23	22,50	2,30	4,50	5,80	40,00	47,40
828	0,92	2,50	67,48	29,10					
840	1,94	4,10	55,68	38,28	1,00	3,40	7,50	31,90	56,40
848		0,10	38,30	61,60					
858		1,00	46,40	52,60	5,90	7,80	17,50	28,40	40,40
860		1,10	50,90	48,00					
864		0,90	37,10	62,00	2,50	4,00	9,70	32,00	51,80
873		0,90	51,80	47,20	0,40	2,00	5,60	38,20	53,80
882		0,40	52,60	47,00					
894		0,20	59,60	40,20	3,70	5,00	12,10	25,70	53,50
898		1,30	59,10	39,60					
910	2,33	27,01	56,92	13,74	4,20	12,40	18,70	20,00	44,70
940	0,10	5,10	69,80	25,00	9,80	15,40	18,00	22,10	34,70
945	0,23	4,10	66,57	29,10					
955	1,00	5,20	58,90	34,90	10,00	17,30	14,30	19,50	38,90
964		3,90	80,30	15,80					
978	0,04	4,20	69,37	26,39	10,40	10,50	15,70	18,70	44,70
982	2,12	11,10	55,88	30,90					
992		7,50	57,50	35,00	10,30	11,20	15,40	20,10	43,00
1000	0,10	7,60	61,20	31,10	7,50	15,40	16,00	18,30	42,80
1012	3,21	10,90	45,39	40,50	12,70	18,10	20,40	20,40	28,40
1020	0,70	29,20	50,30	19,80	12,40	17,10	17,80	20,00	32,70
1028	0,90	9,20	34,90	55,00	17,80	20,40	21,50	15,00	25,30
1035		0,90	34,50	64,60	13,40	14,10	9,80	25,70	37,00
1040		1,20	40,90	57,90					
1050		1,80	34,20	64,00	9,50	14,50	12,10	30,10	33,80
1060	0,10	1,60	27,30	71,00					
1070		1,50	34,10	64,40	5,30	7,90	10,10	28,70	48,00
1080		1,10	44,00	54,90	4,80	6,00	8,90	30,40	49,90
1087		1,00	43,30	55,70					
1092		0,80	43,00	56,20	4,50	8,50	12,70	35,20	39,10
1100		0,50	38,90	60,60	3,40	7,00	12,70	26,50	50,40
1108		0,60	34,31	65,09					
1120		1,00	36,33	62,67	1,20	4,80	4,50	39,10	50,40

Kern 1173-9, GKG 1173-6 (0-36 cm)

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %
2	11,09	52,80	26,11	10,09					
4	1,50	42,80	36,11	21,09	90	2,40	16,50	60,60	20,50
8	4,00	36,61	39,23	20,16	95	1,82	12,10	58,90	27,20
31		9,77	46,13	44,10	100	3,41	28,00	46,49	26,10

Kern 1173-9, GKG 1173-6 (0-36 cm)

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %
36		10,93	44,41	44,66	110	0,62	7,50	61,48	30,40
120	0,54	9,50	56,98	33,00	460	0,10	0,50	33,60	65,80
130	0,51	2,20	47,59	49,70	470		2,20	49,70	48,10
140	0,22	3,10	44,28	52,40	475	2,80	18,30	53,60	25,30
150	0,30	4,90	49,00	45,80	485	3,20	24,10	50,50	22,20
160		3,50	53,90	42,60	490	1,85	22,30	43,15	32,70
170		2,00	42,90	55,10	500	1,00	6,60	28,30	64,10
180		1,50	51,60	46,90	505		2,80	63,00	34,20
190	3,70	36,10	42,00	18,20	515	0,70	6,60	54,40	38,30
195	1,90	17,50	56,60	24,00	520		2,90	51,90	45,20
205	0,80	4,00	56,10	39,10	530	4,50	39,10	47,60	8,80
210	0,80	5,00	53,70	40,50	535	12,10	27,30	42,50	18,10
220		2,80	52,60	44,60	540	7,25	52,10	36,65	4,00
240		2,90	46,00	51,10	545	6,23	36,60	39,17	18,00
250	0,21	4,70	44,89	50,20	550	2,40	15,20	58,20	24,20
255		2,20	41,50	56,30	555	1,80	22,10	64,00	12,10
260		2,00	32,20	65,80	570	0,50	13,40	67,40	18,70
265		1,90	39,00	59,10	580	0,40	9,30	62,10	28,20
270		0,80	37,70	61,50	590	2,70	10,20	52,60	34,50
280	0,50	3,40	45,90	50,20	600	4,10	7,80	57,60	30,50
290		2,70	47,40	49,90	605	5,10	29,20	54,60	11,10
295	1,20	26,60	51,10	21,10	610		8,90	80,20	10,90
300	0,90	19,50	55,50	24,10	620	0,60	12,30	54,30	32,80
305	2,20	29,30	52,60	15,90	630	2,23	18,20	53,27	26,30
315	0,70	4,00	54,10	41,20	640	2,30	21,20	40,80	35,70
320	0,70	2,80	47,30	49,20	650	0,71	5,30	73,69	20,30
330		4,60	40,60	54,80	660	0,75	8,10	78,85	12,30
340		5,50	34,50	60,00	670	1,00	9,30	65,30	24,40
350		0,50	33,50	66,00	680	0,31	6,50	78,19	15,00
360		3,50	51,80	44,70	690		7,10	64,90	28,00
365		4,80	61,00	34,20	700	2,90	21,00	66,90	9,20
370	1,21	7,10	66,59	25,10	705	5,60	20,90	66,00	7,50
375	1,00	11,10	57,10	30,80	710	1,70	15,30	66,90	16,10
380	0,20	3,00	46,30	50,50	720	0,10	8,20	67,40	24,30
390		0,50	48,00	51,50	730		6,50	72,80	20,70
400		0,90	37,90	61,20	740	0,10	9,50	49,90	40,50
410	1,40	5,10	51,50	42,00	755	0,10	2,10	46,70	50,20
420	0,70	2,60	41,60	55,10	760	2,30	7,10	54,50	36,10
430	2,10	7,80	63,50	26,60	765		0,50	44,50	55,00
440	2,60	8,50	64,20	24,70	770	1,20	0,80	50,00	48,00
445	1,50	12,10	74,40	12,00	775	0,70	1,80	35,20	62,30
450	0,10	1,30	52,20	46,40					

Kern 1170-3

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Korngrößen der Sandfraktion				
					2-1 %	1-0,5 %	0,5-0,25 %	0,25-0,125 %	0,125-0,063 mm %
1	0,10	3,10	69,30	27,50	3,00	4,00	13,00	35,00	45,00
5	0,70	3,10	66,10	30,10					
10		2,10	50,70	47,20	4,00	17,00	23,00	24,00	32,00
20	1,50	3,50	44,90	50,10	5,00	17,00	23,00	18,00	37,00
25	1,50	3,00	60,40	35,10	6,00	14,00	21,00	25,00	34,00
35	0,84	3,40	65,46	30,30					
38	1,23	2,70	65,27	30,80	5,00	11,00	19,00	30,00	35,00
40	0,93	3,30	64,77	31,00	3,00	9,00	14,00	24,00	50,00
45	1,00	3,30	42,70	53,00					
50		0,40	58,10	41,50	1,50	4,50	13,00	38,00	43,00
55		1,70	40,80	57,50					
60		1,90	41,60	56,50	0,50	3,50	7,00	30,00	59,00
72	0,80	2,70	44,70	51,80					
80	0,51	1,20	43,20	55,60	6,50	11,00	19,50	30,00	33,00
90	0,02	1,00	41,98	57,00	12,00	14,00	22,00	25,00	27,00
100	0,04	0,50	40,46	59,00	4,00	16,00	13,00	36,00	31,00
110		1,00	44,00	55,00	0,80	4,00	10,20	35,00	50,00
120		0,80	45,10	54,10	0,00	2,10	10,90	27,00	60,00
140		0,50	49,90	49,60	0,00	3,00	15,00	34,00	48,00
150		0,10	41,50	58,50					
155		0,40	46,10	53,50					
160		0,50	45,10	54,40	0,00	3,00	10,00	27,30	59,70
170		0,70	45,30	54,00					
180		0,40	44,60	55,00	2,50	3,50	12,20	23,90	57,90
190		0,20	49,00	50,80	8,00	28,00	28,00	17,00	19,00
200		0,30	40,50	59,20	1,10	4,00	10,00	27,00	57,90
215		0,10	40,80	59,10					
220		0,50	38,10	61,40	0,50	5,50	15,00	26,00	53,00
235		0,10	39,80	60,10					
240		0,40	45,20	54,40	1,00	1,90	10,10	24,20	62,80
255		0,40	41,60	58,00					
260	0,21	1,00	43,19	55,20	2,00	3,00	14,00	28,00	53,00
265	0,63	1,10	44,07	54,20					
270	0,51	1,00	49,99	48,50	8,00	8,80	15,10	28,10	40,00
280	1,00	1,80	82,90	14,30					
290	1,60	0,90	67,50	30,00	0,00	3,00	20,00	23,00	54,00
295	1,61	1,10	62,79	34,50	0,80	5,70	19,10	28,10	46,30
320	0,50	1,00	53,50	45,00	0,50	9,50	8,50	18,50	63,00
335		0,50	42,40	57,10	1,10	6,30	12,90	24,10	55,60
340		1,00	54,20	44,80	0,00	3,00	8,00	35,10	53,90
350	0,04	1,20	46,26	52,50	0,80	4,10	11,10	25,70	58,30
360	0,10	1,70	40,10	58,10	1,00	3,00	9,00	32,00	55,00
370	0,23	1,00	37,77	61,00	1,00	2,00	20,00	15,00	62,00
380	0,50	1,80	43,20	54,50	4,00	6,00	11,00	30,10	48,90
385	0,04	4,10	45,86	50,00					
390		0,90	61,60	37,50					
400	0,70	3,50	51,80	44,70	3,50	8,50	18,00	25,00	45,00

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Korngrößen der Sandfraktion				
					2-1 %	1-0,5 %	0,5-0,125 %	0,25-0,125 %	0,125-0,063 mm %
410	0,40	6,60	68,60	24,40					
420	2,21	4,50	53,69	39,60	5,00	10,00	17,00	23,00	45,00
430	1,50	6,50	50,50	41,50	4,00	8,70	12,20	30,10	36,00
440	2,52	9,00	45,98	42,50	8,00	12,00	14,00	30,00	36,00
450	3,00	28,00	42,00	27,00	9,10	14,10	12,20	30,80	33,80
460	2,10	7,20	46,50	44,20	10,00	12,00	16,00	21,00	41,00
470	1,90	4,00	82,10	12,00	21,00	12,00	12,00	28,00	27,00
475	1,90	13,40	65,20	19,50					
480	0,40	4,50	55,70	39,40	2,10	5,90	9,30	34,80	47,90
485	0,21	1,60	53,59	44,60					
492		1,00	44,40	54,60					
500		1,20	34,30	64,50	4,50	4,00	4,50	40,00	47,00
510		1,10	44,90	54,00	0,00	5,00	7,00	33,00	55,00
515		0,70	62,30	37,00					
520		0,80	55,20	44,00	0,00	4,00	8,50	28,50	59,00
530		0,60	36,60	62,80					
540		1,10	38,70	60,20	1,00	3,00	7,00	25,00	64,00
550		1,20	37,20	61,60					
560		1,80	50,70	47,50	0,00	1,10	5,00	40,00	53,90
565		1,30	43,80	54,90					
572		1,10	42,40	56,50					
580		1,20	46,80	52,00	1,00	2,00	5,00	32,00	60,00
590		1,00	46,40	52,60	1,00	3,00	8,00	32,00	56,00
600		1,80	47,20	51,00	2,90	2,90	6,20	28,00	60,00
610		0,70	31,80	67,50					
620	0,34	2,50	45,16	52,00	1,00	5,30	10,00	26,00	57,70
628		4,00	39,40	56,60	12,00	9,00	3,00	25,00	51,00
640	0,50	10,50	51,20	37,80	7,00	8,00	8,20	22,80	54,00
650	0,10	2,60	48,30	39,00	13,00	9,00	16,00	22,00	40,00
660	0,70	1,40	48,30	49,60	10,00	16,00	21,00	23,00	30,00
670	0,70	1,20	46,50	51,60	9,00	16,10	18,30	22,00	34,60
680	1,00	8,10	61,80	29,10	2,00	2,00	5,00	19,00	72,00
692	1,34	6,80	58,86	33,00					
700	2,21	10,80	49,19	37,80	15,00	20,00	23,00	20,00	22,00
710	2,00	5,00	47,50	45,50	25,70	16,20	18,10	19,80	20,20
720	0,20	0,40	42,30	57,10	26,50	10,50	16,00	21,00	26,00
730	0,40	0,90	35,20	63,50	3,00	12,00	21,00	30,00	34,00
740	0,10	0,50	35,00	64,40	5,00	10,00	16,00	29,00	40,00
750		0,10	32,40	67,50	1,00	4,00	3,00	23,00	69,00

Kern 1170-1

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Korngrößen der Sandfraktion				
					2-1 %	1-0,5 %	0,5-0,25 %	0,25-0,125 %	0,125-0,063 mm %
1	0,10	3,25	44,15	52,50	2,50	8,00	19,50	32,00	38,00
10	0,20	1,69	54,43	43,68	4,00	15,00	24,00	28,00	29,00
20	0,70	2,39	46,57	50,34	6,00	14,00	26,00	28,00	26,00
30	1,10	4,06	44,09	50,75	7,00	19,00	31,00	26,00	17,00
40		0,50	36,50	63,00	3,00	11,00	17,00	30,00	39,00
50	0,43	2,30	40,74	56,53	5,80	10,20	13,50	21,50	48,70
60	0,73	2,71	51,17	45,39	5,50	6,50	16,00	29,50	42,50
70	0,94	1,59	36,45	61,02	7,50	10,50	15,00	25,00	42,00
76	1,04	2,77	46,34	49,85	11,00	12,00	14,00	30,00	33,00
90	1,31	3,15	43,55	51,99	9,00	14,00	16,00	22,00	39,00
110		0,66	39,88	59,46	0,00	4,00	11,50	28,00	56,50
120		0,40	31,20	68,40	0,00	5,50	9,00	26,00	59,50
130		0,21	42,95	56,84	1,00	3,00	15,00	24,50	56,50
140		0,55	40,29	59,16	1,00	3,50	12,50	24,00	59,00
155		0,14	41,29	58,57	0,00	4,50	10,00	26,80	58,70
170		0,10	46,54	53,36	0,00	1,00	8,50	28,50	62,00
180		0,29	47,04	52,67	1,00	2,50	10,50	23,50	62,50
190		0,38	42,14	57,48	5,00	6,00	15,50	28,50	45,00
200		0,37	41,73	57,90	2,00	5,00	18,00	30,00	45,00
210		0,16	40,99	58,84	0,00	2,50	15,20	27,50	54,80
230		0,16	43,61	56,23	0,50	3,00	12,50	24,50	59,50
240		0,18	39,82	60,00	0,00	1,00	10,00	22,00	67,00
260	0,84	2,00	50,16	47,00	2,00	2,00	10,00	26,00	60,00
270	0,10	0,10	43,70	56,10	3,00	4,00	15,00	26,00	52,00
280	1,04	3,00	60,96	35,00	3,00	9,00	20,00	29,00	39,00
285	2,14	4,00	61,86	33,00	6,00	10,00	22,00	35,00	27,00
290		0,18	46,20	53,62	0,00	3,00	12,00	22,00	63,00
310		0,30	44,85	54,85	0,00	2,00	18,00	28,00	52,00
330		0,56	43,98	55,46	0,00	1,50	9,00	31,50	58,00
345		1,14	22,18	76,68	0,00	3,50	9,00	16,50	71,00
360		0,28	45,09	54,63	2,50	3,50	15,00	34,00	45,00
390	0,70	6,98	62,82	29,50	0,70	6,00	19,50	28,80	45,00
400	0,31	5,00	57,69	37,00	3,00	13,00	22,50	20,50	40,00
410	1,51	7,52	65,59	25,38	2,50	14,50	20,50	24,50	38,00
420	0,92	14,00	62,08	23,00	9,00	20,00	23,00	20,00	28,00
425	1,94	23,00	47,06	28,00	12,00	19,00	18,00	21,00	30,00
430	0,74	3,31	65,85	30,10	7,00	8,00	27,00	24,00	34,00
450	1,51	9,50	48,99	40,00	15,00	16,00	22,00	19,00	28,00
460	0,90	5,00	44,10	50,00	10,00	14,00	18,00	23,00	35,00
470	0,90	1,26	36,68	61,16	7,00	20,00	25,00	17,00	31,00
478	1,33	2,66	33,03	62,99	19,00	10,00	17,00	22,00	32,00
485	1,00	1,19	35,07	62,74	5,00	15,00	22,00	22,00	39,00
495	0,04	1,70	35,56	62,70	2,50	10,00	15,00	31,50	41,00
505	1,10	2,17	51,72	45,01	2,00	12,00	22,00	22,00	42,00
515		1,00	40,21	58,79	0,00	5,00	12,00	33,00	50,00
525		0,49	31,00	68,51	0,00	7,00	14,00	30,00	49,00
535		0,21	20,33	79,46	0,50	4,00	16,00	27,50	52,00

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Korngrößen der Sandfraktion				
					2-1 %	1-0,5 %	0,5-0,125 %	0,25-0,125 %	0,125-0,063 mm %
545		0,73	35,79	63,48	0,00	2,00	10,00	35,00	53,00
555		0,24	10,35	89,41	0,00	3,50	9,50	25,00	62,00
565		0,40	36,98	62,62	0,00	1,00	12,50	28,00	58,50
580		0,37	28,99	70,64	0,00	5,50	15,50	19,00	60,00
590		0,50	30,45	69,05	0,00	2,00	7,00	15,00	76,00
600		0,36	37,14	62,50	0,50	2,00	8,00	18,00	71,50
610		0,72	39,05	60,23	0,00	4,00	12,00	21,00	63,00
630		2,22	41,12	56,66	1,50	6,00	22,00	15,50	55,00
640		1,74	38,56	59,70	2,50	8,00	20,00	25,50	44,00
650		0,85	38,95	60,20	0,00	6,00	16,00	26,00	52,00
660	0,73	5,00	54,27	40,00	3,00	15,00	28,00	25,00	29,00

### Kern 1167-9

Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %	Tiefen (cm)	Kies Gew. %	Sand %	Silt %	Ton %
5	0,50	9,80	57,10	32,60	240	1,50	13,00	45,50	40,00
10	0,20	3,50	38,20	56,50	250		1,10	27,90	71,00
15		2,50	58,50	39,00	260		1,00	28,70	70,30
20		1,86	46,85	51,29	280		0,30	36,90	62,80
25		1,20	30,80	68,00	290		0,50	50,10	49,40
35		1,50	45,00	53,50	310		0,50	44,70	54,80
40		2,50	60,00	37,50	320		0,70	46,90	52,40
50		2,40	59,60	38,00	325		1,20	75,30	23,50
55		0,50	26,00	73,50	330	0,10	4,80	66,50	28,60
60		0,37	46,94	52,69	350		3,80	56,70	39,50
63		0,70	29,20	70,10	355	0,23	3,60	54,37	41,80
70		2,30	37,20	60,50	360	0,20	1,90	53,70	44,20
80		3,00	36,40	60,60	370		1,80	56,30	41,90
90		2,60	36,70	60,70	380		3,40	68,30	28,30
100		1,60	38,90	59,50	390		0,80	58,70	40,50
110		1,40	49,60	49,00	395		0,90	32,60	66,50
120		1,00	41,40	57,60	400	0,54	1,00	33,96	64,50
130		0,80	36,70	62,50	406	0,93	6,80	22,07	70,20
140		0,80	32,80	66,40	410		1,00	84,40	14,60
150		0,90	44,80	54,30	416		0,02	42,82	57,16
160		1,00	31,30	67,70	420		3,40	76,80	19,80
170	0,60	1,10	31,80	66,50	430	0,30	4,30	66,60	28,80
190	2,30	5,40	40,30	52,00	450		1,70	31,30	67,00
200	0,60	1,00	43,00	55,40	460		0,80	49,10	50,10
210		1,00	43,70	55,30	470		1,20	19,20	79,60
220		1,00	36,30	62,70	480		1,00	25,40	73,60
225		0,80	36,40	62,80	500		0,50	41,00	58,50
230	0,71	1,00	39,29	59,00	505		0,50	39,50	60,00

Tiefen	Kies	Sand	Silt	Ton	Tiefen	Kies	Sand	Silt	Ton
(cm)	Gew.	%	%	%	(cm)	Gew.	%	%	%
520		1,00	34,40	64,60	740		1,10	62,90	36,00
530		0,40	32,50	67,10	750		1,40	49,80	48,80
540		0,78	34,95	64,27	755	0,10	1,50	33,50	64,90
550		0,50	37,30	62,20	765	1,12	1,40	54,88	42,60
558		0,60	36,40	63,00	775	0,80	1,80	66,40	31,00
565		0,50	35,30	64,20	785	0,10	4,40	44,80	50,70
576		0,60	29,40	70,00	795		0,80	43,40	55,80
585		0,50	47,90	51,60	805		0,80	45,60	53,60
595		0,60	42,60	56,80	810		0,70	49,00	50,30
600		0,70	52,80	46,50	820		0,70	47,80	51,50
610		0,70	23,50	75,80	830		0,70	53,80	45,50
616		0,85	44,77	54,38	835		0,90	57,10	42,00
628		0,50	25,50	74,00	850	0,72	4,40	55,78	39,10
635		0,80	27,40	71,80	855		2,20	44,40	53,40
640		1,00	29,60	69,40	860		2,60	56,80	40,60
645		1,20	43,90	54,90	870		0,70	43,80	55,50
650		0,43	52,98	46,59	875		0,49	41,96	57,55
655		1,10	36,90	62,00	880		0,50	49,50	50,00
660		1,70	44,50	53,80	890		0,26	44,24	55,50
665		0,60	40,69	58,71	900		1,50	52,10	46,40
670		0,80	42,70	56,50	910		0,80	44,70	54,50
680		1,00	40,10	58,90	925		0,00	40,14	59,86
685		0,54	42,78	56,68	930		0,30	39,40	60,30
695		0,40	44,20	55,40	940		0,30	37,70	62,00
705		0,55	48,49	50,96	945		0,40	41,30	58,30
710		1,00	41,60	57,40	950		0,40	54,60	45,00
720		1,10	61,10	37,80	960	0,20	0,80	49,00	50,00
730		1,10	51,80	47,10	970	0,60	1,80	64,50	33,10

### 16.4.2. Siltfraktion (Tab. 11)

Kern 1175-3

Tiefen (cm)	M <sub>z</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>	Tiefen (cm)	M <sub>z</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>
1	6,30	6,30	0,19	0,77	1,19	408	6,95	7,00	-0,65	0,92	1,03
5	5,90	5,78	0,67	0,80	1,19	410	7,05	7,10	-0,82	0,91	1,05
10	5,86	5,68	0,94	0,78	1,23	428	7,32	7,55	-0,82	0,90	1,05
14	5,99	5,80	0,80	0,74	1,27	430	6,84	6,98	-0,76	0,85	1,18
21	6,32	6,25	0,29	0,82	1,25	440	6,85	7,00	-0,95	0,93	1,21
25	6,44	6,40	0,19	0,77	1,21	460	7,13	7,50	-1,00	1,04	0,89
32	5,98	5,75	0,80	0,80	1,26	470	6,55	6,70	-0,62	0,72	1,39
50	5,60	5,00	0,70	0,80	1,40	482	6,55	6,70	-0,62	0,72	1,39
61	6,32	6,30	0,05	0,75	1,37	485	6,84	6,92	-0,76	0,79	1,19
65	6,32	6,31	-0,10	0,74	1,33	498	7,02	7,20	-1,30	0,90	1,15
81	6,18	6,00	0,73	0,76	1,29	510	6,64	6,80	-0,70	0,76	1,24
92	6,35	6,30	0,27	0,74	1,29	530	6,76	6,70	0,20	0,92	0,87
95	6,37	6,29	0,72	0,72	1,34	535	7,22	7,40	-0,45	0,97	1,05
105	6,77	6,90	-0,70	0,67	1,25	550	6,79	7,20	-0,97	0,83	1,32
110	6,67	6,71	-0,70	0,80	1,20	560	6,96	7,16	-0,98	0,90	1,13
115	6,55	6,60	-0,29	0,76	1,25	570	6,78	6,90	-0,75	0,81	1,23
120	6,55	6,65	-0,40	0,75	1,26	580	7,22	7,35	-1,00	0,89	1,01
130	6,90	6,95	-0,77	0,83	1,16	585	6,93	7,10	-0,90	0,85	1,22
145	6,67	6,78	-0,46	0,79	1,18	593	6,95	7,18	-0,85	0,88	1,17
150	6,57	6,55	-0,10	0,80	1,21	600	6,66	6,89	-0,98	0,74	1,30
160	6,50	6,50	-0,20	0,80	1,28	615	6,82	6,80	-0,50	0,85	1,17
170	6,67	6,70	-0,38	0,75	1,23	625	7,22	7,40	-0,76	0,93	1,01
180	6,59	6,66	-0,47	0,72	1,31	630	6,67	6,80	-0,61	0,74	1,28
182	6,97	7,06	-0,87	0,91	1,08	650	6,59	6,60	-0,23	0,74	1,28
190	6,69	6,78	-0,56	0,76	1,24	660	7,08	7,24	-1,08	0,84	1,09
200	7,00	7,20	-1,00	0,82	1,21	680	6,31	6,26	0,31	0,73	1,28
205	6,79	7,00	-1,00	0,74	1,23	700	6,13	6,00	0,58	0,79	1,26
210	7,07	7,21	-1,00	0,87	1,09	708	5,63	5,30	1,70	0,78	1,40
215	6,83	7,02	-1,00	0,79	1,23	720	6,32	6,30	0,05	0,73	1,29
225	6,79	6,95	-0,90	0,79	1,22	740	6,15	6,08	0,32	0,76	1,25
230	6,61	6,70	-0,50	0,70	1,31	752	6,75	6,70	-0,22	0,82	1,15
245	6,60	6,70	-0,54	0,70	1,30	770	6,30	6,25	0,10	0,70	1,37
250	6,88	6,90	-0,52	0,72	1,11	780	6,38	6,45	-0,18	0,76	1,32
260	6,72	6,85	-0,60	0,76	1,24	792	6,50	6,55	-0,25	0,77	1,26
270	6,98	7,15	-0,92	0,90	1,14	820	6,33	6,30	0,16	0,74	1,29
280	6,78	7,00	-0,98	0,82	1,30	828	6,33	6,30	0,16	0,74	1,29
300	6,72	6,82	-0,62	0,81	1,23	840	6,32	6,30	0,05	0,72	1,32
315	6,19	6,09	0,30	0,73	1,39	848	6,28	6,30	0,10	0,74	1,25
320	5,90	5,50	1,00	0,76	1,40	864	6,45	6,50	-0,25	0,78	1,28
330	6,00	5,80	0,79	0,74	1,35	873	6,45	6,50	-0,25	0,78	1,28
340	5,75	5,50	0,54	0,76	1,39	882	5,71	5,40	1,00	0,86	1,29
360	6,41	6,40	-0,08	0,82	1,29	894	6,50	6,50	-0,02	0,82	1,19
368	6,10	6,05	0,25	0,66	1,50	910	6,03	5,90	0,62	0,78	1,34
380	6,48	6,60	-0,45	0,90	1,20	920	6,03	5,90	0,62	0,78	1,34
395	6,95	7,00	-0,65	0,92	1,03	930	6,01	5,85	0,75	0,77	1,29

Tiefen (cm)	M <sub>x</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>	Tiefen (cm)	M <sub>x</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>
935	6,10	6,00	0,58	0,78	1,25	1012	6,76	6,80	-0,40	0,81	1,15
940	6,23	6,21	0,16	0,82	1,25	1028	6,80	6,80	-0,70	0,80	1,26
945	6,36	6,40	-0,20	0,82	1,25	1035	7,07	7,15	-0,59	0,89	0,93
955	6,01	5,90	0,50	0,73	1,31	1060	7,11	7,20	-0,85	0,87	1,00
982	6,69	6,73	-0,36	0,80	1,14	1070	7,01	7,05	-0,65	0,88	1,04
992	6,16	6,00	0,51	0,76	1,31	1080	7,01	7,05	-0,65	0,88	1,04
1000	6,76	6,80	-0,40	0,81	1,15						

### Kern 1173-9

Tiefen (cm)	M <sub>x</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>	Tiefen (cm)	M <sub>x</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>
4	5,90	5,90	0,05	0,63	1,41	390	6,81	7,00	-1,00	0,85	1,24
8	5,77	5,50	0,70	0,73	1,37	400	6,37	6,52	-0,54	0,75	1,42
31	6,50	6,60	-0,20	0,78	1,49	420	6,70	6,90	-1,00	0,86	1,30
36	6,17	6,20	0,00	0,74	1,38	440	5,45	5,20	1,00	0,79	1,26
90	5,60	5,00	0,82	0,70	1,40	450	7,12	7,35	-0,90	1,05	1,10
100	5,50	5,20	1,00	0,76	1,21	485	6,52	6,65	-0,49	0,81	1,24
110	6,10	5,90	1,00	0,74	1,25	500	6,50	6,60	-0,50	0,76	1,32
120	6,83	7,00	-0,70	0,78	1,35	520	7,08	7,25	-0,45	0,95	1,09
150	6,53	6,60	-0,35	0,82	1,20	555	5,40	4,95	0,31	0,77	1,34
170	7,06	7,20	-0,63	0,97	1,18	580	6,78	7,00	-1,00	0,81	1,28
195	6,32	6,25	0,25	0,91	1,31	600	6,13	6,10	0,25	0,64	1,49
205	6,48	6,65	-0,75	0,80	1,43	610	5,55	5,20	0,23	0,72	1,36
220	6,83	7,10	-0,98	0,75	1,28	620	6,56	6,70	-0,75	0,75	1,37
240	7,01	7,20	-0,97	0,91	1,13	630	6,49	6,58	-0,45	0,91	1,18
260	7,03	7,30	-0,52	0,90	1,23	640	6,66	6,60	0,35	0,98	1,12
280	7,07	7,25	-0,90	0,82	1,16	660	6,39	6,41	-0,22	0,76	1,34
290	7,24	7,40	-0,93	1,01	1,05	680	6,18	6,10	0,25	0,71	1,38
295	6,13	6,10	0,75	0,72	1,39	690	6,33	6,40	-0,30	0,76	1,37
300	6,43	6,55	-0,50	0,73	1,45	700	5,93	5,80	0,70	0,72	1,40
315	6,83	7,05	-1,00	0,82	1,27	720	6,50	6,60	-0,55	0,75	1,32
330	7,11	7,20	-1,00	1,07	1,01	740	7,00	7,20	-0,82	0,85	1,13
350	6,65	6,85	-1,00	0,79	1,33	760	6,45	6,50	-0,30	0,74	1,32
370	5,88	5,75	0,75	0,72	1,39	770	6,57	6,80	-0,90	0,82	1,27

### Kern 1170-3

Tiefen (cm)	M <sub>x</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>	Tiefen (cm)	M <sub>x</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>
5	6,50	6,70	-0,30	0,96	0,99	35	5,70	5,60	0,85	0,86	1,29
10	5,80	5,50	0,86	0,75	1,40	45	5,90	5,81	0,80	0,75	1,27
15	5,90	5,90	0,35	0,78	1,15	55	6,50	6,70	-0,70	0,98	1,11
25	6,00	6,00	0,02	0,98	0,95	60	6,50	6,60	-0,50	1,02	1,06

Tiefen (cm)	M <sub>z</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>	Tiefen (cm)	M <sub>z</sub> (Phi)	M <sub>d</sub> (Phi)	S <sub>k</sub>	K	S <sub>o</sub>
400	6,93	7,00	-0,50	0,88	1,13	660	7,03	7,10	-0,50	0,90	1,16
410	7,37	7,50	-0,99	0,58	0,92	665	7,03	7,10	-0,50	0,90	1,16
416	6,93	7,00	-0,70	0,88	1,05	680	7,03	7,10	-0,50	0,90	1,16
420	6,83	7,00	-0,95	0,88	1,17	685	7,03	7,10	-0,50	0,90	1,16
430	6,90	7,00	-0,90	0,95	1,12	695	6,63	6,70	-0,30	0,89	1,21
450	7,23	7,30	-0,55	0,96	0,91	705	6,63	6,70	-0,30	0,89	1,21
460	6,66	6,70	-0,05	0,90	1,16	710	6,80	6,80	-0,30	1,32	1,16
470	7,30	7,40	-0,80	1,02	0,88	720	6,80	6,80	-0,30	1,32	1,16
480	7,17	7,30	-1,00	0,96	1,06	730	6,80	6,80	-0,30	1,32	1,16
500	7,47	7,60	-1,00	1,04	0,82	740	6,73	6,80	-0,52	0,88	1,21
505	7,33	7,30	-1,00	0,96	1,28	750	6,73	6,80	-0,52	0,88	1,21
520	7,33	7,30	-1,00	0,96	1,28	755	7,06	7,20	-0,88	1,02	1,11
530	7,16	7,30	-0,90	0,72	0,82	765	6,53	6,50	0,09	0,80	1,29
540	6,47	6,50	0,00	1,11	0,95	775	6,17	6,00	0,65	0,80	1,31
550	6,97	7,10	-0,80	0,93	1,07	785	6,17	6,00	0,65	0,80	1,31
558	7,07	7,20	-0,90	1,37	1,08	795	6,57	6,60	-0,05	0,77	1,19
576	7,30	7,40	-0,80	0,96	0,90	810	6,57	6,60	-0,05	0,77	1,19
585	6,73	6,80	-0,50	0,91	1,24	830	6,70	6,70	0,78	0,89	1,23
595	6,90	7,10	-0,90	0,92	1,08	835	6,40	6,40	-0,06	0,84	1,29
600	6,80	6,90	-0,41	0,95	1,12	840	6,70	6,70	-0,05	0,89	1,23
610	6,80	6,90	-0,41	0,95	1,12	855	6,70	6,70	-0,05	0,89	1,23
616	7,06	7,20	-0,79	1,26	1,13	860	7,13	7,20	-0,40	0,87	1,02
628	7,37	7,50	-0,92	0,97	0,97	875	6,96	7,10	-0,70	1,60	1,08
635	6,80	6,90	-0,62	0,88	1,12	890	6,50	6,50	0,15	0,85	1,21
640	6,90	7,00	-0,79	1,45	1,16	900	6,70	6,70	-0,38	1,10	1,19
645	6,80	6,90	-0,62	0,88	1,12	910	6,63	6,80	-0,53	1,10	1,04
650	6,90	7,00	-0,79	1,45	1,16	925	7,03	7,10	-1,00	0,93	1,08
655	6,77	6,80	-0,36	0,92	1,12	945	6,90	7,00	-0,76	0,78	1,17

16.5. IRD - Werte der Kerne in Kies/cm (Tab. 12)

1175-3		1173-9		1170-1		1170-3		1167-9	
Tiefen (cm)	IRD								
5	1	5	6	6	1	10	1	1	4
8	2	8	1	14	2	20	4	5	1
12	1	9	1	21	1	22	2	8	1
15	2	11	3	29	4	24	1	12	2
18	1	14	2	30	3	25	3	15	2
22	1	15	2	32	3	26	2	20	1
23	2	16	1	35	3	28	4	22	1
24	4	29	4	36	3	40	1	24	3
25	3	24	5	37	3	42	2	26	1
26	3	25	1	39	7	44	3	27	1
42	4	26	2	40	1	45	1	29	1
45	3	27	3	41	2	70	4	38	2
51	1	28	1	42	2	72	3	60	7
52	1	40	2	45	4	74	4	62	2
53	1	42	1	61	1	76	6	72	5
54	1	43	3	69	8	78	9	75	3
56	1	99	2	72	4	80	3	76	3
61	2	123	6	77	6	81	1	77	3
63	1	125	5	79	3	82	7	79	4
64	1	126	1	83	5	83	2	81	3
65	1	128	3	84	2	86	5	85	2
66	1	129	3	90	4	90	8	86	4
68	1	200	6	94	1	94	10	92	1
70	1	202	2	118	2	95	1	94	1
71	9	209	6	260	4	98	3	179	2
72	2	211	6	262	6	100	1	181	1
74	6	215	1	263	1	180	1	190	2
75	2	216	1	268	4	254	4	195	3
77	7	218	4	272	1	256	1	318	1
80	3	220	4	274	2	262	5	329	2
81	1	298	2	276	5	266	4	338	1
82	5	299	9	297	1	268	2	339	1
96	1	300	12	374	1	270	6	370	3
102	1	302	7	383	1	285	2	374	1
111	10	305	14	398	2	384	2	376	1
113	1	306	3	405	3	385	1	381	2
114	1	307	11	408	1	393	1	398	1
115	2	308	4	418	1	394	3	408	2
116	8	312	9	419	4	398	2	421	2
117	4	365	4	426	1	410	2	441	4
118	8	366	2	429	1	415	1	446	2
120	2	367	1	432	1	424	1	448	3
123	7	368	4	439	6	425	1	451	1
125	1	371	6	440	3	430	1	455	3
129	1	373	8	441	2	432	1	460	3
130	1	431	4	442	2	438	3	468	4

1175-3		1173-9		1170-1		1170-3		1167-9	
Tiefen (cm)	IRD								
132	1	433	3	443	2	440	4	472	4
134	2	434	9	445	4	442	5	479	1
135	2	435	2	446	2	444	3	480	1
139	3	436	3	447	3	445	3	483	2
140	1	440	5	448	5	450	1	490	6
141	3	448	7	449	3	451	1	496	2
143	2	474	3	450	3	452	5	498	6
144	2	476	1	453	3	456	7	499	4
146	2	479	8	455	7	458	7	503	3
149	1	481	5	459	2	459	2	505	4
153	2	482	1	462	2	460	2	506	4
161	1	483	3	468	9	461	7	718	3
190	1	486	6	469	4	462	4	722	3
195	1	524	9	470	4	463	1	723	1
198	1	526	4	472	4	464	8	725	2
256	2	527	4	473	2	465	6	731	2
258	2	529	7	474	2	466	3	738	3
261	1	532	3	476	2	468	2	743	1
291	1	533	1	477	8	470	3	746	1
298	1	534	1	479	2	474	1	758	4
301	2	536	5	489	1	476	1	760	2
303	1	538	3	490	1	478	1	761	2
330	1	544	8	500	2	480	2	770	1
331	1	545	3	548	2	490	5	777	5
333	4	546	2	554	1	492	3	778	4
334	1	547	12	586	1	504	1	785	4
335	1	551	5	592	1	512	3	791	4
338	2	568	6	595	1	520	2	797	1
340	5	571	8	629	2	524	2	858	3
343	8	572	13	635	3	542	1	863	2
345	1	573	3	-----		550	3	896	1
350	4	575	3			552	1	902	1
351	1	576	1			570	1	918	2
352	1	577	15			604	1	938	3
354	4	602	9			606	2	940	1
360	2	604	8			618	1	945	2
362	3	605	6			619	1	950	1
364	1	606	2			621	2	952	1
366	4	607	2			623	3	-----	
368	2	609	4			625	1		
369	3	610	9			638	3		
370	2	612	7			650	2		
371	2	618	4			652	1		
375	1	625	6			658	3		
380	1	672	2			659	1		
382	1	673	1			664	4		
400	6	674	6			670	1		
402	2	675	2			674	2		
403	2	676	9			682	2		

1175-3		1173-9		1170-3		1175-3		1175-3		1175-3	
Tiefen	IRD										
(cm)		(cm)		(cm)		(cm)		(cm)		(cm)	
405	5	678	4	683	6	533	2	790	4	973	2
406	2	679	7	684	3	534	1	791	4	980	2
408	2	699	6	685	3	547	1	793	4	981	1
411	3	700	9	686	3	548	1	794	1	982	1
413	2	701	1	688	4	595	2	795	1	992	1
414	3	703	2	689	5	598	2	796	3	993	1
416	2	705	7	700	4	610	1	798	2	999	1
417	2	716	9	702	3	611	1	800	4	1000	1
421	2	-----		704	5	701	3	801	4	1005	3
423	6			706	8	703	1	803	4	1007	3
425	1			708	5	715	2	805	6	1011	1
426	2			709	1	718	3	806	2	1012	1
427	1			710	2	726	2	808	7	1018	2
430	4			712	6	727	1	809	5	1019	2
432	1			718	1	728	1	810	2	1020	1
438	2			722	4	729	1	812	3	1023	1
440	2			723	2	731	1	817	2	1026	1
441	2			725	2	735	1	818	2	1029	1
443	2			726	2	739	2	820	3	1040	2
446	2			-----		742	4	822	3	1042	2
447	2					744	1	823	1	1043	3
452	2					749	2	824	1	1044	5
455	1					755	3	834	1	1045	8
461	5					761	8	846	1	1047	5
462	9					762	4	849	7	1048	1
464	6					763	4	850	5	1050	4
469	10					769	6	862	3	1052	7
472	2					771	7	863	2	1053	1
474	2					773	5	904	1	1059	2
475	1					774	5	908	2	1060	5
480	2					779	2	921	3	1062	2
484	1					780	1	923	1	1065	2
488	6					781	1	929	2	1072	1
491	3					782	4	941	2	1075	1
493	3					783	5	943	2	1081	3
500	1					785	6	952	1	1094	1
504	1					786	4	953	1	1095	1
518	2					787	4	960	2	1100	1
519	1					788	8	961	1	-----	
531	1					789	4	970	1		

16.6. Komponenten der Sandfraktion und Tonmineralverteilung (Tab. 13)

Kern 1175-3, GKG 1175-1

Tiefen (cm)	Radio- larien %	Diato- meen %	Gesteins- bruchstücke %	Forami- niferen %	Aschen Minerale %	Quarz u. a. %
1	7,00	15,00	12,90	11,23	3,10	50,77
12	7,50	17,00	10,10	2,31	4,30	58,90
16	8,00	16,00	9,40	1,90	2,80	61,90
21	6,50	15,00	7,20	0,84	3,50	66,96
32	9,00	12,50	9,70	0,90	7,00	65,90
50	8,50	13,00	21,50	1,10	3,30	52,70
60	6,50	18,00	15,60	1,32	4,20	58,57
65	10,00	7,50	16,10	0,64	5,00	60,76
70	10,10	4,10	24,30	1,90	4,30	55,30
81	11,00	3,50	6,40	0,10	7,30	76,70
85	5,00	2,00	6,00	0,00	1,90	85,10
95	3,50	1,00	3,10	0,00	2,80	89,60
105	2,50	0,50	0,80	0,00	4,50	91,70
115	1,00	0,00	9,50	0,00	24,50	65,00
120	0,40	0,00	8,80	0,00	33,90	56,90
130	0,00	0,00	7,80	0,00	5,70	86,50
135	0,00	0,00	9,20	0,00	4,00	86,80
145	0,00	0,00	10,00	0,00	5,10	84,90
150	0,00	0,00	4,10	0,00	2,00	93,90
158	0,00	0,00	4,10	0,00	2,20	93,70
160	0,00	0,00	6,20	0,00	2,50	91,30
170	0,00	0,00	5,50	0,00	2,80	91,70
180	0,00	0,00	4,00	0,43	0,50	95,07
190	0,00	0,00	1,20	1,12	1,90	95,78
200	0,00	0,00	3,20	1,35	2,30	93,15
205	0,00	0,00	7,80	5,61	2,70	83,90
210	0,00	0,00	7,10	5,10	3,00	84,80
215	0,00	0,00	1,90	6,35	3,30	88,45
220	0,00	0,00	0,50	2,10	0,70	96,70
225	0,00	0,00	1,30	5,00	3,30	90,40
230	0,00	0,00	2,50	5,80	2,10	89,60
240	0,00	0,00	5,60	0,60	1,70	92,10
250	0,00	0,00	6,30	1,00	1,50	91,20
260	0,00	0,00	6,20	0,67	3,70	89,43
270	0,00	0,00	3,70	0,60	0,20	95,50
295	1,00	0,00	0,80	0,00	0,10	98,10
305	1,20	1,00	5,00	0,00	1,40	91,40
320	1,00	3,50	9,20	0,00	2,50	83,80
330	2,50	7,50	8,50	0,00	2,80	78,70
336	7,50	10,00	12,10	0,00	5,10	65,30
350	5,50	13,50	14,00	0,00	3,70	63,30
360	7,50	9,00	15,10	0,00	3,80	64,60
368	0,00	0,00	20,30	0,50	4,90	74,30
380	3,50	7,00	9,00	1,10	2,30	77,10

Tiefen (cm)	Radio- larrien %	Diato- meen %	Gesteins- bruchstücke %	Forami- niferen %	Aschen Minerale %	Quarz u. a. %
392	7,20	8,50	10,20	0,60	5,20	68,30
400	13,80	22,60	9,50	1,40	3,90	48,80
408	17,00	23,50	12,10	2,10	4,30	41,00
420	19,00	25,50	18,20	1,60	4,00	31,70
428	1,50	5,00	22,40	0,80	6,10	64,20
440	1,30	2,50	26,20	----	8,10	61,90
452	1,00	1,50	26,80		7,00	63,70
460	1,00	0,50	15,30		5,30	77,90
482	0,50	0,00	9,60		4,60	85,30
485	0,00	0,00	6,20		3,10	90,70
498	0,00	0,00	5,00		3,00	92,00
510	0,00	0,00	6,30		2,00	91,70
520	0,00	0,00	2,20		1,90	95,90
530	0,00	0,00	4,90		3,20	91,90
535	0,00	0,00	2,10		3,30	94,50
550	0,00	0,00	1,50		2,60	95,90
560	0,00	0,00	1,90		12,60	85,50
570	0,00	0,00	1,30		2,60	96,10
580	0,00	0,00	3,10		3,30	93,60
585	0,00	0,00	0,50		1,90	97,60
593	0,00	0,00	0,50		2,50	97,00
600	0,00	0,00	2,30		2,30	95,40
608	0,50	0,00	4,10		2,10	93,30
620	1,00	0,00	0,70		1,50	96,80
640	0,60	0,00	1,90		3,20	94,90
660	1,00	0,50	3,50		1,30	93,70
685	2,50	5,00	5,10		2,00	85,40
700	17,50	15,00	6,20		2,10	59,20
708	22,50	20,00	11,40		3,70	42,40
720	10,00	13,00	10,80		3,70	62,50
730	10,20	34,00	13,20		8,10	34,50
740	10,50	25,00	13,80		5,30	45,40
752	15,00	30,00	15,20		3,10	36,70
760	5,00	5,00	26,00		4,00	62,00
780	3,00	4,00	25,10		4,50	64,40
792	8,00	0,50	33,40		5,50	54,60
808	1,00	0,00	18,80		3,30	76,90
820	0,50	0,00	12,80		3,40	83,30
828	0,00	0,00	9,40		3,10	87,50
840	0,00	0,00	5,50		2,70	91,80
848	0,00	0,00	6,00		5,30	88,70
858	0,00	0,00	6,10		5,90	88,00
860	0,00	0,00	1,80		2,20	96,00
864	0,00	0,50	0,50		2,10	96,90
882	0,50	1,00	4,10		5,10	89,30
898	1,10	1,50	4,90		4,80	87,70
920	1,00	8,50	7,20		4,20	79,10
930	0,50	3,00	10,40		7,10	79,00
940	12,50	15,00	15,30		6,80	50,40

Tiefen (cm)	Radio- larrien %	Diato- meen %	Gesteins- bruchstücke %	Forami- niferen %	Aschen Minerale %	Quarz u. a. %
960	5,00	10,50	5,40		2,30	76,70
978	3,00	90,50	1,50		1,30	3,70
992	4,50	95,00	0,50		0,00	0,00
1000	9,50	25,00	5,50		5,10	54,90
1012	17,50	6,00	10,90		2,00	63,60
1020	11,00	5,00	12,90		4,60	66,50
1028	22,50	7,50	9,10		3,40	57,50
1040	3,00	91,00	2,20		0,50	3,30
1060	2,00	93,50	1,50		0,30	2,70
1070	3,50	92,00	2,10		1,00	1,40
1080	4,70	10,00	11,10		3,50	70,70
1092	1,50	2,00	12,70		4,00	79,80
1100	1,00	1,00	5,40		4,10	88,50
1108	1,50	0,00	8,20		2,20	88,10

### Kern 1170-3

Tiefen (cm)	Radio- larrien %	Diato- meen %	Gesteins- bruchstücke %	Forami- niferen %	Aschen Minerale %	Quarz u. a. %	Tonminerale		
							Illit %	Chlorit %	Smektit %
1	6,00	7,10	6,70	4,00	2,80	73,40			
10	5,50	7,60	8,40	2,50	2,90	73,10	72,0	25,0	3,0
20	6,20	4,80	8,20	1,20	3,50	76,10	82,5	15,0	2,5
25	2,40	8,30	8,60	1,20	2,50	77,00	81,6	17,6	1,4
40	1,00	2,40	6,80	1,10	1,50	87,20	82,0	14,0	4,0
50	0,50	1,20	7,00	1,70	1,00	88,60			
60	1,50	5,80	1,90	0,70	1,40	88,70	74,0	23,8	2,2
72	4,00	2,80	6,70	2,00	2,50	82,00	68,7	27,1	4,2
80	5,00	6,90	3,50	0,30	2,50	81,80	73,5	24,2	2,2
90	1,00	0,80	8,10	0,10	5,00	85,00	73,5	24,5	2,0
100	0,50	0,00	3,00	0,10	1,40	95,00			
110	0,30	0,00	1,00	0,60	1,50	96,60	64,0	29,2	6,8
120	0,00	0,00	0,50	0,10	0,50	97,90	65,0	34,2	0,8
130	0,00	0,00	0,70	0,30	0,50	97,50			
140	0,00	0,00	0,80	0,10	1,40	96,70	66,0	20,0	14,0
148							65,1	15,1	19,8
160	0,00	0,00	0,20	0,50	1,00	98,30	62,0	9,8	28,2
170	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	99,30	63,1	1,3	35,6
180	0,00	0,00	1,10	1,90	2,50	94,50	64,2	21,0	14,8
190	0,00	0,00	2,10	0,90	3,90	93,10	66,2	22,5	11,3
200	0,00	0,00	0,60	0,20	1,50	97,70			
210	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	99,90	66,2	21,1	12,7
220	0,00	0,00	0,50	0,04	0,90	98,50	67,0	25,0	8,0
240	0,40	0,20	3,30	0,10	1,50	94,50	74,0	19,9	6,1
248	1,00	0,50	4,60	0,30	2,50	91,10	66,0	18,8	15,2
260	0,90	0,60	3,80	0,60	2,60	90,50	60,8	25,2	14,0

Tiefen (cm)	Radio- larrien %	Diato- meen %	Gesteins- bruchstücke %	Forami- niferen %	Aschen Minerale %	Quarz u.a. %	Tonminerale		
							Illit %	Chlorit %	Smektit %
270	0,80	1,00	6,00	0,50	3,00	88,70	64,0	25,0	11,0
280	1,50	1,00	5,10	1,05	2,30	91,00	65,0	30,1	4,9
295	0,00	0,00	1,10	0,02	1,10	97,70	68,8	28,2	3,0
310							66,0	26,4	7,6
320	0,00	0,00	1,90	----	0,80	97,30	85,0	1,0	14,0
340	0,50	0,00	1,90		0,90	96,70	61,0	29,1	10,9
350							74,5	22,5	3,0
360	1,00	0,20	2,00		0,40	96,40	63,8	32,8	3,6
370							69,0	22,8	8,8
380	1,50	1,80	3,20		0,80	92,70	60,0	19,0	11,0
390	4,00	6,00	6,20		1,50	82,20	67,7	18,0	14,3
400	7,00	10,70	7,20		4,20	70,90			
410	12,00	11,00	6,80		5,00	65,20	65,0	18,3	16,7
420	10,00	12,40	3,50		2,80	71,30	70,0	18,6	11,4
430	12,50	8,50	7,00		5,00	67,00	68,2	18,8	13,0
440	7,00	17,30	11,20		1,60	62,90			
450	6,00	11,10	16,20		2,70	64,00	69,8	18,0	12,2
460	2,00	14,50	15,80		4,00	63,70	70,0	19,0	11,0
470	0,50	9,50	12,00		4,00	74,00	65,8	20,0	14,2
480	1,00	8,70	8,10		5,10	71,10	69,6	27,9	2,5
492	1,00	7,40	5,80		4,00	81,80	69,7	26,0	4,3
500	0,50	0,80	1,90		1,00	95,80			
510	0,00	0,00	0,80		2,30	96,90	69,0	24,2	6,8
520	0,00	0,00	1,00		0,80	98,20	53,5	16,6	29,9
530							59,8	25,8	14,4
540	0,00	0,00	0,90		1,50	97,60	65,0	24,2	10,8
560	0,00	0,00	1,10		0,50	98,40	65,3	23,1	11,6
570							72,1	22,7	5,2
580	0,00	0,00	1,90		0,50	97,60	63,8	22,6	13,6
590	0,00	0,00	3,00		0,00	97,00	70,0	24,2	5,8
600	0,00	0,50	3,10		1,00	93,40			
610	0,00	0,50	2,00		2,00	95,50	69,0	24,8	6,2
620	0,40	1,00	2,80		2,50	93,30	71,7	24,7	3,6
628	1,50	3,50	4,20		4,20	86,60	69,8	27,5	2,7
640	6,50	13,20	6,80		3,00	70,50	69,7	24,2	6,1
650	10,00	14,80	9,10		5,00	61,10			
660	5,00	16,20	6,90		4,50	67,40	65,1	15,8	19,1
670	1,00	16,50	9,00		4,50	69,00	70,0	15,7	14,3
680	0,80	15,80	8,30		3,00	72,10	68,6	15,0	16,4
692	2,50	16,50	12,80		5,60	62,60			
700	1,50	20,00	11,80		6,70	60,00	62,0	13,0	25,0
710	0,50	1,00	16,30		3,80	78,40	69,0	14,0	27,0
720	1,00	1,80	16,10		3,80	77,30	71,0	24,8	4,2
730	0,50	0,80	5,90		4,50	88,30	71,2	28,0	0,8
740	0,00	0,50	3,80		1,20	94,50			
750	0,00	0,00	1,40		0,20	98,40			

Kern 1170-1

Tiefen (cm)	Radio- larlen %	Diatom- een %	Gesteins- bruchstücke %	Forami- niferen %	Aschen Minerale %	Quarz u. a. %
1	3,00	3,50	5,70	2,80	1,70	83,30
20	4,00	2,50	7,60	1,40	2,30	82,20
30	5,00	7,50	7,30	2,00	3,00	75,20
40	1,00	2,50	3,00	1,30	1,50	90,70
60	1,20	1,00	4,10	1,00	1,00	91,70
70	2,50	8,20	8,80	2,70	2,50	75,20
80	5,00	5,00	6,00	0,10	2,70	81,20
90	1,00	1,00	5,30	0,40	2,50	89,80
100	0,50	0,30	3,20	0,50	2,60	92,90
110	0,00	0,00	1,00	0,20	1,30	97,50
120	0,00	0,00	0,80	0,50	1,90	96,80
130	0,00	0,00	0,90	0,10	2,10	96,90
140	0,00	0,00	1,20	0,30	0,40	98,10
155	0,00	0,00	1,50	0,00	0,80	97,70
170	0,00	0,00	2,30	1,40	1,70	94,60
180	0,00	0,00	1,00	1,90	2,10	95,00
190	0,00	0,00	2,60	0,50	0,10	96,80
200	0,00	0,00	0,40	0,20	0,50	98,90
210	0,00	0,00	0,80	0,30	1,10	97,80
230	0,00	0,00	0,20	0,00	1,00	98,80
240	0,00	0,00	1,00	0,50	2,10	96,40
252	0,50	0,50	2,80	0,70	3,40	92,10
260	2,00	1,80	3,40	0,20	3,00	89,60
270	2,50	2,50	5,70	----	4,50	84,80
280	2,30	2,00	5,30		4,00	86,40
290	2,50	1,50	1,80		2,30	91,90
296	0,70	0,50	2,00		1,90	94,90
310	0,70	0,30	2,60		0,70	95,70
330	0,50	0,00	0,70		0,70	98,10
345	0,50	0,00	1,70		1,00	96,80
360	1,50	0,00	1,50		0,50	96,50
372	2,00	0,20	2,20		1,50	94,10
380	2,50	1,00	3,00		2,80	90,70
390	7,40	5,00	3,00		3,40	81,20
400	8,70	11,50	5,80		4,50	69,50
410	10,00	14,00	6,20		5,20	64,60
420	8,50	10,00	10,70		5,00	65,80
425	4,00	15,00	8,80		4,30	67,90
440	3,50	14,00	7,50		5,10	69,90
450	2,00	10,00	12,10		3,00	72,90
460	1,50	14,00	15,30		3,20	66,00
470	2,00	8,50	13,80		2,80	72,90
478	1,00	7,50	12,70		2,00	76,80
495	2,70	6,00	7,10		3,30	80,90
500	1,50	2,00	3,70		2,80	90,00
505	1,00	0,50	3,90		1,90	92,70
520	0,50	0,00	1,80		0,80	96,90

Tiefen (cm)	Radio- larie %	Diatom- een %	Gesteins- bruchstücke %	Forami- niferen %	Aschen Minerale %	Quarz u. a %
535	0,00	----	2,30		0,50	97,20
545	---		3,70		1,20	95,10
555			4,50		2,30	93,20
565			2,00		0,10	97,90
580			3,00		2,90	94,10
590			2,60		3,00	94,40
600			3,10		0,50	96,40
610			1,90		2,10	96,00
630			4,30		3,50	92,20
640			3,70		3,50	92,80
650			2,30		4,10	93,60
660			5,30		5,00	89,70

Kern 1167-9, GKG 1167-5

Tiefen (cm)	Gesteins- bruchstücke %	Aschen, Minerale %	Quarz u.a. %	Tiefen (cm)	Gesteins- bruchstücke %	Aschen, Minerale %	Quarz u.a. %
5	1,50	0,23	98,27	500	0,50	0,70	98,80
20	1,90	0,75	97,35	520	3,10	6,00	90,90
40	0,70	1,60	97,70	550	0,50	1,90	97,60
60	0,50	0,40	99,10	565	1,70	0,50	97,80
80	2,30	71,70	26,00	600	2,30	3,70	94,00
90	2,70	12,80	84,50	628	2,50	2,70	94,80
110	1,00	0,50	98,50	640	1,90	3,10	95,00
130	0,60	1,20	98,20	660	0,70	1,00	98,30
160	1,50	1,70	96,80	680	0,50	0,90	98,60
190	2,80	2,50	94,70	705	3,10	2,70	94,20
210	3,20	1,90	94,90	720	1,90	0,70	97,40
230	1,10	2,30	96,60	740	1,00	0,20	98,80
260	0,70	1,10	98,20	750	4,10	55,30	40,60
280	1,70	2,10	96,20	765	3,30	3,70	93,00
310	0,50	1,30	98,20	785	3,10	0,50	96,40
330	2,80	2,00	95,20	805	4,40	3,10	92,50
360	3,90	3,50	92,60	820	5,70	2,70	92,60
380	4,00	1,50	94,50	840	4,90	4,10	91,00
400	3,10	32,20	64,70	860	3,70	1,90	94,40
410	3,30	13,00	83,70	880	3,10	0,70	97,20
430	4,70	2,50	92,80	900	0,50	1,00	98,50
460	1,90	2,00	96,10	925	1,70	0,20	98,10
480	2,00	65,10	32,90	940	2,30	3,40	94,30
				950	2,30	1,30	96,40

## 16.7. Scherkraftmessungen (Tab. 14)

### Großkastengreifer

Tiefen Scherkraft (kPa)

(cm)	1175-1	1173-6	1174-2	1170-4	1169-1	1178-3	1178-4	1177-1	1177-3	1176-3
5	1,30	6,30	3,20	3,20	2,10	10,40	9,10	14,10	4,20	12,00
10	2,30	6,90	3,30	4,10	4,80					
15	3,20	6,90	4,80	6,30	5,00	7,60	7,50	13,90	5,20	9,80
20	3,40	6,00	6,50	6,50	5,30	7,40	7,50	14,00	12,10	9,79
25	3,00	7,50	3,90	4,40	7,20	7,80	7,30	14,20	5,80	5,10
30	3,90	8,00	15,50		9,60		7,00		11,00	6,00
35	4,10	7,50	4,70							
40		7,10	5,80							
50			5,30							

### Sedimentkerne

Tiefen	Scherkraft								
(cm)	(kPa)								
1175-3		1173-9		1170-3		1170-1		1167-9	
60	5,31	100	9,20	10	3,60	10	3,10	34	3,79
66	10,09	110	25,17	20	2,80	20	3,20	40	2,83
73	6,55	118	12,57	30	7,79	30	9,15	45	4,01
81	4,53	130	6,66	50	6,43	40	10,80	50	3,58
95	6,73	131	6,13	70	4,19	53	6,11	63	2,67
105	6,49	140	4,49	80	6,50	70	5,31	75	2,51
120	5,13	160	4,36	90	4,72	85	5,19	81	2,83
143	4,43	175	4,60	110	4,90	90	4,60	90	2,95
160	6,73	190	10,19	130	5,31	110	4,70	100	3,60
175	5,66	200	6,61	140	5,55	130	8,56	116	3,30
185	2,83	205	6,96	145	8,50	160	7,08	130	4,00
200	4,21	225	5,66	155	9,10	170	6,67	145	5,19
210	5,24	255	5,91	165	8,10	180	6,67	155	5,37
215	5,06	275	3,83	175	5,01	190	9,20	162	5,25
230	6,67	285	2,12	185	8,14	200	10,00	170	5,25
235	9,50	295	3,72	195	11,33	215	6,84	180	5,70
245	6,93	305	5,90	215	5,31	240	5,20	190	5,31
250	5,06	315	0,71	235	5,25	250	5,80	200	6,00
260	8,17	335	3,65	255	7,79	260	6,55	210	5,49
270	6,50	350	5,59	275	6,50	270	6,60	220	5,60
280	6,67	360	4,50	280	6,67	280	8,12	230	5,31
290	4,67	370	8,38	285	7,41	310	8,14	240	5,56
300	4,22	380	5,25	300	5,66	330	9,68	250	5,72
305	6,50	390	4,90	320	5,96	345	7,61	260	6,02
320	7,50	405	6,08	330	6,45	360	6,02	270	5,13

Tiefen (cm)	Scherkraft (kPa)								
1175-3		1173-9		1170-3		1170-1		1167-9	
335	12,80	410	7,79	340	7,02	390	7,91	280	4,78
345	14,00	420	4,43	355	7,90	410	16,70	290	6,20
350	14,51	430	6,55	360	9,00	420	14,40	300	5,24
360	9,03	435	4,84	370	8,00	430	12,27	310	5,78
365	8,21	450	4,78	380	9,15	440	17,82	330	5,60
375	12,28	460	4,71	395	9,79	450	14,16	340	6,00
390	12,00	470	4,90	400	8,20	460	10,68	350	6,00
400	14,10	480	12,67	410	6,67	470	14,16	370	5,72
410	15,00	490	8,38	420	17,58	480	12,63	380	7,26
420	13,50	500	4,78	430	11,74	490	12,28	390	9,03
430	6,02	520	4,49	440	4,84	500	24,54	410	9,45
440	3,07	530	9,20	450	9,09	510	11,74	420	7,43
450	5,66	540	12,63	460	11,74	520	38,23	430	6,40
460	6,83	550	13,45	466	16,11	530	10,68	440	6,90
470	6,83	560	13,50	475	14,90	540	22,13	450	6,84
475	2,51	570	10,02	485	8,26	550	10,62	460	10,03
480	8,79	580	9,08	500	9,20	560	13,87	470	7,61
500	5,00	590	9,08	510	11,80	570	10,74	480	12,07
510	7,52	600	7,85	520	11,09	580	10,68	490	9,79
520	7,52	610	14,93	530	10,15	590	6,37	500	8,50
530	6,83	620	14,69	550	9,79	600	9,15	520	9,26
550	8,50	630	10,40	560	10,27	620	20,89	528	9,09
560	7,96	640	11,86	575	10,50	640	10,56	538	11,98
570	9,66	660	16,17	585	9,03	650	17,46	547	8,73
580	7,12	670	18,23	595	9,32			558	8,67
584	4,96	680	11,68	610	5,55			568	3,13
590	11,51	690	12,60	615	10,56			576	10,62
600	10,02	700	21,48	625	9,50			586	8,20
620	14,75	709	18,35	635	8,73			594	12,04
625	9,91	720	14,87	645	11,09			600	8,67
635	10,79	730	11,33	660	30,56			606	9,32
640	13,67	740	20,36	670	17,56			616	9,97
650	15,28	750	8,97	680	22,41			632	10,33
660	13,27	760	6,27	690	28,56			640	9,32
670	15,05	770	10,62	700	23,71			645	10,03
680	21,42			710	24,25			650	8,79
710	21,24			720	10,15			655	10,33
720	19,64			730	13,80			665	9,85
730	20,01			740	14,91			675	9,50
740	22,00			750	16,00			685	9,20
750	29,03							695	9,03
780	16,90							705	9,03
800	16,74							710	10,80
810	14,51							720	13,00
820	19,47							730	10,97
830	20,53							740	10,10
840	15,06							750	12,00
850	22,05							755	12,50

Tiefen (cm)	Scherkraft (kPa)								
	1175-3		1167-9		1175-3		1167-9		1175-3
864	16,64	765	12,20	946	11,56	845	11,93	1030	14,87
873	10,26	775	11,00	954	12,74	855	17,23	1040	25,00
883	28,32	785	13,57	965	14,04	866	18,41	1050	27,50
894	20,00	795	14,69	975	28,67	875	11,80	1060	30,00
902	30,09	805	15,00	982	19,47	900	14,93	1080	29,10
921	18,94	820	14,86	990	22,48	910	14,23	1100	25,00
928	23,72	830	15,11	1000	27,00	925	16,46	1110	15,10
937	31,04	835	15,45	1025	17,70	940	13,98	1120	16,50

### 16.8. Wassergehalt in % - Naßgewicht (Tab. 15)

#### Großkastengreiferproben

Tiefen (cm)	1178-3	1178-4	1177-1	1177-3	1176-3	1176-4	1175-1	1173-6	1174-2	1171-1	1170-4	1167-5	1169-1
1	64,30	69,10	63,50	63,60	54,70	51,20	47,00	44,80	39,70	40,60	41,80	41,50	40,70
5	62,60	69,40	62,20	63,00	55,30	50,30		43,40	40,60	40,30	42,80	40,00	43,60
10	63,30	67,20	63,10	64,60	51,50	48,60	46,40	41,00	40,70	39,80	42,20	40,50	48,90
15	63,60	67,50	65,20	63,10	50,20	49,20	46,40	39,30	42,80	40,00	43,00	45,20	41,20
20	66,30	65,80	62,20	69,30	51,30		47,20	39,70	41,10	43,00	41,40	42,00	41,00
25	64,30	73,80	63,50	64,50	48,40		47,60	39,50	43,80	45,00	41,70	47,20	40,50
30		70,40	64,40	71,70	45,80		47,40	40,10	43,20	41,80	40,80	45,80	39,00
35			61,00	66,80			47,70	39,60	41,50	40,40			
40			65,80				48,40		44,70	39,60			
45									45,50				
50									44,20				

#### Kernproben

Tiefen (cm)	Kerne: 1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9	Tiefen (cm)	Kerne: 1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9
1			39,70	42,30	43,20	125	50,80	43,60	38,40	41,40	45,00
5			39,10	41,10	42,60	130	52,30	45,80	38,60	43,30	44,40
10			39,60	42,70	43,50	135	50,80	46,00	38,00	43,40	42,30
15			39,80	42,10	44,00	140	50,80	45,00	39,80	43,00	41,30
20			42,10	43,40	44,20	145	49,10	43,00	40,10	41,40	40,60
25			39,00	39,20	44,40	150	47,30	41,30	39,10	41,50	41,50
30			38,20	41,40	46,80	155	47,20	41,40	38,70	41,30	41,40
35			39,00	37,70	49,00	160	46,80	43,40	39,20	41,40	42,00
40			39,60	39,60	49,80	165	47,50	43,50	42,50	41,70	41,90
45	47,50		39,60	39,80	48,00	170	46,70	44,00	43,00	42,20	42,20
50	48,80		42,60	40,00	45,80	175	46,80	42,20	37,30	40,10	41,80
55	48,20		42,60	42,20	44,60	180	46,80	44,00	36,80	40,20	41,50
57					45,50	185	45,50	41,40	41,00	40,50	41,30
60	46,10		42,40	42,70	47,00	190	45,60	30,80	41,00	40,90	41,40
65	45,80		42,80	43,30	48,00	195	46,00	39,00	43,40	40,70	41,70
70	45,80		44,20	44,00	46,20	200	43,80	44,70	43,20	41,00	40,60
75	47,00		44,10	44,70	47,10	205	44,20	44,00	43,00	42,00	40,00
80	46,20		45,30	43,50	45,80	210	42,50	46,10	42,40	41,20	39,60
85	46,90		43,70	47,00	43,70	215	43,80	42,30	41,80	41,00	40,00
90	46,70		47,20	42,50	45,80	220	43,60	44,40	42,00	41,00	40,00
95	45,80	37,00	45,00	41,50	44,40	225	43,20	46,80	42,10	40,60	40,60
100	47,80	43,20	38,80	42,60	45,40	230	45,30	45,20	41,40	40,50	40,10
105	50,20	45,00	38,80	44,40	44,60	235	45,30	43,80	42,70	40,00	39,00
110	51,10	44,60	40,00	41,50	45,00	240	45,20	43,40	42,70	38,70	39,00
115	52,70	43,80	37,70	43,20	44,40	245	42,80	44,00	39,00	37,60	39,60
120	52,30	45,80	37,50	41,00	45,00	250	43,20	42,00	39,10	38,50	40,40

Tiefen (cm)	Kerne:					Tiefen (cm)	Kerne:				
	1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9		1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9
255	43,60	42,80	39,70	40,00	40,80	465	44,80	40,70	46,60	43,40	44,20
260	44,10	42,30	41,80	39,30	41,00	470	43,80	42,40	45,00	40,00	43,00
265	43,10	42,80	40,10	40,40	41,30	475	41,10	30,30	44,60	42,10	42,40
270	44,00	42,30	39,10	38,60	40,60	478					41,60
275	43,80	42,00	40,10	39,10	41,00	480	40,80	35,30	38,80	39,80	40,00
280	44,00	43,80	39,70	39,60	40,40	485	39,80	31,10	41,10	41,30	42,00
285	45,10	42,20	40,30	39,10	39,80	488					42,60
290	44,80	43,40	39,20	38,00	39,20	490	40,80	34,00	39,10	39,80	
295	45,10	33,00	35,70	38,20	39,60	493					42,00
300	45,00	42,00	35,80	39,60	40,00	495	43,00	42,40	37,00	39,00	
305	46,00	33,80	39,00	40,10	40,20	500	45,20	40,80	38,00	40,00	41,00
310	45,10	45,10	40,70	40,60	39,30	502					41,60
315	44,80	46,10	41,00	41,20	36,00	504					42,40
320	43,00	44,80	41,50	41,60	35,00	505	46,20	37,30	38,70	39,00	
325	42,40	43,00	42,20	41,00	34,40	506					42,50
330	41,50	42,40	41,80	42,00	37,20	510	44,80	40,20	32,00	41,00	
335	41,40	42,30	40,80	42,00	37,00	513					42,40
340	42,80	43,30	42,50	42,00	36,20	515	43,20	43,10	35,20	40,80	41,60
345	43,60	42,80	41,20	39,40	35,40	520	42,40	43,20	36,10	41,40	40,00
350	44,20	40,00	42,60	40,20	35,80	523					41,00
355	45,20	38,80	40,40	40,00	36,20	525	42,20	47,80	34,80	40,00	41,60
360	45,30	42,30	41,10	39,50	37,00	528					41,60
365	46,10	38,40	40,30	40,00	36,00	530	42,00	33,50	35,00	38,20	40,80
370	46,10	35,30	40,30	39,80	35,00	533					41,00
375	46,60	43,40	40,30	39,00	34,80	535	42,00	36,80	37,20	37,80	36,00
380	46,80	45,80	40,30	38,40	35,00	540	42,00	32,90	33,50	37,30	36,10
385	48,80	44,60	37,60	36,70	38,50	543					35,00
390	49,80	43,30	33,40	38,30	40,50	545	42,80	34,00	34,30	38,60	39,60
395	51,60	41,70	35,60	36,00	42,00	548					39,10
400	51,60	42,20	38,80	38,40	43,00	550	43,00	36,80	35,30	36,70	39,20
405	50,40	39,70	36,00	38,70	42,80	554					39,30
406					42,40	555	42,80	35,30	37,80	36,60	39,20
410	50,40	44,30	38,40	34,30	41,40	560	42,70	34,50	42,40	36,40	39,00
412					41,00	562					39,00
415	50,60	44,00	36,50	32,40	41,10	564					39,00
418					41,20	565	42,60	35,60	35,00	36,40	38,80
420	50,00	42,20	39,60	39,60	41,70	570	42,70	42,80	35,10	40,00	38,50
425	49,80	40,20	38,50	42,60	41,50	575	42,50	43,80	35,00	37,10	39,20
430	46,80	38,00	39,20	40,70	40,00	580	42,40	42,20	34,00	36,60	40,00
433					32,80	583					38,60
435	45,00	37,50	38,10	41,30	33,80	585	41,20	42,50	33,70	36,30	37,80
438					35,40	588					39,00
440	44,20	34,70	41,70	45,00	43,00	590	41,00	41,10	32,80	36,60	
442					43,10	592					39,00
445	46,80	31,20	41,10	43,60	43,20	594					40,00
448					42,80	595	40,80	34,60	33,20	36,70	38,00
450	48,00	45,70	40,80	44,20	42,20	600	41,00	37,00	36,10	36,70	38,00
454					42,60	604					37,60
455	47,40	42,20	44,70	45,80	43,70	605	40,60	31,80	33,30	37,30	38,80
460	45,20	42,20	47,00	44,20	41,20	610	40,50	30,10	33,70	35,80	38,90

Tiefen (cm)	Kerne:					Tiefen (cm)	Kerne:		
	1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9		1175-3	1173-9	1167-9
612					42,00	755	42,00	41,40	37,20
615	39,80	35,60	32,10	35,20	40,20	756			36,80
620	39,70	41,40	33,50	38,00	40,00	760	42,80	36,10	37,60
622					38,00	765	43,30	46,00	37,70
625	39,60	39,50	32,10	36,90	40,00	768			37,50
628					40,10	770	46,00	39,20	37,20
630	39,60	42,30	31,60	35,00	39,90	772			37,60
632					38,10	775	48,20	45,10	37,80
635	40,80	43,10	32,70	36,40	38,10	776			36,10
640	40,80	42,90	43,60	34,40	38,20	780	49,00		35,10
644					37,80	785	47,80		35,30
645	40,50	42,60	32,70	33,70	38,30	788			35,00
650	40,80	40,80	32,80	32,40	38,20	790	45,00		33,00
653					37,00	794			32,60
655	40,00	39,50	33,20	34,50	36,60	795	43,80		
658					37,40	796			34,00
660	41,00	37,40	31,70	37,60	38,40	800	43,80		36,00
664					38,60	805	43,00		36,40
665	42,20	37,10		35,40	38,20	808			36,80
668					38,00	810	42,80		37,60
670	43,00	33,00		37,30		814			38,20
672					37,90	815	42,70		
675	42,50	36,00		36,00	38,20	816			38,30
678					40,20	818			37,10
680	42,30	39,20		36,80		820	43,10		36,10
682					40,60	824			35,40
685	42,30	36,00		31,20	41,00	825	43,00		
688					38,60	826			35,40
690	41,80	37,00		34,70	38,70	830	42,80		36,00
695	40,80	37,50		37,80	38,60	832			36,20
696					38,30	835	41,00		38,40
698					38,10	838			40,60
700	41,00	33,10		37,70	38,10	840	40,00		39,80
702					38,30	844			39,20
705	41,40	32,00		36,00	37,60	845	39,00		
708					37,60	846			37,00
710	43,10	37,10		37,00	37,80	850	39,20		36,00
712					38,20	852			34,20
715	43,10	39,00		35,70	38,40	855	40,50		34,60
720	43,30	38,60		36,60	38,50	860	41,00		35,90
722					38,20	862			37,00
725	42,40	42,40		36,00	38,60	865	41,40		37,20
728					38,10	868			37,60
730	43,20	34,00		37,00	37,60	870	41,30		38,60
735	43,50	42,80		38,40	37,80	874			41,20
738					37,90	875	42,00		
740	45,20	41,70		37,30	38,00	876			41,60
745	44,00	41,00			37,60	880	43,40		41,60
746					37,80	882			39,80
750	43,20	38,70		<u>39,20</u>	37,60	885	44,70		40,80

Tiefen (cm)	Kerne: 1175-3	1167-9	Tiefen (cm)	Kerne: 1175-3	1167-9	Tiefen (cm)	Kerne: 1175-3	1167-9	Tiefen (cm)	Kern: 1175-3
888		40,90	937		39,40	975	51,50	-----	1055	48,70
890	44,00	41,00	940	46,00	39,40	980	52,20		1060	46,20
895	42,50	40,00	944		39,40	985	50,80		1065	53,80
898		40,00	945	46,10		990	49,50		1070	52,50
900	40,80	40,00	946		39,20	995	49,20		1075	53,50
902		39,60	950	44,50	39,00	1000	50,80		1080	53,00
905	41,20	38,70	952		38,70	1005	53,00		1085	51,80
910	43,00	38,00	954		41,30	1010	52,60		1090	53,20
915	44,80	38,00	955	43,00		1015	49,20		1095	50,30
918		38,00	956		41,10	1020	46,30		1100	50,10
920	45,60	38,20	960	43,80		1025	46,80		1105	45,20
924		38,60	962		40,00	1030	44,50		1110	44,50
925	44,50		965	46,50		1035	42,60		1115	44,30
926		38,80	966		40,10	1040	41,50		1120	45,10
930	40,80	39,60	970	49,00	40,10	1045	46,40		1125	44,80
935	41,50	40,00								

## 16.9. Organischer Kohlenstoffgehalt (Gew.-%) (Tab. 16)

### Großkastengreiferproben

Tiefen Kerne:													
(cm)	1178-3	1178-4	1177-1	1177-3	1176-3	1176-4	1173-6	1175-1	1174-2	1171-1	1170-4	1169-1	1167-5
1	0,47	0,57	1,21	1,41	0,45	0,49	0,30	0,49	0,54	0,40	0,55	0,40	0,41
5								0,46	0,56	0,41	0,51	0,45	0,38
6	0,48	0,52	1,23	1,30	0,54	0,55							
8							0,22						
10	0,41	0,45	1,19	1,23	0,51	0,53		0,46	0,51	0,30	0,49	0,44	0,40
15	0,39	0,41		1,16	0,63		0,20	0,47	0,51	0,32	0,45	0,44	0,39
18			1,06	1,22									
20	0,41	0,31	1,22	1,22	0,66			0,48	0,49	0,34	0,46	0,47	0,40
22	0,41						0,19						
25	0,35	0,30	1,25	1,30	0,71		0,22	0,44	0,52	0,34	0,44	0,48	0,34
30			1,00	1,29	0,78			0,44	0,50	0,36	0,40	0,48	0,40
31							0,21			0,37			
32		0,24	0,97										
35							0,24		0,53	0,39			
40				1,22					0,58	0,31			
45									0,52				
50									0,51				

### Kernproben

Tiefen Kerne:					Tiefen Kerne:						
(cm)	1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9	(cm)	1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9
1			0,41	0,45	0,39	85	0,63		0,38		0,34
5			0,41	0,44	0,39	90	0,57	0,12	0,27	0,37	0,32
10			0,41	0,43	0,33	95	0,43	0,15	0,36		
14						100	0,49	0,15			0,25
15			0,43	0,44		105	0,47	0,14	0,34	0,42	
18						110	0,44	0,18	0,36	0,43	0,33
20			0,40	0,45	0,36	115	0,44	0,19	0,39		
25				0,37		120	0,38	0,20	0,36	0,39	0,30
30			0,45	0,44	0,37	125	0,51	0,23	0,37		
35	0,56			0,36		130	0,36	0,26	0,36	0,36	0,34
36						135	0,35	0,26		0,29	
40	0,49		0,48	0,47	0,36	140	0,31	0,25	0,37		0,39
45			0,45			145	0,34	0,22			0,35
50	0,44		0,35	0,48	0,32	150	0,33	0,21	0,39	0,35	0,32
55	0,54			0,34	0,31	155		0,26			
60	0,49		0,45	0,38		160		0,24	0,41	0,37	0,36
65	0,49		0,42	0,42	0,33	165	0,34				0,39
70	0,39		0,46	0,44		170	0,38	0,28	0,40		0,41
75	0,45				0,29	175	0,34	0,30		0,37	
80	0,55		0,39	0,42		180		0,25	0,40	0,42	0,40

Tiefen Kerne:					Tiefen Kerne:						
(cm)	1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9	(cm)	1175-3	1173-9	1170-1	1170-3	1167-9
185	0,34	0,27	0,48	0,50		430	0,87	0,18			0,21
190		0,09	0,45	0,48		435	0,88	0,20	0,20	0,24	0,19
195	0,33	0,12		0,46	0,40	440	0,85	0,17	0,21	0,26	0,34
200	0,35		0,52	0,42		445	0,66	0,11	0,20	0,29	
205	0,33	0,21	0,45	0,39	0,41	450	0,62	0,23	0,21	0,32	0,50
210		0,21		0,42		455	0,74	0,30	0,20	0,35	
215	0,34	0,26	0,42			460		0,35	0,47	0,51	0,48
220		0,21		0,40	0,36	465	0,63	0,31		0,50	
225	0,34	0,28	0,44			470	0,63	0,23		0,40	0,49
230	0,31		0,44	0,45	0,37	475	0,95	0,16	0,33	0,32	
240	0,30	0,27		0,40	0,34	480			0,49	0,47	0,44
245	0,33	0,31		0,46		485	0,51	0,16		0,38	
250	0,30	0,24	0,39		0,41	490	0,48	0,20	0,47	0,43	0,44
255		0,28				495		0,32		0,47	
260	0,31	0,34	0,47		0,42	500	0,40	0,32	0,48	0,46	0,56
265	0,32	0,31		0,51	0,42	505		0,19	0,44	0,46	
270		0,32				510			0,61	0,48	0,54
275	0,36	0,31	0,44	0,50		515	0,49	0,23		0,47	
280	0,31	0,28	0,50	0,44	0,45	520	0,45	0,27		0,63	0,43
285	0,35	0,23		0,44		525	0,58	0,27	0,50	0,52	
290		0,27	0,52		0,45	530	0,45	0,04		0,50	0,41
295	0,39	0,14	0,48	0,38	0,44	535	0,40	0,11	0,53	0,49	
300	0,32	0,14	0,44	0,35	0,37	540	0,42	0,02		0,49	0,38
305		0,11		0,46		545		0,09	0,48	0,48	
310	0,29			0,47	0,25	550	0,43	0,15	0,49	0,51	0,52
315	0,25	0,24				555	0,40	0,09	0,45	0,48	
320	0,25	0,27		0,41	0,30	560	0,40	0,09		0,55	0,47
325	0,22	0,24	0,24	0,40		565	0,37	0,12		0,50	
330		0,30		0,40	0,22	570	0,41	0,14	0,52	0,48	0,57
335	0,23					575	0,41	0,17		0,49	
340		0,30	0,35	0,41	0,15	580	0,39	0,17	0,51	0,41	0,44
343	0,18					585	0,39	0,16		0,46	
345	0,19	0,33		0,35		590		0,20		0,48	0,48
350		0,33	0,18	0,33	0,25	595	0,43	0,18	0,43	0,52	
355	0,16	0,28		0,27	0,24	600		0,15	0,54	0,53	0,53
360	0,21	0,24	0,24	0,34	0,21	605	0,36	0,06	0,54	0,53	
365	0,19	0,17	0,30	0,32		610	0,35	0,08		0,44	0,42
370	0,22	0,15	0,25		0,24	615	0,38	0,15		0,49	
375		0,18		0,20	0,22	620		0,16	0,60	0,54	0,48
380		0,28	0,17	0,24	0,24	625	0,38	0,11	0,58	0,49	
385	0,26	0,28	0,23	0,26		630	0,34	0,14		0,45	0,44
390		0,30		0,24	0,27	635	0,33	0,16	0,55	0,48	
395	0,24	0,30	0,25	0,24		640	0,34	0,19		0,30	
397	0,23					645				0,23	
400	0,25	0,36	0,27	0,26	0,28	650	0,33	0,15	0,53	0,20	0,41
405	0,35	0,20			0,30	655	0,28	0,17		0,23	
410	0,37	0,21	0,11	0,11	0,21	660		0,12		0,22	0,43
415	0,66	0,29	0,15	0,23	0,30	665	0,29	0,13		0,28	
420	0,80	0,30		0,21	0,22	670	0,29	0,12		0,29	0,45
425	0,82	0,28	0,17	0,23	0,20	675		0,11		0,30	

Tiefen Kerne:				Tiefen Kerne:			Tiefen Kern:		
(cm)	1175-3	1173-9	1170-3	1167-9	(cm)	1175-3	1167-9	(cm)	1175-3
680	0,28	0,11	0,27	0,44	795	0,28		976	0,17
685		0,10	0,23		800		0,25	986	0,35
688	0,14				805	0,32		995	0,12
690		0,11	0,25	0,45	810		0,25	1006	0,20
694	0,17				815	0,33		1010	0,24
695		0,11	0,27		820	0,42	0,28	1015	0,35
698	0,14				830	0,30	0,27	1028	0,36
700	0,14	0,07	0,30	0,44	840		0,30	1030	0,40
705	0,15	0,06	0,34		850	0,34	0,32	1045	0,40
710	0,17	0,13	0,34	0,42	855	0,36		1050	0,40
715		0,13	0,42		860	0,35	0,28	1056	0,46
720	0,18	0,13	0,41	0,50	880	0,34	0,29	1062	0,40
725			0,41		885	0,29		1070	0,72
730	0,18	0,10	0,41	0,38	890	0,24	0,29	1075	0,69
735			0,56		900	0,19	0,29	1085	0,76
740	0,23	0,18	0,44	0,45	910	0,16	0,33	1090	0,78
745	0,22	0,20			920		0,33	1096	0,67
750			0,60		925	0,19		1100	0,70
755	0,11	0,25	—	0,36	930	0,13	0,35	1106	0,63
760	0,16	0,18		0,22	936	0,18		1110	0,69
765	0,20	0,25			938	0,07		1115	0,72
770	0,16	0,24		0,27	940		0,34	1120	0,70
775		0,30			946	0,18	0,34	1125	0,72
780	0,25	—		0,23	950	0,15	—	1128	0,73
785	0,25				960	0,21			
790				0,23	965	0,17			

16.10. Vorkommen der *Cycladophora davisiana* im Kern 1175-3  
(Tab. 17)

A: Radiolarien / 1 g Trockensediment ( x 10<sup>3</sup> Ind. / 1g  
Trockensediment)  
B: *C. davisiana* / 1 g Sediment (x 10<sup>3</sup>)  
C: *C. davisiana* an der Gesamtradiolarienfauna (%)

Tiefe (cm)	A	B	C	Tiefe (cm)	A	B	C
5,00	9,60	4,10	8,10	91,00	6,40	3,48	54,37
10,00	12,00	4,25	6,30	97,00	5,24	2,41	45,99
20,00	9,80	2,98	5,13	102,00	3,37	0,38	11,99
30,00	10,40	1,99	2,98	102,00*	3,49	0,57	14,72
40,00	9,40	7,11	6,21	112,00	2,81	1,10	38,00
43,00	8,90	4,10	6,99	112,00*	1,20	0,40	37,50
47,00	8,50	2,98	4,98	116,00	2,85	0,19	6,60
59,50	7,60	0,40	5,26	123,00	4,41	-	-
63,50	11,90	0,50	4,20	126,00	0,20	-	-
75,50	10,70	0,75	6,89	134,00	-	-	-
81,50	10,21	2,43	23,61	136,00	-	-	-
85,50	10,08	3,21	31,99	139,00	-	-	-

\* Zweitprobe

16.11. 230-Thorium-Profil vom Kern 1170-3 (Tab. 18)

Tiefen (cm)	Th-232 (ppm)	Th-230 (dpm/g)	Th-230 <sub>ex</sub> (dpm/g)	Tiefen (cm)	Th-232 (ppm)	Th-230 (dpm/g)	Th-230 <sub>ex</sub> (dpm/g)
0,0- 12,5	12,7+/-0,40	4,40+/-0,12	2,39+/-0,13	375,0-387,5	14,8+/-0,72	3,31+/-0,17	1,20+/-0,20
12,5- 25,0	13,1+/-0,30	3,95+/-0,08	2,04+/-0,11	387,5-400,0	12,4+/-0,73	2,88+/-0,17	0,90+/-0,19
25,0- 37,5	13,3+/-0,33	3,69+/-0,08	1,47+/-0,09	400,0-412,5	10,8+/-0,57	2,76+/-0,14	0,96+/-0,17
37,5- 50,0	13,0+/-0,40	3,93+/-0,11	1,85+/-0,12	412,5-425,0	10,4+/-0,59	2,44+/-0,14	0,50+/-0,25
50,0- 62,5	12,7+/-0,60	3,51+/-0,16	1,70+/-0,17	425,0-437,5	13,4+/-0,40	2,61+/-0,08	0,60+/-0,09
62,5- 75,0	13,1+/-0,40	4,23+/-0,10	2,31+/-0,11	437,5-450,0	13,3+/-0,40	2,04+/-0,09	0,31+/-0,11
75,0- 87,5	13,3+/-0,47	4,16+/-0,10	2,23+/-0,11	450,0-462,5	14,2+/-0,56	3,04+/-0,13	1,01+/-0,15
87,5-100,0	14,3+/-1,40	4,50+/-0,38	2,68+/-0,38	462,5-475,0	15,0+/-0,47	3,22+/-0,11	0,31+/-0,14
100,0-112,5	15,7+/-0,55	4,02+/-0,14	1,67+/-0,24	475,0-487,5	14,5+/-0,51	3,07+/-0,12	-0,05+/-0,13
112,5-125,0	15,1+/-0,56	4,40+/-0,10	1,32+/-0,36	487,5-500,0	14,6+/-0,48	2,49+/-0,10	0,36+/-0,12
125,0-137,5	14,1+/-0,40	3,73+/-0,10	1,56+/-0,11	500,0-512,5	12,9+/-0,70	2,08+/-0,14	0,03+/-0,16
137,5-150,0	14,9+/-0,44	3,49+/-0,10	1,28+/-0,11	512,5-525,0	12,7+/-1,12	2,10+/-0,23	
150,0-162,5	13,9+/-0,50	3,47+/-0,13	0,97+/-0,15	525,0-537,5	13,7+/-0,40	1,90+/-0,07	
162,5-175,0	13,3+/-0,50	3,48+/-0,14	1,49+/-0,14	537,5-550,0	13,4+/-0,39	2,00+/-0,07	-0,01+/-0,10
175,0-187,5	14,6+/-0,40	3,15+/-0,09	1,24+/-0,10	550,0-562,5	11,2+/-0,33	1,83+/-0,06	
187,5-200,0	13,3+/-0,36	3,09+/-0,09	0,75+/-0,16	562,5-575,0	13,1+/-0,37	2,02+/-0,07	
200,0-212,5	15,7+/-0,50	3,37+/-0,12	1,27+/-0,13	575,0-587,5	11,7+/-0,33	1,79+/-0,06	-0,33+/-0,07
212,5-225,0	13,6+/-0,50	3,20+/-0,12	1,17+/-0,13	587,5-600,0	12,9+/-0,34	2,00+/-0,07	-0,23+/-0,09
225,0-237,5	15,1+/-0,70	3,20+/-0,159	0,96+/-0,21	600,0-612,5	10,3+/-0,26	1,73+/-0,05	-0,26+/-0,06
237,5-250,0	13,8+/-0,60	3,06+/-0,13	1,15+/-0,21	612,5-625,0	12,7+/-0,65	1,99+/-0,13	
250,0-262,5	13,7+/-0,60	2,92+/-0,14	-0,40+/-0,18	625,0-637,5	14,1+/-0,50	2,15+/-0,10	
262,5-275,0	15,0+/-0,87	3,38+/-0,20	1,33+/-0,21	637,5-650,0			
275,0-287,5	16,3+/-1,15	3,56+/-0,27	1,44+/-0,28	650,0-662,5			
287,5-300,0	16,1+/-0,93	4,85+/-0,25	-2,56+/-0,26	662,5-675,0	10,7+/-0,55	2,12+/-0,12	
300,0-312,5	17,2+/-1,13	6,56+/-0,35	-6,45+/-0,36	675,0-687,5	12,9+/-0,45	1,95+/-0,08	
312,5-325,0	15,3+/-0,87	3,10+/-0,19	0,85+/-0,21	687,5-700,0	12,0+/-0,45	1,65+/-0,08	
325,0-337,5	14,5+/-0,57	2,80+/-0,12	0,77+/-0,13	700,0-712,5	13,0+/-1,00	2,88+/-0,25	
337,5-350,0	13,5+/-0,55	3,37+/-0,10	1,45+/-0,12	712,5-725,0	13,6+/-0,55	1,99+/-0,10	
350,0-362,5	14,4+/-0,96	3,25+/-0,23	1,40+/-0,24	725,0-734,0	14,2+/-0,50	2,11+/-0,09	
362,5-375,0	13,6+/-0,87	3,48+/-0,22	1,41+/-0,23				

(Auswertung: MANGINI, Institut für Umweltphysik, Heidelberg, unpublizierte Daten.)

## 16.12. Paläomagnetikdaten (Tab. 19)

### Kern 1175-3

Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$	Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$
62,00	- 76,98	123,94	0,66	402,00	- 61,52	70,91	0,04
68,00	- 79,77	143,24	0,93	415,00	- 67,01	67,31	0,05
86,00	- 57,67	175,16	0,33	422,00	- 63,31	68,45	0,05
98,00	- 82,57	124,51	0,62	430,00	- 69,88	76,63	0,07
104,00	- 79,31	100,77	1,13	432,00	- 69,71	88,01	0,11
110,00	- 75,93	97,09	1,02	441,00	- 65,11	70,13	0,23
113,00	- 78,10	122,06	3,27	454,00	- 69,90	81,76	0,31
117,00	- 82,22	88,21	3,75	465,00	- 68,31	105,89	0,33
119,50	- 81,35	94,19	3,50	512,00	- 82,37	75,20	0,92
124,50	- 73,40	105,66	3,24	545,00	- 72,93	74,20	1,10
127,00	- 73,70	107,63	2,89	587,00	- 74,80	95,01	1,87
133,00	- 71,91	104,30	2,33	620,00	- 75,82	91,92	1,52
146,00	- 73,59	101,17	2,41	725,00	- 82,42	99,57	2,99
163,00	- 80,90	74,88	1,90	731,00	- 82,85	93,65	2,01
182,00	- 72,35	133,47	0,65	745,00	- 77,41	88,70	1,11
195,00	+ 86,05	49,13	0,35	753,00	- 73,84	106,85	1,17
202,00	+ 17,64	49,70	0,33	831,00	+ 26,95	59,58	0,16
206,00	- 38,41	110,82	0,48	833,00	- 20,83	40,33	0,17
210,00	+ 27,97	120,93	0,45	834,00	- 69,62	140,27	0,13
212,00	- 43,18	118,99	0,41	840,00	+ 61,28	100,73	0,14
216,00	+ 35,23	114,27	0,40	844,00	- 73,82	104,57	0,64
217,00	- 58,45	100,54	0,43	858,00	- 83,38	112,91	2,55
221,00	- 72,89	101,82	0,61	866,00	- 81,96	115,64	1,70
231,00	- 64,47	104,00	0,56	875,00	- 77,48	99,20	1,69
237,00	- 73,56	111,57	0,66	896,00	- 74,41	99,88	1,30
241,00	- 71,38	97,86	0,90	912,00	- 76,84	101,94	1,19
267,00	- 80,69	102,84	1,12	922,00	- 76,76	92,16	1,46
302,00	- 77,00	96,00	1,84	940,00	- 77,09	100,03	0,36
321,00	- 83,20	29,33	1,24	954,00	- 73,00	86,00	0,72
331,00	- 82,65	76,33	1,27	976,00	- 70,41	88,71	0,54
334,00	- 82,69	80,51	1,28	990,00	- 73,65	89,71	0,18
336,00	- 79,98	118,49	0,78	1001,00	- 63,42	91,50	0,07
341,00	- 47,60	165,97	0,80	1015,00	- 38,33	76,01	0,79
345,00	- 75,58	66,59	0,39	1018,00	- 70,24	101,54	0,11
351,00	- 68,10	129,00	0,40	1030,00	- 79,17	78,02	0,25
360,00	+ 0,18	346,78	0,68	1074,00	- 81,35	79,02	1,02
376,00	- 76,14	95,69	0,46	1085,00	- 72,25	84,36	1,43
391,00	- 77,00	86,00	0,26				

Kern 1170-3

Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$	Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$
5	- 79,92	231,89	0,52	369	- 87,11	241,79	0,74
15	- 78,92	50,96	1,25	375	- 73,25	78,56	1,01
26	- 76,60	55,36	1,07	384	- 70,00	62,70	0,49
35	- 78,00	55,27	1,54	396	- 85,60	118,92	0,57
45	- 79,25	42,43	1,54	404	- 59,25	67,06	0,66
55	- 79,00	61,58	1,76	414	- 56,75	96,89	0,32
65	- 85,63	79,24	1,49	434	- 25,90	102,60	0,70
75	- 82,33	39,61	2,25	441	+ 83,54	145,50	0,13
83	- 80,20	314,87	2,34	454	- 68,30	69,27	0,60
87	- 78,32	332,06	2,91	462	- 70,54	56,08	0,06
93	- 73,63	314,27	1,68	475	+ 40,40	315,25	0,05
97	- 78,10	317,76	1,39	479	- 58,57	254,39	0,08
101	- 72,02	289,62	1,00	484	- 80,58	263,82	0,87
105	- 80,00	291,50	1,00	490	+ 56,21	40,68	0,68
109	- 81,70	293,58	0,84	495	+ 35,50	307,07	0,46
118	- 64,68	7,19	0,32	500	- 71,36	230,73	1,28
120	+ 16,00	36,88	0,05	510	- 73,00	212,39	1,59
128	+ 71,35	84,64	0,05	520	- 71,50	285,00	2,05
134	+ 74,04	114,88	0,07	530	- 72,79	279,16	1,71
140	+ 77,21	270,81	0,30	540	- 73,94	232,71	1,96
145	+ 28,15	14,28	0,20	550	- 57,94	225,12	1,14
150	+ 56,91	29,31	0,18	560	- 75,88	107,25	1,36
158	+ 31,31	332,05	0,21	566	- 77,93	316,26	1,68
160	+ 33,50	332,76	0,20	575	- 63,00	90,38	1,12
162	+ 13,74	21,44	0,15	584	- 74,00	55,24	0,67
167	+ 9,57	15,15	0,22	591	- 77,49	352,10	0,94
185	- 72,27	55,03	0,24	600	- 53,64	186,18	1,24
190	- 64,03	57,13	0,40	609	- 67,70	202,36	0,90
210	- 83,47	33,23	0,37	618	- 71,76	231,03	1,34
220	- 74,18	38,72	0,67	627	- 50,52	276,10	1,72
230	- 72,25	61,55	0,88	636	- 81,36	262,08	1,03
240	- 71,63	59,56	0,68	644	- 70,12	214,31	0,87
250	- 71,46	79,92	0,98	651	- 55,00	18,26	0,81
260	- 74,30	64,50	0,95	656	- 75,55	35,35	1,15
267	- 67,36	52,14	1,36	662	- 76,14	55,32	1,19
276	- 76,82	264,50	1,19	668	- 75,20	355,39	0,66
282	- 71,46	258,17	0,77	674	- 51,09	89,53	0,87
291	- 75,00	240,89	0,58	681	- 45,20	68,34	0,97
301	+ 29,00	146,43	0,95	689	- 80,02	39,19	0,79
311	- 81,72	110,55	0,62	697	- 66,69	39,07	0,81
321	- 83,00	168,53	0,79	704	- 58,73	55,38	0,68
333	+ 73,33	251,96	0,40	712	- 49,08	124,22	0,20
341	- 76,47	244,69	0,73	722	- 32,00	141,50	0,39
354	- 76,33	258,36	0,78	728	- 59,30	103,15	0,44
361	- 78,89	223,42	0,80	733	- 38,29	79,59	0,18

Kern 1170-1

Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-8}$	Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-8}$
4	- 80,37	240,82	0,96	340	- 78,07	12,06	0,40
10	- 76,52	226,34	1,14	350	- 80,93	197,09	0,77
15	- 81,29	220,29	1,34	360	- 82,68	261,81	1,07
20	- 78,96	244,34	1,01	370	- 81,26	241,95	0,86
61	- 79,40	23,58	1,45	380	- 83,78	221,11	0,93
70	- 74,35	3,55	1,38	390	- 88,16	176,37	1,13
80	- 83,52	80,50	1,53	400	- 88,75	203,22	0,60
90	- 60,56	2,10	1,77	405	- 75,43	88,60	0,27
95	+ 17,91	3,75	0,61	415	- 84,00	42,55	0,77
105	- 77,74	93,00	0,76	425	- 82,01	66,03	0,91
109	- 75,42	109,06	0,76	435	- 80,75	116,03	0,44
112	- 77,59	26,86	0,60	445	- 85,19	48,69	0,45
117	- 78,77	88,41	0,93	455	- 77,53	65,15	0,92
120	+ 74,90	47,47	0,38	465	- 70,78	96,77	0,52
123	+ 82,00	6,56	0,25	472	+ 80,00	190,40	0,29
126	+ 85,17	95,03	0,26	473	+ 81,98	194,72	0,24
128	+ 77,80	257,51	0,13	482	- 79,41	246,00	0,42
134	+ 74,22	251,20	0,12	488	- 76,12	249,45	1,27
137	+ 76,22	252,62	0,89	495	+ 68,40	249,45	0,07
141	+ 81,15	220,44	0,07	505	+ 18,00	275,36	0,03
150	+ 78,64	181,84	0,15	516	- 77,13	239,86	1,21
154	+ 81,20	198,01	0,01	525	- 79,00	272,82	1,26
162	+ 51,24	111,95	0,22	528	+ 28,00	270,80	0,49
170	- 59,35	86,55	0,34	533	- 4,00	240,00	0,69
180	- 76,87	58,55	0,30	536	+ 29,03	171,99	0,36
192	- 56,18	102,85	0,14	539	+ 62,00	210,00	0,73
199	- 71,73	104,82	0,43	545	- 73,64	224,69	1,41
205	- 72,66	111,42	0,59	555	- 80,04	172,35	1,93
210	- 75,16	242,07	0,75	563	- 82,36	214,23	1,92
220	- 78,61	275,96	0,84	568	- 72,99	155,42	2,47
230	- 73,79	269,19	1,09	577	- 74,41	161,69	2,23
240	- 81,00	286,97	0,97	584	- 73,80	168,20	1,81
250	- 80,67	247,56	1,27	594	- 74,25	137,26	1,34
260	- 78,71	254,36	1,16	604	- 75,32	333,59	1,38
270	- 81,37	261,51	1,04	610	- 63,70	267,06	1,45
280	- 88,76	173,79	1,20	615	- 58,00	235,34	1,61
290	- 86,00	279,74	1,14	623	- 63,72	261,77	1,28
298	- 85,33	239,19	0,95	630	- 54,69	235,54	0,82
305	- 74,77	94,77	0,73	636	- 80,00	252,89	0,77
310	- 77,21	35,50	0,81	645	- 68,00	136,65	1,15
320	- 79,54	85,04	0,60	654	- 59,53	147,99	1,20
330	- 87,53	30,57	0,79				

Kern 1167-9

Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$	Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$
31,00	- 77,00	190,00	1,44	484,50	- 80,00	173,00	0,60
36,00	- 77,00	175,00	1,67	495,00	- 84,00	217,70	1,94
54,60	- 76,00	178,00	0,88	505,00	- 78,65	167,40	2,56
66,00	- 79,00	93,00	1,06	513,00	- 77,31	184,11	2,75
76,50	- 83,00	155,00	1,49	519,00	- 77,90	225,00	2,73
85,00	- 79,00	195,00	2,28	522,50	- 84,00	260,52	1,21
93,50	- 78,00	170,00	0,83	527,00	- 87,00	340,00	1,82
103,00	- 80,00	171,00	0,98	530,00	- 73,00	60,00	2,83
112,00	- 81,48	71,55	0,59	539,50	- 75,00	150,00	2,78
123,00	+ 55,92	100,01	0,20	545,00	- 81,00	237,00	1,98
124,50	+ 79,95	14,38	0,09	557,00	- 78,51	198,31	1,98
134,00	+ 64,35	46,34	0,15	567,00	- 85,00	177,31	2,19
134,50	+ 30,76	52,84	0,24	575,00	- 79,37	188,35	1,60
141,00	+ 41,67	193,92	0,30	585,00	- 81,53	177,66	2,03
147,00	+ 61,48	213,16	0,10	593,00	- 79,70	172,70	1,42
151,00	+ 65,08	177,62	0,24	605,00	- 71,30	186,85	1,56
157,00	- 73,00	189,00	0,55	616,00	- 77,70	174,46	1,99
163,00	+ 24,02	157,66	0,26	631,00	- 75,26	193,45	1,48
174,00	- 75,65	111,89	0,45	644,00	- 82,00	229,00	1,49
184,00	- 75,00	187,00	0,58	658,00	- 77,13	222,34	1,13
206,00	- 82,00	206,00	1,13	669,00	- 81,00	190,00	1,61
213,50	- 80,00	167,00	1,22	683,00	- 72,78	203,78	1,92
221,00	- 81,00	179,00	1,32	695,00	- 77,00	196,00	2,30
223,00	- 81,00	164,68	1,34	709,00	- 75,72	195,30	1,96
235,50	- 79,92	181,17	1,08	719,00	- 81,00	169,85	1,70
241,00	- 80,00	195,00	1,35	728,00	- 65,46	197,68	1,89
243,00	- 79,06	192,30	1,12	738,00	- 73,00	200,00	2,27
253,00	- 77,50	121,28	1,15	748,00	- 77,39	203,81	1,74
270,00	- 72,00	181,00	0,50	764,00	- 69,00	216,70	1,01
281,00	- 73,49	183,20	0,63	774,00	+ 81,03	172,32	0,74
291,00	- 72,00	182,00	0,87	788,00	- 77,00	170,28	0,99
310,00	- 62,00	152,92	0,61	803,00	- 77,52	195,07	0,90
320,00	- 73,95	176,00	0,71	814,50	- 73,00	179,56	0,77
331,00	- 73,00	192,00	0,69	823,00	- 70,35	183,49	0,69
341,00	- 79,00	175,00	0,48	832,00	- 77,00	108,49	0,94
351,00	- 79,00	180,00	0,67	841,00	- 77,54	172,24	0,99
361,00	- 74,75	182,08	0,50	849,00	- 75,73	149,96	0,63
379,00	- 77,00	177,00	0,45	859,00	- 78,60	191,90	0,48
412,60	- 75,00	200,85	0,73	869,00	- 77,60	169,22	1,15
424,50	- 70,00	318,00	0,69	871,50	- 74,00	163,00	1,15
431,00	- 76,00	144,00	1,06	877,50	- 80,00	171,23	1,21
443,50	- 76,00	210,00	1,28	884,50	- 18,38	183,00	0,79
454,50	- 72,00	185,00	1,50	885,50	- 78,00	175,00	0,88
466,00	- 72,24	168,49	0,84	892,00	- 78,76	194,43	0,69
474,50	- 73,82	178,74	1,05	895,00	+ 10,13	179,70	0,37

Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$	Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$
902,00	+ 74,81	119,37	0,33	923,50	- 81,00	194,16	0,64
905,00	+ 77,34	56,84	0,29	930,00	- 76,00	153,00	0,71
908,00	+ 79,31	154,81	0,29	938,00	- 55,00	205,00	1,07
913,00	+ 65,25	50,06	0,43	943,00	- 70,00	225,00	0,85
916,00	- 55,00	170,00	0,47				

### Kern 1167-10

Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$	Tiefen (cm)	Inklination	Deklination	Intensität (Gauss) $\times 10^{-5}$
31	- 76,00	43,78	0,59	501	- 79,44	290,18	13,62
51	- 76,00	15,29	0,32	521	- 74,41	131,24	1,05
71	- 83,00	24,64	0,84	543	- 81,42	130,68	1,11
91	- 73,00	260,06	0,86	561	- 77,79	140,61	1,24
111	+ 55,10	136,85	0,76	581	+ 76,61	137,91	0,32
131	- 74,00	11,89	3,11	601	+ 51,89	135,35	0,36
151	- 81,00	17,24	0,68	620	- 79,12	158,05	1,13
171	- 76,00	15,34	0,58	641	- 62,86	134,54	0,41
191	- 85,00	10,91	0,62	659	- 80,19	121,89	0,85
202	- 85,65	9,96	0,85	680	- 81,50	171,93	0,83
211	- 79,91	283,48	0,48	700	- 69,77	128,44	0,84
220	- 82,96	254,80	7,31	721	- 73,50	113,63	0,85
231	- 78,06	306,73	0,88	741	- 76,67	126,36	0,63
241	- 71,49	264,17	0,75	761	- 81,25	123,12	0,65
251	- 61,00	306,20	1,03	780	- 74,93	193,96	0,54
271	- 80,00	284,62	1,49	800	- 73,97	146,94	0,67
290	- 72,00	318,13	1,93	819	- 82,98	178,92	0,49
310	- 69,75	311,50	1,59	841	- 79,00	122,48	1,02
332	- 78,20	324,13	1,73	860	- 63,19	134,88	2,79
348	- 81,57	304,39	1,40	875	- 70,15	140,84	0,63
371	- 68,97	292,43	1,43	896	- 72,81	125,54	1,64
391	- 76,29	295,78	1,58	919	- 45,66	149,15	0,92
412	- 82,28	316,45	1,27	937	+ 68,98	109,51	0,64
432	- 77,57	297,72	1,19	956	- 54,92	131,43	0,90
452	- 76,21	286,68	2,02	978	- 55,00	157,02	0,61
472	- 77,31	298,10	2,05	998	- 66,00	233,40	0,50
491	- 75,75	301,76	2,90				