

**Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte
der Bunger-Oase, Ostantarktis**

**The Late Quaternary climatic and environmental
history of Bunger Oasis, East Antarctica**

Thomas Kulbe

**Ber. Polarforsch. 254 (1997)
ISSN 0176 - 5027**

"In the world of death one has found an island ready for life"

(David E. Bunger)

Thomas Kulbe

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam
Postfach 60 01 49
14401 Potsdam

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich leicht veränderte Fassung einer Dissertation, die im Juli 1997 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Potsdam vorgelegt wurde.

INHALTSVERZEICHNIS

Kurzfassung iii

Abstract iv

1 Einleitung und Fragestellung 1

2 Untersuchungsgebiet 3

2.1 Geographie 3

2.2 Klima 7

2.3 Geologischer Aufbau 7

2.4 Entdeckungs- und Erforschungsgeschichte 9

3 Material und Methoden 10

3.1 Gewinnung der Sedimentkerne 10

3.2 Sedimentkern- und Probenaufbereitung 12

3.3 Sedimentphysikalische Eigenschaften 12

3.3.1 Suszeptibilität 12

3.3.2 Feuchtraumdichte 14

3.3.3 Wassergehalt 14

3.3.4 Mittleres spezifisches Gewicht 14

3.4 Geochemie und Mineralogie 15

3.4.1 Karbonat, organischer Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel 15

3.4.2 Stabile Isotope des organischen Kohlenstoffs 16

3.4.3 Stabile Isotope des karbonatischen Sauerstoffs und Kohlenstoffs 17

3.4.4 Haupt- und Spurenelemente 17

3.4.5 Gesamtmineralogie 18

3.5 Datierungen und Akkumulationsraten 18

3.5.1 ¹⁴C-Datierungen 18

3.5.2 Kalibrierung der ¹⁴C-Alter 19

3.5.3 Berechnung der Akkumulationsraten 20

3.6 Korrelation der Kernsegmente 20

4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen 22

4.1 Sedimentkernbeschreibungen 22

4.2 Feuchtraumdichte, mittleres spezifisches Gewicht und Wassergehalt 23

4.3 Massenspezifische Suszeptibilität 24

4.4 Organischer Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel 25

4.5 Karbonat 26

4.6 Stabile Isotopenverhältnisse im organischen Kohlenstoff 26

4.7 Stabile Isotopenverhältnisse in Foraminiferen 26

4.8 Gesamtmineralogie 27

4.9 Haupt- und Spurenelemente 28

4.10 ¹⁴C-Datierungen 30

4.11 Akkumulationsraten 30

5	Diskussion und Interpretation	53
5.1	Sedimentfazies	53
5.1.1	Klassifikation der Sedimentfazies	53
5.1.2	Genese der Sedimentfazies	55
5.1.2.1	Moränenfazies	55
5.1.2.2	Pelitfazies	55
5.1.2.3	Psammitfazies	56
5.1.2.4	Moosfazies	56
5.1.2.5	Algenfazies	56
5.1.2.6	Sapropelfazies	57
5.2	Altersbestimmung der Sedimentkerne	57
5.2.1	Reservoireffekte und andere Verfälschungen der ¹⁴ C-Alter	57
5.2.2	Kalibrierung der ¹⁴ C-Alter	61
5.3	Umweltgeschichte in der Weichselzeit	63
5.3.1	Mittelweichsel	63
5.3.2	Spätweichsel	64
5.4	Umweltgeschichte an der Pleistozän/Holozän-Grenze	69
5.5	Klima- und Umweltgeschichte im Holozän	74
5.5.1	Holozäne Klimageschichte der Bunger-Oase	74
5.5.1.1	Sedimente der Bunger-Oase als Klimaarchive	74
5.5.1.2	Klimageschichte der Bunger-Oase	78
5.5.1.3	Klimawechsel in der Bunger-Oase im Vergleich zu Temperaturschwankungen von Eiskernen	87
5.5.2	Umweltgeschichte der Bunger-Oase	89
5.5.2.1	Seespiegelschwankungen im "17 m"-See	89
5.5.2.2	Aussüßung von Epischelf-Seen	91
5.5.2.3	Süßwasser in der westlichen Rybiy-Khvost-Bucht	93
5.5.2.4	Stabilität der Eisrandlagen	93
6	Zusammenfassung und Ausblick	95
6.1	Zusammenfassung	95
6.2	Ausblick	96
7	Literaturverzeichnis	97
8	Anhang	105
	Tabellen	105
	Danksagung	

KURZFASSUNG

Erste Untersuchungen an kurzen Seesedimentkernen aus dem Süden der Bunger-Oase (66° S, 101° E) hatten gezeigt, daß sie für diese Region der Ostantarktis gute Klimaarchive darstellen. Infolge des vorliegenden Probenmaterials konnten jedoch nur erste Trends der spätquartären Klimageschichte rekonstruiert werden. Aus diesen Gründen wurde auf einer annähernd fünfmonatigen Expedition im Südsommer 1993/94 vom Alfred-Wegener-Institut (AWI, Potsdam) in Kooperation mit dem "Arctic and Antarctic Research Institute" (AARI, St. Petersburg) eine umfassende Sedimentprobenahme in der Bunger-Oase durchgeführt. Das Ziel war es, über die Sedimente die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte des Gebietes detailliert zu erforschen.

Im Rahmen der hier vorgelegten Arbeit wurden mehr als 100 m marine und lakustrine Sedimente von 22 Stationen mit sedimentphysikalischen, geochemischen und isotopengeochemischen Methoden untersucht. Aus den Ergebnissen konnten detaillierte Erkenntnisse über die spätquartäre Geschichte des Arbeitsgebietes abgeleitet werden. Die Eingliederung in die absolute Zeitskala der aus den Stellvertreterdaten (Proxies) ermittelten Klima- und Umweltschwankungen erfolgte über die Kalibrierung der ¹⁴C-Datierungen. Für einige Stationen konnten Akkumulationsraten berechnet werden.

Die Untersuchungen zeigen, daß es vor dem letzten glazialen Maximum, vermutlich im Mittelweichsel, eisfreie Gebiete im Bereich der Bunger-Oase gegeben hat, in denen Biomasseproduktion in subaquatischen Milieus stattfand. Dieses Material wurde während des letzten glazialen Maximums vom kontinentalen Eis aufgenommen und in der Oase abgelagert. Es wurden Indizien dafür entdeckt, daß selbst zu dieser Zeit im Südwesten der Oase eisfreie Gebiete existiert haben.

Der Eistrückzug aus der Bunger-Oase begann an der Wende Pleistozän/Holozän. Er wurde in erster Linie durch den globalen Meeresspiegelanstieg infolge der holozänen Erwärmung begünstigt, zusätzlich konnten Abschmelzprozesse nachgewiesen werden. Spätestens vor 10.000 kal. J.v.h. waren wahrscheinlich die "Southern Hills" eisfrei, 2000 Jahre danach auch weite Teile im Norden der Oase. Seit dieser Zeit nehmen die Gletscher und das antarktische Eisschild überwiegend eine konstante Position ein, nur unterbrochen von äußerst kleinräumigen Fluktuationen.

In zwei Epischelf-Seen wurden bis zu 12,1 m mächtige Sapropel abgelagert, von denen die Abfolge aus der Rybiy-Khvost-Bucht (PG1173) die Hauptaussagen zur Klimaentwicklung der Bunger-Oase seit 9500 kal. J.v.h. liefert. Innerhalb des betrachteten Zeitraumes lassen sich, auf heutige Verhältnisse bezogen, drei Warm- und drei Kaltphasen unterscheiden. Am Ende der zweiten Warmphase, die ca. 4500 kal. J.v.h. begann, war zwischen 2500 und 2000 kal. J.v.h. das klimatische Optimum dieser Region. Innerhalb der folgenden 100 Jahre kam es zu einer deutlichen Klimaverschlechterung. Vergleichbar damit sind Interpretationen aus den Daten ostantarktischer Eiskerne und von Sedimentkernen der Süd-Shetland-Inseln. Infolgedessen wird dieser Klimaumschwung als überregionales Ereignis betrachtet, das sich auf große Teile der Antarktis ausgewirkt hat.

Die holozänen Klimaveränderungen hatten unterschiedliche Auswirkungen auf die Entwicklungsgeschichte einzelner Süßwasser- und Epishelf-Seen der Bunger-Oase. Auf der Geographen-Insel befinden sich zwei Seen, die im jüngeren Holozän für ca. 1000 Jahre ausgetrocknet waren. In der gleichen Zeit fand die Ausfüllung der marinen Becken der Izvilistaya- und Transkriptii-Bucht (mit Ausnahme der unteren Wasserschichten) statt. Ursache hierfür kann ein verändertes Abflußverhalten des Figurnoe-Sees seit ca. 1400 Jahren sein. Die Ausbildung eines euxinischen Milieus in der Transkriptii-Bucht wird im Zusammenhang mit dem jüngsten Vorstoß des Edisto-Gletschers gesehen.

ABSTRACT

Earlier results from short sediment cores recovered from the southern part of the Bunger Oasis, East Antarctica (66° S, 101°E) demonstrated their importance as natural archives for the palaeoenvironmental history of that East Antarctic region. Because of limited sampling, only preliminary statements concerning the climatic history were possible. A five months' expedition was thus carried out in the austral summer 1993/94 within the scope of a bilateral project of the Alfred Wegener Institute (AWI, Potsdam) and the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI, St. Petersburg). The purpose was to obtain a detailed Late Quaternary environmental history by using the proxies of the sediments.

In order to obtain a climate and environmental history, more than 100 m of marine and lacustrine sediments were investigated by geochemical and isotopic methods and their physical properties. Absolute ages were obtained by using calibrated ¹⁴C dates. For long sediment sequences accumulation rates were calculated.

The results show that prior to the Last Glacial Maximum, probably during Middle Weichselian time, organic matter was produced in subaquatic, ice-free environments in the Bunger Oasis or its surroundings. During the Last Glacial Maximum the organic matter was incorporated into the advancing ice masses, and deposited with clastic debris in the oasis. ¹⁴C dates made on organic carbon indicate ice-free areas which existed in the southwest portion of Bunger Oasis even at the Last Glacial Maximum.

The deglaciation started close to the Pleistocene/Holocene boundary and was triggered mainly by the sea level rise caused by the holocene climate warming. The whole area of the Southern Hills was probably ice-free at 10,000 cal. YBP, and broad areas of the North 2000 years later. Since then the positions of the glaciers and the Antarctic Ice Sheet were stable, with the exception of fluctuations probably not more than a few hundred meters.

Sapropelic sediment sequences up to 12.1 m were recovered from two epishelf lakes. The proxies from one of these cores (PG1173, Rybiy Khvost Bay) are the fundamentals in interpreting the last 9500 YBP of the climatic history of Bunger Oasis. Three warm and three cold phases were distinguished within Holocene time and in relation to modern climatic conditions. During the second warm phase, which began around 4500 cal. YBP, the climatic conditions became more conducive to optimal conditions between 2500 and 2000 cal. YBP. In the following 100 years a rapid climate deterioration took place in Bunger Oasis. The same feature is recorded in the temperature curves of East Antarctic ice cores and on the

South Shetland Islands. This climatic change may therefore be restricted not only to Bunger Oasis but may have influenced broad areas of Antarctica.

The holocene climatic changes had different consequences in different freshwater and epishelf lakes. On Geographers Island, two freshwater lakes were evaporated for about 1000 years in the Early Holocene. During the same time period, the marine water bodies of Izvilistaya and Transkriptii Bay (except the lowest water layers) turned into freshwater bodies, possibly as a result of a change of the outflow of lake Figurnoe 1400 years ago. It now drains into both bays. The development of an euxinic milieu in the lower water column of Transkriptii Bay may be due to the youngest small advance of the Edisto Glacier.

1 EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG

Der antarktische Kontinent hat eine Fläche von rund 14 Millionen km² und wird zu ca. 98 % von Eis bedeckt. Die Ausdehnung des Eises, die Meereisbedeckung und der Albedoeffekt üben nicht nur einen Einfluß auf die ozeanische, sondern auch auf die atmosphärische Zirkulation aus. Beide beeinflussen stark das heutige Klima der Erde. Infolgedessen besitzt die Antarktis eine sehr wichtige Rolle im globalen Klimageschehen.

Paläoklima-Rekonstruktionen der antarktischen Gebiete werden hauptsächlich an marinen Sedimentkernen und Eiskernen durchgeführt. Die Eiskerne liefern hauptsächlich Informationen über das überregionale Klima, aber nur wenig über regionale Umweltveränderungen. Die marinen Kerne stammen in der Mehrzahl von den Kontinentalthängen oder aus der Tiefsee. Sie liefern verlässliche Daten überregionaler Klimaschwankungen, Paläoozeanographie, Meereisgeschichte und Eisbergtransport. Sie sind aber mit dem Nachteil behaftet, daß die zeitliche Auflösung, insbesondere für das Postglazial, infolge der geringen Sedimentationsraten und intensiver Bioturbation relativ gering ist.

In den letzten Jahren haben Untersuchungen in eisfreien, küstennahen Gebieten der Antarktis und deren aquatischen Systemen an Bedeutung gewonnen. Mit geomorphologischen Untersuchungsmethoden läßt sich dort insbesondere die Vereisungsgeschichte rekonstruieren. Die Sedimentkerne aus den Seen in diesen Gebieten zeichnen sich in der Regel durch hohe Sedimentationsraten und eine kontinuierliche Sedimentation aus. Dies führt in Verbindung mit ¹⁴C-Datierungen zu einer guten zeitlichen Auflösung. Zusätzlich reagieren die Wasserkörper in diesen Regionen sensibel auf Klima- und Umweltveränderungen. Aus diesen Gründen stellen ihre Sedimente detaillierte Archive für die Rekonstruktion des spätquartären Klimas der antarktischen Küstengebiete dar. Eisfreie, küstennahe Gebiete des antarktischen Kontinentes werden als "Oase" bezeichnet. Die Forschungen konzentrierten sich zuerst auf die McMurdo-Trockentäler (z. B. WHARTON et al. 1982, 1983), die Vestfold-Oase (PICKARD 1986; BIRD et al. 1991; MCMINN 1995) und die Antarktische Halbinsel (z. B. MÄUSBACHER et al. 1989; SCHMIDT et al. 1990; BJÖRCK et al. 1991). Unter Federführung russischer Wissenschaftler wurden Ergebnisse aus der Bunge-Oase publiziert (BOLSHIYANOV et al. 1989; BOLSHIYANOV et al. 1991; VERKULICH & MELLES 1992). Die Oasen Schirmacher und Untersee wurden auf einer deutschen Expedition 1991/92 erstmals beprobt (WAND et al. 1994).

In den küstennahen Gebieten wird der Rückzug des antarktischen Eisschildes nach dem letzten glazialen Maximum übereinstimmend mit dem Meeresspiegelanstieg infolge der holozänen Erwärmung in Verbindung gebracht. Die Ergebnisse aus den oben genannten und anderen Untersuchungen (z. B. BRONGE 1989; ZALE & KARLEN 1989; INGÓLFSSON et al. 1992) zeigen aber auch, daß es immer wieder zu regional unterschiedlichen Bewegungen antarktischer Gletscher gekommen ist, die das regionale Klima in den betreffenden Gebieten teilweise stark verändert haben.

Pilotstudien, die an bis zu 150 cm langen Sedimentkernen aus Seen der südlichen Bunge-Oase durchgeführt wurden, zeigten lithologische und geochemische Variationen, welche sich bezüglich ihrer Klima- und Umweltveränderungen interpretieren lassen. Die teilweise

äußerst hohen Sedimentationsraten versprechen daher eine sehr gute zeitliche Auflösung der holozänen Geschichte (VERKULICH & MELLES 1992; MELLES et al. 1994a).

Basierend auf diesen positiven Voruntersuchungen, wurde im Rahmen eines bilateralen Forschungsprojektes vom Alfred-Wegener-Institut zusammen mit dem "Arctic and Antarctic Research Institute" 1993/94 eine Expedition in die Bunger-Oase durchgeführt. Die Hauptziele der Expedition waren die Gewinnung von Sedimentkernen aus dem gesamten Oasengebiet und die Erbohrung möglichst vieler kompletter postglazialer Sedimentsequenzen. Außerdem wurden geomorphologische Studien durchgeführt und Magenöle von Schneesturmvögeln, Moränenablagerungen, Muschelschalen und Karbonatkrusten gesammelt. An den Bohrlokalationen wurden hydrologische Messungen vorgenommen.

Ziel dieser Dissertation ist es, über die sedimentphysikalischen, geochemischen und isotope geochemischen Parameter der marinen und lakustrinen Sedimente die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase zu rekonstruieren.

2 UNTERSUCHUNGSGBIET

2.1 GEOGRAPHIE

Die Bunger-Oase (Abb. 1) liegt im Wilkes Land an der Küste der Ostantarktis bei 65°58' bis 66°20' S und 100°28' bis 101°20' E.

Das glaziologische Umfeld der Oase ist kompliziert (Abb. 1, 3). Im Westen befindet sich das Denman/Scott-Gletschersystem. Diese beiden großen Gletscher fließen in 700 - 1300 m (Scott-Gletscher) bzw. 1000 - 1500 m (Denman-Gletscher) eingetieften Tälern ins Meer (DOLGUSHIN 1966a, 1966b). Begrenzt wird die Oase im Süden und Nordosten von kleineren Gletschern und im Südosten durch das antarktische Eisschild. Im Norden wird die Oase durch das Shackleton Schelfeis mit einer Breite von mindestens 46 km bis maximal 70 km vom offenen Ozean getrennt (WISNIEWSKI 1981; BOLSHIYANOV 1990).

Die Bunger-Oase ist mit ihren 952 km² (WISNIEWSKI 1983) die größte der ostantarktischen Oasen. Im Süden der Oase befindet sich die 280 km² große zusammenhängende Landmasse der "Southern Hills" (Abb. 2, 3). Sie wird von den im Norden gelegenen Inseln, die zusammen 170 km² ausmachen, durch Epischelf-Seen getrennt. Diese nehmen ca. 470 km² der Oasenfläche ein (WISNIEWSKI 1983) und können Wassertiefen von > 320 m erreichen (MELLES et al. 1994b). Der Begriff Epischelf-See wurde von SIMONOV & BONCH-OSMOLOVSKAYA (1969) eingeführt und beschreibt Seen, die durch ein marines Regime geprägt werden und zwischen Schelfeis und Festland liegen.

Über die ganze Bunger-Oase sind zahllose Seen und Tümpel verteilt, ein Großteil davon liegt in den "Southern Hills". Dort befindet sich der Figurnoe-See mit einer Ausdehnung von 14,3 km² (KAUP et al. 1993) und einer maximalen Wassertiefe von 145 m (BOLSHIYANOV et al. 1991), der größte und tiefste See der Oase. Das Gelände der Oase ist hügelig, mit einer maximalen Erhebung von 165 m über dem Meeresspiegel. Die geomorphologisch dominanten Formen folgen tektonisch angelegten Strukturen (BOLSHIYANOV 1990).

2 Untersuchungsgebiet

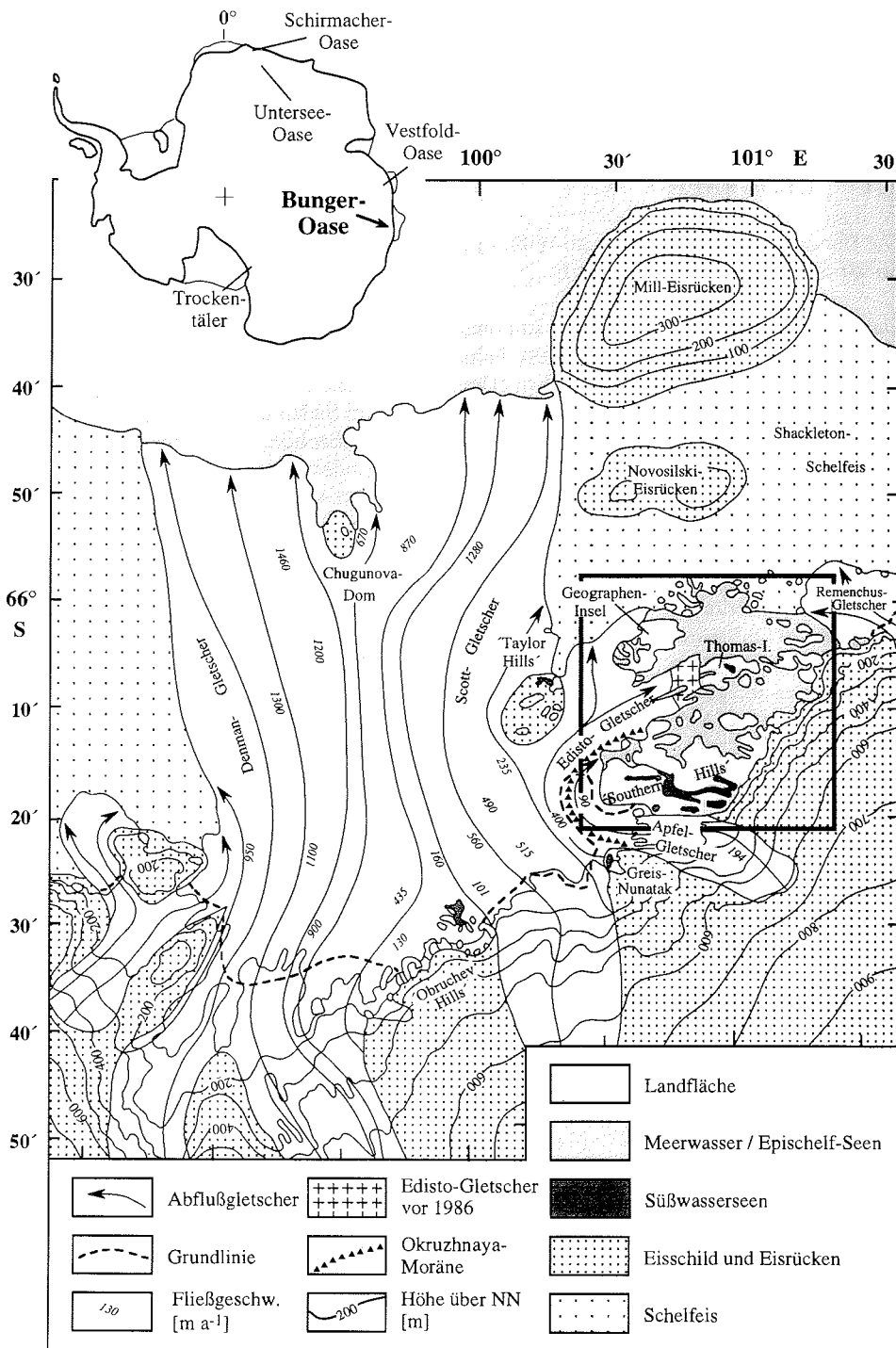


Abb. 1: Geographische Lage der Bunger-Oase (Rechteck) an der ostantarktischen Küste (Detailansicht siehe Abb. 2).

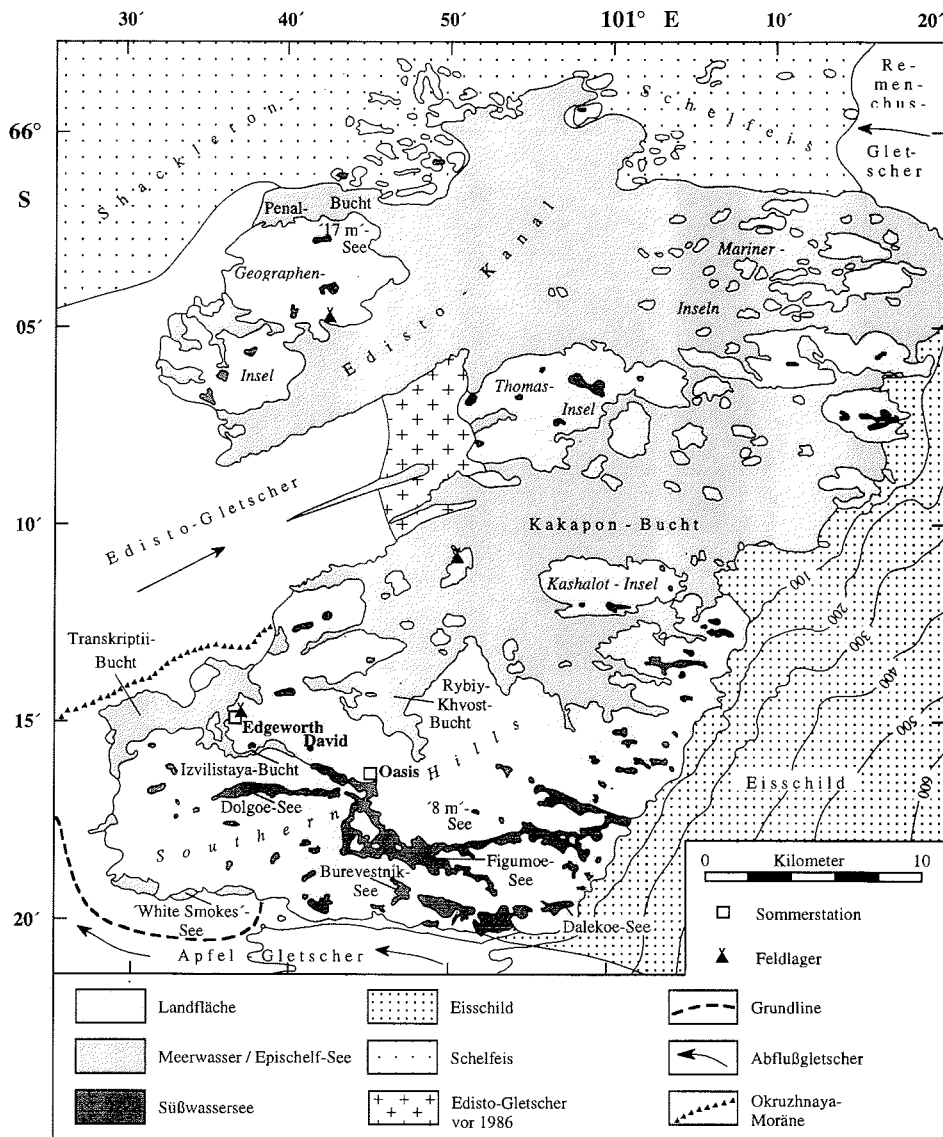


Abb. 2: Detailansicht der Bunger-Oase (Probenahmestationen siehe Abb. 5).

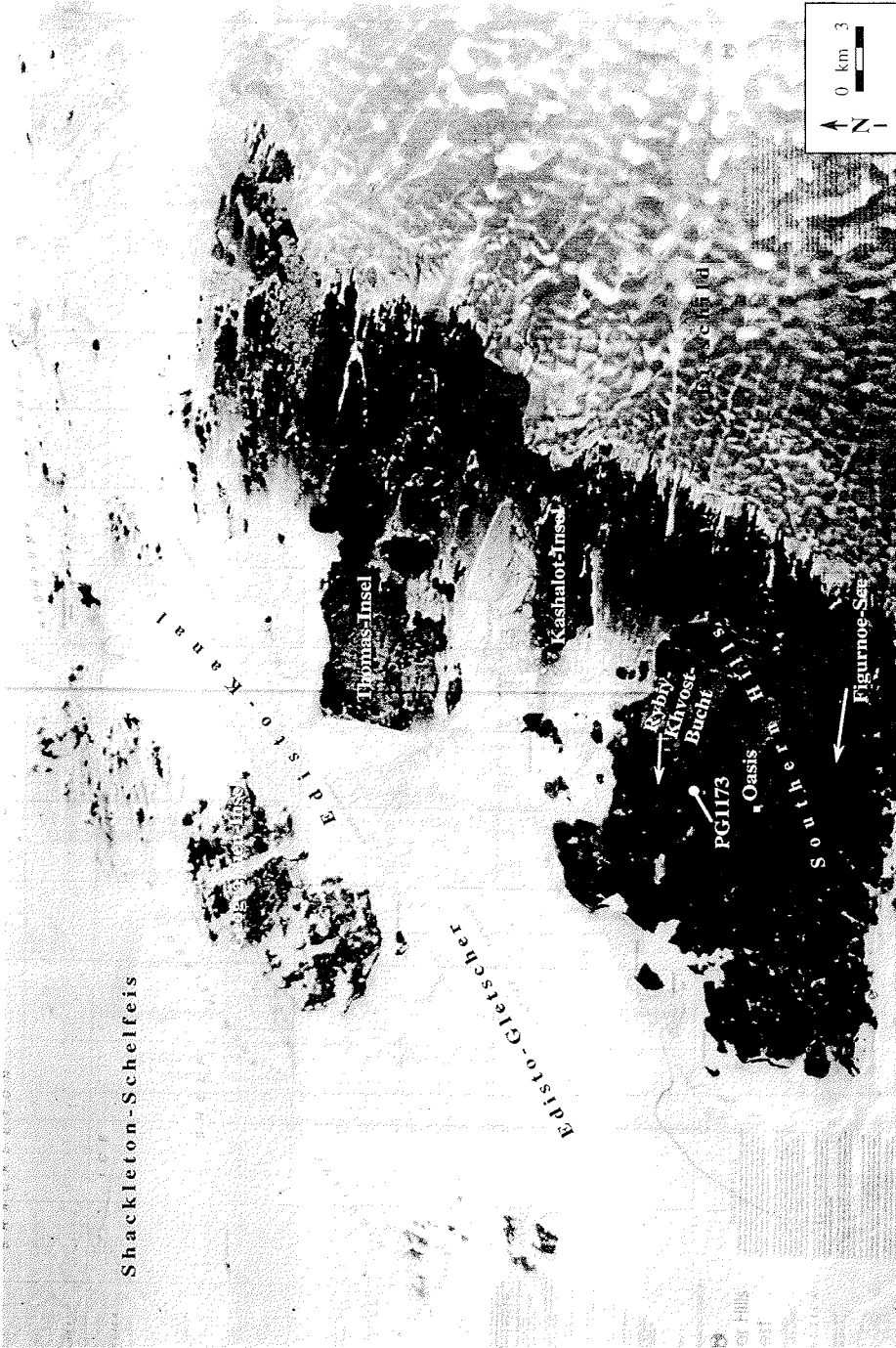


Abb. 3: Foto eines Satellitenbildes der Bunger-Oase (leicht verändert nach AUSTRALIAN SURVEYING AND LAND INFORMATION GROUP 1992).

2.2 KLIMA

Im Vergleich zu anderen antarktischen Regionen gleicher Breite ist das Klima der Bunger-Oase relativ mild (RUSIN 1961). DORAN et al. (1996) hatten am "White Smokes"-See, am Südwestrand der Oase (Abb. 2), eine automatische meteorologische Station installiert, die zwischen Januar 1992 und Juli 1993 Daten via Satellit übertrug. Die mittlere Jahrestemperatur betrug an der Station $-11,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. In den McMurdo-Trockentälern liegt sie vergleichsweise bei $-17,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (DORAN et al. 1996). DORAN et al. (1996) begründen die von SIMONOV (1971) veröffentlichte höhere mittlere Jahrestemperatur von $-9,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ in der Bunger-Oase mit dem unterschiedlichen Ort der Meßstationen. Die russischen Daten wurden an der Station Oasis im Zentrum der "Southern Hills" bestimmt. Aufgeschlüsselt nach Jahreszeiten, liegen die mittleren Temperaturen bei $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Sommer bzw. $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Winter, wobei Extremtemperaturen von $6,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (27.01.93) und $-49,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (17.05.93) gemessen wurden. Diese Daten decken sich mit denen von SIMONOV (1971) und GREGORCZUK (1980).

Die Strahlungsbilanz ist positiv und lag zwischen Januar 1992 und Juli 1993 im Mittel bei 115 W m^{-2} , wobei im Juni aufgrund der geographischen Lage nahe dem Polarkreis die Lichtstrahlung nicht meßbar war (DORAN et al. 1996). Nach GREGORCZUK (1980) liegt die jährliche Verdunstung mit $450 - 600\text{ mm}$ deutlich über dem Niederschlag von maximal 200 mm .

Es treten mittlere Windgeschwindigkeiten von $4,6\text{ m s}^{-1}$ (McMurdo-Trockentäler: $3,3\text{ m s}^{-1}$) auf. Sturmwinde liegen nach GREGORCZUK (1980) im Mittel bei 15 m s^{-1} und erreichen Spitzengeschwindigkeiten von 56 m s^{-1} (32 m s^{-1} in DORAN et al. 1996). Bei Sturmlagen kommt der Wind ausschließlich aus östlichen Richtungen. Während der Expedition 1993/94 lagen die Temperaturen, Windgeschwindigkeiten und -richtungen im gleichen Rahmen (MELLES et al. 1994b). Unter diesen klimatischen Bedingungen dominiert die physikalische Verwitterung. Eine große Bedeutung kommt dabei der Korrasion durch vom Wind transportierte Sandkörner und, bei starken Minusgraden, durch Eiskristalle zu (WÓJCIK 1988).

2.3 GEOLOGISCHER AUFBAU

Die Gesteine der Bunger-Oase sind aus Metamorphiten und Plutoniten des ostantarktischen Schildes aufgebaut (Abb. 4; SHERATON et al. 1993).

Die Ausgangsgesteine für die spätere granulitfazielle Metamorphose wurden vor ca. 1,7 bis 1,5 Mrd. Jahren abgelagert. Der Höhepunkt der Metamorphose war vor ca. 1,19 Mrd. Jahren. Die Gesteine wurden zu Orthogneisen (tonalitisches bis granitisches), lagigen Paragneisen (Metapeliten, Psammiten) und untergeordnet zu Orthogneisen (Charnockiten, intermediären und mafischen Gneisen) sowie mafischen Granuliten umgewandelt (SHERATON et al. 1993).

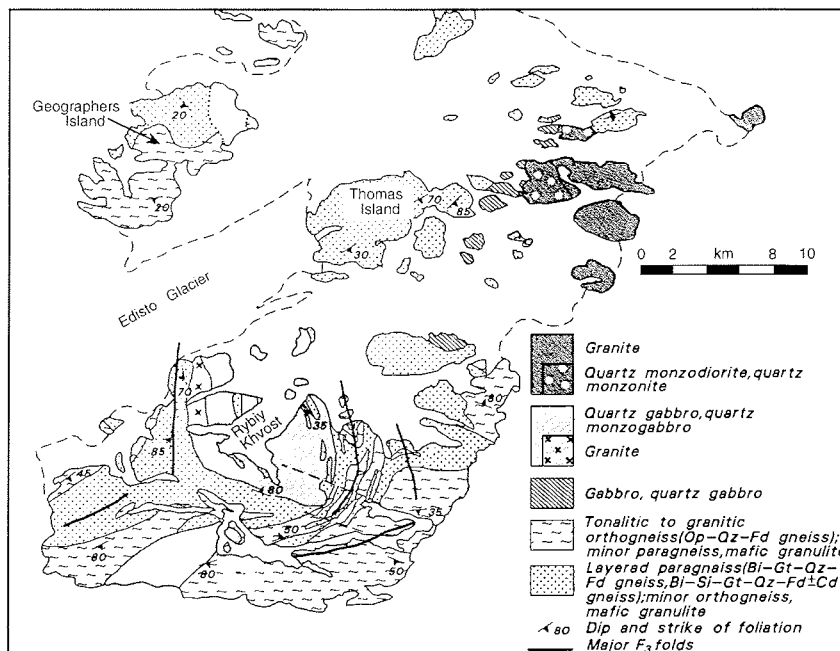


Abb. 4: Geologische Karte der Bunger-Oase (leicht verändert nach SHERATON et al. 1993).

Im Verlauf der ausklingenden Metamorphose kam es vor ca. 1,17 - 1,15 Mrd. Jahren zu einem Magmenaufstieg. Heute stehen in der Bunger-Oase drei Intrusivkörper (Gabbro über Quarz-Monzogabbro und Quarz-Monzodiorit bis Granit) an der Oberfläche an (Abb. 4). Sie nehmen Flächen von ca. 300 km² (Charnockit-Halbinsel), ca. 80 km² (Rybiy-Khvost) und ca. 20 km² (Figurnoe-See) ein (SHERATON et al. 1992). Allerdings bestehen besonders über das Aufdringalter des Rybiy-Khvost- und des Figurnoe-See-Plutons relativ zu den Deformationsereignissen sowie bei einigen anderen strukturgeologischen Interpretationen Unstimmigkeiten (STÜVE & POWELL 1989; STÜVE & WILSON 1990; DING & JAMES 1991; SHERATON et al. 1990, 1992, 1993).

Die Plutonite und Gneise werden verbreitet von Ganggesteinen durchschnitten. Es lassen sich fünf verschiedene mafische Gangschwärme (Quarz- und Olivintholeiite bis schwach alkalische Dolerite und Pikrite/Ankaramite) unterscheiden, die ein Alter von ca. 1,14 Mrd. Jahren haben. Untergeordnet treten Alkali- und Trachytbasalte auf, die mit ca. 0,50 Mrd. Jahren erheblich jünger sind (SHERATON et al. 1990).

2.4 ENTDECKUNGS- UND ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

1912 wurden während einer australischen Expedition unter der Leitung von A. L. Kennedy die westlichsten Teile der Bunger-Oase entdeckt, ohne deren wahre Natur wahrzunehmen. Dies geschah erst 1947 im Rahmen der amerikanischen "Operation Highjump". Lt. Cdr. David E. Bunger überflog das Gebiet, machte Luftaufnahmen und landete auf einem vereisten See. 1948 kehrten die Amerikaner zurück ("Operation Windmill") und führten erste wissenschaftliche Untersuchungen durch (ALBERTS & BLODGETT 1956).

Acht Jahre später, im Januar 1956, wurden im Zuge des Aufbaus der sowjetischen Station Mirny, 350 km westlich der Bunger-Oase, erste geowissenschaftliche, hydrologische, biologische und meteorologische Untersuchungen durchgeführt (VINOGRADOV 1957; KOROTKEVICH 1958; GRIGORYEV 1960; RUSIN 1961). Dabei wurde auch die Sommer-Station "Oasis" (66° 16,50' S, 100° 44,66' E) am Ufer des Figurnoe-Sees errichtet (WISNIEWSKI 1983). Die Station wurde 1959 an Polen übergeben, in "Dobrovolski" umbenannt und erst 1978/79 von einer polnischen Expedition genutzt. Dabei standen geophysikalische, geographische und geomorphologische Untersuchungen im wissenschaftlichen Interesse (PACHUTA 1980; CISAK 1980; WISNIEWSKI 1981; BATTKE 1985).

Im Südsommer 1985/86 war die Bunger-Oase Ziel einer australischen Expedition, auf der geologische, glaziologische und geomorphologische Studien durchgeführt wurden (COLHOUN & ADAMSON 1989, 1992a, 1992b; ADAMSON & COLHOUN 1992). Die Rückgabe der polnischen Station an die Sowjetunion und der Aufbau der neuen "Oasis"-Station erfolgte im Januar 1987. In den Jahren 1987 - 1991 wurden von dort hydrologische und geomorphologische Studien durchgeführt. Zusätzlich begann man mit ersten Seesedimentuntersuchungen (BOLSHIYANOV et al. 1989; KLOKOV et al. 1990; KAUP et al. 1990; KAUP et al. 1993; BOLSHIYANOV et al. 1991; VERKULICH & MELLES 1992). 1991/1992 wurden im Rahmen einer russisch-amerikanischen Expedition u.a. Wasserproben aus Süßwasserseen gesammelt, die, erweitert durch Proben der russisch-deutschen Expedition 1993/1994, von MCKNIGHT et al. (eingereicht) bearbeitet worden sind. Ferner wurde eine automatische Klimastation am Südwestrand der Oase aufgestellt, deren Daten DORAN et al. (1996) publiziert haben.

3 MATERIAL UND METHODEN

3.1 GEWINNUNG DER SEDIMENTKERNE

Die Probenahmepunkte (Abb. 5, Tab. 4 Anh.) wurden mit GPS (Globales Positionierungssystem) eingemessen. Die Genauigkeit dieser auf Satellitennavigation beruhenden Methode ist ± 100 m. Erste Informationen über die jeweilige Wassertiefe wurden durch ein Echolot (Furuno FE 6300) erhalten (± 50 cm), ehe die genauere Wassertiefe (± 10 cm) bei der Probenahme mit einem Zählwerk am Windenseil bestimmt wurde.

Die Sedimentkerne wurden von einer Plattform aus Aluminium, auf der ein Dreibein befestigt ist, gewonnen. Die Plattform wurde auf dem eisfreien "8 m"-See (Station PG1164) mit Schwimmkörpern und Außenbordmotor genutzt. Auf allen anderen, eisbedeckten Seen wurde sie mit Kufen eingesetzt und dabei mit einem Motorschlitten bewegt. Alle Ausrüstungsgegenstände zur Kernentnahme wurden von der Fa. UWITEC (Österreich) hergestellt. Die Sedimentkerne wurden mit unterschiedlichen Geräten gewonnen; die Probenahmetechnik ist detailliert bei MELLES et al. (1994b) beschrieben.

- Ein Schwerelot wurde für die Entnahme von ungestörten Oberflächensedimenten eingesetzt. Es kann mit Rohrlängen von 0,6 - 1,5 m bestückt werden und dringt durch sein Eigengewicht in das Sediment ein. Die Eindringtiefe ist von der Beschaffenheit des Sedimentes abhängig. Als Kernfänger können drei verschiedene Systeme benutzt werden. Bei einem hydraulischen Kernfänger drückt beim Hieven ein Stempel über einen Schlauch automatisch Wasser in eine am Ende des Schwerelots befindliche Gummimanschette. Diese dehnt sich nach innen aus und verschließt das Kernrohr. Bei größeren Sedimenten kann stattdessen ein sogenannter Apfelsinen-Kernfänger gewählt werden. Er besteht aus biegsamen Metallfingern, die sich beim Eindringen des Sedimentes aufbiegen und beim Ziehen des Gerätes wieder schließen. Die dritte Möglichkeit ist ein Tennisball-Kernfänger. Dabei wird ein Tennisball beim Eindringen in das Sediment durch Zugentlastung entsichert. Beim Hieven des Schwerelotes wird dann der Tennisball durch ein Gummiband vor die Öffnung des Kernrohres gezogen.
- Mit einem Kolbenlot wurden mehrere Meter lange Sedimentsequenzen gewonnen. Die Maximallänge einer Teilsequenz beträgt 3 m. Über den zu entriegelnden Kolben, der zu Beginn des Kernvorgangs in der Kernrohrspitze arretiert ist, kann der eigentliche Kernvorgang präzise in der gewünschten Sedimenttiefe begonnen werden. Bei dem Kolbenlot wird das Kernrohr über ein separates Seil mit einem Gewicht in das Sediment geschlagen. Damit können auch grobkörnige oder zähe Sedimente durchteuft werden. Anschließend werden mit einer Überlappung von ca. 50 cm weitere Teilsequenzen erbohrt. Beim Kolbenlot kann man zwischen dem hydraulischen und dem Apfelsinen-Kernfänger wählen.

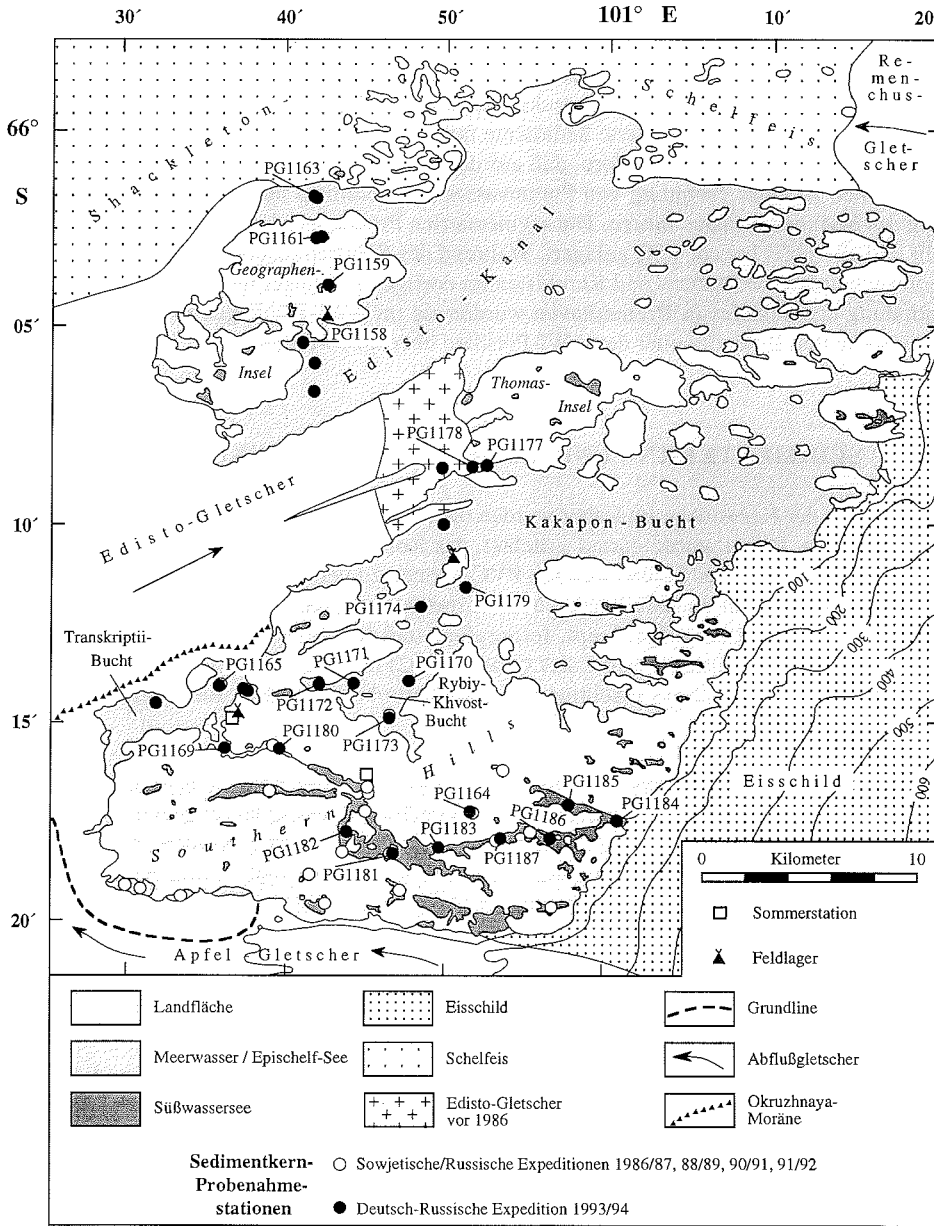


Abb. 5: Probenahmestationen der bearbeiteten Sedimentkerne. Die genauen Koordinaten der Stationen sind im Anhang in Tabelle 4 aufgeführt.

Das Sediment wird bei beiden Geräten von durchsichtigen PVC-Rohren aufgenommen, die einen Innendurchmesser von 5,9 cm haben. Nach der Probenahme wurden die Rohre gegebenenfalls in maximal 1 m lange Stücke geschnitten, an den Enden mit Plastikkappen verschlossen und in isolierten, mit Heizdecken versehenen Aluminiumkisten bei ca. 4 °C gelagert. Stark wasserhaltige, biogene Sedimente mußten im Feld in 2 cm lange Scheiben segmentiert werden, um zu verhindern, daß auf der mehrwöchigen Rückreise mit dem Schiff Vibrationen zu einer Trennung von Porenwasser und Sediment und damit zu einer Zerstörung des Sedimentaufbaus führen. Die segmentierten Proben wurden in Polystyrol Dosen gefüllt und ebenfalls bei ca. 4 °C gelagert. Während des Schiffstransportes mit der Akademik Fedorov wurden die Proben- und Kernkisten im dortigen Kühllager untergebracht. Nach der Entladung des Schiffes in Bremerhaven wurden sie im AWI-Kühllager zwischengelagert, bevor sie in den Kühlcontainer des AWI-Potsdam überführt wurden.

3.2 SEDIMENTKERN- UND PROBENAUFBEREITUNG

Zum Öffnen der Kernstücke im Labor wurden die PVC-Rohre mit einer Handkreissäge längs eingeschnitten. Dabei wurde darauf geachtet, das Rohr nicht vollständig zu durchtrennen, um Kontaminationen des Sedimentes mit PVC-Spänen zu vermeiden. Anschließend wurden die Schnittflächen mit einem scharfen Messer durchtrennt, das Sediment mit Angelschnur geteilt, die Kernhälften aufgeklappt, fotografiert und beschrieben. Die Farbbestimmung wurde mit Hilfe der Munsell Soil Color Charts (1992) bei Tageslicht durchgeführt. Aus einer Kernhälfte wurden 2 cm mächtige Scheiben beprobt, die andere Kernhälfte wurde im Kühlcontainer archiviert.

Die Einzelproben für geochemische Analysen wurden in einer Achat-Planetenkugelmühle analysenfein (hier: < 63 µm) gemahlen. Der Probenabstand betrug 10 cm in den im Gelände beprobten Kernen und 12 cm bzw. 6 cm in den im Labor beprobten Kernen. An wichtigen Stellen, wie z. B. Faziesübergängen oder deutlichen Schwankungen einzelner Parameter, wurde der Probenabstand verringert bis hin zur Analyse jeder Einzelprobe.

3.3 SEDIMENTPHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN

Von den sedimentphysikalischen Eigenschaften wurden die Feuchtraumdichte und die Suszeptibilität der Sedimente an ungeöffneten, in PVC-Rohren vorliegenden Kernsegmenten bestimmt. Damit standen beim Beschreiben der Sedimente bereits Informationen über deren Aufbau zur Verfügung, die makroskopisch nicht immer zu erkennen sind.

3.3.1 Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität charakterisiert den Anteil an magnetisierbaren Komponenten im Sediment. Sie kann damit Informationen zum Liefergebiet der terrigenen Sedimentkomponenten enthalten. Die Messung der **magnetischen Volumenssuszeptibilität** (κ) wurde an den ungeöffneten Sedimentkernen mit dem Sensorsystem MS-2 (Fa. Bartington) in Bremerhaven durchgeführt. Ein Sedimentkern (Innendurchmesser $d = 5,9$ cm) wird dazu

auf einem Schlitten, der mit Hilfe eines Schrittmotors bewegt wird, durch die Meßspule (Innendurchmesser $D = 14,5$ cm) geführt. Vor der eigentlichen Messung muß das Gerät auf Nullniveau abgeglichen werden, da die magnetische Suszeptibilität relativ zur jeweiligen Umgebung gemessen wird. Die Messung erfolgte in 2-cm-Schritten im empfindlichen Modus (Meßdauer 8 sec., Genauigkeit $\pm 0,1$ SI). Bei den Messungen ist der Meßwert vom Verhältnis des Innendurchmessers des Kerns (d) zu dem der Spule (D) abhängig. Über den Quotienten von d/D (hier: 0,413) und die Kurve im Gerätehandbuch erhält man eine Zahl (hier: 0,37), deren inverser Wert (hier: 2,703) der Korrekturfaktor für die Meßwerte der Kerne ist. Die Angabe erfolgt in der Einheit 10^{-5} SI. Detailliertere Angaben über die Art der Messung und das Meßsystem gibt NOWACZYK (1991).

Beim Vergleich von Volumenssuszeptibilitätskurven unterschiedlicher Kerne und auch den Werten innerhalb eines Kernes muß berücksichtigt werden, daß die Meßwerte von der Trockenraumdichte beeinflusst und damit nicht optimal vergleichbar sind. Infolgedessen wurden die Meßwerte mit der nachfolgenden Formel in die **massenspezifischen Suszeptibilitäten** (χ) oder Massenssuszeptibilitäten umgerechnet:

$$\chi = \frac{\left(\frac{\kappa}{1000}\right)}{\rho_T}$$

χ = massenspezifische Suszeptibilität 10^{-8} [$\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$]

κ = Volumenssuszeptibilität [10^{-5} SI]

ρ_T = Trockenraumdichte [g cm^{-3}]

Die Trockenraumdichte errechnet sich aus:

$$\rho_T = \rho_F - \left(\frac{\eta}{100}\right)$$

ρ_F = Feuchtraumdichte [g cm^{-3}]

η = Porosität [%]

Die Porosität in % errechnet sich nach DURHAM & JOSHI (1980) wie folgt:

$$\eta = \frac{M_w}{M_w + \left(\frac{M_s}{\rho_{SP}}\right)} * 100$$

M_w = Masse des Wassers einer Probe [g]

M_s = Masse des Trockensedimentes einer Probe [g]

ρ_{SP} = mittleres spezifisches Gewicht einer Sedimentprobe [g cm^{-3}]

3.3.2 Feuchtraumdichte

Die Feuchtraumdichte des Sedimentes wird mittels Gammastrahlabsorbtion an einem rechnergesteuerten Dichtemeßsystem durchgeführt. Mit dieser Apparatur können ungeöffnete Kernstücke hochauflösend (0,5 cm) und zerstörungsfrei gemessen werden. Bei der Messung wird ein 4 mm breiter ^{137}Cs -Gammastrahl in Abhängigkeit von der Sedimentdichte absorbiert, woraus sich die Feuchtraumdichte berechnen läßt. Die Geräteentwicklung, das Meßprinzip und der Meßablauf sind bei GERLAND (1993) ausführlich beschrieben. GERLAND (1993) gibt eine Maximalabweichung von ca. $\pm 5\%$ gegenüber den mit konventionellen Methoden ermittelten Meßergebnissen (MELLES 1991; WEBER 1992) an. Die Feuchtraumdichte gibt einen Hinweis auf den Kompaktionsgrad, auf Schichtlücken und Sedimentationswechsel.

3.3.3 Wassergehalt

Die Einzelproben wurden in gewogene 50 ml Polystyroidosen gefüllt und für die Wassergehaltsbestimmung sofort nach der Beprobung gewogen, bei $-24\text{ }^\circ\text{C}$ tiefgefroren, anschließend gefriergetrocknet und erneut gewogen.

$$W = \frac{M_{\text{sw}} - M_{\text{s}}}{M_{\text{sw}}} * 100$$

W = Wassergehalt [%]

M_{sw} = Masse des Naßsedimentes [g]

M_{s} = Masse des Trockensedimentes [g]

3.3.4 Mittleres spezifisches Gewicht

Das mittlere spezifische Gewicht der Sedimente wird für die Berechnung der Akkumulationsraten benötigt. Es wurde mit einem Probenabstand von 10 cm in den Kernen PG1164, PG1173 und PG1180 gemessen. An den anderen Kernen betrug der Probenabstand 30 bis 50 cm. Um zu gewährleisten, daß fazielle Übergänge, die meist auch Übergänge im mittleren spezifischen Gewicht beinhalten, genau erfaßt werden, wurden anhand der Kernbeschreibungen zusätzlich ausgewählte Einzelproben gemessen.

Die Messung der mittleren spezifischen Gewichte wurde an getrockneten und gemahlten Proben am Pycnometer Accupyc 1330 (Fa. Micromeritics) durchgeführt. Bei diesem Meßgerät wird über die Veränderung des Heliumgasdruckes durch die genau eingewogene Probe im Vergleich zu einem Referenzvolumen das Volumen der Probe V_{s} bestimmt. Alle Proben wurden dreifach gemessen. Dabei war darauf zu achten, daß das Probenvolumen $> 10\%$ des Expansionsvolumens der Meßzelle ist, weil sich der Fehler sonst erheblich vergrößert (WEBER 1992). Wie die mittlere Standardabweichung von $0,012\text{ g cm}^{-3}$ der Dreifachbe-

stimmung aller Proben zeigt, ist die Reproduzierbarkeit der Werte sehr gut. Die Richtigkeit der Messungen wurde mit einer reinen Quarzprobe überprüft.

Eine Salzkorrektur wurde bei keinem der Sedimentkerne durchgeführt. Der Grund hierfür liegt in den nicht immer bekannten, unterschiedlichen Mischungsverhältnissen zwischen Süßwasser und marinem Salzwasser, die heute wie auch in der Vergangenheit in den Gewässern der Bunger-Oase existieren. Das mittlere spezifische Gewicht der Proben wird nach folgender Gleichung berechnet:

$$\rho_{SP} = \frac{M_s}{V_s}$$

ρ_{SP} = mittleres spezifisches Gewicht [g cm⁻³]

M_s = Masse des Trockensedimentes [g]

V_s = Volumen einer Sedimentprobe [cm³]

3.4 GEOCHEMIE UND MINERALOGIE

Der Schwerpunkt der an den Sedimenten der Bunger-Oase vorgenommenen Untersuchungen liegt bei den nachfolgend beschriebenen Methoden. Sie werden in der Diskussion verknüpfend interpretiert und geben Auskunft über paläogläziologische, -hydrologische und -klimatische Veränderungen.

3.4.1 Karbonat, organischer Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel

Die Bestimmung der prozentualen Gehalte von Kohlenstoff (C_{ges}), Stickstoff (N) und Schwefel (S) im Sediment wurde an einem CHNS-932-Analysator der Fa. Leco durchgeführt. Das Gerät ist für Mikromengen mit einer maximalen Einwaage von 10 mg ausgelegt. Aufgrund dieser geringen Einwaagen müssen die Proben sehr gut homogenisiert sein, was durch das Mahlen der Proben bis auf < 63 μ m gewährleistet wird. Die Proben werden in Silbertiegeln eingewogen und im Sauerstoffstrom bei 1100 °C verbrannt. Das entstandene Gas wird mittels Helium im System transportiert. Die Bestimmung erfolgt infrarotspektroskopisch (C_{ges} , S) bzw. über die Wärmeleitfähigkeit (N).

Der nichtkarbonatische Kohlenstoff, im weiteren Verlauf als organischer Kohlenstoff (C_{org}) bezeichnet, wurde mit einem METALYT-CS-1000-S der Fa. Eltra bestimmt. Dabei wird eine Probe in ein vorher ausgeglühtes Porzellanschiffchen eingewogen, mit 200 μ l dest. Wasser benetzt und nach kurzer Zeit mit 200 μ l $HCl_{konz.}$ beträufelt. Anschließend wird die Säure ca. 3 Std. bei etwa 180 °C abgeraucht. Bei der Analyse dient Sauerstoff als Verbrennungs- und Trägergas. Die C_{org} -Bestimmung erfolgt infrarotspektroskopisch bei einer Verbrennungstemperatur von 1400 °C.

Die Kalibrierung, Eichung und Kontrolle der Reproduzierbarkeit (statistischer Fehler) beider Geräte wurde mit Hersteller- und internationalen Standards durchgeführt, ebenso wie die Überprüfung einer möglichen gerätebedingten Drift während einer Meßreihe. Aufgrund der großen Probenzahlen konnten Doppelbestimmungen nur teilweise durchgeführt werden. Bei den C_{ges} - und C_{org} -Bestimmungen an Proben mit Gehalten über 1 Gewichtsprozent wurden relative Standardabweichungen von 5 %, an Proben mit Gehalten unter 1 Gewichtsprozent von 10 % akzeptiert. Bei N- bzw. S-Bestimmungen wurden relative Fehler von 5 bzw. 15 % akzeptiert. Die Richtigkeit der Meßmethoden (systematischer Fehler) wurden zusätzlich mit Hersteller- und internationalen Standards überprüft.

An ausgewählten Gesamtsedimentproben wurden Röntgendiffraktometeranalysen durchgeführt (Kap. 3.4.5). In ihnen ließ sich kein Dolomit nachweisen, so daß angenommen werden kann, daß der karbonatische Kohlenstoff (C_{karb}), der sich aus der Differenz von C_{ges} und C_{org} ergibt, als Kalzit vorliegt und Dolomit nicht oder nur in vernachlässigbaren Mengen auftritt. Der Karbonat(Kalzit)gehalt läßt sich deshalb aus den unterschiedlichen Atomgewichten wie folgt berechnen:

$$\text{Karbonat [Gew.-%]} = C_{\text{karb}} * 8,33$$

3.4.2 Stabile Isotope des organischen Kohlenstoffs

Zur Bestimmung der Verhältnisse der stabilen Kohlenstoffisotope (^{13}C , ^{12}C) am organischen Kohlenstoff des Sedimentes wurden die Proben zunächst mit 200 μl 10 %iger HCl, die über 120 min bei ca. 60 °C abgeraucht wurde, entkarbonatisiert.

Die karbonatfreien Proben wurden in einem Verbrennungsofen der Fa. Haereus bei 1000 °C zu CO_2 verbrannt, mit dem Trägergas Helium zum angekoppelten Delta-S Gas-Massenspektrometer (Fa. Finnigan Mat) transportiert und gegen ein CO_2 -Standardgas (Fa. Buse Gas) gemessen. Zur Überprüfung der Gerätedrift wurde als interner Standard Pepton mitgemessen. Die Sollwerte gegen den internationalen Standard V-PDB (Viena-Pee Dee Belemnit) für das Standardgas (-6,15 ‰V-PDB) und den internen Standard (-24,15 ‰V-PDB) wurden mit Hilfe von Polyethylen-Folie (-31,77 ‰V-PDB, Standard CH-7 der Internationalen Atom-Energie-Behörde) bestimmt. Der statistische Fehler, die Reproduzierbarkeit, ist < 0,2 ‰.

Der δ -Wert ist definiert als:

$$\delta \text{ } ^{13}\text{C} [\text{‰ V-PDB}] = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} * 1000$$

$$R = \text{Isotopenverhältnis} \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)$$

3.4.3 Stabile Isotope des karbonatischen Sauerstoffs und Kohlenstoffs

Die Bestimmung der stabilen Sauerstoff- (^{18}O , ^{16}O) und Kohlenstoffisotope (^{13}C , ^{12}C) wurde an Kalkschalen der planktischen Foraminiferenart *Neoglobobulimina pachyderma* sin. und an den benthischen Arten *Globocassidulina crassa*, *Cassidulina bitor* und *cassidulinoides* sp. (MACKENSEN et al. 1993, A. MACKENSEN, pers. Mitteil.) am AWI-Bremerhaven durchgeführt.

Kalkige Foraminiferen sind in den untersuchten Sedimenten nur in sehr geringer Zahl und mit wechselnden Arten vertreten, so daß für ein Kernprofil teilweise mehrere der oben aufgeführten Arten benutzt wurden. Die planktischen *N. pachyderma* sin. wurden aus der Fraktion 125 - 250 μm ausgelesen, die der benthischen Foraminiferen aus der Fraktion 250 - 500 μm . Die Aufbereitung der Proben mit Orthophosphorsäure (100 %) erfolgt in einer automatischen Karbonatpräparationsanlage (Fa. Finnigan Mat), die direkt mit dem Massenspektrometer 251 (Fa. Finnigan Mat) verbunden ist. Das CO_2 -Probengas wird gegen ein internes Standardgas gemessen, das mit dem NBS-20 (National Bureau of Standards)-Standard gegen den internationalen V-PDB-Standard geeicht ist. Zur Überprüfung der Geräter drift wurde der NBS-20 ebenfalls benutzt. Der statistische Fehler für Aufbereitung und Messung ist $< 0,06 \text{ ‰}$ für die Sauerstoffisotopenverhältnisse und $< 0,04 \text{ ‰}$ für die Kohlenstoffisotopenverhältnisse (HUBBERTEN & MEYER 1989).

Der δ -Wert ist definiert über:

$$\delta \text{ [‰ V-PDB]} = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} * 1000$$

$$R = \text{Isotopenverhältnis} \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \text{ oder } \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)$$

3.4.4 Haupt- und Spurenelemente

Die Konzentration der Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K und der Spurenelemente Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, V, Y, Zn, Zr im Sediment wurde mit einem Sequenzröntgenspektrometer PW 2400 (Fa. Philips) an Schmelztabletten bestimmt. Dazu wurden 600 ($\pm 0,1$) mg Probenpulver, 3600 ($\pm 0,1$) mg Spectromelt A 10 (Lithiumtetraborat, Fa. Merkt) und ca. 1000 mg Ammoniumnitrat als Oxidationsmittel in einen Platintiegel eingewogen und anschließend im Muffelofen 1 Std. bei 500 °C (Aufheizen von 100 °C über 4 Std. auf 500 °C) verascht. Mit der Schmelzapparatur SGE 20 (Fa. Labor Schoeps) wurden die Reagenzien dann automatisch zu einer Tablette verschmolzen. Die gesamte Aufbereitung und die Messungen wurden in Oldenburg am Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM) durchgeführt. Zur Kontrolle des analytischen Verfahrens und der Genauigkeit der gemessenen Werte wurden hausinterne und internationale Standards (GSD-1, GSD-11) verwendet.

Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA)-Daten lassen sich mittels Faktoranalyse zusammenfassen und somit besser darstellen und interpretieren. In dieser Arbeit wurde die einfachste Form der Faktoranalyse, die Komponentenanalyse (principle component analysis), benutzt.

Aus den Konzentrationsschwankungen vieler Elemente wird durch lineare Kombination eine kleinere und damit übersichtlichere Anzahl von Variablen (Faktoren oder Komponenten) berechnet (LEMAITRE 1982; DAVIS 1986; SWAN & SANDILANDS 1995). Die Faktoren sind untereinander unabhängig (nicht korreliert). Jeder beschreibt ein anderes Merkmal, in diesem Fall einen anderen natürlichen Fraktionierungsvorgang, von dem die eine oder andere Elementgruppe beeinflusst worden ist. Die Faktoren sind nach abnehmender Varianz geordnet. Mittels Varimaxrotation wird die Ladung eines Faktors berechnet. Diese Ladung (component loading) gibt den Einfluß des Faktors auf das jeweilige Element an. Desweiteren erhält man bei der Berechnung einen Faktorwert (component score), der angibt, inwieweit eine Probe von dem jeweiligen Faktor beeinflusst wird. Die Rohdaten wurden nicht standardisiert, weil die Eigenvektoren aus der Korrelationskoeffizientenmatrix berechnet worden sind. Aus dieser Matrix wurden Multielementkorrelationen berechnet.

3.4.5 Gesamtmineralogie

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen zur Bestimmung der Hauptmineralkomponenten wurden an Pulverpräparaten des Gesamtsedimentes an einem XDS 2000 Diffraktometer (Fa. Scintag Inc.) mit Cu K α -Strahlung bei 45 kV und 40 mA durchgeführt. Es wurden Übersichtsaufnahmen von 2 - 70° 2 θ (in Schritten von 0,02°) gemacht. Die Auswertung erfolgte unter Zuhilfenahme der ASTM-Kartei (JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS 1974).

3.5 DATIERUNGEN UND AKKUMULATIONS RATEN

3.5.1 ¹⁴C-Datierungen

An den Sedimentkernen aus der Bungen-Oase wurden insgesamt 84 ¹⁴C-Datierungen an dispersem organischem Kohlenstoff oder an Muschelschalen durchgeführt (Tab. 5 Anh.).

- 37 ¹⁴C-Alter wurden mit der AMS(Accelerator Mass Spectrometry)-Methode (HEDGES et al. 1989, 1992) in Oxford am "Research Laboratory for Archeology and the History of Art" bestimmt.
- 47 ¹⁴C-Alter wurden mit der Miniatur-Gaszählrohr-Technik (GEYH 1983) in Hannover am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung bestimmt.

Um die Vergleichbarkeit von konventionellen ¹⁴C-Altern zu ermöglichen, müssen sie nach folgenden Konventionen berechnet werden (STUIVER & POLACH 1977):

- Die Angabe in "Jahre vor heute" (J.v.h.) bezieht sich auf 1950.
- Es werden zwei einheitliche Bezugsstandards verwendet. Oxalsäure des NBS (National Bureau of Standards) wird zum Abgleich für den Zeitpunkt Null benutzt. Saccharose des ANU (Australian National University) kann ebenfalls verwendet werden.

- Für die Berechnung des ^{14}C -Alters wird die sogenannte Libby-Halbwertszeit von 5568 Jahren benutzt, nicht die physikalisch korrekte Halbwertszeit von 5730 ± 40 Jahren.
- Es wird eine $\delta^{13}\text{C}$ -Korrektur der ^{14}C -Aktivität vorgenommen. Alle Werte werden auf einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -25‰ V-PDB bezogen. Das ist nötig, weil es Abweichungen durch die natürliche Fraktionierung der Kohlenstoffisotope verschiedener Pflanzen oder Tiere in unterschiedlichen Lebensräumen gibt. Bei einer Probe mit z. B. 0‰ V-PDB müssen beispielsweise zum gemessenen Alter 410 Jahre addiert und bei einer Probe von -30‰ V-PDB 80 Jahre abgezogen werden (OLSSON 1991).

3.5.2 Kalibrierung der ^{14}C -Alter

Vor der Kalibrierung der ^{14}C -Alter wurde für alle Proben der Reservoir-Effekt (dazu Kap. 5.2.1, Tab. 5 Anh.) abgeschätzt und abgezogen. Die so ermittelten ^{14}C -Alter wurden mit dem Computerprogramm CALIB 3.0.3 von STUIVER & REIMER (1993) und der Kalibrierungskurve INTCAL93.14C berechnet. Die Kalibrierungskurve setzt sich aus zwei Datensätzen zusammen, mit der die ^{14}C -Daten in "kalibrierte Jahre vor heute" (kal. J.v.h.) umgerechnet werden (STUIVER & PEARSON 1993; PEARSON & STUIVER 1993; PEARSON et al. 1993; LINICK et al. 1986; KROMER & BECKER 1993; BARD et al. 1993):

- der in Schritten von 20 Jahren an Jahresringen von Bäumen kalibrierten Alterskurve (0 - 11.390 kal. J.v.h.) und
- einer geglätteten Kurve basierend auf Uran/Thorium- und ^{14}C -Messungen an Korallen (11.400 - 21.950 kal. J.v.h.) in 50 Jahresschritten.

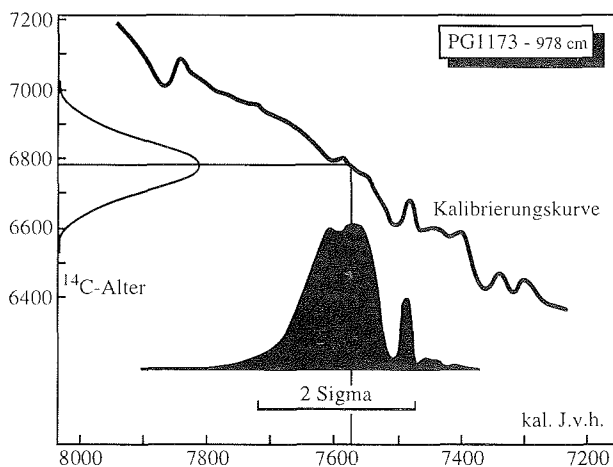


Abb. 6: Schema einer ^{14}C -Kalibrierung (nach BRONK RAMSEY 1995).

Die Abbildung 6 veranschaulicht an einem Beispiel, wie ^{14}C -Messungen kalibriert werden. Nach vielfachem Messen einer Probe wird die ^{14}C -Konzentration als Häufigkeitsverteilung am linken Rand (in diesem Fall) schematisch als Kurve aufgetragen und kann so als konventionelles ^{14}C -Alter (charakterisiert durch Mittelwert und Streuung) ausgedrückt werden. Die gemessene ^{14}C -Altersverteilung kann über die Kalibrierungskurve auf kal. J.v.h. (Abszisse) umgerechnet werden. Der Maximalwert der Verteilungsdichte-Funktion gibt das wahrscheinlichste wahre Alter der Probe an. In dieser Arbeit werden die kalibrierten Alter mit einem Fehler von 2 Sigma (=95,4 %) ($2 \times$ Quadratwurzel von Proben-Standardabweichung zum Quadrat plus Kurven-Standardabweichung zum Quadrat) angegeben. Das Ergebnis für das Beispiel von 6785 ± 75 ^{14}C -Jahre in Abbildung 6 ist $7580 [7710 - 7460]$ kal. J.v.h.

Entsprechend STUIVER & REIMER (1993) wurde die Kalibrierungskurve mit einem gleitenden Mittelwert über 5 Meßpunkte auf 100 Jahre geglättet und das kalibrierte Alter auf das nächstliegende Jahrzehnt gerundet. Für die Diskussion der Alter ist es angebracht, sie aufgrund der Spanne des 2-Sigma-Intervalls auf das nächstliegende Jahrhundert auf- bzw. abzurunden.

3.5.3 Berechnung der Akkumulationsraten

Trotz der Komplikationen und Unsicherheiten bei der Bestimmung der wahren Alter (Kap. 5.2.1), können bei ungestörten Sedimenten die Akkumulationsraten abgeschätzt werden (OLSSSEN 1991). In die Akkumulationsrate gehen im Gegensatz zur Sedimentationsrate neben dem Alter und der Sedimenttiefe auch die Porosität und das mittlere spezifische Gewicht mit ein (VAN ANDEL et al. 1975). Die Sedimentationsrate errechnet sich aus der Geradensteigung der linearen Interpolation zwischen zwei Datierungspunkten innerhalb eines Kernes (EISNER et al. 1995). Dabei wird davon ausgegangen, daß die Sedimentationsrate zwischen zwei Punkten konstant ist. Nach NIESSEN et al. (1992) ist die Gesamtakkumulationsrate:

$$\text{GAR} = (\text{SR} * \rho_{\text{sp}} * (1 - \eta)) * 1000$$

GAR = Gesamtakkumulationsrate [$\text{mg cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

SR = Sedimentationsrate [cm a^{-1}]

ρ_{sp} = mittleres spezifisches Gewicht einer Sedimentprobe [g cm^{-3}]

η = Porosität [%] berechnet nach DURHAM & JOSHI (1980); siehe S. 13

Bei Kernen, die in dichteren Abständen datiert worden sind, wurden die prozentualen Gehalte der Sedimentkomponenten C_{org} , N, S und Karbonat in ihren Anteil an der Gesamtakkumulation des Sedimentes umgerechnet. Die Teilakkumulationsrate gibt die absoluten Veränderungen eines Parameters gegen die Zeit an:

$$\text{TAR} = \frac{\text{GAR} * \text{K}}{100}$$

TAR = Teilakkumulationsrate [$\text{mg cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

K = Sedimentkomponente [Gew.-%]

3.6 KORRELATION DER KERNSEGMENTE

Die Korrelation der bis zu 3 m langen Segmente eines Kernes wurde anhand der Kernbeschreibung sowie der sedimentphysikalischen Eigenschaften und geochemischen Ergebnisse durchgeführt. Der Probenabstand bei den geochemischen Analysen im Überlappungsbereich zweier Kernsegmente wurde auf 2 cm (jede Probe) bzw. 4 cm (jede zweite Probe) verringert, um eine möglichst genaue Korrelation zu erreichen.

23 Kernsegmente mußten korreliert werden. Nur in einem Fall (PG1184) konnte keine Übereinstimmung festgestellt werden. Das obere Kernsegment von PG1184 besteht an der Basis aus laminiertem tonigem Silt, während das untere Kernsegment an der Oberfläche aus kiesigem Mittel- bis Grobsand aufgebaut ist. Das offensichtliche Fehlen einer Sedimentüberlappung könnte auf einen Fehler bei der Tiefenzuordnung während der Probenahme zurückzuführen oder die Folge eines kleinräumig stark gegliederten Reliefs sein. Dadurch würden bei einem leichten Verdriften des Kolbenlotes unterschiedliche Sedimentationszonen bei gleicher Wassertiefe erbohrt werden.

4 ERGEBNISSE DER SEDIMENTKERNANALYSEN

Mehr als 100 m Sediment von 22 Stationen wurden mit den beschriebenen Methoden (Kap. 3) untersucht. Die Ergebnisse sind auf den Seiten 32 - 52 (Abb. 11 - 33) in Form von Kerndiagrammen graphisch dargestellt. Im folgenden werden mit Ausnahme der Sedimentkernbeschreibungen nur generelle Trends aufgezeigt. Einzelne Parameter wurden sinnvoll zusammengefaßt.

4.1 SEDIMENTKERNBESCHREIBUNGEN

An 18 Stationen wurden mit den Sedimentbohrungen die lakustrinen und marinen Sedimentabfolgen durchteuft und ein unterlagernder, stark kompakter Diamiktit erbohrt. Die Diamiktite variieren farblich von sehr dunkelgrau (2.5Y3/1) über dunkel-grünlich-grau (5GY4/1) bis dunkel-gräulich-braun (2.5Y4/2). Die direkt über den Diamiktiten abgelagerten Sedimente sind meist aus tonigem, sandigem Silt mit dunklen Oliv- und Brauntönen aufgebaut, wobei auch relativ reine Tone und Kiese vorkommen.

Die darüberfolgenden Sedimente lassen sich in drei Gruppen unterteilen: hochterrigen Sedimente, hochbiogene Sedimente und Faulschlämme.

Die hochterrigen Sedimente wurden in den meisten Epischelf-Seen und an drei gletschernahen Lokalitäten des östlichen Figurnoe-See erbohrt. Sie weisen ein weites Korngrößenspektrum auf. Größere, sandige Sedimente sind selten geschichtet, während feinere, tonig-siltige Sedimente häufig geschichtet bis laminiert sind. Die Laminae können < 1mm mächtig sein mit eingeschalteten dünnen, diskreten Sandlagen. In den oberen 247 cm vom Kern PG1184 kommen zusätzlich 25 gradierte Lagen von zwischen 0,5 und 6 cm Mächtigkeit vor. Die meisten terrigenen Sedimente enthalten vereinzelt Kieskörner. Es herrschen Oliv- und Brauntöne vor, die in oberflächennahen Schichten teilweise heller werden (bis zu hell gelblich-braun, 2.5Y6/3).

An den meisten Stationen der Epischelf-Seen enthalten die oberflächennahen, terrigenen Schichten eine reiche marine Fauna und Flora, wie Amphipoden, agglutinierte Wurmgänge, Bryozoen, Foraminiferen, 1 Muschel (PG1179), rötlichen Tang (PG1172), Serpeln, Schwammnadeln, Seeigelstacheln, 1 lebenden Seeigel (PG1172), 2 Schlangensterne (PG1177, PG1178), 1 Seespinne (PG1171) und Würmer. Im Liegenden nimmt die Anzahl und Diversität stark ab. Nur an den Stationen PG1169, PG1170 und PG1172 finden sich noch vereinzelt kalkige Makrofossilien in tieferen Kernsegmenten. Im Kern PG1169 treten in 150 cm und 51 cm Sedimenttiefe vollständig erhaltene, zweiklappige ca. 4 - 5 cm große Muscheln und in 64 - 62 cm eine aus Seeigelstacheln und untergeordnet Muschelbruchstücken bestehende Schillage auf. Ein aus Seeigelstacheln bestehendes Nest befindet sich im Kern PG1170 in 150 - 148 cm Tiefe.

Die Faulschlämme treten an drei Stationen in Epischelf-Seen auf. Während sie an Station PG1165 nur die obersten 3 cm ausmachen, nehmen sie an den Stationen PG1173 (südliche Rylbiy-Khvost-Bucht) und PG1180 (östliche Izvilistaya-Bucht) große Mächtigkeiten von

1211 cm bzw. 815 cm ein. Die Faulschlämme sind homogen aufgebaut und dunkeloliv (5Y3/3). Innerhalb der Faulschlammablagerungen treten bei PG1180 in vier Bereichen, bei ca. 900, 750, 550 und 300 cm, Kiese auf, während an Station PG1173 nur ein Kieskorn bei ca. 250 cm gefunden wurde. In den Sedimenten der letztgenannten Station wurde eine nahezu komplette Muschelklappe von ca. 5 cm Durchmesser (1081 cm Tiefe) gefunden.

Die oberen 130 cm Sediment an Station PG1180 werden überwiegend von Algen aufgebaut, von denen die unteren Lagen laminiert sind und einen deutlichen feinkörnigen terrigenen Anteil aufweisen. In den oberen 92 cm treten vereinzelt Moose auf. An zwei weiteren Stationen in Epischelf-Seen (PG1169, PG1170) werden die obersten Sedimentschichten (5 cm, 2 cm) ebenfalls aus hochbiogenen Sedimenten aufgebaut.

Die größte Verbreitung haben diese Sedimente in den Süßwasserseen. Dort bilden sie mit Ausnahme von drei eisenreichen Stationen jeweils die oberen bis zu 500 cm mächtigen Sedimenthorizonte. Der Übergang von den unterlagernden, terrigenen Sedimenten zu den überlagernden biogenen kann sich innerhalb weniger Zentimeter oder mehrerer Dezimeter vollziehen. Die biogenen Sedimente bestehen aus unterschiedlichen Verhältnissen von Algen und Moosen, die geschichtet bis laminiert sind. Die Farbe der Algen variiert von dunkelgrünlich-grau (5G4/1) über oliv (5Y4/3) bis schwarz, die Moose sind staubig-rot (2.5YR3/2). Die Algen weisen eine weiche Konsistenz auf. Eine Ausnahme bildet der Bereich zwischen 57 und 21 cm Sedimenttiefe an der Station PG1161, in dem die laminierten Algenschichten fest und brüchig sind.

4.2 FEUCHTRAUMDICHTEN, MITTLERES SPEZIFISCHES GEWICHT UND WASSERGEHALT

Die Wassergehalte in den Diamiktiten liegen in der Regel unter 20 %. Sie steigen in den überlagernden terrigenen Sedimenten an und erreichen, meist sprunghaft, 30 - 50 %. Im weiteren Verlauf erhöhen sich die Wassergehalte in terrigen dominierten Sedimenten eher graduell und erreichen maximal 70 %. Die höchsten Wassergehalte treten in den biogenen Sedimenten auf, wobei es im Extremfall zu einem fließenden Übergang Wasser/Sediment mit Maximalwerten von mehr als 99 % (PG1164) kommt. In den mächtigen Faulschlämmen der Kerne PG1173 und PG1180 liegen die mittleren Wassergehalte bei 79 % (n = 605) bzw. 87 % (n = 409), wobei die Gehalte, zumindest von PG1173, nach oben graduell zunehmen und Höchstwerte von 92 bzw. 95 % erreichen. Ein leichter Rückgang ist in PG1180 beim Übergang von den Faulschlammablagerungen zu den Algen zu verzeichnen, ehe der Wassergehalt bis zur Sedimentoberfläche wieder auf 95 % zunimmt. Die Feuchtraumdichten sind mit den Wassergehalten negativ korreliert (Abb. 7).

4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

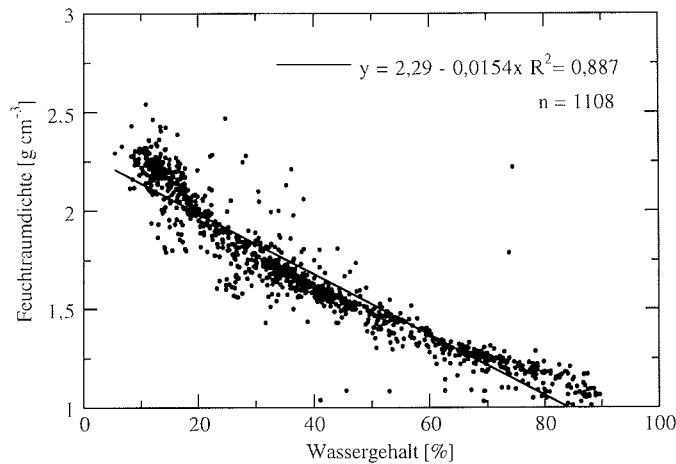


Abb. 7: Korrelation von Feuchtraumdichte gegen Wassergehalt aller bearbeiteten Proben.

In den Diamiktiten schwanken die Feuchtraumdichten zwischen 2,0 und 2,5 g cm⁻³. In den anderen terrigenen Sedimenten liegen sie zwischen 1,2 und 2,0 g cm⁻³, während in den hochbiogenen Ablagerungen Werte von 1,1 - 1,5 g cm⁻³ gemessen wurden.

Die mittleren spezifischen Gewichte betragen in den terrigenen Sedimenten 2,3 - 2,8 g cm⁻³. In den Moos- und Algensedimenten schwanken sie zwischen 2,0 und 2,4 g cm⁻³, und in den Faulschlammern von PG1173 und PG1180 liegen sie im Mittel bei 2,2 g cm⁻³ (n = 101 bzw. n = 72), wobei die Werte bei PG1173 zur Oberfläche hin leicht abnehmen.

4.3 MASSENSPEZIFISCHE SUSZEPTIBILITÄT

Wie die Feuchtraumdichte wurde auch die Suszeptibilität nur an ungeöffneten Kernsegmenten gemessen. Von den wasserreichen Faulschlammern und biogenen Ablagerungen, die im Gelände in der Regel in Einzelproben unterteilt worden sind, liegen keine bzw. nur wenige Meßwerte vor. Die massenspezifischen Suszeptibilitäten korrelieren generell positiv mit den Feuchtraumdichten und negativ mit den Wassergehalten der Sedimente. Sie sind in der Regel in den Diamiktiten am größten und schwanken dort je nach Kern zwischen 0,3 und 1,2*10⁻⁸ m³ kg⁻¹. Oberhalb der Diamiktite werden in den terrigenen Sedimenten Werte von 0,6*10⁻⁸ m³ kg⁻¹ meist nicht überschritten. Die geringsten Massensuszeptibilitäten der Bungereife wurden mit Werten von < 0,05 - 0,12*10⁻⁸ m³ kg⁻¹ für Kern PG1169 berechnet. In den Algen- und Moossedimenten der Süßwasserstationen PG1161 und PG1164 liegen sie mit ca. 0,1*10⁻⁸ m³ kg⁻¹ bis 0,25*10⁻⁸ m³ kg⁻¹ geringfügig höher.

4.4 ORGANISCHER KOHLENSTOFF, STICKSTOFF UND SCHWEFEL

Die C_{org} - und N-Gehalte der Sedimente sind positiv korreliert (Abb. 8). In den Diamiktiten sind sie sehr gering. Eine Ausnahme bildet PG1182, wo mit durchschnittlich 0,7 % C_{org} die mit Abstand höchsten Werte in den Diamiktiten der Bungler-Oase gemessen wurden. Mit dem Einsetzen der darüber lagernden terrigenen Sedimentation steigen die C_{org} - und N-Gehalte teilweise sogar sprunghaft an. Ihre Variationen in den terrigen dominierten Sedimenten zeigen zwei unterschiedliche Muster. Entweder ändern sie sich mit Ausnahme von diskreten Peaks im Kernverlauf kaum, oder sie steigen um mehr als das Doppelte bis zum jeweiligen Maximum in den oberen Kernbereichen an, ehe sie wieder etwas abfallen. Mit dem Einsetzen der biogen dominierten Sedimentation in den Süßwasserseen steigen die C_{org} - und N-Gehalte erneut sprunghaft an und erreichen Maximalwerte von 18 % C_{org} bzw. 2,3 % N (PG1164).

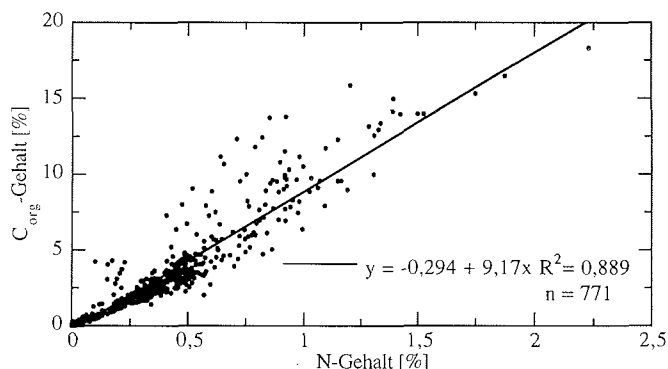


Abb. 8: Korrelation von C_{org} -Gehalt gegen N-Gehalt aller bearbeiteten Proben.

Die S-Gehalte sind weder mit den C_{org} -, noch mit den N-Gehalten korreliert (Abb. 9), zeigen aber ebenfalls Minima in den Diamiktiten mit auffällig erhöhten Gehalten (> 0,7 %) im Diamiktit der Station PG1182. In den stratigraphisch darüber lagernden Sedimenten liegen die S-Gehalte höher und erreichen Maximalwerte von 8,5 % (PG1181).

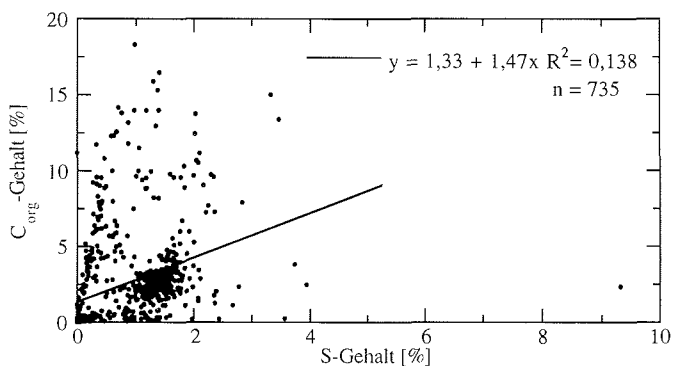


Abb. 9: Korrelation von C_{org} -Gehalt gegen S-Gehalt aller bearbeiteten Proben.

4.5 KARBONAT

Eine Korrelation der Karbonatgehalte mit dem C_{org} lässt sich nur an den Stationen PG1181, PG1182 und PG1185 feststellen ($r^2 = 0,82 - 0,97$). Wie die C_{org} -, N- und S-Gehalte steigen die Karbonatgehalte erst oberhalb der Diamiktite merklich an. Dies geschieht in den Süßwasserseen meist sprunghaft und läuft parallel mit dem Einsetzen der biogenen Sedimentation. Es werden Gehalte von bis zu 50 % erreicht. Der in den Kernen der Bonger-Oase gemessene Höchstwert (67 %) wird im Epischelf-See Izvilistaya-Bucht an der Station (PG1169) erreicht. In den Faulschlammablagerungen liegt die Schwankungsbreite zwischen < 1 % und 13 %.

4.6 STABILE ISOTOPENVERHÄLTNISSE IM ORGANISCHEN KOHLENSTOFF

Aufgrund der geringen C_{org} -Gehalte einiger terrigener Kernbereiche, besonders der diamiktischen Sedimente, konnten die $\delta^{13}C$ -Gehalte nicht durchgehend bestimmt werden. In den terrigenen Sedimenten der Süßwasserseen variieren die $\delta^{13}C$ -Verhältnisse zwischen -29 ‰ und -19 ‰ V-PDB und in den überlagernden biogenen Sedimenten zwischen -24 ‰ und -13 ‰ V-PDB. In den Epischelf-Seen liegen die Isotopenverhältnisse meist zwischen -22 ‰ und -18 ‰ V-PDB. Die Schwankungsbreite ist generell deutlich geringer als bei den Süßwasserseen.

4.7 STABILE ISOTOPENVERHÄLTNISSE IN FORAMINIFEREN

Vom Kern PG1163 konnte ein $\delta^{18}O$ - und $\delta^{13}C$ -Profil gemessen werden, das jedoch in einzelnen Horizonten aufgrund fehlender Foraminiferen Lücken aufweist (Tab. 7 Anh.). Eine weitere Meßreihe liegt vom unteren Abschnitt (339 bis 169 cm) des Kerns PG1170 vor (Tab. 7). In den überlagernden Sedimenten wurden nur in zwei Proben (31 und 3 cm Tiefe) Foraminiferen gefunden. Außerdem wurden die Isotopenverhältnisse an acht oberflächennahen (6 - 0 cm) Proben von verschiedenen Sedimentkernen bestimmt (Tab. 7 Anh.). Im Kern PG1163 schwanken die $\delta^{18}O$ -Werte zwischen 2,9 und 4,2 ‰ V-PDB, im Kern PG1170 zwischen 3,4 und 4,2 ‰ V-PDB. Ein genereller Trend lässt sich bei beiden Kernen nicht erkennen. Die $\delta^{18}O$ -Werte aller Oberflächensedimente zeigen mit Ausnahme der Station PG1157 (0,5 cm: 3,1 ‰ V-PDB) eine noch geringere Schwankungsbreite; sie variieren zwischen 3,7 und 4,2 ‰ V-PDB.

Die $\delta^{13}C$ -Isotopenverhältnisse in den Sedimenten Kern PG1163 liegen zwischen -3,5 ‰ und 1,4 ‰ V-PDB. Im Kern PG1170 variieren die Werte zwischen -2 und 1,2 ‰ V-PDB. Die $\delta^{13}C$ -Werte aller Oberflächenproben schwanken mit einer Ausnahme in PG1172 (1 cm: 4,5 ‰ V-PDB) zwischen -0,1 und 1,5 ‰ V-PDB.

4.8 GESAMTMINERALOGIE

An 26 Proben (Tab. 1) wurden Röntgendiffraktometermessungen am Gesamtsediment durchgeführt. Damit sollte ein Überblick über die Gesamtmineralogie gewonnen und überprüft werden, ob Dolomit im Sediment vertreten ist. Dieser hätte bei der Berechnung der Karbonatgehalte der Sedimente berücksichtigt werden müssen. Im Gegensatz zu SHERATON et al. (1993) beschreiben STÜWE & POWELL (1989) in den Metamorphiten das vereinzelt Auftreten von teilweise Dolomit-führenden Kalk-Silikat-Boudins.

Dolomit ließ sich in den Gesamtsedimentproben röntgendiffraktometrisch nicht nachweisen (Nachweisgrenze ca. 5 % des Gesamtsedimentes). Die Mineralbestandteile der verschiedenen Proben sind relativ homogen (Tab. 1) und bestehen hauptsächlich aus Quarz, Dunkelglimmer, Plagioklas und Kalifeldspat. Bei den d-Werten von 5,02 und 4,98 (004 bzw. 002 hkl-Fläche von Muskovit, Illit) tritt kein Peak auf. Infolgedessen kann mit einer Ausnahme bei den festgestellten Glimmern relativ sicher von Biotit ausgegangen werden. In den meisten marinen Proben konnte zusätzlich Halit und Opal identifiziert werden. Peaks mit weniger als 50 Counts wurden in der Regel nicht näher betrachtet, da sie sich zu wenig von der Basislinie (Geräterauschen) abhoben. Die Anwesenheit von Chlorit in einigen Proben kann deshalb nur vermutet werden.

Tab. 1: mineralogische Hauptkomponenten der Gesamtsedimentproben (X = sicher identifiziert, O = wahrscheinlich vorhanden).

Station	Tiefe [cm]	Quarz	Dunkel- glimmer	Halit	Plagio- klas	Kali- feldspat	sonstiges
PG1158	361	X	X		X	X	
	367	X	X		X	X	
PG1161	11	X	X		X	X	
	56	X	X		X	X	Aragonit
	146	X	X		X	X	
	152	X	X		X	X	
PG1165	300	X	X	X	X	X	
	306	X	X	X	X	X	
PG1173	11	X	X	X	X		Opal
	391	X	X	X	X		Opal
	770	X	X	X	X		Opal
	1225	X	X	X	X	O	
	1289	X	X	X	X	O	
PG1180	31	X	X	X	X	X	Hellglimmer
	456	X	X	X	X	X	Opal
	978	X	X	X	X	X	Pyrit
	1102	X	X		X	X	
PG1182	73	X	X		X	X	
	109	X	X		X	X	
	163	X	X		X	X	
PG1185	169	X	X		X	X	
	21	X	X		X	X	
	45	X			X	X	
	81	X	X		X	X	
	111	X	X		X	X	
	117	X	X		X	X	

4.9 HAUPT- UND SPURENELEMENTE

Die Konzentration der Haupt- und Spurenelemente wurde mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) an zwei verschiedenen Probensätzen durchgeführt. Zum einen wurden 25 Gesamtsedimentproben in unterschiedlichen lithologischen Bereichen an verschiedenen Kernstationen analysiert (Tab. 8 Anh.). Damit sollte untersucht werden, ob und inwieweit die unterschiedlichen Milieus der Wasserkörper (Salz-/Süßwasser, oxische/anoxische Bedingungen) und die unterschiedlichen Sedimenttypen (terrigen/biogen) die Elementzusammensetzung beeinflussen. Zum anderen wurde von 27 Diamiktitproben an verschiedenen Stationen die Siltfraktion analysiert (Tab. 9 Anh.). Damit sollte versucht werden, die Frage nach unterschiedlichen Liefergebieten der Diamiktite und damit der Art der Eisbedeckung (Gletscher/antarktisches Eisschild) zu klären. Die Siltfraktion hat gegenüber der Sandfraktion den Vorteil, daß sie innerhalb eines Kerns homogener zusammengesetzt ist. Wechselnde Elementverhältnisse könnten deshalb mit einer sich ändernden mineralogischen Zusammensetzung erklärt werden. Die Tonfraktion wird für RFA-Untersuchungen von Tilliten nur selten benutzt. Sie führt in der Regel zu gleichen Aussagen, nur die Gehalte der Spurenelemente sind höher (V. PEURANIEMI pers. Mitteil.).

Um die verschiedenen Proben vergleichen zu können, wurden folgende Normierungen durchgeführt:

- Die Gesamtsedimentproben der Kerne PG1161, PG1173, PG1180, PG1182 und PG1185 wurden sowohl aus biogenen als auch aus terrigenen Sedimenten entnommen. Beim Vergleich derartiger verschiedener Proben könnten Unterschiede auftreten, die nur auf Verdünnungseffekte (Karbonat, organisches Material, biogenes Opal) zurückzuführen sind. Dies läßt sich jedoch herausfiltern, indem man die Elementgehalte auf Aluminium normiert, was hier getan worden ist. Aluminium verhält sich "konservativ", es ist z. B. an biologischen Prozessen nicht beteiligt (MASON & MOORE 1985).
- Für die Darstellung der Spurenelementverteilung in den Siltproben von 16 verschiedenen Stationen wurde ein "mantel-normiertes Multielementdiagramm", kurz "Spidergram" (ROLLINSON 1993), gewählt (Abb. 36). Hierbei werden Fraktionierungseffekte deutlich. Der Grad der Inkompatibilität der aufgetragenen Elemente in der Mantelphase nimmt von links nach rechts ab, was bedeutet, daß links aufgetragene Elemente in der Schmelze angereichert werden. Die chemische Zusammensetzung des primitiven Erdmantels (nach TAYLOR & MCLENNAN 1985) stellt den Mantel vor der Entstehung der kontinentalen Kruste dar und ist die Quelle primären Krustengesteins. Somit sind diese Werte eine neutrale Basis für die Normierung, wenn das Ausgangsgestein (der Diamiktite) nicht eindeutig bekannt ist. Elementanreicherungen und -verarmungen der Plutonite oder Gänge der Bunker-Oase gegenüber der Siltfraktion der Diamiktite können auf diese Weise gut dargestellt werden.
- Aufgrund der geringen Probenzahl lassen sich die absoluten Elementänderungen nur eingeschränkt interpretieren. Sinnvoller ist eine Diskussion der relativen Unterschiede der Proben. Infolgedessen wurden die Elementgehalte/Al beider Probenserien mit denen eines mittleren Tonschiefers/Al (nach WEDEPOHL 1971, 1991) verglichen (Abb. 37), welcher weltweit nahezu identisch ist. Er steht stellvertretend für Werte der Erdkruste, die durch exogene Prozesse aufgearbeitet und durch Verwitterung verändert worden ist.

Abbildung 37 zeigt die generell gute Übereinstimmung der Ergebnisse aus der Bunger-Oase mit dem mittleren Tonschiefer. Betrachtet man die Mittelwerte aller Gesamtsedimentproben und deren Maxima und Minima (Abb. 37), so treten dennoch bei einigen Elementen erhebliche Unterschiede auf. Mo weist im Mittel und maximal (483fach) die größten Abweichungen gegenüber dem mittleren Tonschiefer auf. In den Proben aus den Faulschlammern von PG1173 und PG1180 kommt es zusätzlich zu einer Erhöhung der Si-, Mg-, Ca-, Na- und Zn-Werte und zu geringeren Nb und Cu-Gehalten. An der Station PG1161 sind die Ca- und Sr-Werte in einer Probe deutlich erhöht. In der Siltfraktion der Diamiktite (Abb. 37) ist sowohl die mittlere Abweichung von den Gehalten des mittleren Tonschiefers als auch deren Schwankungsbreite erheblich geringer. Mo-Werte konnten aufgrund der geringen Gehalte nicht bestimmt werden.

Mit Hilfe der Komponentenanalyse wurden die Daten der RFA-Analysen (27 Proben, 25 Elemente/Oxide) von den Diamiktiten aller Stationen der Bunger-Oase miteinander verbunden. Hierbei können zum einen Multielementkorrelationen (Abb. 10) aufgezeigt und zum anderen der Einfluß der dadurch berechneten Faktoren auf die jeweilige Probe deutlich gemacht werden.

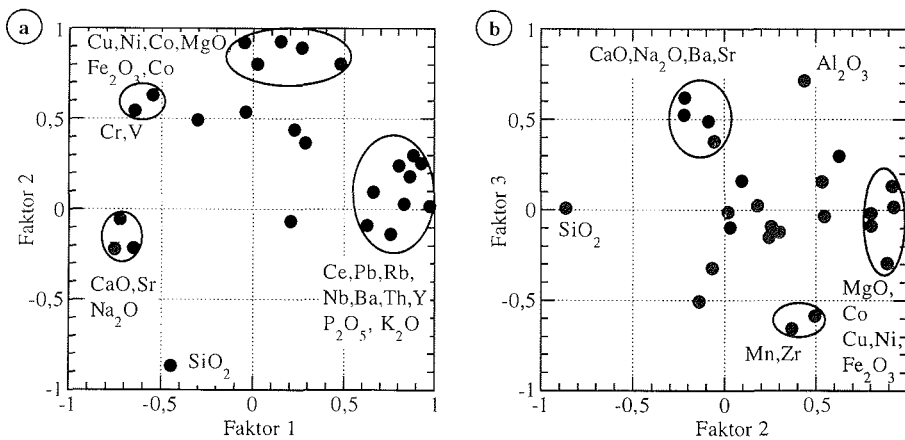


Abb. 10: Ergebnisse der Faktorenanalyse der Siltfraktion der Diamiktite.

Innerhalb des Probensatzes konnten mit StatView 4.0 drei Faktoren mit jeweils positiven und negativen Ladungen bestimmt werden:

- Faktor 1 beschreibt 36,4 % der gesamten Varianz und kann als Feldspatfaktor bezeichnet werden. Negative Ladungen tragen die Elemente Ca, Sr und Na. Sie können Plagioklasen zugeordnet werden. Kalifeldspäten werden die Elemente mit positiven Ladungen zugeordnet: K, Pb, Nb, P, Rb, Th, Ba, Y und Ce.
- Faktor 2 beschreibt 25,9 % der gesamten Varianz. Damit werden Elemente, die negativ geladen sind und sauren Gesteinen zugeordnet werden (Si), von positiv geladenen unterschieden, die mafischen Gesteinen zuzuordnen sind (Fe, Ni, Mg, Co, Cu).
- Faktor 3 beschreibt 12,0 % mit negativen Ladungen Mn und Zr, sowie mit positiven Ladungen Al und Sr.

Sofern vorhanden, können mit Hilfe des Faktorwertes unterschiedliche Diagenetizusammensetzungen an den Probenahmestationen unterschieden werden. Wie Abb. 38 zeigt, unterscheiden sich die Stationen PG1161, PG1164, PG1180, PG1182 und PG1183 von allen anderen. Bei Station PG1164 dominiert ausschließlich der positive Feldspatfaktor, bei PG1161 kommt noch der negative Faktor 2 hinzu. An den Stationen PG1180 dominiert der positive Faktor 2 über den positiven Feldspatfaktor. Bei PG1182 sind sie nahezu gleichwertig, an Station PG1183 dominiert der positive Faktor 2.

4.10 ¹⁴C-DATIERUNGEN

Insgesamt sind 84 ¹⁴C-Datierungen an 15 verschiedenen Sedimentkernen durchgeführt worden. 73 davon wurden an organischem Kohlenstoff vorgenommen, die restlichen an karbonatischen Makrofossilien. Die einzelnen Datierungen sind im Anhang in Tabelle 5 aufgelistet. Die gemessenen ¹⁴C-Alter schwanken zwischen 345 ± 45 Jahren und 35.700 ± 1300 Jahren. Es zeigt sich, daß generell das Alter der Sedimente mit der Sedimenttiefe zunimmt. Eine Altersinversion tritt nur in 8 Fällen auf, wobei 4 davon aufgrund ihres hohen Alters (> 27.900 Jahre) im Grenzbereich der Meßmethode liegen (W. D. HERMICHEN pers. Mitteil.). Sie sind mit sehr hohen Unsicherheiten (2 Sigma: bis ± 1300 Jahre) behaftet und decken aus diesem Grund vergleichbare Zeiträume ab.

Die Ergebnisse zeigen, daß in den hier untersuchten Sedimenten ¹⁴C-Datierungen unterschiedlicher Materialien miteinander vergleichbar sind. Für die zeitliche Einordnung der Kerne PG1169 und PG1173 wurden sowohl Proben dispersen organischen Kohlenstoffs als auch kalkige Makrofossilien datiert. Die Daten zeigen trotz einer Inversion (PG1169) gleiche Trends bis sehr gute Übereinstimmungen. Am 445 cm langen Sedimentkern PG1164 wurden 12 Altersbestimmungen an organischem Kohlenstoff durchgeführt. Trotz einer Inversion im Bereich der Algen/Moos-Wechselschichten zeigt sich, daß Datierungen an organischem Material unterschiedlicher und wechselnder Zusammensetzung verwertbare Ergebnisse liefern. Ein weiteres inverses Alter wurde in den Ton/Moos-Wechselschichten aus dem darunter liegenden Kernabschnitt bestimmt. Mögliche natürliche Verfälschungen des wahren Alters einer Probe und deren Korrekturmöglichkeiten werden in Kap. 5.2.1 diskutiert.

4.11 AKKUMULATIONS RATEN

Akkumulationsraten für die Parameter C_{org} , Karbonat, N, S und Gesamtsedimentakkumulation wurden an den Sedimentkernen PG1164, PG1170, PG1172 und PG1173 bestimmt (Tab. 2). Nur an diesen Kernen wurden genügend Datierungen vorgenommen, um zumindest stärkere Wechsel der Sedimentationsraten, einer der Basisdaten für die Berechnung der Akkumulationsraten, mit ausreichender Genauigkeit zu erfassen. Mit den Akkumulationsraten betrachtet man absolute Veränderungen der einzelnen Meßgrößen über die Zeit, unabhängig von den Schwankungen/Verdünnungen durch die anderen Parameter.

Wie aus Tab. 2 ersichtlich wird, schwanken sowohl die Gesamt- als auch die Teilakkumulationsraten innerhalb eines Kerns wie auch zwischen den Kernen sehr stark. Die höchste mittlere Gesamtakkumulationsrate wurde für den längsten Kern PG1173 berechnet. Zusam-




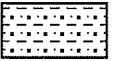

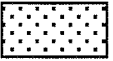

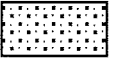



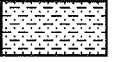
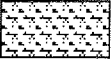

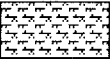
4 Ergebnisse der Sedimentkernanalysen

men mit PG1164 sind dessen mittlere Teilakkumulationsraten auch deutlich über denen der anderen Kerne.




Tab. 2: Minima, Maxima, Mittelwerte und Probenanzahl der Gesamt- und Teilakkumulationsraten für die Parameter C_{org} , Karbonat, N, S ausgewählter Kerne.

	PG1164	PG1170	PG1172	PG1173
Gesamtakkumulationsrate [$mg\ cm^{-2}\ a^{-1}$]				
Minimum	0,2	2,5	4,1	15,1
Maximum	27,9	39,3	46,7	77,3
Mittelwert	11,8	19,7	18,6	32,8
Anzahl	39	29	33	166
Karbonatakkumulationsrate [$mg\ cm^{-2}\ a^{-1}$]				
Minimum	0,007	0,06	0,01	0,06
Maximum	7,2	1,2	1,0	3,3
Mittelwert	1,6	0,5	0,3	0,9
Anzahl	39	29	30	167
C_{org} -Akkumulationsrate [$mg\ cm^{-2}\ a^{-1}$]				
Minimum	0,03	0,04	0,01	0,15
Maximum	2,3	0,8	0,4	1,9
Mittelwert	0,7	0,4	0,2	0,9
Anzahl	39	29	31	167
N-Akkumulationsrate [$mg\ cm^{-2}\ a^{-1}$]				
Minimum	0,004	0,009	0,003	0,006
Maximum	0,3	0,1	0,08	0,3
Mittelwert	0,08	0,07	0,03	0,1
Anzahl	39	29	29	167
S-Akkumulationsrate [$mg\ cm^{-2}\ a^{-1}$]				
Minimum	0,002	0,05	0,009	0,2
Maximum	0,4	0,5	0,5	1,7
Mittelwert	0,1	0,2	0,1	0,5
Anzahl	38	29	33	125








Lithologie:

	Sapropel		Kies
	Moos/Mooslage		Sand-Silt-Ton
	Wechsellagerung zw. Moos- u. Tonlagen		Sand
	Wechsellagerung zw. Moos- u. Algenlagen		siltiger Sand bis sandiger Silt
	Algenlagen		Silt
	Algenlagen mit Sand		toniger Silt bis siltiger Ton
	Algenlagen mit sandig-siltigem Ton		Ton
	Wechsellagerung zw. Algen- u. Tonlagen		

Komponenten:

	Muschelbruchstücke
	Muschelhalbschalen
	Schillage

Struktur/Beschaffenheit:

	strukturlos/homogen
	geschichtet
	lamiert
	gradiert (Turbidit)
	deutliche Grenze
	Übergang
	stark verfestigt (Moräne)

Abkürzungen:

A : Algenfazies	Pe : Pelitfazies
M : Moosfazies	Ps : Psammitfazies
S : Sapropelfazies	Mr : Moränenfazies

Anmerkung:

Im Vergleich zu allen anderen Kernen ist der Maßstab des Kerns PG1164 1:1,1 und der Maßstab der Kerne PG1173/PG1180 1:2.

Abb. 11: Legende zu den Abbildungen 12 - 33. Fazieseinteilung siehe Kap. 5.1.

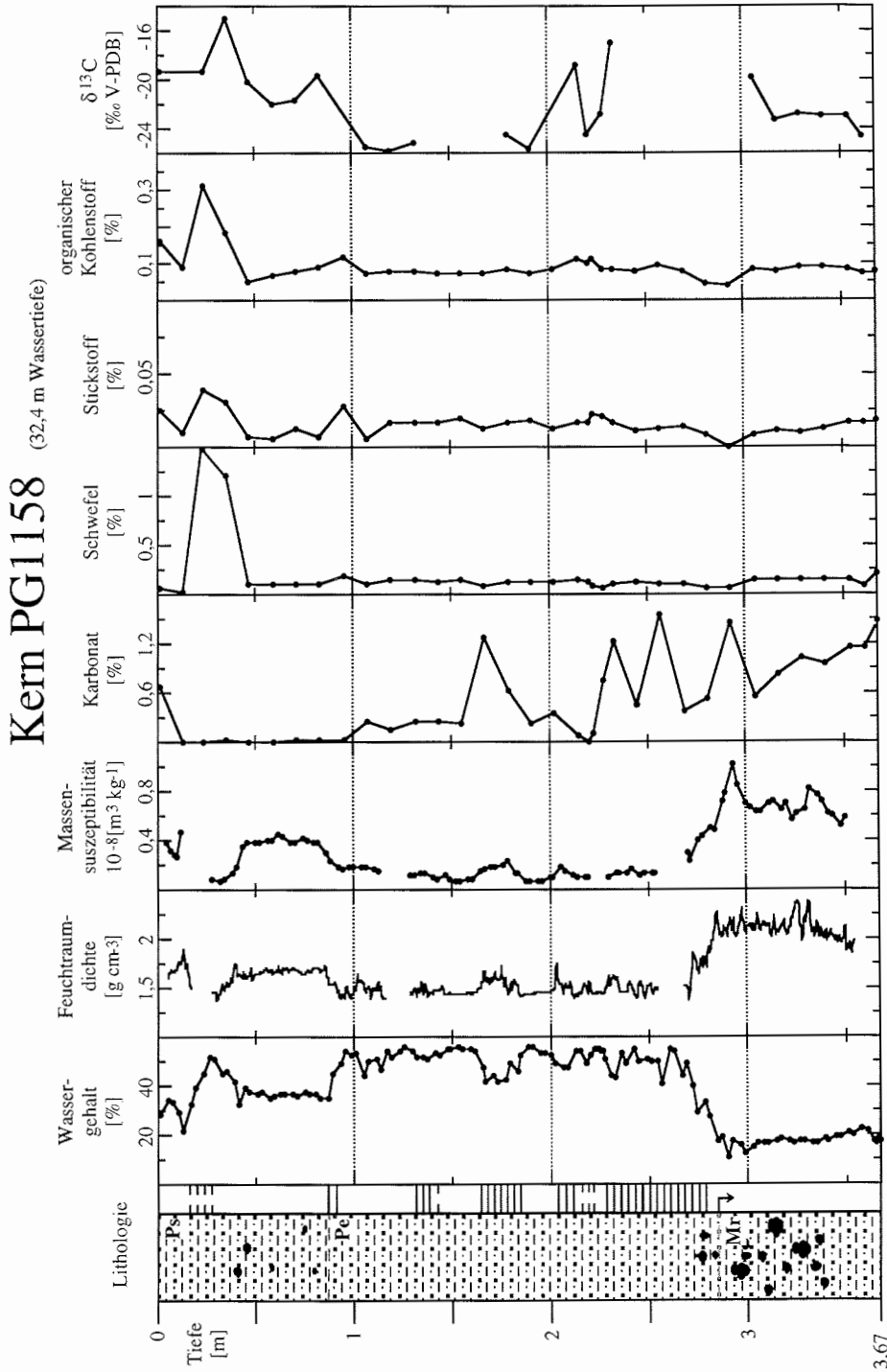


Abb. 12: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1158, Legende siehe Abb. 11.

Kern PG1161 (7,1 m Wassertiefe)

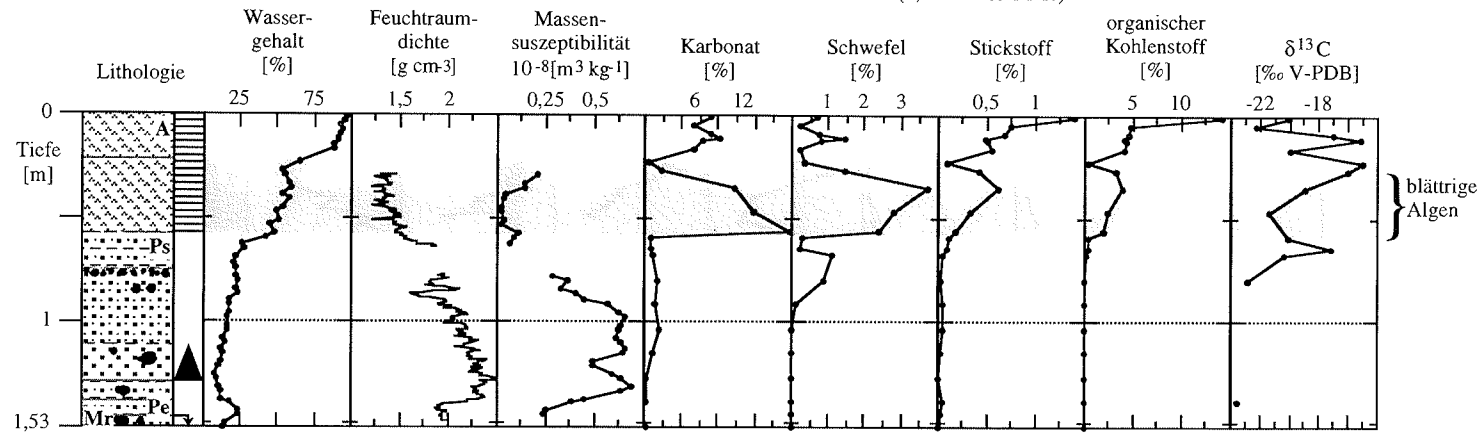


Abb. 13: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1161, Legende siehe Abb. 11.

Kern PG1163 (155,1 m Wassertiefe)

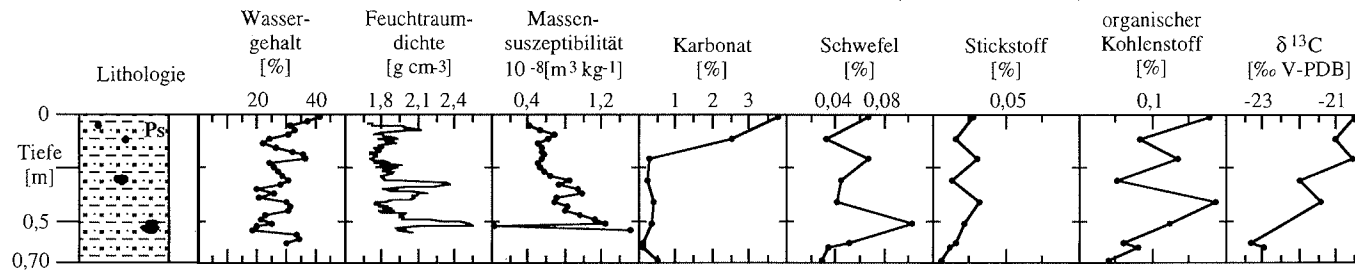


Abb. 14: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1163, Legende siehe Abb. 11.

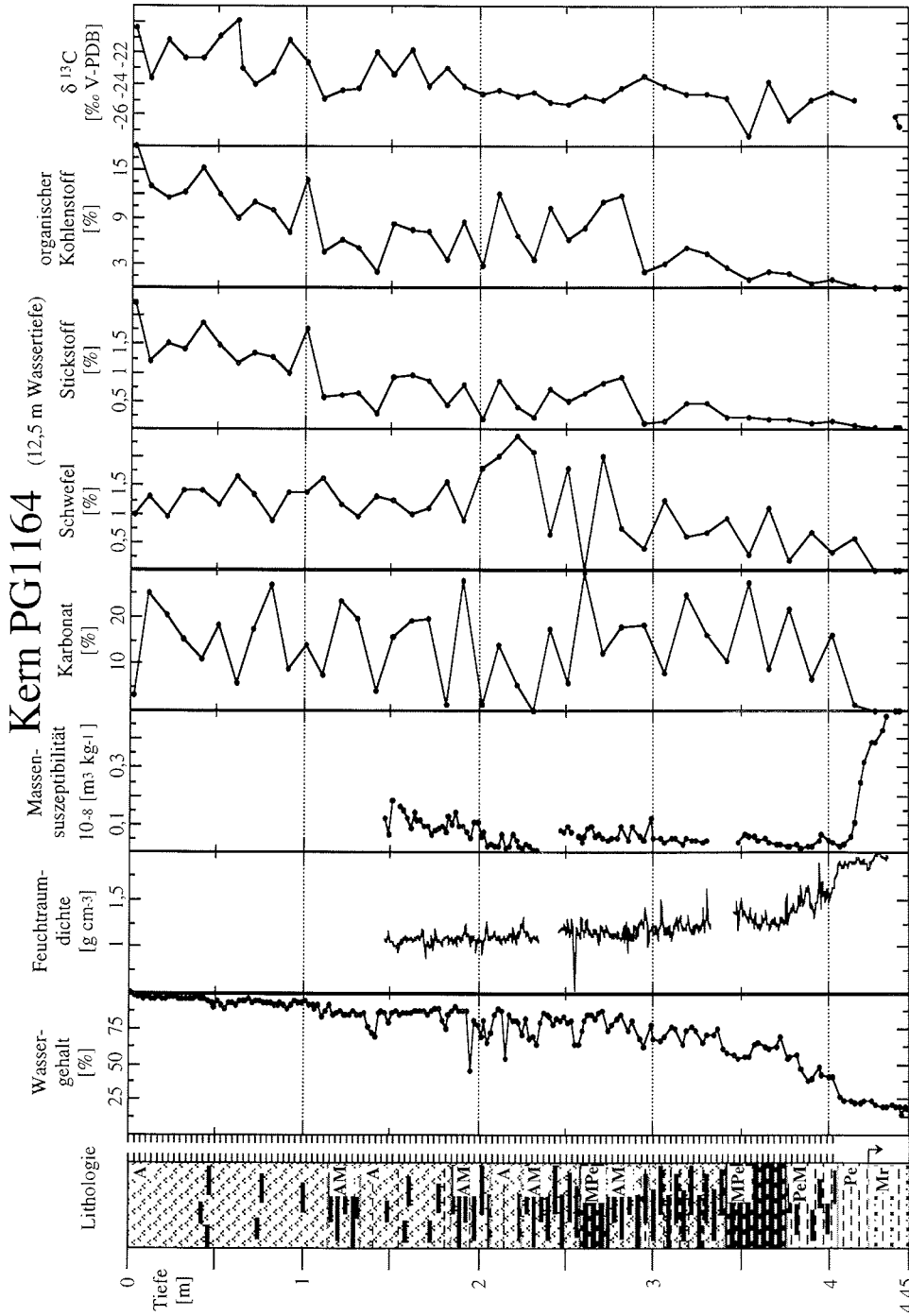


Abb. 15: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1164, Legende siehe Abb. 11.

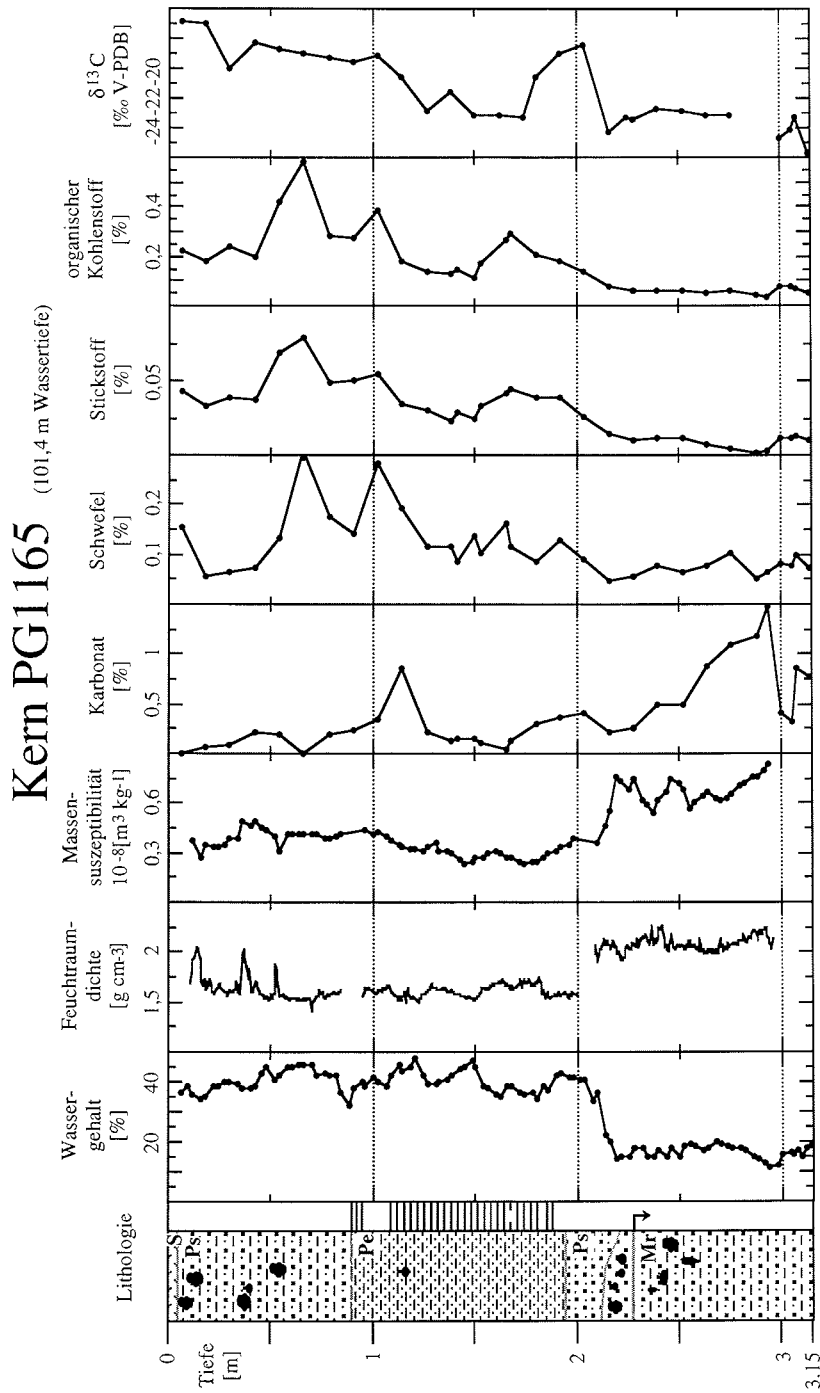


Abb. 16: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1165, Legende siehe Abb. 11.

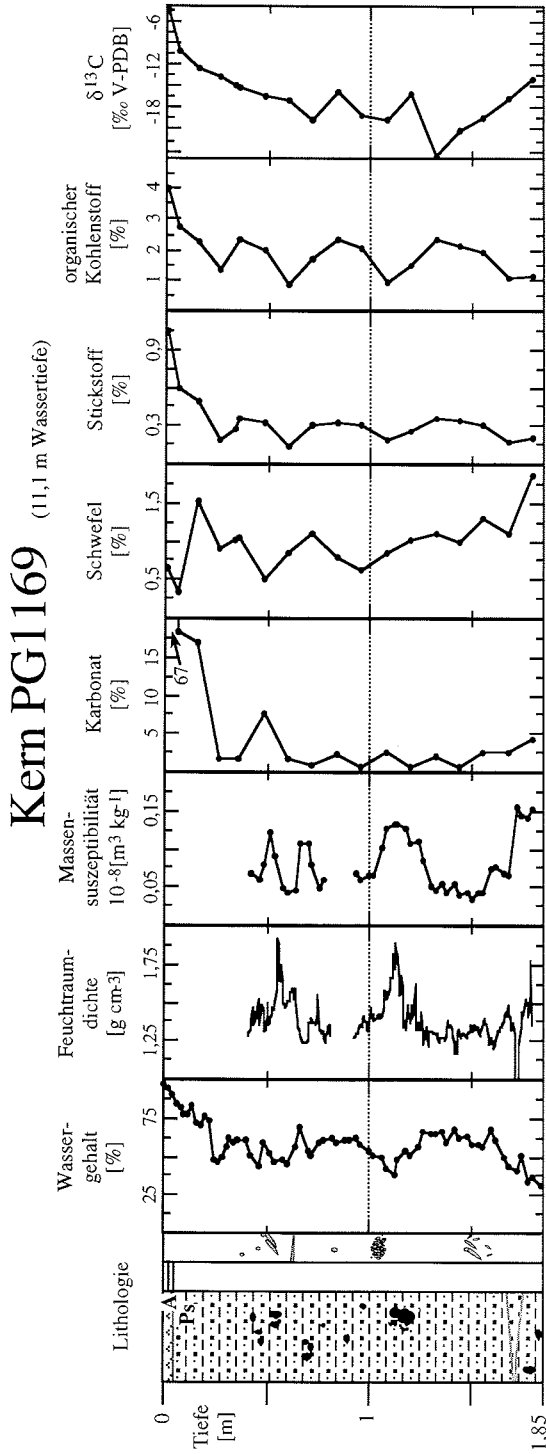


Abb. 17: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1169, Legende siehe Abb. 11.

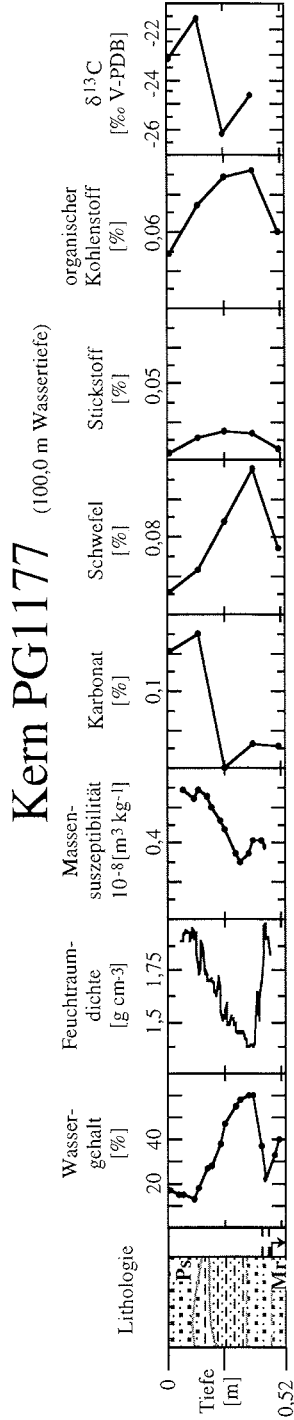


Abb. 18: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1177, Legende siehe Abb. 11.

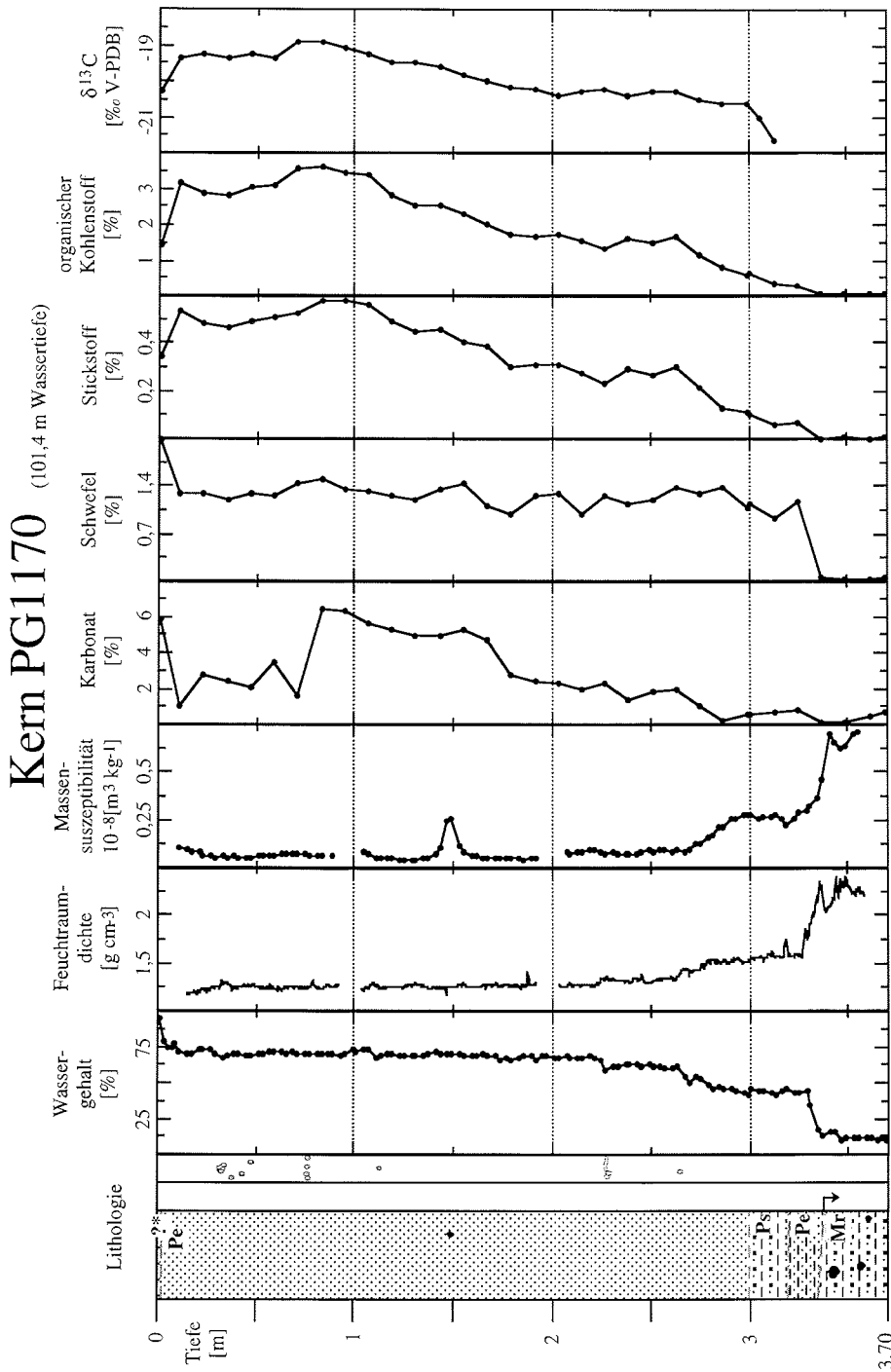


Abb. 19: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1170, ?*: biogenes Sediment, nicht eindeutig zuzuordnen (sapropelartig). Legende siehe Abb. 11.

Kern PG1171 (35,4 m Wassertiefe)

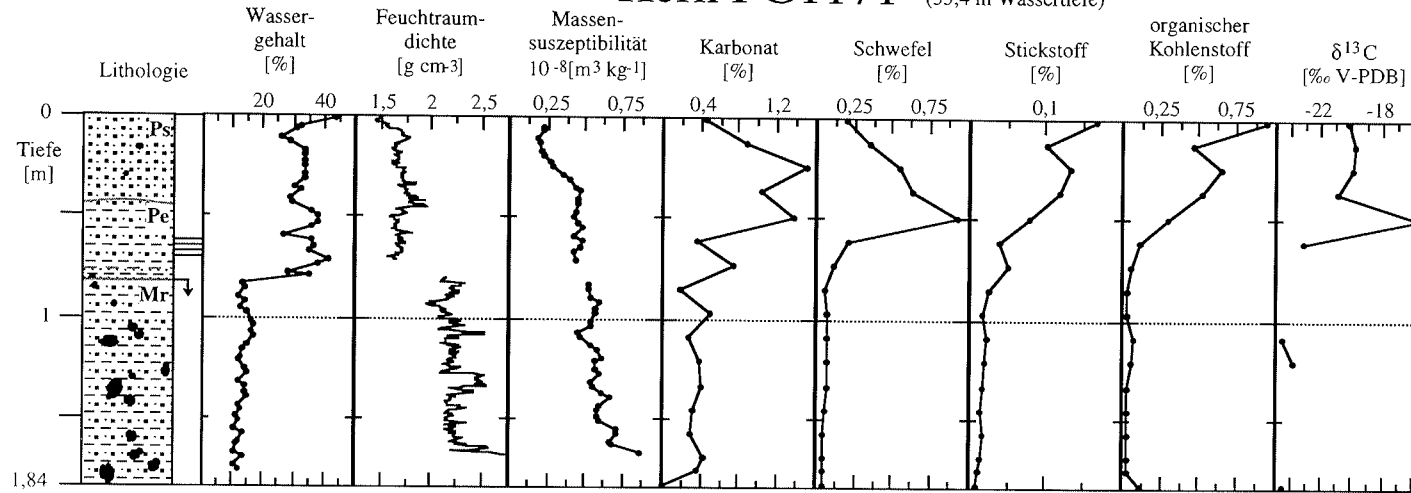


Abb. 20: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1171, Legende siehe Abb. 11.

Kern PG1178 (127,0 m Wassertiefe)

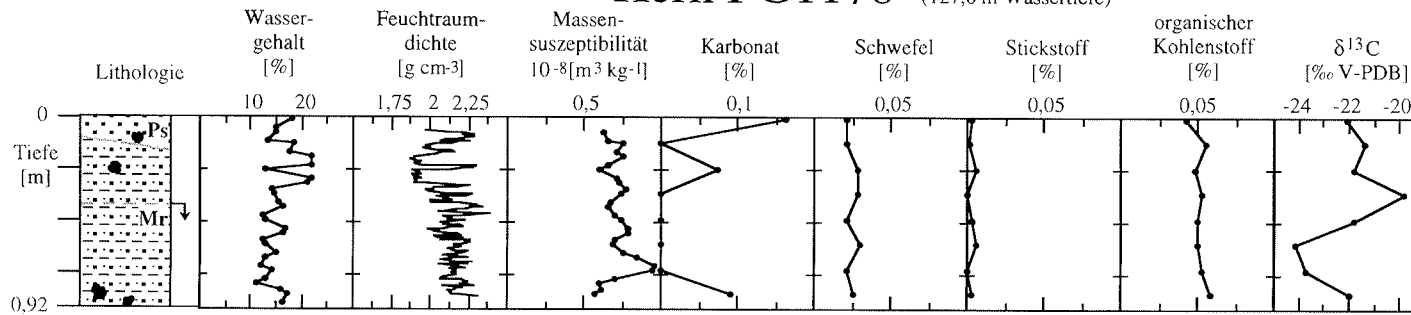


Abb. 21: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1178, Legende siehe Abb. 11.

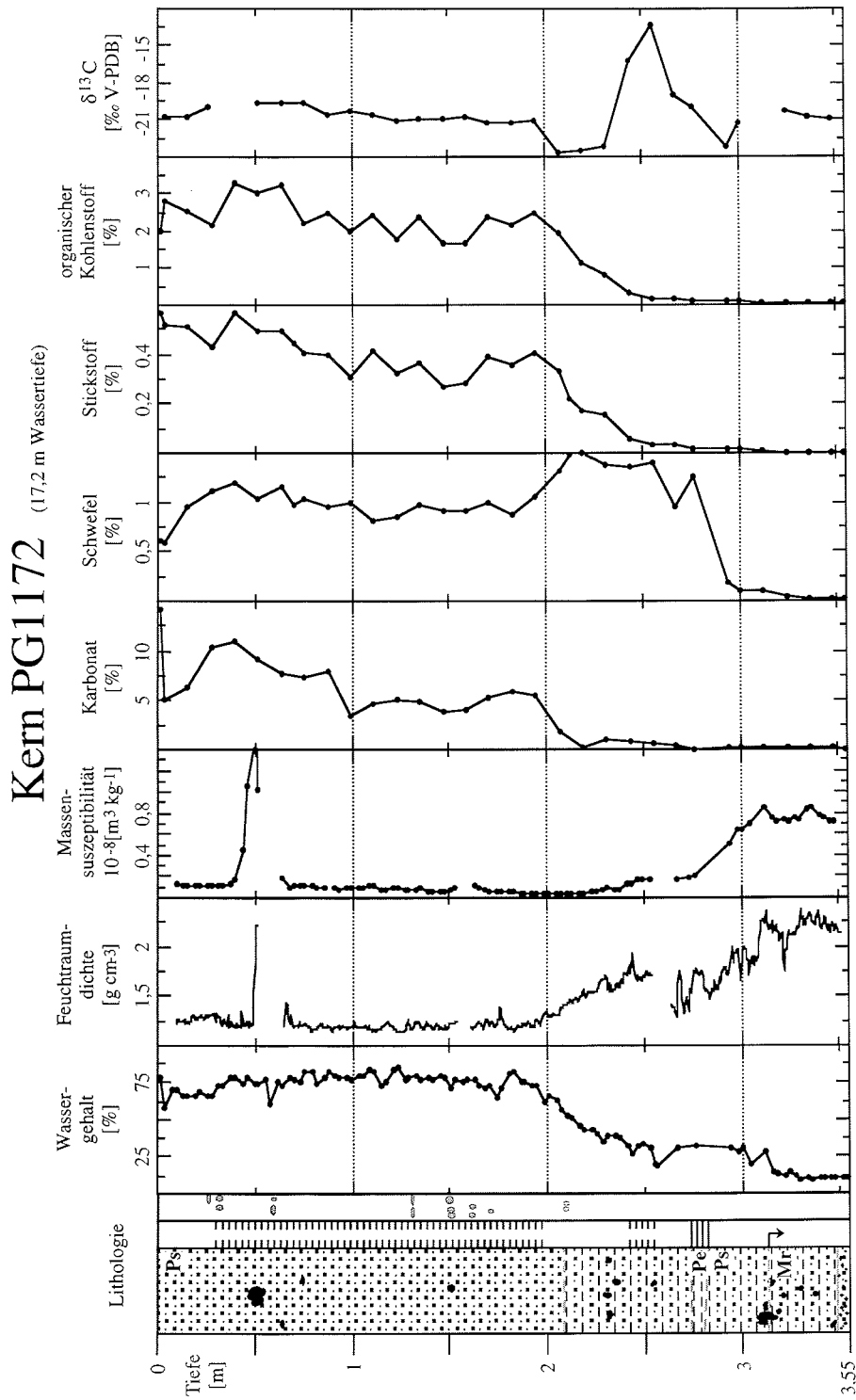


Abb. 22: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1172, Legende siehe Abb. 11.

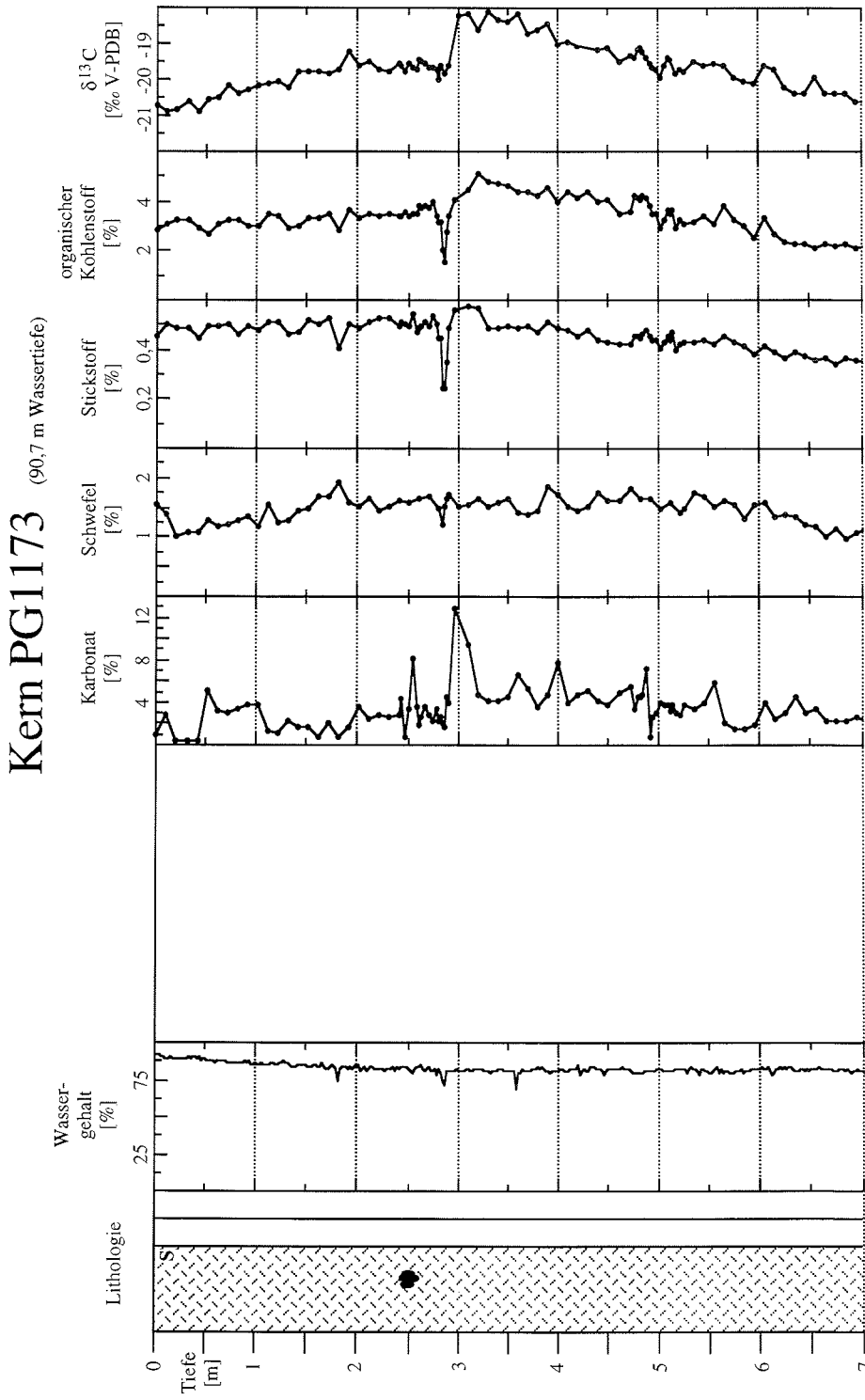


Abb. 23: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter der oberen sieben Meter des Sedimentkerns PG1173, Fortsetzung siehe nächste Seite. Legende siehe Abb. 11.

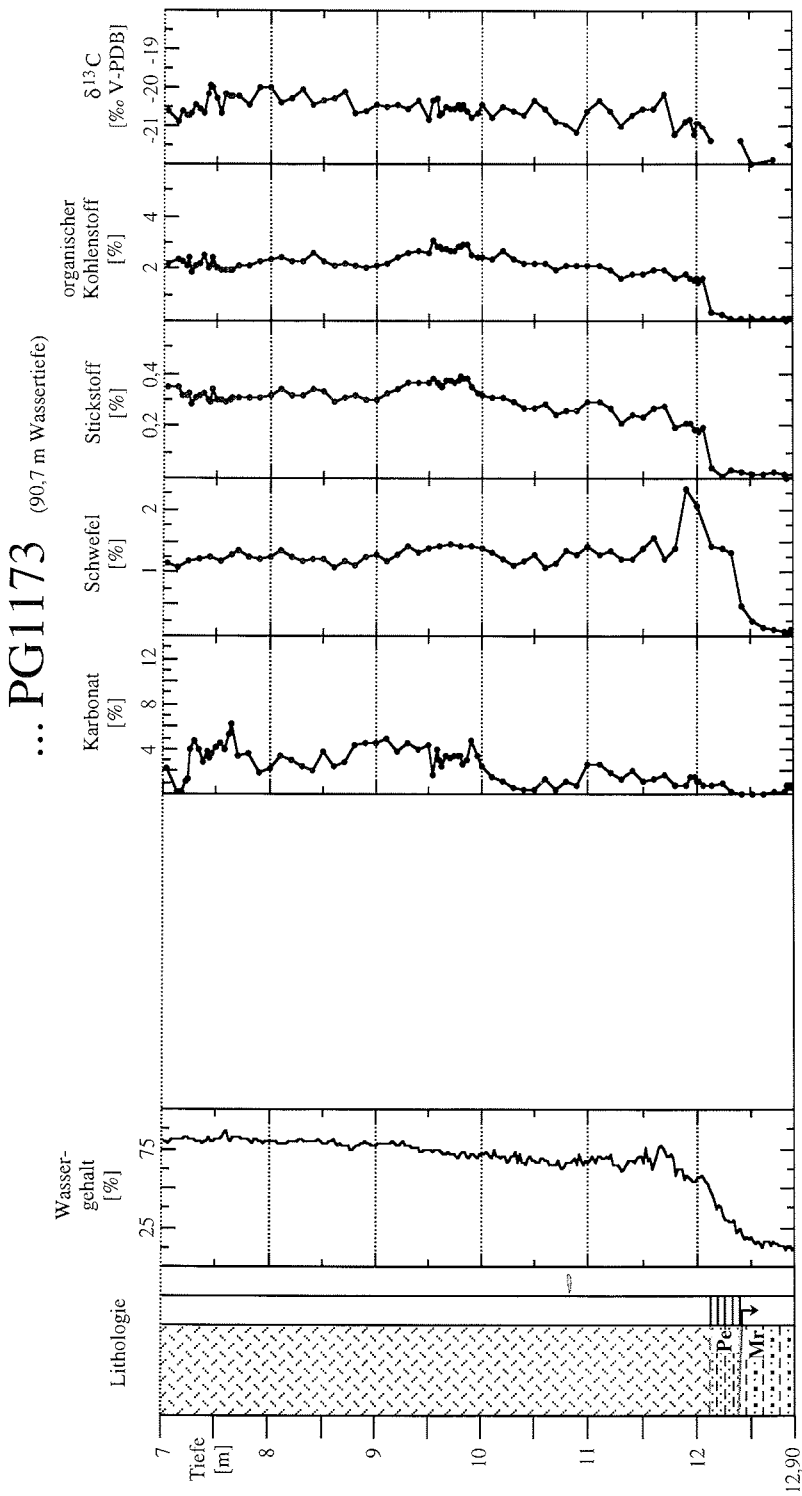


Abb. 23: Fortsetzung, Darstellung der oberen sieben Meter siehe Vorseite, Legende siehe Abb. 11.

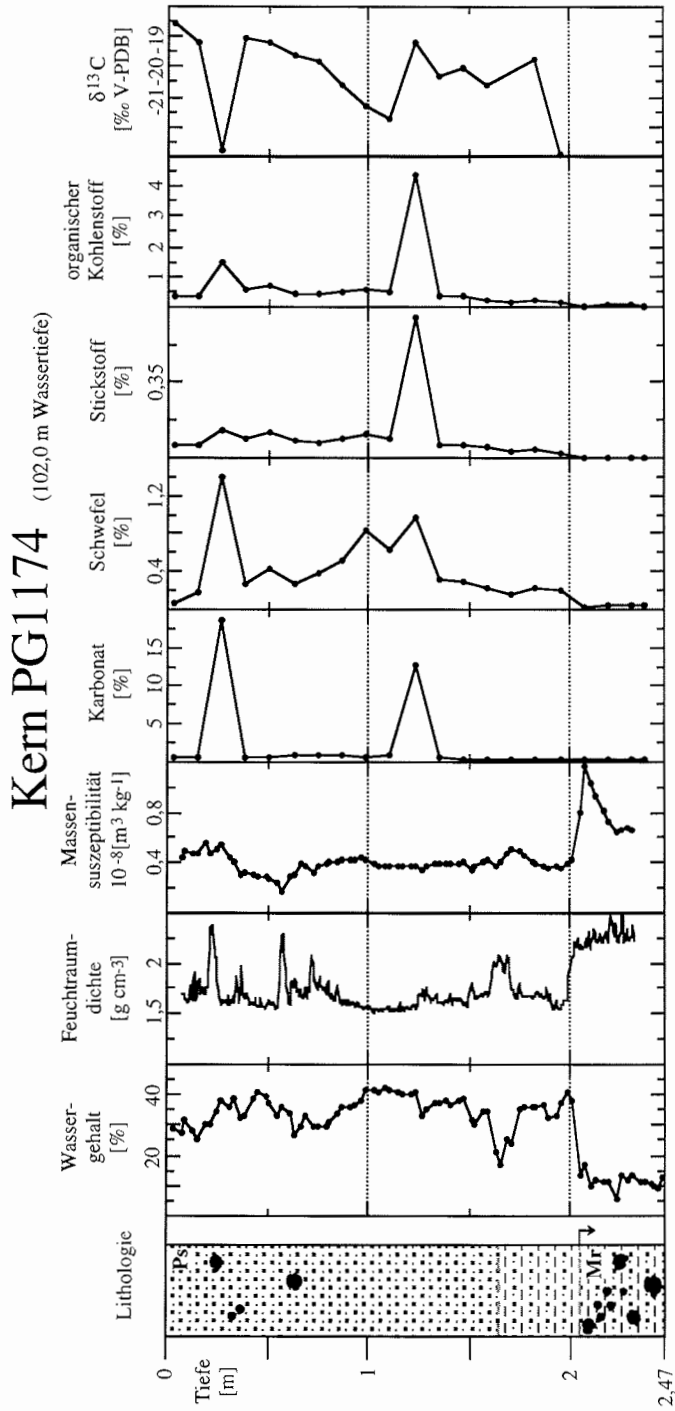


Abb. 24: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1174, Legende siehe Abb. 11.

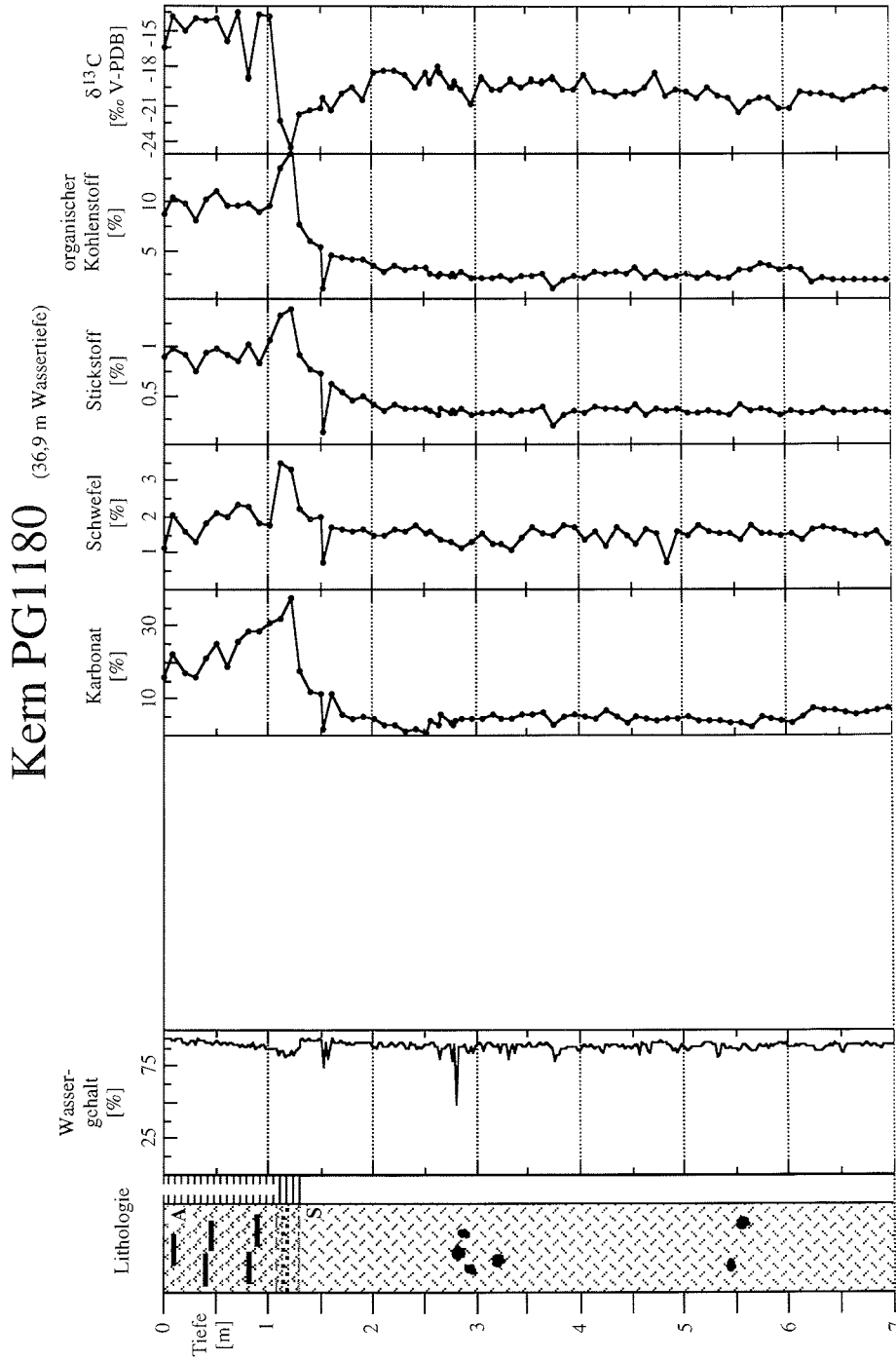


Abb. 25: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter der oberen sieben Meter des Sedimentkerns PG1180, Fortsetzung siehe nächste Seite, Legende siehe Abb. 11.

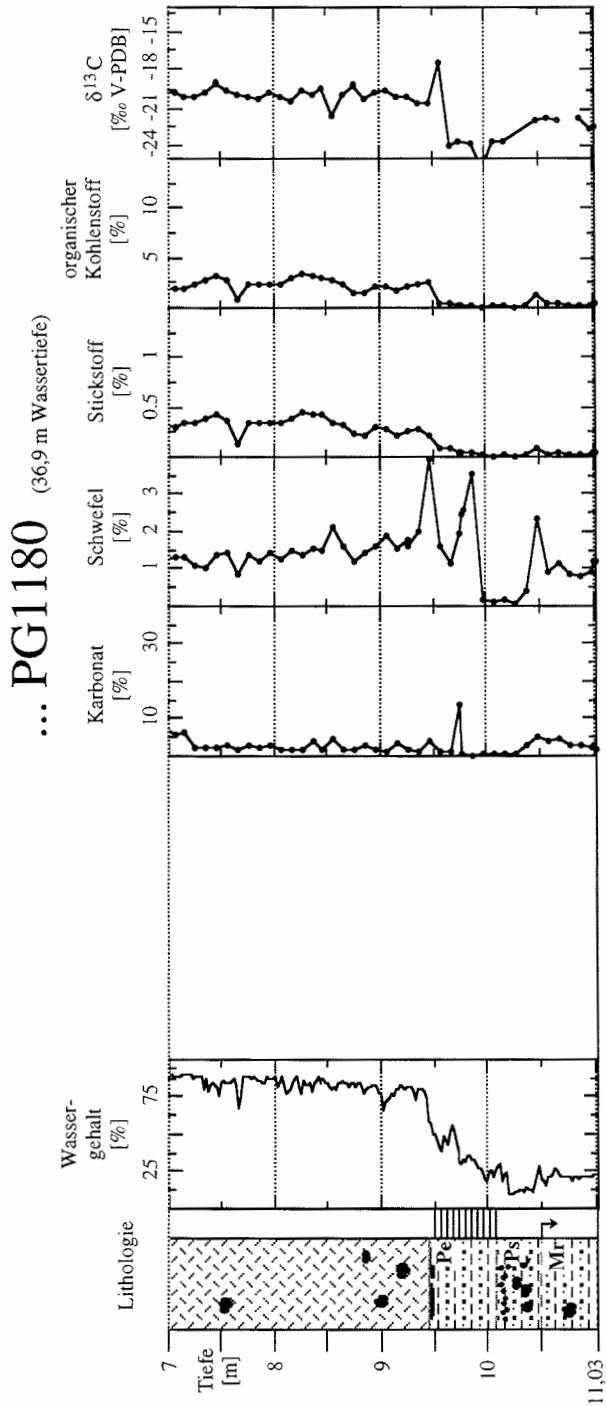


Abb. 25: Fortsetzung, Darstellung der oberen sieben Meter siehe Vorseite, Legende siehe Abb. 11.

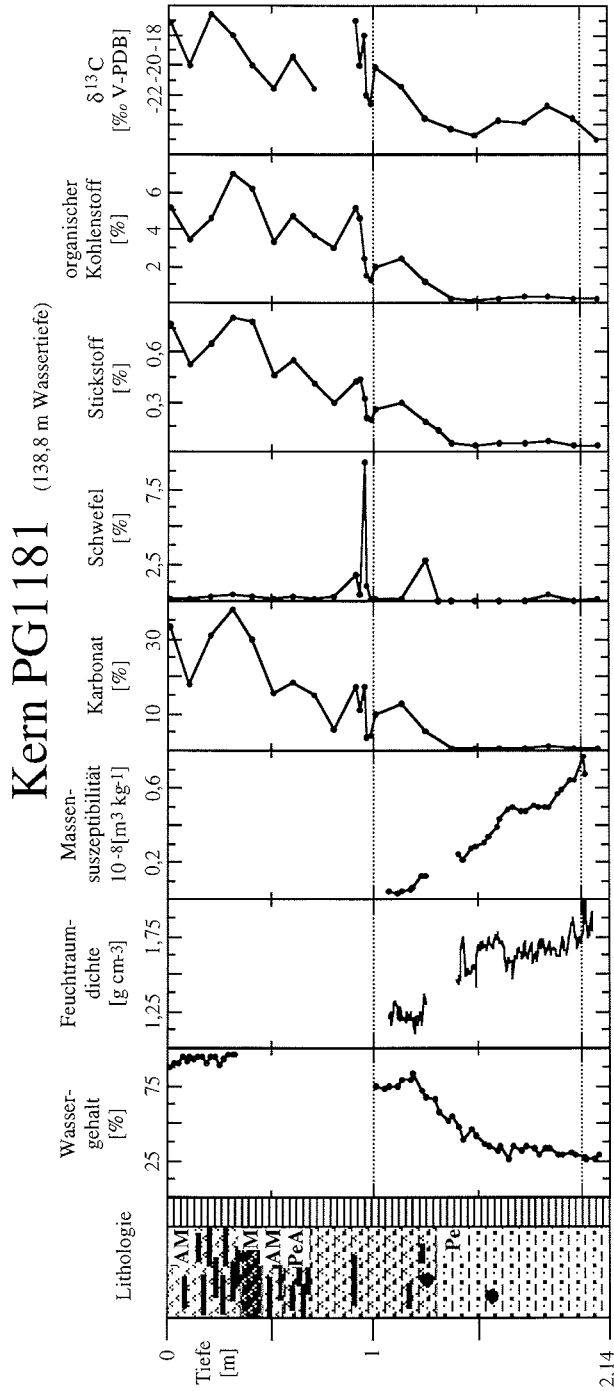


Abb. 26: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1181, Legende siehe Abb. 11.

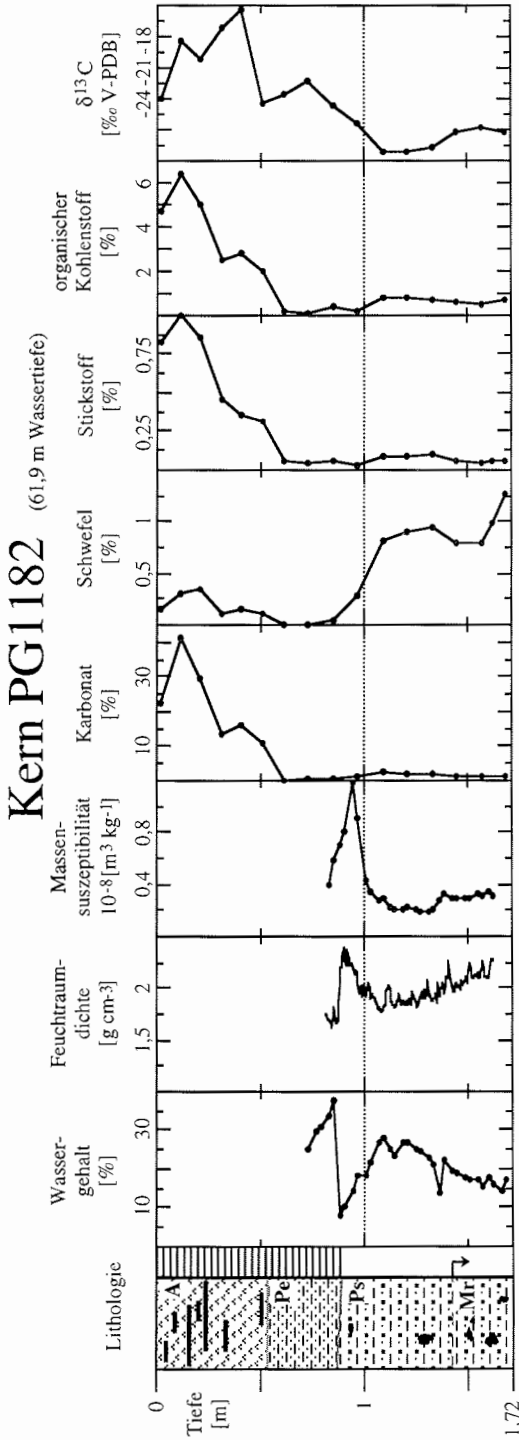


Abb. 27: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1182, Legende siehe Abb. 11.

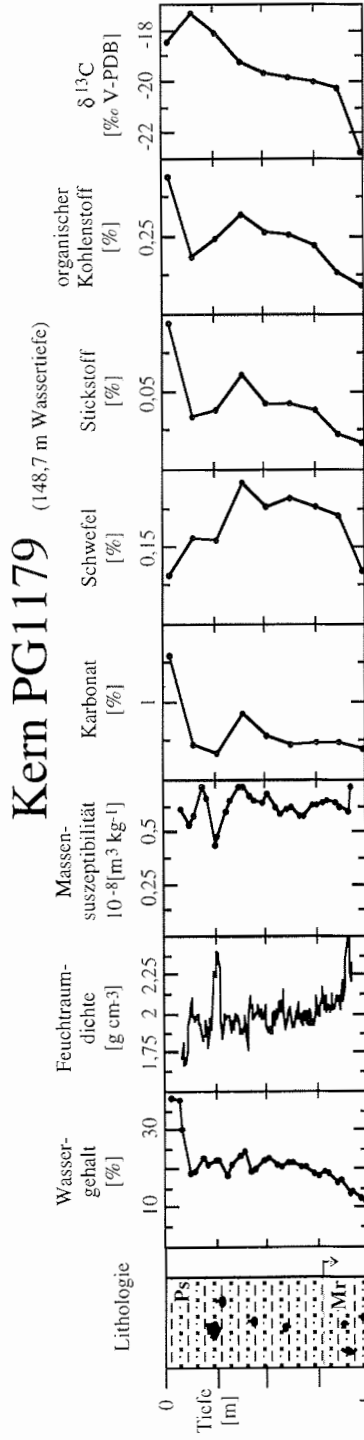


Abb. 28: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1179, Legende siehe Abb. 11.

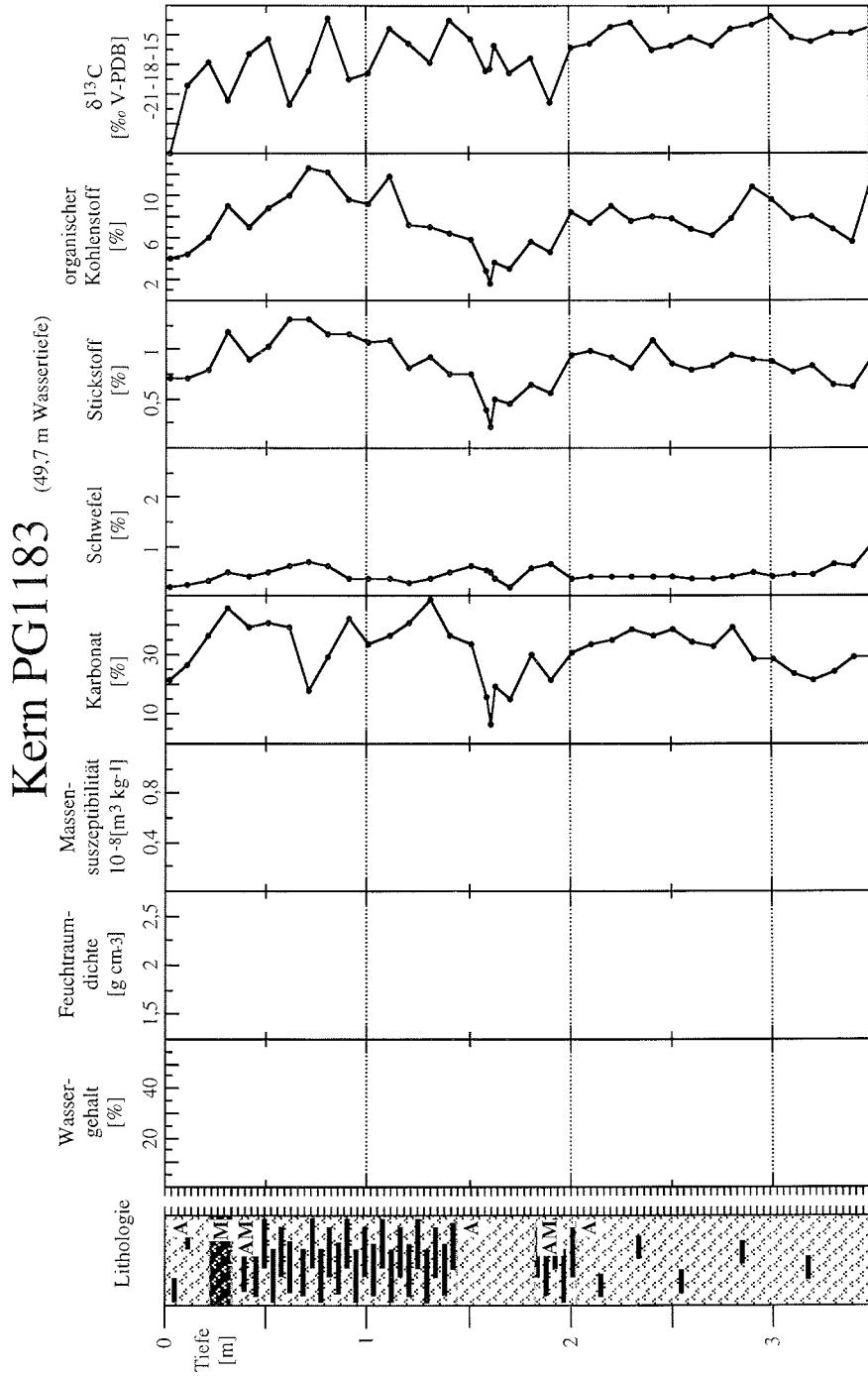


Abb. 29: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter der oberen 3,5 m des Sedimentkerns PG1183, Fortsetzung siehe nächste Seite, Legende siehe Abb. 11.

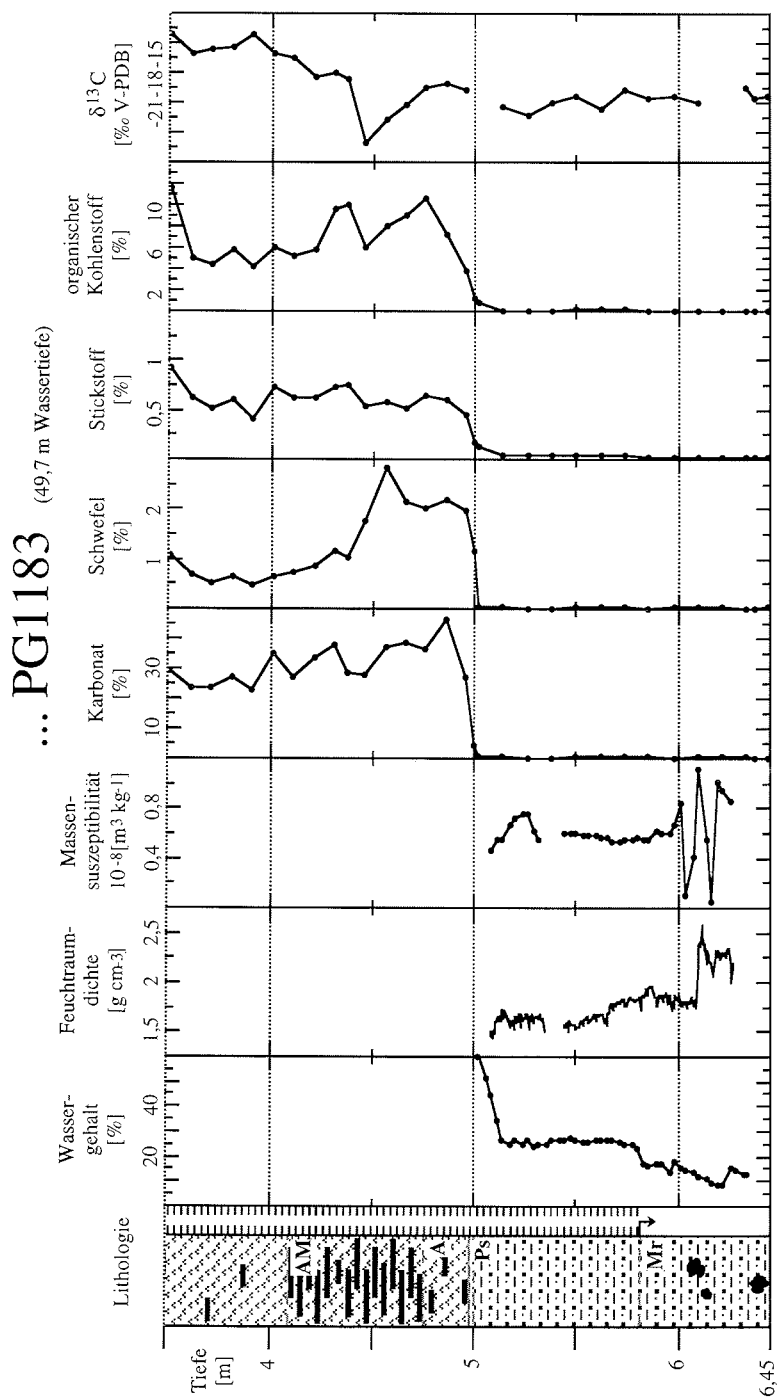


Abb. 29: Fortsetzung, Darstellung der oberen 3,5 m siehe Vorseite, Legende siehe Abb. 11.

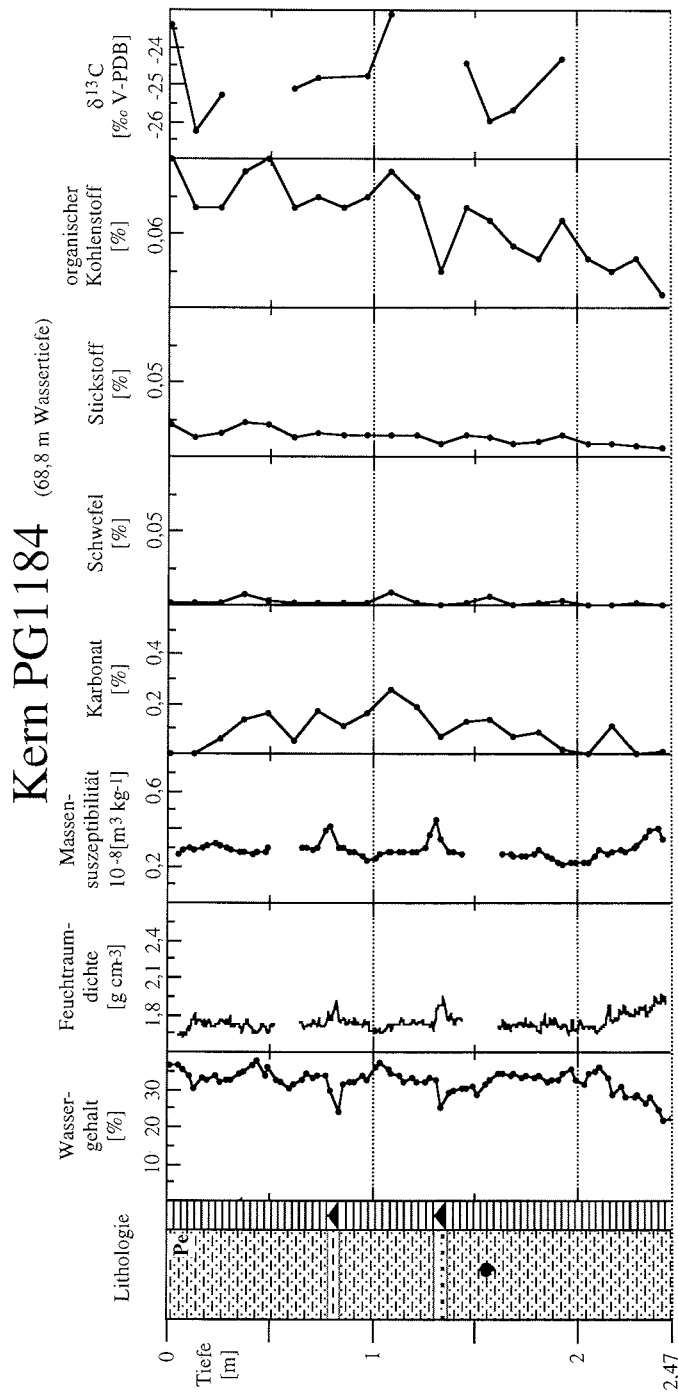


Abb. 30: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter der oberen ca. 2,5 m des Sedimentkerns PG1184, Fortsetzung siehe nächste Seite, Legende siehe Abb. 11.

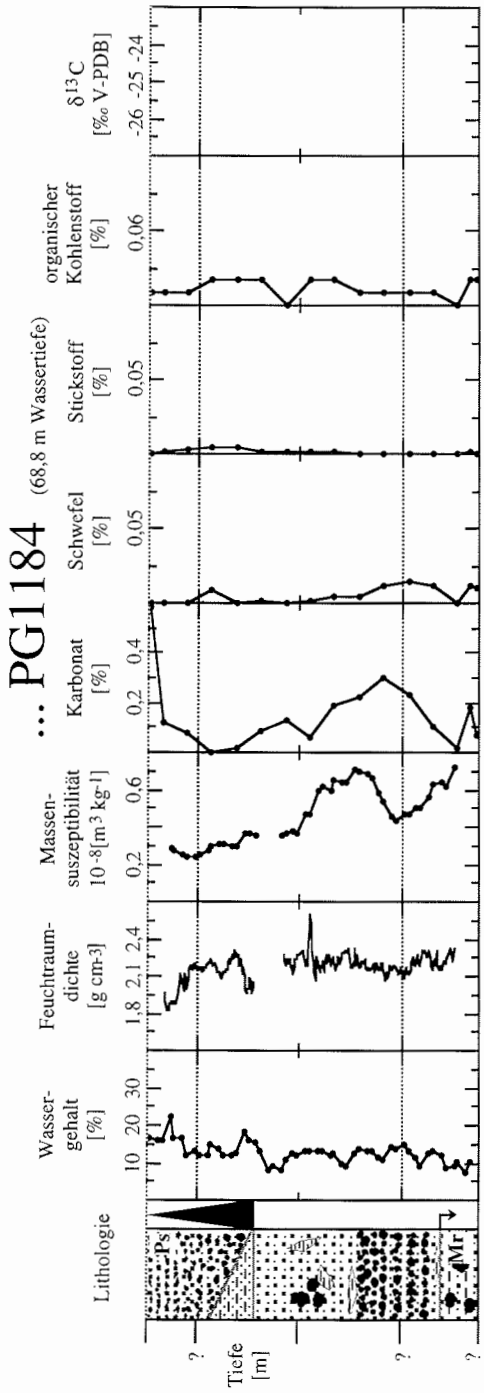


Abb. 30: Fortsetzung (Länge 1,61 m), eine Korrelation mit dem oberen Teil dieses Kerns (siehe Vorseite) ist nicht möglich, Legende siehe Abb. 11.

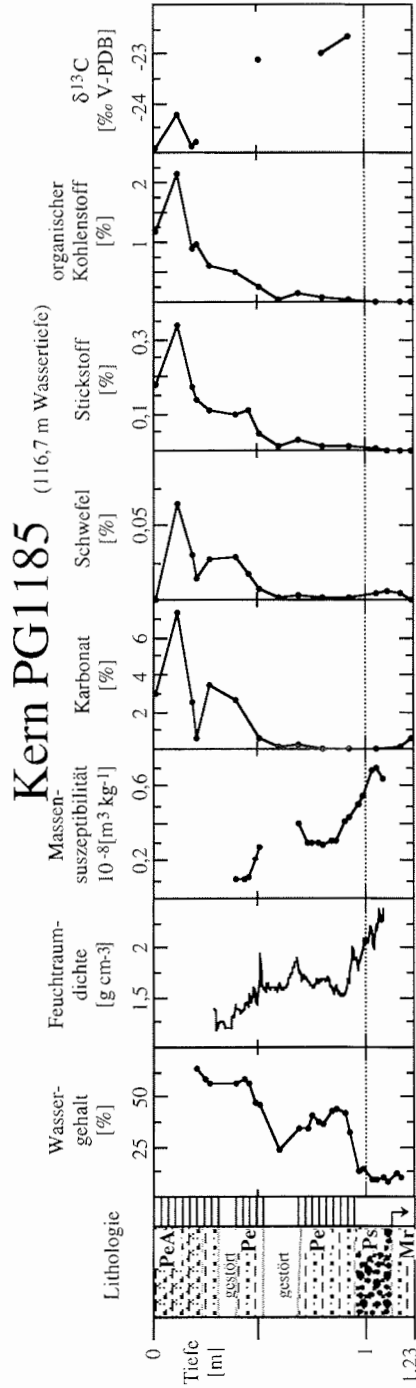


Abb. 31: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1185, Legende siehe Abb. 11.

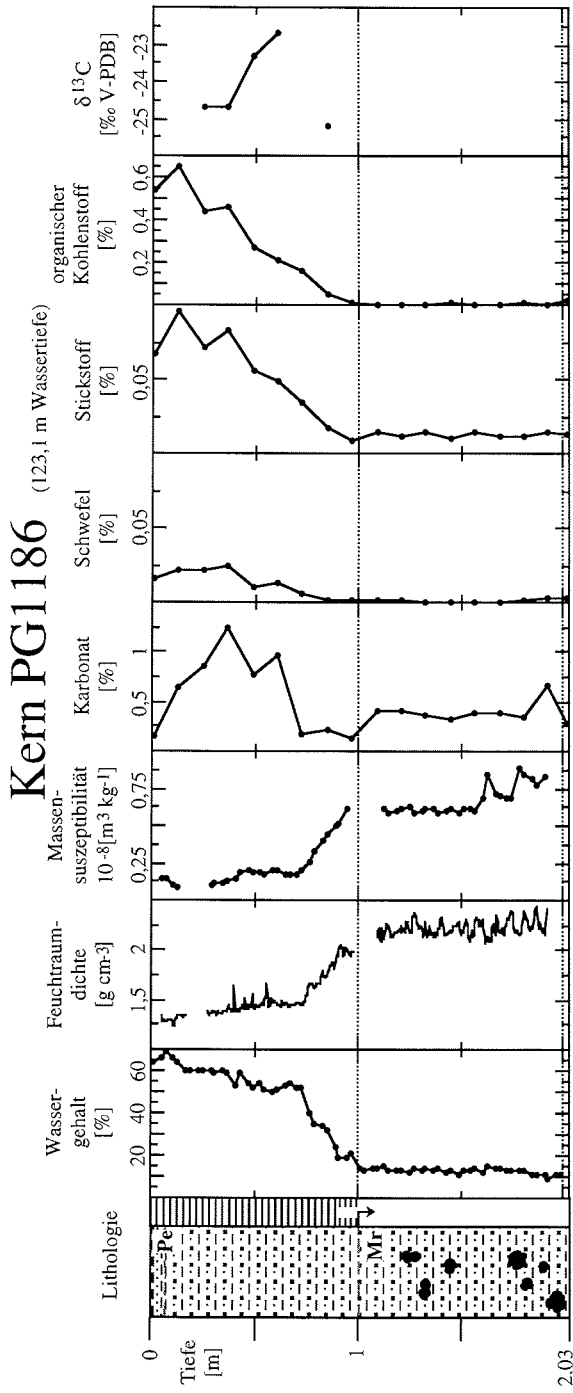


Abb. 32: Darstellung der sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter des Sedimentkerns PG1186, Legende siehe Abb. 11.

5 DISKUSSION UND INTERPRETATION

5.1 SEDIMENTFAZIES

5.1.1 Klassifikation der Sedimentfazies

Die Einteilung der Fazies erfolgt aufgrund der lithologischen und sedimentologischen Unterschiede. In Tabelle 3 sind die sedimentphysikalischen und geochemischen Parameter der einzelnen Fazies zusammengefaßt. Sie zeigen zum Teil erhebliche Schwankungsbreiten, die in den Diamiktiten in der Regel am geringsten sind.

Tab. 3: Statistische Daten der an den verschiedenen Fazies bestimmten sedimentphysikalischen und geochemischen Eigenschaften.

	Sapropelfazies				Algenfazies			
	Mittelwert	Min.	Max.	Anzahl	Mittelwert	Min.	Max.	Anzahl
Wassergehalt [%]	82,2	49,0	94,7	1013	84,7	43,5	99,4	244
Spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	2,20	1,90	2,58	164	2,27	1,95	2,66	53
Feuchtraumdichte [g cm ⁻³]					1,16	1,00	1,49	83
Massensusz. 10 ⁻⁸ [m ⁻³ kg ⁻¹]					0,070	0,008	0,205	78
Karbonatgehalt [%]	3,5	0,2	18,0	253	21,9	0,2	67,0	137
S-Gehalt [%]	1,4	0,7	2,3	208	0,9	0,0	3,7	137
N-Gehalt [%]	0,38	0,13	0,92	253	0,74	0,08	2,23	137
C _{org} -Gehalt [%]	2,81	0,80	7,72	253	7,03	0,38	18,32	137
δ ¹³ C-Wert [‰ V-PDB]	-20,0	-21,7	-17,9	249	-19,1	-26,9	-4,6	133
C/N-Verhältnis	7,4	5,2	10,3	253	9,1	3,9	19,9	137
	Moosfazies				Pelitfazies			
	Mittelwert	Min.	Max.	Anzahl	Mittelwert	Min.	Max.	Anzahl
Wassergehalt [%]	68,1	53,2	87,5	19	46,4	18,5	83,0	459
Spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	2,33	2,17	2,49	2	2,65	2,32	2,77	37
Feuchtraumdichte [g cm ⁻³]	1,24	1,11	1,38	18	1,54	1,17	2,13	356
Massensusz. 10 ⁻⁸ [m ⁻³ kg ⁻¹]	0,051	0,018	0,094	17	0,210	0,017	0,765	342
Karbonatgehalt [%]	25,3	9,1	46,0	9	2,3	0,0	21,7	135
S-Gehalt [%]	0,6	0,1	2,0	9	0,6	0,0	9,3	139
N-Gehalt [%]	0,59	0,19	1,19	9	0,13	0,01	0,58	138
C _{org} -Gehalt [%]	6,75	3,11	12,44	9	0,88	0,01	5,20	135
δ ¹³ C-Wert [‰ V-PDB]	-21,9	-27,3	-13,3	9	-22,2	-26,4	-17,0	101
C/N-Verhältnis	9,4	4,1	13,4	9	5,8	1,0	13,4	133

5 Diskussion und Interpretation

	Psammitfazies				Moränenfazies			
	Mittelwert	Min.	Max.	Anzahl	Mittelwert	Min.	Max.	Anzahl
Wassergehalt [%]	36,9	6,6	85,0	556	15,1	5,4	27,3	290
Spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	2,62	2,23	2,77	36	2,75	2,70	2,78	27
Feuchtraumdichte [g cm ⁻³]	1,72	1,04	2,47	469	2,16	1,79	2,54	182
Massensuz. 10 ⁻⁸ [m ⁻³ kg ⁻¹]	0,381	0,022	1,506	464	0,652	0,056	1,173	181
Karbonatgehalt [%]	1,8	0,0	18,6	147	0,7	0,0	4,5	90
S-Gehalt [%]	0,5	0,0	2,4	151	0,2	0,0	1,3	91
N-Gehalt [%]	0,12	0,00	0,65	151	0,02	0,00	0,06	91
C _{org} -Gehalt [%]	0,70	0,00	4,35	147	0,08	0,00	0,69	90
δ ¹³ C-Wert [‰ V-PDB]	-20,4	-29,1	-12,4	120	-22,8	-27,2	-19,5	47
C/N-Verhältnis	5,9	0,9	14,1	139	6,4	1,2	19,7	67

Moränenfazies: ein Diamiktit an der Basis einer Sedimentabfolge (wenn erbohrt). Dieser ist strukturlos, unsortiert, kiesig-tonig und von bindiger Konsistenz. Der Diamiktit zeichnet sich durch Wassergehalte von < 20 %, Feuchtraumdichten von > 2 g cm⁻³, deutlich erhöhte Massenssuszeptibilitäten von > 0,6*10⁻⁸ m³ kg⁻¹ und sehr geringe Karbonat-, S-, N- und C_{org}-Gehalte aus.

Pelitfazies: ein überwiegend terrigenes, feinkörniges Sediment von ungeschichtetem bis laminiertem, dunkelgrauem Ton oder siltigem Ton/tonigem Silt. Sand und Kies kommen in geringen Konzentrationen vor. Gegenüber der Moränenfazies sind die mittleren Wassergehalte mit 46 % eindeutig höher, die mittleren Feuchtraumdichten (1,54 g cm⁻³) und die mittleren massenspezifischen Suszeptibilitäten (0,21*10⁻⁸ m³ kg⁻¹) deutlich geringer. Die C_{org}-, N- und S-Gehalte sind im Mittel höher als in der Moränenfazies.

Psammitfazies: Diese unterscheidet sich von der Pelitfazies vor allem durch höhere Gehalte an der Grobfraktion. Die Sedimente sind aus tonig-sandigem Silt aufgebaut, wobei auch stärker sandige Variationen auftreten. Außerdem unterscheidet sie sich von der Pelitfazies durch eine fehlende Lamination. Die Sedimente können undeutlich geschichtet sein, sind aber häufig strukturlos. Sedimentphysikalisch und geochemisch ist die Psammitfazies kaum von der Pelitfazies unterscheidbar.

Moosfazies: Sedimente, die hauptsächlich von Moosen aufgebaut werden. Diese treten in wenige Millimeter bis einige Zentimeter mächtigen Lagen auf und enthalten einen schwankenden Anteil an Algen und terrigenen Sedimentkomponenten. Die Wassergehalte schwanken zwischen 53 und 88 %, die Feuchtraumdichten zwischen 1,1 und 1,4 g cm⁻³, und die massenspezifischen Suszeptibilitäten liegen bei 0,02 - 0,1*10⁻⁸ m³ kg⁻¹. Die C_{org}-, N- und S-Gehalte sind deutlich höher als in den terrigenen Fazies.

- Algenfazies: Algenablagerungen, die geschichtet bis laminiert sein können. Die Algenfazies kann untergeordnet Moose und terrigene Komponenten enthalten, ist stark wasserhaltig (bis 99 %) und von weicher Konsistenz. Die Feuchtraumdichten liegen zwischen 1,0 und 1,5 g cm⁻³, die massenspezifischen Suszeptibilitäten zwischen 0,01 und 0,2*10⁻⁸ m³ kg⁻¹. Nur an den Stationen PG1159 - PG1161 ist diese Fazies in den unteren Bereichen stark verfestigt und brüchig. In der Algenfazies wurden die höchsten Karbonat-, C_{org}-, N- und S-Werte der biogenen Fazies bestimmt.
- Sapropelfazies: Stark nach H₂S riechende, olivgrüne bis schwarze Faulschlammablagerungen. Die Fazies ist strukturlos, zeigt sehr hohe Wassergehalte (bis 95 %) sowie geringe Schwankungsbreiten der δ¹³C-Werte und C/N-Verhältnisse. Die S-Gehalte liegen über denen der Moos- und Algenfazies. Die C_{org}- und N-Gehalte liegen darunter. Der Terrigengehalt in der Sapropelfazies ist sehr gering.

5.1.2 Genese der Sedimentfazies

5.1.2.1 Moränenfazies

Die Eigenschaften der Moränenfazies sind charakteristisch für Grundmoränen. Gleiche Merkmale geben auch WOHLFAHRT et al. (1995) an. MÄUSBACHER et al. (1989), INGÓLFSSON et al. (1995) und MÖLLER et al. (1995) interpretieren solche diamiktischen Sedimente ebenfalls als Grundmoräne. Das Sediment wurde direkt aus einem auf dem Untergrund aufliegenden Eiskörper abgelagert. Diese Fazies bildet die Basis der postglazialen Sedimentabfolgen. Sie wurde an 19 Stationen (Abb. 12, 13, 15, 16, 18 - 26, 28 - 32) erbohrt.

5.1.2.2 Pelitfazies

Diese Fazies kann mehrfach in einem Kern vorkommen. Stratigraphisch direkt über der Moräne auftretende Pelite werden als glaziomarine bzw. -lakustrine Sedimente interpretiert, welches unmittelbar nach dem Eisrückzug abgelagert worden ist (MÄUSBACHER et al. 1989; INGÓLFSSON et al. 1992; LYSÅ & LANDVIK 1994; INGÓLFSSON et al. 1995).

INGÓLFSSON et al. (1995) interpretieren ein teilweise laminiertes, sandig-siltiges Sediment als sublitorale Ablagerung. Zwischengelagerte Sande interpretieren sie als Folge starker Strömungen und/oder kleinräumiger, subaquatischer Rutschungen. Indizien für eine Rutschung finden sich im Kern PG1180. Innerhalb der Pelitfazies zwischen 997 - 986 cm ist ein sandiger Bereich (Psammitfazies) eingeschaltet, in dem 3 - 5 verformte Tonlagen bei 995 - 991 cm und zwei Tonklumpen bei 988 cm auftreten. Die Verformung der Tonlagen kann nicht durch den Kernvorgang entstanden sein, da die Schichten mehrfach und in anderen Winkeln gebogen sind. Die Variationen bei der Schichtung und Korngrößenzusammensetzung der Pelitfazies können von der Entfernung der jeweiligen Probenahmestation zum Gletscherrand und dem von dort ausgehenden Schmelzwasser gesteuert werden. So kann in einigen Kernen eine graduelle Tendenz in der Pelitfazies zu feineren Korngrößen mit abnehmender Kerntiefe auf eine zunehmende Entfernung vom Gletscherrand zurückgeführt wer-

den. Fein laminierte und feinkörnige Varianten direkt über der Moränenfazies sprechen für eine geschützte proglaziale Lage außer Reichweite eines großen kontinuierlichen Schmelzwasserstroms (MÄUSBACHER et al. 1989).

Vereinzelte Kiese in der feinkörnigen Sedimentmatrix der Pelitfazies (nur PG1184, PG1181, PG1165) deuten auf einen Eistransport hin. Sie können "dropstones" darstellen, die aus Eisbergen oder aus schwimmenden Gletscherzungen ausgeschmolzen wurden. Es ist aber auch eine Zufuhr durch driftendes Seeeis denkbar, wenn grobklastisches Material durch Rutschungen auf das Eis geschüttet oder im Uferbereich an der Basis angefroren wurde.

5.1.2.3 Psammitfazies

Diese Fazies ist in einem höher energetischen, glaziomarinen bzw. -lakustrinen Milieu abgelagert worden als die Pelitfazies. Die teilweise vorhandene Schichtung (PG1172, PG1158, PG1183) ist Ausdruck einer wechselnden Strömungsgeschwindigkeit. Vergleichbare Sedimente, die Muschelschalen enthalten, werden von LYSÅ & LANDVIK (1994) als flachmarine Ablagerungen interpretiert. Die in dieser Fazies häufig auftretenden Kiese werden als "dropstones" interpretiert.

5.1.2.4 Moosfazies

Die Moosfazies ist an lakustrine Bedingungen geknüpft (MÄUSBACHER et al. 1989; VERKULICH & MELLES 1992) und markiert nach INGÓLFSSON et al. (1992) den Zeitpunkt des Abschmelzens eines Gletschers.

In der Bunger-Oase wurden Moose von SAVICH-LYUBITSKAYA & SMIRNOVA (1959) untersucht. Sie bestimmten sie als *Bryum korotkevicziae* in Wassertiefen von 33 - 36 m im Figurnoe-See. Es wurden jedoch keine Aussagen über eine Verknüpfung der Moose mit bestimmten Umweltparametern gemacht, wie z. B. Lichtverhältnisse, Nährstoffkonzentrationen oder pH-Werte. Nach SEPPELT (1983) ist *Bryum korotkevicziae* ein Ökophänotyp von *B. pseudotriquetum*. Die Moose verschiedener Lokalitäten (PG1161, PG1164, PG1180 und PG1181 - PG1187) und unterschiedlicher stratigraphischer Horizonte eines Kerns haben das gleiche Aussehen und werden daher diesem Moostyp zugeordnet.

5.1.2.5 Algenfazies

Die Algen sind bisher von unbekannter Herkunft. Wie in anderen antarktischen Seen werden die Algenmatten vermutlich primär aus Cyanobakterien (Blualgen) gebildet, in denen vereinzelt auch Grünalgen vorkommen (U. WAND pers. Mitteil.). Diese Fazies tritt in fast allen beprobten Süßwasserseen auf. Nur in den Kernen PG1186 und PG1184 aus dem Figurnoe-See, welche dem antarktischen Eisschild am nächsten liegen, kommen die Algenfazies nicht vor.

Neben der Moosfazies markiert die Algenfazies den Beginn der biogenen Sedimentation, die an genügend Nährstoffe und ausreichend Licht für die Photosynthese gebunden sein dürfte. In keinem Kern wird die Algen- und die Moosfazies wieder von der terrigenen Fazies verdrängt, wenn sie einmal eingesetzt hat. Dies liegt sehr wahrscheinlich an der fortschreitenden Entfernung der terrigenen Sedimentquelle (des Gletschers) von den jeweiligen Lokalitäten.

5.1.2.6 Sapropelfazies

Diese Fazies bildet sich unter permanent anoxischen Bedingungen des Bodenwassers (WETZEL 1983). Sie setzt eine hohe biogene Produktivität im Oberflächenwasser und eine Abkapselung des Bodenwassers von der Wasserzirkulation voraus. Die Sapropelfazies tritt in mächtigen Abfolgen in der südlichen Rybiy-Khvost-Bucht (PG1173) und dem östlichen Teil der Izvilistaya-Bucht (PG1180) auf. Der wesentliche Unterschied zwischen beiden Stationen besteht darin, daß die Sapropelfazies bei PG1180 von der Algenfazies überlagert wird, während sie bei PG1173 bis zur Sedimentoberfläche reicht. Im Kern PG1165 aus der Transkriptii-Bucht bestehen die oberflächennahen Sedimente ebenfalls aus dieser Fazies, allerdings ist die Mächtigkeit mit 5 cm erheblich geringer.

5.2 ALTERSBESTIMMUNG DER SEDIMENTKERNE

Mit Ausnahme vom Kern PG1161 lassen die ^{14}C -Datierungen (Tab. 5 Anh.) im Einklang mit den anderen Sedimentuntersuchungen keine Schichtlücken erkennen, so daß von einer kontinuierlichen Sedimentation bei den datierten Kernen ausgegangen werden kann. Für einige Sedimentkerne können deshalb nach Berücksichtigung der Reservoireffekte und der Umrechnung der ^{14}C -Alter in kalendarische Jahre Interpretationen über die zeitlichen Schwankungen unterschiedlicher Akkumulationsraten gemacht werden.

5.2.1 Reservoireffekte und andere Verfälschungen der ^{14}C -Alter

Verschiedene Reservoireffekte können das ^{14}C -Alter von Proben verändern. So verarmt z. B. altes Tiefenwasser der Ozeane, das längere Zeit nicht im Gasaustausch mit der Atmosphäre stand, an ^{14}C und erhöht damit das ^{14}C -Alter des daraus abgeleiteten Probenmaterials (BROECKER 1963). Diese Altersdifferenz wird "mariner Reservoireffekt" genannt. Auf der Basis einer Karte mit marinen Reservoireffekten des Weltozeans haben STUIVER & BRAZIUNAS (1993) eine Kalibrierungskurve speziell für marine Proben entwickelt. Damit können diese Effekte automatisch abgezogen werden. Allerdings ist ihr Proben- bzw. Werteraster sehr grob. In ihrer Karte geben die Autoren nur einen Wert (885 ± 45 Jahre) für küstennahe Gewässer in der gesamten Antarktis an. Dort auftretende regionale Schwankungen werden deshalb nicht erfaßt.

In antarktischen Gebieten wird der Reservoireffekt durch die Beimischung von ^{14}C -armem Schmelzwasser aus altem Eis zusätzlich erhöht (OMOTO 1983) und dort "Antarktischer Mariner Reservoireffekt" (AMRE) genannt. Dieser kann weniger als ein bis einige tausend Jahre betragen (u.a. YOSHIDA & MORIWAKI 1979; STUIVER et al. 1981; MICHEL & DRUFFEL 1983) und variiert mit dem Ort und der Tiefe (GOULD & HARKNESS 1992). In antarktischen Oasen ermittelten ADAMSON & PICKARD (1992) in Sedimenten der Vestfold Oase, ca. 1000 km westlich der Bunge-Oase, einen AMRE von ca. 1300 Jahren; in der Bunge-Oase wurden von MELLE et al. (1994a) mehr als 1000 Jahre geschätzt.

Nach der Probenahme können die Sedimente (und damit die ^{14}C -Alter) durch mikrobielle Aktivität verändert werden (LOWE et al. 1988). Hierbei werden die ^{14}C -Alter zu jüngeren Altern hin verfälscht (GEYH 1974) bzw. ein vorhandener Reservoireffekt verkleinert, da die

Mikroben rezenten Kohlenstoff in ihren Metabolismus mit einbauen. Zusätzlich können Datierungen an limnischen Sedimenten durch weitere Effekte verfälscht werden:

- Die Alter werden durch die Aufnahme von mineralischem Kohlenstoff (Graphit, Kohle, Karbonat) aus alten Böden oder dem Gestein erhöht. Der sogenannte Hartwassereffekt (DEEVEY et al. 1954) entsteht, wenn ^{14}C -verarmter Kohlenstoff aus Karbonatgestein gelöst und von den Organismen im See über das Bikarbonat aufgenommen wird. Der Hartwassereffekt kann einen Reservoireffekt von bis zu 1000 Jahren (GEYH et al. 1971) oder sogar 1200 - 3500 Jahre (MOOK & PLASSCHE 1986) ausmachen.
- Durch die Zumischung von älterem aufgearbeitetem organischem Material und dem darin enthaltenen alten Kohlenstoff zu jüngeren Sedimenten wird das gemessene ^{14}C -Alter letzterer erhöht. Das resultierende Mischalter wächst nach BJÖRCK & HÅKANSSON (1982) mit der Abnahme des C_{org} -Gehaltes der datierten Probe und ist in den von ihnen untersuchten Sedimenten teilweise höher als 700 Jahre. ABBOTT et al. (1996) geben für diese Art der Altersverfälschung ca. 1000 Jahre an.

An Sedimentkernen läßt sich der rezente Reservoireffekt durch Extrapolation der beiden obersten ^{14}C -Alter zur Sedimentoberfläche abschätzen und von den ^{14}C -Altern abziehen (OLSSON 1991; EISNER et al. 1995; COLMAN et al. 1996). Diese Abschätzung setzt natürlich konstante Sedimentationsraten voraus. Außerdem wird bei dieser Art der Korrektur vernachlässigt, daß sich die Reservoireffekte im Verlauf der Zeit geändert haben können (MEYERS & ISHIWATARI 1995; COLMAN et al. 1996). In nächster Näherung wird der Effekt allerdings von vielen Forschern als konstant betrachtet (ZALE 1994; COLMAN et al. 1996).

In der Bunger-Oase zeigen sich danach deutliche Unterschiede bei den rezenten Reservoireffekten zwischen den saisonal eisfreien Süßwasserseen und den meist permanent eisbedeckten Epischelf-Seen sowie innerhalb der Epischelf-Seen (Abb. 34). In den Süßwasserseen scheinen die rezenten Reservoireffekte vernachlässigbar zu sein (Abb. 34). Die bisher untersuchten Süßwasserseen der Bunger-Oase sind keine sogenannten Hartwasserseen (KAUP et al. 1990; KLOKOV et al. 1990). Außerdem stehen karbonatische Gesteine in der Bunger-Oase nicht an, so daß der Hartwassereffekt in den Seesedimenten der Bunger-Oase, wie auch in anderen Seeablagerungen mit karbonatfreiem Umgebungsgestein, nicht zu erwarten ist (BJÖRCK & HÅKANSSON 1982; ZOLITSCHKA & NEGENDANK 1996). Fossile oder rezente Böden kommen in der Bunger-Oase nicht vor, weshalb diese Fehlerquelle ebenfalls vernachlässigt werden kann. Ein Reservoireffekt in den Süßwasserseen durch Zufuhr von ^{14}C -verarmtem Gletscherwasser kann nicht nachgewiesen werden (Abb. 34). Allerdings konnte ein Reservoireffekt in Gletscherrandseen (z. B. PG1184) aufgrund der äußerst geringen Kohlenstoffgehalte in den Sedimenten nicht ermittelt werden.

Das Ergebnis bestätigt frühere Untersuchungen von MELLES et al. (1994a), die ebenfalls keinen Reservoireffekt in den von ihnen untersuchten Süßwasserseen feststellen konnten. Möglicherweise kann das mit dem saisonalen Auftauen der Eisdecke und dem damit verbundenen Austausch und "Wiederauffüllen" des ^{14}C -Gehaltes erklärt werden. STUIVER et al. (1981) und BIRD et al. (1991) führen aus, daß eine Korrektur bei lakustrinen Sedimenten scheinbar nicht nötig ist, wenn die Seen klein und flach sind, was z. B. auf die Stationen PG1161 und PG1164 zutrifft. Ein Sonderfall ist die Station PG1161 im "17 m"-See auf der Geographen-Insel. Bei der Errechnung des Reservoireffektes kommt es zu einem negativen Wert. Es müßten demnach einige Jahrhunderte addiert werden, um das wahre Alter zu errei-

chen. Dieser Versatz könnte die Folge einer Sedimentationslücke durch das Austrocknen des Sees sein (Kap. 5.5.2.1).

In den Epischelf-Seen wurden rezente Reservoireffekte meist zwischen 1300 und 2050 Jahren abgeschätzt (Tab. 5). An gletschernahen Stationen, wie PG1179 in der Kakapon-Bucht und PG1170 in der nördlichen Rybiy-Khvost-Bucht, deuten die ^{14}C -Alterszunahmen in den Sedimentabfolgen dabei die höchsten Reservoireffekte an. Hier könnte zusätzlich zum AMRE ein reduzierter Gasaustausch Wasser/Atmosphäre in Abhängigkeit von der Dauer der Eisbedeckung eine Rolle spielen (DORAN et al. 1994). Beide Stationen werden nicht in jedem Jahr eisfrei. An der Station PG1165 aus der Transkriptii-Bucht scheint dieser Effekt mit dem Schmelzwassereffekt zu kulminieren. Diese Bucht liegt zum einen in direkter Nähe des Edisto-Gletschers und weist zum anderen eine ganzjährige Eisbedeckung auf. In 102 bzw. 54 cm Sedimenttiefe wurden ^{14}C -Alter von 10.770 ± 110 und 9510 ± 120 J. v. h. bestimmt. Die Lithologie des Kerns sowie die sedimentologischen und geochemischen Daten liefern keine Hinweise auf Schichtlücken. Der abgeschätzte rezente Reservoireffekt von 8100 Jahren liegt deutlich über allen anderen der Bunger-Oase. Das spricht nicht gegen seine Richtigkeit, da von anderen antarktischen Seen noch höhere Reservoireffekte angenommen werden. In oberflächennahen Sedimenten des Untersees (Königin-Maud-Land) deuten ^{14}C -Alter von ca. 10.000 Jahren auf einen entsprechend hohen Effekt in diesem ganzjährig eisbedeckten, vom Anutschin-Gletscher aufgestauten See hin (U. WAND & W. D. HERMICHEN pers. Mitteil.). Eine überhöhtes Alter durch Graphit in den Proben von PG1165 kann nicht ausgeschlossen werden (R. E. M. HEDGES, pers. Mitteil.). Es ist jedoch wenig wahrscheinlich, da das Auftreten von Graphit in den geologischen Arbeiten über die Bunger-Oase nicht erwähnt wird.

An der Station PG1180 aus der östlichen Izvilistaya-Bucht tritt ein Übergang von einem marinen zu einem lakustrin dominierten Wasserkörper auf (Kap. 5.5.2.2), belegt durch einen Wechsel der Fazies und der Diatomeenzusammensetzung. Es liegt nur eine Datierung aus den lakustrinen oberen Sedimenten vor. Das nachfolgende Alter stammt aus dem marinen Teil des Kerns. Wie die Datierungen anderer Kerne zeigen, sind die reinen Süßwasserseen nicht von einem Reservoireffekt betroffen, während die marinen Becken teilweise erhebliche Reservoireffekte aufweisen. Es ist deshalb beim Kern PG1180 nicht sinnvoll, den Reservoireffekt über die Extrapolation der beiden aus unterschiedlichen Milieus stammenden Proben abzuschätzen. Unter der Voraussetzung, daß bei der Datierung dieser Proben kein Fehler aufgetreten ist, liegen die Extremwerte eines möglichen Reservoireffektes an der Station PG1180 zwischen 0 und < 955 Jahren, dem Alter der Probe in 21 cm Sedimenttiefe. Berücksichtigt man, daß der Wasserkörper in dieser Zeit nur schwach von marinem Wasser beeinflusst wurde, dürfte der wirkliche Reservoireffekt eher zu Null hin tendieren, d.h. kleiner sein als ca. 480 Jahre, dem Mittelwert der Extreme. Der Übergang von Süß- zu Salzwasser vollzog sich in einem Zeitabschnitt, der einer Sedimenttiefe zwischen 130 und 103 cm entspricht. Im Zuge dieses Wasseraustausches änderte sich parallel der Reservoireffekt. Eine Abschätzung des Reservoireffektes für diesen Bereich mittels Extrapolation ist aufgrund der großen Ungenauigkeit nicht sinnvoll.

Im Vergleich zu Kern PG1173 aus der Rybiy-Khvoost-Bucht und der aus der Literatur bekannten Werte für marine Becken antarktischer Oasen (ADAMSON & PICKARD 1986; MELLES et al. 1994a) liegt der Reservoireffekt für den marinen Sedimentabschnitt wahrscheinlich in der gleichen Größenordnung von ca. 1000 - 1300 Jahren.

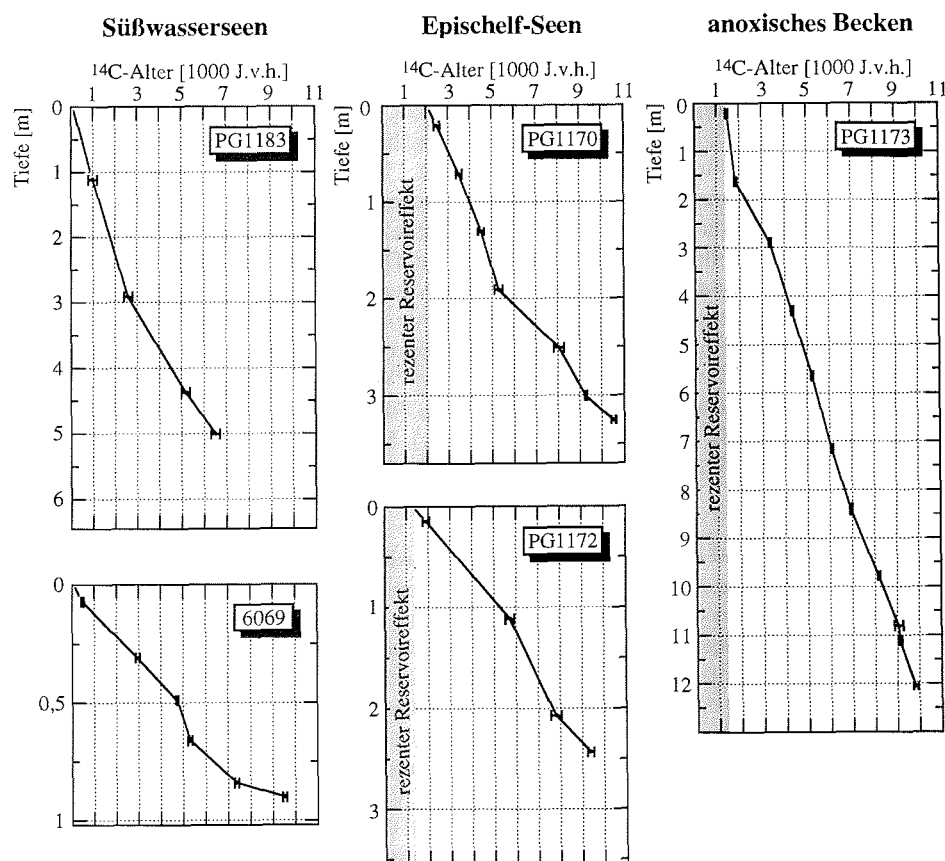


Abb. 34: ^{14}C -Datierungen ausgesuchter Kerne und deren rezente Reservoireffekte, ermittelt aus der Geradensteigung der obersten zwei Datierungen. Die Fehlerbalken (—) geben den Bereich von 1 Sigma an. Daten von Kern 6069 (Figurnoe-See) aus MELLES et al. (1994a).

5.2.2 Kalibrierung der ^{14}C -Alter

Die Baumjahresring-Kalibrierung ist hervorragend geeignet, um die ^{14}C -Alter in Kalenderjahre umzurechnen (WOHLFAHRT 1996). Allerdings ist sie mit einigen Unsicherheiten behaftet, die unter anderem in Bezug auf ihre Relevanz für die Datierungen der Sedimente aus der Bunger-Oase diskutiert werden.

Die Kalibrierung von konventionellen ^{14}C -Altern antarktischer Proben wurde bisher selten durchgeführt. Von der Bunger-Oase sind viele ^{14}C -Daten veröffentlicht (z. B. BOLSHIYANOV et al. 1989; ADAMSON & COLHOUN 1992; MELLES et al. 1994a; VERKULICH & HILLER 1994), die alle nicht kalibriert worden sind. Das sollte aber geschehen, wenn man Daten und Ereignisse in Verbindung mit Klimaschwankungen interpretiert und/oder Vergleiche mit auf andere Weise datierten Zeitreihen, z. B. Warvenzählungen oder Eiskernen, durchführt (BARTLEIN et al. 1995; KILIAN et al. 1995). In dieser Arbeit werden die Daten bzw. Klimavariationen der Bunger-Oase mit denen von antarktischen Eiskernen verglichen (Kap. 5.5.1.3).

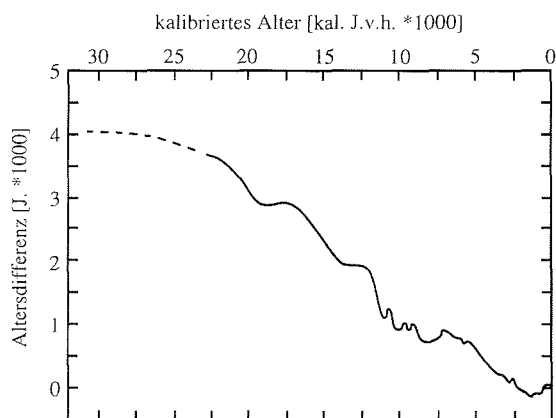


Abb. 35: Vereinfachte Darstellung der Radiokohlenstoff-Kalibrierungskurve, die die Zunahme der Zeitdifferenz zwischen den ^{14}C -Altern und den kalibrierten Altern zeigt (aus TAYLOR et al. 1996, modifiziert nach STUIVER & BRAZIUNAS 1993).

Die mit der konventionellen ^{14}C -Datierung ermittelten Alter weichen mehr oder weniger von den kalendarischen Altern ab. Ihnen haften vor allem die Abweichungen durch die natürliche Schwankung des ^{14}C -Gehaltes in der Atmosphäre über die Jahrtausende und die Benutzung der falschen, aber durch Konvention immer benutzten Halbwertszeit von 5568 Jahren (richtig: 5730) an. Aus dem letztgenannten Grund nehmen die Abweichungen von ^{14}C - zu kalibrierten Altern mit steigendem Alter zu (Abb. 35).

Die C_{org} enthaltenden marinen Proben (der Bunger-Oase) können nach Berücksichtigung der lokalen Reservoireffekte (Kap. 5.2.1) wie terrestrisches biogenes Material behandelt und deshalb mit der Kurve für nicht-marine Proben kalibriert werden (STUIVER & BRAZIUNAS 1993). Im dendrochronologischen Teil der Kalibrierungskurve (bis 11.390 kal. J.v.h.) wird die Differenz zwischen ^{14}C -Alter und kalendarischem Alter durch direkte ^{14}C -Messungen an Jahresringen ermittelt. Sie ist teilweise schon an einzelnen Jahresringen möglich (BECKER 1993). Die so berechnete Kalibrierungskurve ist sehr genau, so daß sich die Abweichungen der ^{14}C -Alter präzise ermitteln lassen. Allerdings können ^{14}C -Alter unter 460 ^{14}C -Jahren schlecht bzw. gar nicht kalibriert werden. Das 2-Sigma-Intervall geht über 0 Jahre hinaus in die Zukunft, bzw. der Fehler relativ zum kalibrierten Alter ist sehr groß. Dies betrifft in der vorliegenden Arbeit sieben Proben, von denen bei einer das Alter unter Berücksichtigung der

folgenden Datierung und der Sedimentationsrate abgeschätzt werden konnte. Zwei weitere konnten nicht kalibriert werden (Tab. 5 Anh.).

Verglichen mit anderen Zeiträumen des Holozäns, sind die Umrechnungen der ^{14}C -Alter zwischen 8000 und 10.000 J.v.h. im Mittel ungenauer (TAYLOR et al. 1996), weil hier die sogenannten "time warps" (STUIVER & REIMER 1993) oder "de Vries-Effekte" (TAYLOR et al. 1996) besonders groß und häufig sind. Dabei führen die natürlichen Schwankungen des ^{14}C -Gehaltes der Atmosphäre dazu, daß die ^{14}C -Alter über einen Zeitraum von bis zu einigen hundert Baumring-Jahren (kalibrierten Jahren) nahezu konstant bleiben (die sog. ^{14}C -Plateaus, z. B. bei 8250, 8750, 9600 und 10.000 ^{14}C -J.v.h.; BECKER et al. 1991; KROMER & BECKER 1993). Diese ^{14}C -Plateaus treten über die gesamte Kalibrierungskurve auf, wenn auch in anderen Zeitabschnitten weniger gehäuft. Von den ^{14}C -Altern der Bonger-Oase fallen keine in den besonders stark beeinflussten Bereich zwischen 8000 und 10.000 ^{14}C -J.v.h. Allerdings werden einige andere ^{14}C -Alter von kleineren Plateaus zwischen 4000 und 5000 ^{14}C -J.v.h. in ihrer Genauigkeit beeinträchtigt. Im Bereich von ca. 2000 ^{14}C -J.v.h., wo im Untersuchungsgebiet deutliche Umweltveränderungen eintreten (Kap. 5.5.1.2, Kap. 6), bleiben die datierten Alter wieder nahezu unbeeinflusst. Zusätzlich führen STUIVER & REIMER (1993) an, daß der älteste Teil der dendrochronologischen Kalibrierungskurve (9840 bis 11.390 kal. J.v.h.), der an Kiefern bestimmt worden ist, noch nicht zweifelsfrei an die absolute Eichenchronologie angegliedert werden konnte. BARD et al. (1993) und STUIVER et al. (1991) nehmen einen Versatz zu höheren Altern von 75 bzw. 225 Jahren an. Dies betrifft alle weltweit bis zu diesem Zeitpunkt gemachten und in dieses Zeitfenster fallenden ^{14}C -Datierungen und muß deshalb nur beim Vergleich mit anders datierten Zeitreihen beachtet werden.

Ältere Proben (bis 21.950 kal. J.v.h.; ca. 18.400 ^{14}C -J.v.h) werden anhand von Uran/Thorium- und ^{14}C -datierten Korallen kalibriert, deren Kurve im jüngeren Teil mit der Eichen- und Kiefernchronologie korreliert wurde (BARD et al. 1993; STUIVER & REIMER 1993). Eine Verfeinerung auf das Niveau der dendrochronologischen Alterskurve und eine genaue Verifizierung dieses Teils der Kalibrierungskurve steht noch aus; sie zeigt aber die Möglichkeit einer Kalibrierung bis in das Spätweichsel hinein (WOHLFAHRT 1996). Zwei Alter der hier bearbeiteten Sedimente, je eines von PG1165 und PG1180, wurden in diesem Bereich kalibriert (Tab. 5 Anh.). Diejenigen Proben aus der Bonger-Oase, die Alter von > 18.000 ^{14}C -J.v.h. aufweisen, lassen sich nicht kalibrieren. Sie liegen außerhalb der Kalibrierungskurve. Zusätzlich sehen LOWE et al. (1988) und COLMAN et al. (1996) mögliche größere Fehler- bzw. Unsicherheitsquellen bei Datierungen an sehr altem Material, das zudem einen geringen organischen Kohlenstoffanteil hat. Kleinere Kontaminationen (Kap. 5.2.1) wirken sich viel stärker aus, und zusätzlich sind die Sedimentationsraten in glazialen Sedimenten meist sehr gering oder zeigen große Schwankungen, was die stratigraphische Genauigkeit verringert. Insgesamt liegen sechs ^{14}C -Alter außerhalb des kalibrierbaren Bereichs.

Letztlich muß darauf hingewiesen werden, daß es für einige Regionen der Erde und für einige Abschnitte der Kalibrierungskurve noch Unstimmigkeiten bezüglich weiterer Korrekturen gibt. VOGEL et al. (1993) schlagen z. B. eine Korrektur für atmosphärische Proben der Südhemisphäre von minus 40 Jahren vor, was von SPARKS et al. (1995) jedoch nicht so gesehen wird. Sie stellen keine systematische Abweichung fest und führen aus, daß der untersuchte Zeitraum von 65 Jahren zu klein sei, um ihn zu extrapolieren. Aus diesem Grund wird für die Datierungen von Material aus der Bonger-Oase auf diese Korrektur verzichtet.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die weitere Umbearbeitung der ^{14}C -Datierungen in kalibrierte Alter die Genauigkeit nicht herabsetzt. Die Fehler bzw. Kontaminationsmöglichkeiten, die bei der Datierungsmethode selbst und/oder in der Art und Beschaffenheit der Probe liegen, machen einen deutlich größeren Teil aus. Der große Vorteil liegt in der Möglichkeit, klimarelevante Daten in die "absolute" Zeitskala einzupassen. Damit können sie direkt mit anderen Zeitreihen verglichen werden, selbst wenn diese auf eine andere Art auf die "absolute" Zeitskala geeicht wurden.

5.3 UMWELTGESCHICHTE IN DER WEICHSELZEIT

Nur sehr wenig ist bisher zur präholozänen Geschichte der Bunger-Oase bekannt. Von einigen Autoren wird vermutet, daß es Vereisungsspuren bzw. Relikte von Gletscherbewegungen sowie Zeichen einer marinen Transgression gibt, die vor dem Beginn des Holozäns angelegt wurden. Diese Annahmen sind allerdings sehr unsicher oder widersprüchlich. BOLSHIYANOV et al. (1991) halten eine präholozäne Transgression aufgrund der Artenzusammensetzung und stratigraphischen Lage mariner Diatomeen in einem Sedimentkern des Burevestnik-Sees für möglich. VERKULICH & MELLES (1992) fanden marine Diatomeen in einem Sedimentkern aus dem Figurnoe-See nahe der Station Oasis, die sie mit vorholozänem Alter in Verbindung bringen. Die Diatomeen sind jedoch nicht gut erhalten; es treten nur eine geringe Anzahl und zu wenige Arten auf, um sie eindeutig zuzuordnen (Z. PUSHINA pers. Mitteil.).

VORONOV (1959) vermutet, daß Schalenfragmente mariner Organismen, die ca. 40 m über NN in Moränenablagerungen nahe der Station Oasis gefunden wurden, aus ehemals marinen Sedimenten aufgearbeitet wurden. Daraus schließen COLHOUN & ADAMSON (1992a), daß das Becken des Figurnoe-Sees vor dem letzten glazialen Maximum vom Meerwasser eingenommen wurde. Während der Expedition 1993/94 wurden viele marine Muschelschalen im Süden der Geographen-Insel auf ca. 42 m über NN gefunden (MELLES et al. 1994b). Ihr ^{14}C -Alter von 915 ± 130 J.v.h. enthält noch einen marinen Reservoireffekt, so daß die Proben als rezent anzusehen sind. Wie derart junge, einige Zentimeter große und zerbrechliche Muschelschalen, die teilweise als komplette Halbschalen vorliegen, an diese Stelle gelangen konnten, ist derzeit noch unklar. Ein längerer Transport durch Wind oder Wasser kann angesichts ihres Erhaltungszustandes ausgeschlossen werden. Gleichfalls schließen die Ergebnisse der Datierung eine direkte subaquatische Ablagerung aus. Möglicherweise sind die Schalen von Vögeln umgelagert worden. Dieses Ergebnis zeigt, daß die oben genannte Interpretation von COLHOUN & ADAMSON (1992a) mit Skepsis zu betrachten ist.

5.3.1 Mittelweichsel

Aus dem Südwesten der Bunger-Oase wurden während der Expedition 1993/94 in den Kernen PG1180 und PG1182 Moränensedimente erbohrt, die mit bis zu 0,7 % vergleichsweise hohe C_{org} -Gehalte aufweisen (Durchschnitt: 0,1 %). Dadurch waren ^{14}C -Datierungen möglich. Die vier Proben zeigen mittelweichselzeitliche ^{14}C -Alter zwischen 28.000 und 34.000 J.v.h.

Diese Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß es im Mittelweichsel im Bereich der Bunger-Oase eisfreie Gebiete gegeben hat, in denen eine Biomasseproduktion stattfand. Diatomeenfunde belegen, daß der organische Kohlenstoff in subaquatischen Ökotope gebildet wurde. Im Zuge des letzten Eisvorstoßes auf das Gebiet der Bunger-Oase (Kap. 5.3.2) wurde das organische Material vom Eis inkorporiert und an den heutigen Probenahmestationen zusammen mit dem Gesteinsschutt als Moräne abgelagert. Dies könnte während des letzten glazialen Maximums in diesem Sektor der Ostantarktis (evtl. vor 18.000 - 20.000 Jahren, COLHOUN & ADAMSON 1992b) geschehen sein. Einen jüngeren großen Eisvorstoß hat es nicht gegeben, da in allen Kernen die Moränenablagerungen nur an der Sedimentbasis auftreten. Keine anderen der überlagernden Sedimente sind glazialen Ursprungs oder zeigen Zeichen von erhöhter Kompaktion durch aufliegendes Eis.

Zwei weitere Proben des Kerns PG1182 zeigen Alter von ca. 35.000 ¹⁴C-J.v.h. Sie sind stratigraphisch jünger als die zuvor besprochenen Proben und werden nicht der Moränenfazies (Definition: Kap. 5.1.1) zugerechnet. Lithologisch sind sie mit diesen zwar nahezu identisch, aber die Wassergehalte sind ca. 10 % höher. Erklärbar wäre dies durch Störungen bei der Kernentnahme. Befindet sich z. B. ein großer Stein vor der Kernrohröffnung, so kann durch einen entstehenden Unterdruck beim voranschreitenden Kernvorgang in das Kernrohr Wasser eingesogen werden. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß die erhöhten Wassergehalte auf eine postglaziale Sedimentation zurückzuführen sind. Das Sediment könnte in unmittelbarer Nähe zum Eis abgelagert worden sein, wobei das an der Basis des Eises transportierte Material durch Abschmelzung freigesetzt wurde. Dabei wurde das Sediment weder durch Wasserströmungen signifikant sortiert, noch mit jüngeren Material kontaminiert, wie ein Vergleich mit der unterlagernden Moräne zeigt (Kap. 5.3.2).

Indizien für wärmere Phasen im Mittelweichsel gibt es auch aus einigen anderen Bereichen der Antarktis. INGÓLFSSON et al. (1992) datierten Muschelfragmente aus Tilliten und aus ehemaligen Strandsanden auf der James-Ross-Insel auf 34.000 bis > 36.000 ¹⁴C-J.v.h. Unabhängig von einander datierten sowohl YOSHIDA (1983) als auch ZHANG et al. (1983) marine Fossilien in alten Strandterrassen bei der Syowa-Station (40° E) bzw. in der Vestfold-Oase (78°E). Sie verbinden sie jeweils mit einem mittelweichselzeitlichen Meeresspiegelanstieg, der einer Enteisung folgte. BURGESS et al. (1994) datierten mit der ¹⁴C-Methode eine Mooslage in einem Permafrostkern der Larsemann-Berge (76° E) auf ca. 25.000 J.v.h. und sind der Meinung, daß dieser Zeitpunkt in ein Interstadial fällt. In den Eiskernen von Vostock und "Dome C" zeigen die Isotopenkurven ebenfalls ein relativ warmes Klima vor > 30.000 J.v.h. an (LORIUS et al. 1979, 1985).

5.3.2 Spätweichsel

Vor dem Beginn der Enteisung an der Wende Pleistozän/Holozän könnte die Bunger-Oase im Spätweichsel nach ADAMSON & COLHOUN (1992) nahezu vollständig vom antarktischen Eisschild bedeckt gewesen sein, das heute im Südosten der Oase liegt. Die Autoren stellen diese Vermutung anhand von Gletscherstriemen auf, die eine Eisfließrichtung von Südosten nach Nordwesten anzeigen.

Es gibt aber Indizien, daß die Bunger-Oase nicht vom antarktischen Eisschild, sondern von Gletschern bedeckt war, die aus westlicher Richtung kamen (Abb. 39, S. 73).

BOLSHIYANOV (1990) diskutiert Gletscherstriemen mit Eisfließrichtungen von Nordwesten nach Südosten. Diese Richtungen deuten auf Bewegungen des heutigen Edisto-Gletschers hin, der den Apfel-Gletscher mit umgelenkt haben könnte (Abb. 39, S. 73). Sie lassen sich nicht mit einem Vorstoß des im Südosten gelegenen Eisschildes erklären. Eigene Feldmessungen sprechen ebenfalls für die Eisbedeckung der Bunger-Oase mit Gletschern. Die Becken der Kakapon-, Edisto- und Penal-Bucht können nur von aus Westen bis Nordwesten kommenden Gletschern eingetieft worden sein. Die Wassertiefen dieser Becken wurden mittels Echolotungen auf > 320 m, > 250 m und > 150 m bestimmt. Außerdem deutet die Beckenmorphologie der Penal-Bucht auf ein von West nach Ost streichendes U-förmiges Tal hin. Die Erosionskraft des antarktischen Eisschildes ist, bedingt durch die geringe Bewegung von ca. 10 - 50 m in den letzten Jahrtausenden (COLHOUN & ADAMSON 1989), vermutlich sehr gering. Dagegen sind die Geschwindigkeiten fließender Gletscher und damit deren Erosionskraft im allgemeinen um Größenordnungen höher. Sie erreichen beim Denman/Scott-Gletscher am Westrand der Bunger-Oase teilweise mehr als 1000 m pro Jahr (DOLGUSHIN 1966b; Abb. 1, S. 4).

Die gegensätzlichen Daten über die Eisfließrichtungen können hier nicht erklärt werden. Für diese Arbeit wurde die Bedeckung der Bunger-Oase mit Gletschern favorisiert, weil sie zumindest alle anderen Geländebeobachtungen erklärt. Mit RFA-Analysen der Siltfraction von Moränenmaterial ausgewählter Stationen wurde versucht, weitere Informationen zu erhalten. Unterschiedliche Moränenzusammensetzungen könnten auf verschiedene Liefergebiete und damit auf unterschiedliche Eisströme hinweisen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind nicht eindeutig, was zum Teil an der zu geringen Probenzahl liegt.

In der Spidergrammdarstellung (Abb. 36) wird deutlich, daß die Elemente in der Siltfraction der Moränen, mit Ausnahme von Ba, Th und Zr, gut mit den Werten des mittleren Tonschiefers (WEDEPOHL 1971, 1991), aber auch mit denen der Plutonite der Bunger-Oase (SHERATON et al. 1992) übereinstimmen. Deutlich schlechter ist ein Vergleich mit den mafischen und alkalischen Gängen (SHERATON et al. 1990), bei denen die inkompatiblen Spurenelemente stärker angereichert sind. Die Elementverhältnisse der Silte aller Stationen und innerhalb eines Kernes sind relativ einheitlich. In Ausnahmefällen kommt es jedoch zu deutlichen Abweichungen, die immer in Richtung auf die höheren Gang-Elementverhältnisse verschoben sind. Daraus kann man schließen, daß die vom Eis aufgenommenen, verschiedenartigen Gesteine über eine lange Wegstrecke transportiert wurden, was zu einer Homogenisierung führte. Erst im Bereich der Bunger-Oase wurde das homogene Material durch die Aufnahme von lokal anstehendem Gangmaterial verändert. Dies kann sowohl durch die Gletscher als auch durch das antarktische Eisschild geschehen sein.

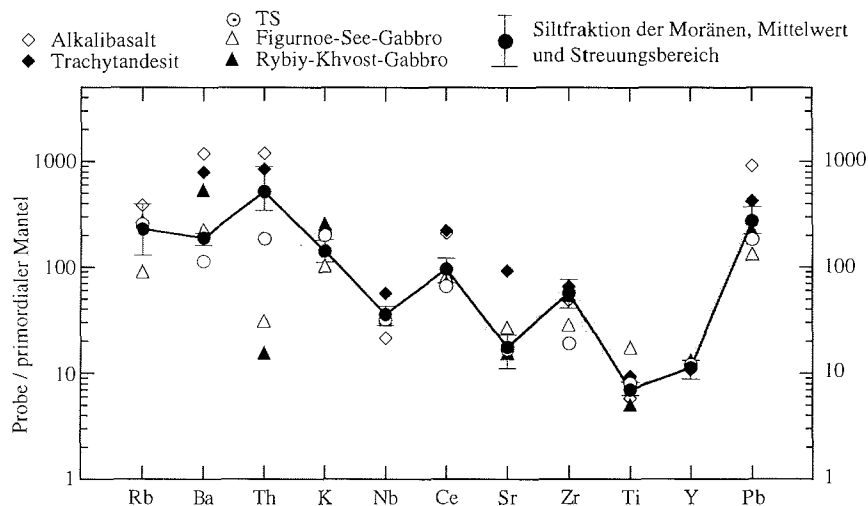


Abb. 36: Multielementdiagramm der Siltfraction der Moränen, normalisiert auf den primordialen Erdmantel, im Vergleich zu Literaturwerten aus der Bunge-Oase (SHERATON et al. 1990, 1992). TS: mittlerer Tonschiefer nach WEDEPOHL (1971, 1991), Werte des primordialen Mantelgesteins nach TAYLOR & MCLENNAN (1985).

Konglomeratfunde am "8 m"-See und im Bereich der Station Oasis können ebenfalls keinen eindeutigen Hinweis auf eine Fließrichtung, jedoch auf die Länge des Transportweges der Gletscher/des Eises in der Region der Bunge-Oase geben. Sie werden anstehend nur ca. 110 km südlich der Bunge-Oase am "Mount Amundsen" und "Mount Sandow" gefunden (RAVICH et al. 1965), in einem Gebiet, das im Einflußbereich des Denman/Scott-Gletschers liegt bzw. gelegen haben könnte. Es ist aber durchaus denkbar, daß sie bei ausreichender Verbreitung nach Osten auch vom antarktischen Eisschild mitgeführt wurden.

Die Ergebnisse der Gesamtsediment- und Moränensiltanalysen im Vergleich zum Al-normierten mittleren Tonschiefer der Stationen PG1161, PG1173, PG1180, PG1182 und PG1185 (Abb. 37, S. 67) sollten weiteren Aufschluß über die eine oder andere Art der Eisbedeckung geben. Größere Abweichungen (z. B. von Ca und Sr, siehe 5.5.2.1) bei den Gesamtsedimentuntersuchungen sind jedoch lediglich Ausdruck von Vitaleffekten und speziellen Umgebungsbedingungen (z. B. Salzwasser/Süßwasser/anoxische Bedingungen, siehe 5.5.1.1). Trotz der in der Bunge-Oase anstehenden unterschiedlichen Gesteine (Abb. 4, S. 8) sind die generellen Elementverhältnisse der Moränen- und anderen terrigenen Fazies im ganzen Oasengebiet relativ homogen. Die Hauptquelle dieser Fazies scheint demnach Moränenmaterial zu sein, das im gesamten Gebiet der Bunge-Oase abgelagert worden ist. Es weist nahezu die Elementzusammensetzung der mittleren Erdkruste (des mittleren Tonschiefers) auf. Eine Ausnahme bilden die hohen Mo-Werte aller Gesamtsedimentproben (Abb. 37, S. 67). Sie sind auf Molybdänit (MoS_2 , wichtigstes Mo-Erzmineral, MATTHES 1987) zurückzuführen. Er kommt in präkambrischen Pegmatit- und Granitgängen der Bunge-Oase vor (RAVICH et al. 1965), die WEBER (1987) in einer Arbeit über "nutzbare Rohstoffvorkommen" der Antarktis erwähnt. In der Siltfraction der Moränen lagen die Mo-Werte unter-

halb der Nachweisgrenze, woraus geschlossen werden kann, daß Molybdän nicht an die Siltfraktion gebunden ist. Im zeitlichen Verlauf zeigen die Sedimente keinen wesentlichen Unterschied in der Elementzusammensetzung. Die Quelle des Materials ist somit auch über die Zeit hinweg die gleiche geblieben.

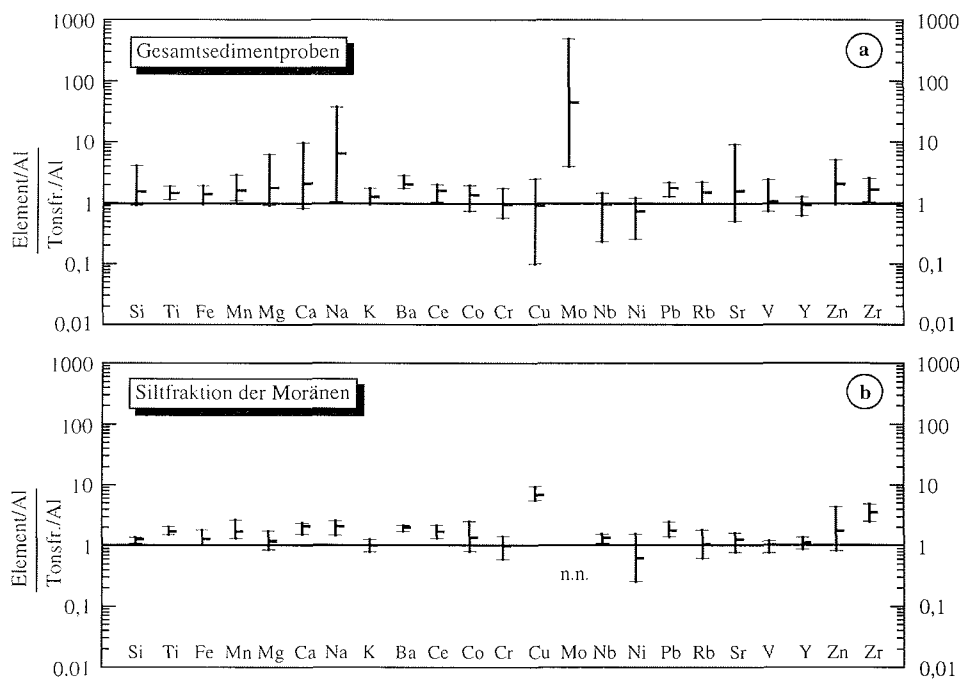


Abb. 37: Element/Aluminium-Verhältnisse zweier Probensätze normalisiert auf den mittleren Tonschiefer nach WEDEPOHL (1971, 1991). Die waagerechten Striche der jeweiligen Balken geben die Minima, Maxima und Mittelwerte an; n.n.: nicht nachweisbar.

Multielementkorrelationen der Moränenfazies mit Hilfe der Komponentenanalyse (Abb. 38, S. 68) führen zu folgendem Schluß: Die Probe von PG1183 wird am deutlichsten durch mafische Gesteine (Faktor 2 positiv) beeinflusst, so auch die Proben von PG1180, wenngleich weniger stark. Bei PG1182 kommt in gleichem Maße der Kalifeldspat-Faktor (1 positiv) hinzu. Die Proben der Kerne PG1161 und PG1164 sind durch kalifeldspatführende Gesteine (Faktor 1 positiv) geprägt, wobei PG1161 einen kleinen Einfluß von granitischen Gesteinen (Faktor 2 negativ) aufweist. Diese Unterschiede sind nicht eindeutig auf unterschiedliche geologische Verhältnisse zurückzuführen. So haben z. B. PG1161 und PG1180 trotz unterschiedlicher Multielementkorrelationen das gleiche geologische Umfeld (Abb. 4, S. 8). Die Differenzen können möglicherweise durch lokale Kontaminationen (Ganggesteine im Südwesten der Oase) erklärt werden. Aufgrund des vorliegenden Probenrasters ist es nicht möglich, Gruppen von Stationen so zusammenzufassen, daß sie unterschiedlichen Eisströmen zugeordnet werden können. Die untersuchten Proben deuten aber darauf hin, daß eine derartige Unterscheidung mit Hilfe eines erweiterten Probensatzes gelingen kann.

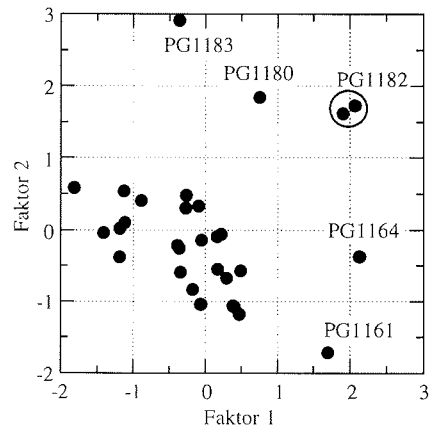


Abb. 38: Einfluß der mittels Komponentenanalyse ermittelten Faktoren auf die verschiedenen Proben.

Aus dem Südwesten der Bunger-Oase liegen von den Stationen PG1165 und PG1180 mit 24.100 und 14.300 ^{14}C -J.v.h. zwei spätweichselzeitliche Alter vor (Tab. 5 Anh.). Sie lassen sich auf drei verschiedene Arten erklären:

- 1) Die Sedimente der Psammit- und Pelitfazies liegen stratigraphisch dicht über der Moränenfazies. Es kann zu einer Vermischung von mittelweichselzeitlichem, aus den Moränen ausgewaschenem oder aus schwimmendem Eis ausgeschmolzenem Material mit autochthonem holozänen Material gekommen sein. Die unterschiedlichen Mischungsalter werden bei diesem Prozeß einerseits durch die Zeit der Sedimentbildung, andererseits durch das Mischungsverhältnis des autochthonen und allochthonen Kohlenstoffs beeinflusst. Der wahre Sedimentationszeitraum liegt bei dieser Erklärung im Holozän.
- 2) Beide Alter ließen sich auch durch Reservoireffekte erklären. Nimmt man einen durch Gletscherwasser gespeisten, ganzjährig eisbedeckten See an, so ist ein sehr hoher Reservoireffekt von bis zu 10.000 Jahren denkbar (vgl. Kap. 5.2.1). Der mögliche Reservoireffekt läßt sich nicht abschätzen. Unter der Annahme von jeweils einigen tausend Jahren, würden sich mit den darüber folgenden Datierungen jedoch in beiden Kernen Sedimentationsraten ergeben, die mit denen in besser datierten Kernen der Bunger-Oase vergleichbar sind.
- 3) Die beiden Datierungen können tatsächlich die erste autochthone postglaziale Biomasseproduktion in offenen, proglazialen Seen widerspiegeln. Sie stellen somit das Minimalalter einer eisfreien Fläche im Südwesten des Arbeitsgebietes dar (Abb. 39, S. 73). Diese Interpretation verdient besondere Beachtung, weil bis jetzt davon ausgegangen wird, daß die Bunger-Oase mindestens zwischen der Zeit des letzten glazialen Maximum vor ca. 18.000 Jahren (HUGHES et al. 1981) und der Enteisung an der Wende Pleistozän/Holozän vollständig unter dem Eis lag.

5.4 UMWELTGESCHICHTE AN DER PLEISTOZÄN/HOLOZÄN-GRENZE

Die großräumige Enteisung der Bunger-Oase, unabhängig davon, ob es im Südwesten schon eisfreie Gebiete gab oder nicht, liegt an der Wende Pleistozän/Holozän. Bewiesen wird das durch die überwiegende Anzahl eigener Datierungen (Tab. 5 Anh.) und die an unterschiedlichem Material gewonnenen ^{14}C -Alter anderer Forscher:

- organisches Material mariner und lakustriner Sedimente (BOLSHIYANOV & VERKULICH 1992; BOLSHIYANOV et al. 1991; MELLES et al. 1994),
- marine Makrofossilien aus Strandterrassen (VERKULICH 1991; COLHOUN & ADAMSON 1992b) und
- Magenöle (sog. Mumiyo) von Schneesturmvögeln (*Pagodroma nivea*) (BOLSHIYANOV & VERKULICH 1992; BOLSHIYANOV et al. 1991; VERKULICH & HILLER 1994). Diese Vogelart brütet an steilen Hängen, die sich in der Nähe des Eisrandes befinden. Zur Abwehr gegen Raubmöven speien die Schneesturmvögel ihnen die Magenöle entgegen. Die Ausscheidungen können auf den Felsen guano-artig akkumulieren und bis zu 14 cm Mächtigkeit erreichen (VERKULICH & HILLER 1994). Die unterste Lage einer derartigen Ablagerung kennzeichnet ein Minimalalter, an dem der Nistplatz eisfrei war.

Fast alle Alter liegen unter 11.000 ^{14}C -J.v.h. (ca. 13.000 kal. J.v.h.). Sie kennzeichnen damit das Minimalalter des Eisrückzuges. Dies deckt sich mit Ergebnissen aus anderen antarktischen Regionen, z. B. der antarktischen Halbinsel (INGÓLFSSON et al. 1992). In der Vestfold-Oase (78° E) waren nach ADAMSON & PICKARD (1986) vor ca. 8000 ^{14}C -J.v.h. (ca. 9000 kal. J.v.h.) 20 % der Oase eisfrei, so daß wahrscheinlich auch die Bildung dieser Oase in den gleichen Zeitraum fällt. GOODWIN (1993) sieht den Enteisungsbeginn der "Windmill"-Inseln (110° E) ebenfalls bei 8000 ^{14}C -J.v.h.

Die meisten der ältesten Datierungen aus der Bunger-Oase stammen aus dem westlichen bis zentralen Teil der "Southern Hills". Sie wurden sowohl an Material aus den Hügeln (Magenöle von Schneesturmvögeln) als auch aus den Sedimentationsbecken (marine und lakustrine Sedimente) bestimmt.

Aus dem Osten der "Southern Hills" liegen nicht so viele hohe Alter vor. Aber trotz einer Altersinversion ist der "8 m"-See (PG1164) möglicherweise der älteste Süßwassersee der "Southern Hills". Er zeigt mit 9500 kal. J.v.h. das größte Sedimentalter in den biogenen Sedimenten (Moose). Allerdings wurde in etwas tieferen Schichten der gleichen Fazies ein jüngeres Alter bestimmt (7700 kal. J.v.h.). Nicht auszuschließen ist eine ungenaue ^{14}C -Datierung aufgrund natürlicher Kontaminationen (Kap. 5.2.1), zumal der mit der Datierung bestimmte $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der jüngeren Probe unverhältnismäßig schwer ist (-10,3 ‰ V-PDB). Die Altersinversion könnte aber auch auf postsedimentäre Umlagerung hindeuten. Hierbei hätte sich älteres Material mit jüngerem vermischt. Dies hätte zur Folge, daß das wahre Alter noch höher läge. Infolgedessen läßt sich das höchste Alter zur Interpretation heranziehen. Das Einzugsgebiet des "8 m"-Sees ist sehr begrenzt und fällt steil zum See hin ab. Dadurch wirkt es für Niederschläge (Schnee) wie ein Trichter. Abzüglich eines Verdunstungsbetrages wird beim Abtauen die gesamte "gespeicherte" Feuchtigkeit dem See zugeführt. Während der Zeit der Beprobung des Sees kam es an einem Abend zu Schneefall, der am nächsten Morgen immer noch im geschützten Einzugsgebiet lag, während er von der umliegenden Gegend mit dem Wind weiter verdriftet worden war. Die 28 cm mächtigen Tonsedimente,

die zu Beginn der postglazialen Abfolge gefunden wurden, deuten auf relativ ruhige Sedimentationsbedingungen hin. Es ist nur sehr schwer abschätzbar, über welchen Zeitraum sich die Tonablagerungen erstrecken, sie beweisen aber eine über die ältesten datierten Schichten (9500 kal. J.v.h.) hinausgehende Zeit der subaquatischen Sedimentation und damit auch der Eisfreiheit.

In den Kernen PG1183 (7400 kal. J.v.h.) und PG1187 (5700 kal. J.v.h.) lagern ebenfalls noch postglaziale, terrigene Sedimente zwischen der Moränen- und der Algen/Moosfazies, so daß der Eisrückzug an diesen Stationen früher stattgefunden haben muß. Weitere hohe Alter aus diesem Gebiet wurden von VERKULICH & HILLER (1994) veröffentlicht. Zusätzlich ist nach ersten Untersuchungen, die am AARI zur Zeit durchgeführt werden, der 247 cm lange Kern PG1184 wahrscheinlich jahreszeitlich geschichtet. Die Warvendicken sind mit denen eines Sedimentkerns aus dem Dalekoe-See vergleichbar (S. VERKULICH pers. Mitteil.). Nach BOLSHIYANOV et al. (1991) wurden 3000 Warven in einem 50 cm langen Sedimentkern gezählt. Nimmt man eine mittlere Warvendicke von 0,2 mm für 236 cm Sediment im Kern PG1184 (abgezogen sind Turbiditlagen), so läge das Alter der untersten Schicht bei ca. 12.000 Jahren. Dies kann nur als vorläufige Abschätzung angesehen werden, da die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen sind. Durch eine Datierung an Schneesturmvogel-Magenölen in der Nähe der Station PG1184 (MELLES et al. im Druck) wird diese Vermutung jedoch stark unterstützt. In der Probe direkt am Eisrand wurde ein Alter von ca. 10.000 kal. J.v.h. bestimmt. Der Apfel-Gletscher hat nach ADAMSON & COLHOUN (1992) seine Ausdehnung nach Norden während des größten Teils des Holozäns nicht verändert. Basisalter von kontinuierlich sedimentierten biogenen Sedimentabfolgen (z. B. PG1183) und ^{14}C -Alter von anderen Bearbeitern (z. B. BOLSHIYANOV et al. 1989; COLHOUN & ADAMSON 1989; VERKULICH & HILLER 1994) bestätigen das. Alle Daten setzen ein eisfreies Gebiet voraus.

Im Gegensatz zu den "Southern Hills" sind aus dem Norden der Bunger-Oase nur wenige Alter bekannt. Der an der Basis der biogenen Fazies auf 6900 kal. J.v.h. datierte Sedimentkern PG1161 aus einem See der Geographen-Insel ist der mit Abstand nördlichste datierte Punkt der Bunger-Oase. Unterhalb der datierten biogenen Fazies vom Kern PG1161 wurden noch ca. 90 cm terrigene postglaziale Sedimente abgelagert. Die Enteisung fand dementsprechend früher statt. Die geographisch nächstgelegenen datierten Punkte (Muscheln) sind auf der Thomas-Insel zu finden (BOLSHIYANOV & VERKULICH 1992; COLHOUN & ADAMSON 1992a). Ihr höchstes Alter beträgt ca. 7700 ^{14}C -J.v.h. (8400 kal. J.v.h.) und wird von COLHOUN & ADAMSON (1992a) als Mindestalter der holozänen marinen Transgression angesehen.

Der Eisrückzug muß sich relativ schnell vollzogen haben, gleichgültig ob die Oase vom antarktischen Eisschild oder von Gletschern bedeckt war. Das kann einerseits daraus geschlossen werden, daß die höchsten Alter der Bunger-Oase sowohl auf den Hügeln als auch in den überfluteten Tälern bestimmt wurden. Andererseits hat die kurz nach dem Beginn der Enteisung entstandene eisfreie Fläche wahrscheinlich das ganze Gebiet der "Southern Hills" bis zum heutigen Eisrand eingenommen. Sie ist damit erheblich größer als bisher angenommen (z. B. COLHOUN & ADAMSON 1989; BOLSHIYANOV & VERKULICH 1992) und widerlegt die Vermutung von COLHOUN & ADAMSON (1989) über einen mehrere Quadratkilometer großen Eisrandsee im Bereich der westlichen Rybiy-Khvoost-Bucht (Kap. 5.5.2.3). Dieser soll durch einen Zwischenstop des nach Südwesten rückschreitenden antarktischen Eisschildes aufgestaut worden sein. Eine schnelle flächenmäßig große Enteisung kann in erster Linie

durch eine Meerestransgression erklärt werden. Abschmelzprozesse nehmen mehr Zeit in Anspruch. Darin stimmen die in diesem Gebiet forschenden Gruppen überein (z. B. BOLSHIYANOV et al. 1989; ADAMSON & COLHOUN 1992; MELLES et al. im Druck). Die Enteisung fällt mit der anderer antarktischer Küstengebiete in denselben Zeitraum und kann deshalb nur die Folge des Abschmelzens der Eismassen auf der Nordhemisphäre (HOLLINS 1962) und dem damit verbundenen großen Meeresspiegelanstieg im Holozän sein. Hinweise auf eine weitreichende Transgression liefern Funde von marinen, holozänen Diatomeen in den ältesten Pelit- und Psammitfazies einiger Seen der "Southern Hills" (Z. PUSHINA pers. Mitteil.). Die Transgression bewirkte ein Aufschwimmen der Gletscher und ein Rückschreiten der Grundlinie ("grounding line"), was zu verstärkten Kalbungsprozessen führte (INGÓLFSSON et al. 1992). Indizien für Kalbungsprozesse liefern die basalen postglazialen Sedimente z. B. an den Stationen PG1171, PG1180, PG1182 und PG1183. In einer feinkörnigen, terrigenen Matrix finden sich Kiese, die durch Eisberge transportiert worden sein können.

In den postglazialen Sedimenten der Bunger-Oase zeichnen sich Kiese durch deutlich erhöhte Feuchtraumdichten und massenspezifische Suszeptibilitäten aus. Kiesfunde in unterschiedlichen stratigraphischen Bereichen verschiedener Kerne sind prinzipiell durch den gleichen glaziologischen Vorgang erklärbar. An gletschernahen Stationen, wie PG1165, PG1174, PG1178 und PG1179 (Abb./S. 16/36, 24/43, 21/39, 28/47), sind sie eher aus driftenden Eisbergen als aus Eisschollen ausgeschmolzen. Bei Station PG1173 (Abb. 23, S. 41f) kann der einzelne Kies nur mit driftendem Seeeis über die Kernposition transportiert worden sein. Eisberge gelangen wahrscheinlich nicht in diesen Teil der Rybiy-Khvošt-Bucht, sie wurden auch während der Expedition 1993/94 im weiteren Umfeld nicht beobachtet. Driftende Eisberge sind bei Station PG1180 (Abb. 25, S. 44f) vollkommen ausgeschlossen, da der Einlaß der Izvilistaya-Bucht sehr geschützt liegt. Das Wasser am Eingang zur Bucht hat eine Tiefe von maximal 3 m. Im Gegensatz zur Station PG1173 liegt die Station PG1180 in einem erheblich kleineren Becken. Der erhöhte Kieseintrag ist durch den Transport über Eisschollen und größere Ufernähe erklärbar.

Die wenigen Daten aus dem zentralen Teil der Bunger-Oase zeigen, daß es auch hier schon im frühen Holozän eisfreie Gebiete gegeben hat, wenn auch ca. 1000 - 2000 Jahre später als in den "Southern Hills". Der Norden der Bunger-Oase ist nach den vorliegenden Datierungen aus den Sedimenten vom Kern PG1161 noch etwas später eisfrei geworden, wobei noch ca. 90 cm Sediment zwischen der Moränenfazies und der stratigraphisch untersten Datierung folgen, die auch eine gewisse Zeitspanne beinhalten. Möglicherweise wurde die Geographen-Insel zur gleichen Zeit eisfrei wie die Thomas-Insel. Aufgrund des geringen Probenrasters sind genauere Aussagen nicht möglich. Es scheint jedoch, daß die Enteisung der Oase von Süden nach Norden vorangeschritten ist und in zwei Hauptphasen ablief. In der ersten Phase wurden die südlichen Bereiche enteist und in einer weiteren die zentralen und nördlichen Teile der Oase. Das Vorhandensein der ersten Landflächen im Süden war möglicherweise mitverantwortlich für die frühere (schnellere) Enteisung in diesem Gebiet. Wenn eine Landfläche erst einmal enteist ist, wird sie sich unter Sonneneinstrahlung stark erwärmen. Der Grund hierfür ist die geringere Lichtreflexion der dunklen Gesteine, im Gegensatz zum Eis. Dieser Effekt kann bei ausreichend großer Fläche zu einer Erwärmung des Mikroklimas führen und den Enteisungsprozeß verstärken. Es ist somit ein Schmelzwassereinfluß angezeigt, der an einigen Stationen mit den RFA- und Röntgendiffraktometer-Daten belegt werden kann.

Eine Erhöhung der Mg/Al-, Na/Al- und Ca/Al-Verhältnisse in der Sapropelfazies von PG1173 und PG1180 ist eindeutig auf die Ablagerung im marinen Milieu zurückzuführen. In den Proben dieser Fazies wurde röntgendiffraktometrisch Halit nachgewiesen (Tab. 1, Abb. 42, S. 77). Die Na/Al-Verhältnisse in der Algenfazies von PG1180 sind deutlich geringer. Die niedrigsten Verhältnisse wurden für die terrigene Fazies bestimmt. In Übereinstimmung dazu, kann Halit röntgendiffraktometrisch in der Algenfazies und den terrigenen Fazies nicht nachgewiesen werden. Bei Kern PG1180 zeigt sich, daß Halit ab einer gewissen Einbettungstiefe im Sediment nicht mehr rückgelöst wird. Zwischen der in vollmarinem Milieu abgelagerten Probe (456 cm Sedimenttiefe) und den unter Süßwasser (evtl. Brackwasser) abgelagerten Schichten (103 cm Tiefe: > 80 % Süßwasserdiatomeen, Z. PUSHINA pers. Mitteil.; $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopensprung, Abb. 25, S. 44f) liegen 350 cm Sediment. Im Kern PG1180 ist in der Probe der Pelitfazies 53 cm unterhalb der Sapropelfazies das Na/Al-Verhältnis gering. Das deutet darauf hin, daß kein Transport von Na-reichem Porenwasser mit anschließender Halitfällung aus der Sapropelfazies erfolgte. Nimmt man die vorhandenen RFA- und Röntgendiffraktometer-Ergebnisse bzgl. der Na/Al- und der Halit-Werte als Indiz für die zu einer bestimmten Zeit vorherrschende Salinität eines Wasserkörpers, so können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden:

- In allen untersuchten, die Moränen direkt überlagernden Pelitfazies sind die Na/Al-Verhältnisse ebenso gering wie in den Moränen. Das läßt darauf schließen, daß die ersten postglazialen Wasserkörper der später eindeutig marin geprägten Stationen PG1173 und PG1180, genauso wie die Stationen PG1161, PG1182 und PG1185, stark von Schmelzwasser beeinflusst wurden. Berücksichtigt man bei PG1180 zusätzlich die Topographie der Umgebung und Funde von Süßwassermoosen in der Pelitfazies, so kann man sogar von einem reinen Schmelzwassersee ausgehen.
- An der Station PG1161 sind die Na/Al-Verhältnisse in den verschiedenen Fazies die niedrigsten des gesamten Probensatzes und liegen im Bereich der terrigenen Fazies von PG1173 und PG1180. Dies weist darauf hin, daß der "17 m"-See während des gesamten Holozäns aus Süßwasser bestanden hat.

An den Stationen PG1173 und PG1180 werden die Moränensedimente noch von 30 cm bzw. 52 cm laminierten Sedimenten der Pelit- und Psammitfazies überlagert. Das AARI in St. Petersburg untersucht zur Zeit, ob die Laminae Warven sind. Damit bestünde die Möglichkeit, den Beginn des Eisrückzuges in Verbindung mit den ^{14}C -datierten Sapropelen exakter zu bestimmen.

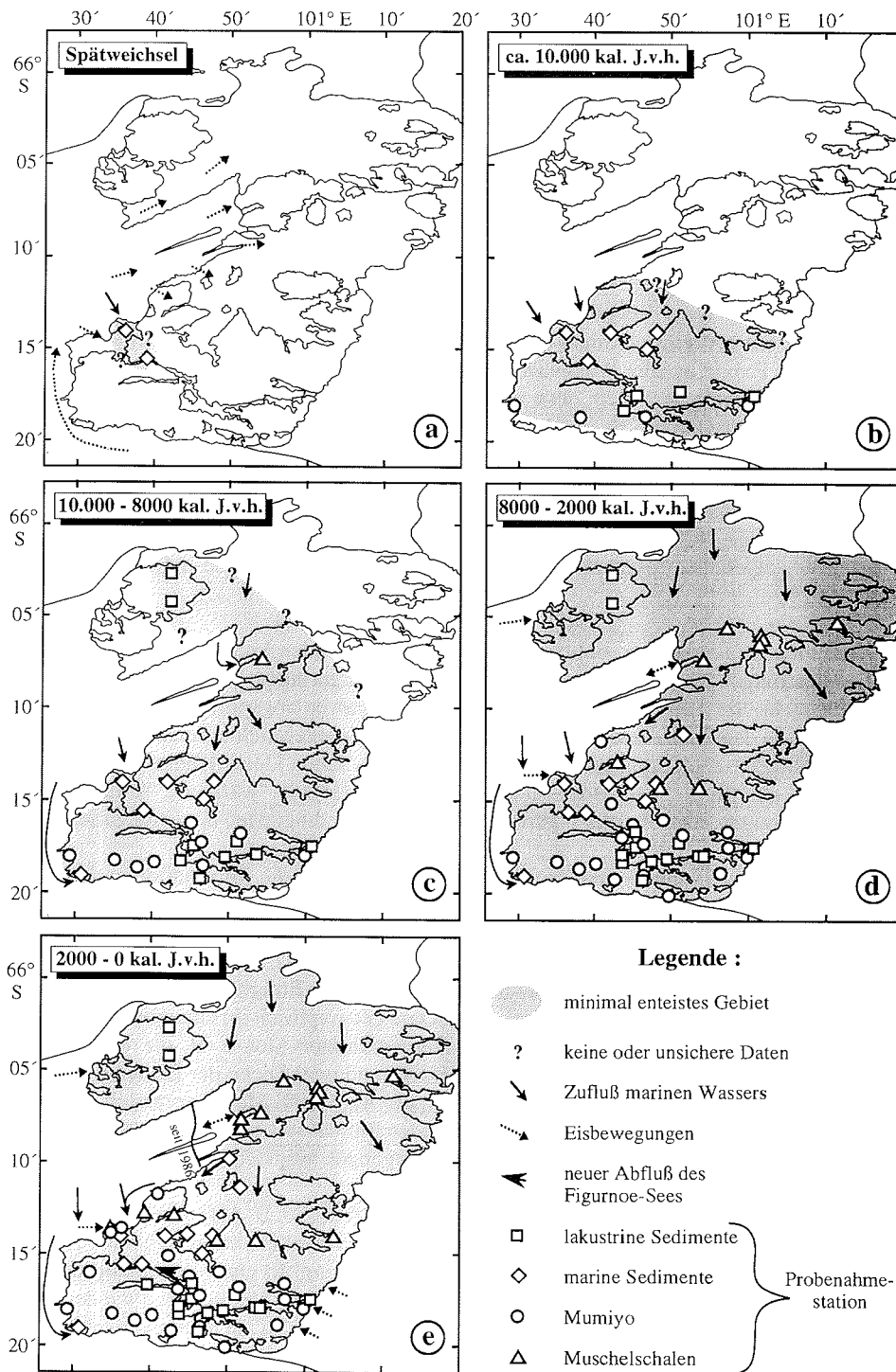


Abb. 39: Minimale eisfreie Flächen in der Bunger-Oase seit dem Spätweichsel; Grundlage sind die ¹⁴C-Datierungen und die Lithologien der Sedimente; Quellen anderer ¹⁴C-Daten: BOLSHIYANOV et al. 1989, 1991; ADAMSON & COLHOUN 1992; VERKULICH & HILLER 1994; MELLES et al. 1994, im Druck; von diesen wurde, wenn erforderlich, ein Reservoireffekt von 1300 Jahren abgezogen.

5.5 KLIMA- UND UMWELTGESCHICHTE IM HOLOZÄN

5.5.1 Holozäne Klimageschichte der Bunger-Oase

5.5.1.1 Sedimente der Bunger-Oase als Klimaarchive

Klimaveränderungen der Vergangenheit sind in Sedimenten nicht direkt, sondern nur indirekt meßbar. Sie wirken sich direkt auf die Primärproduktion in Seen und marinen Becken aus. Über den Export aus der Wassersäule (Exportproduktion) werden diese Veränderungen in das Sediment weitergegeben, denn die Exportproduktion steht, wenn auch nicht linear (EPPLEY & PETERSON 1979), in Beziehung zur Primärproduktion (WEFER & BERGER 1989). Im günstigsten Fall tritt im Sediment keine weitere oder eine gleichbleibende Veränderung (was überprüft werden muß) auf. Herrschen z. B. im Sediment und in den bodennahen Wasserschichten über lange Zeiträume anoxische Bedingungen vor, bleiben die Klimainformationen erhalten. Sie können dann über sogenannte Stellvertreterdaten (Proxies) wie z. B. C_{org} -Gehalte, N-Gehalte, $\delta^{13}C$ -Werte und C/N-Verhältnisse indirekt abgeleitet werden.

Im Vergleich zu gemäßigten Breiten, werden die postglazialen klimatisch bedingten Umweltveränderungen in der Bunger-Oase durch wesentlich geringere Temperaturschwankungen verursacht. Sie werden von den antarktischen Eismassen abgepuffert und sind deshalb nicht immer in den Sedimenten überliefert. Andererseits wirken sich in sensiblen Ökosystemen, wie antarktischen Süßwasser- und Epischelf-Seen, schon kleine Klimaschwankungen oft deutlich aus. In den folgenden Kapiteln sind Begriffe wie "wärmer", "kälter", "günstiger" oder "ungünstiger" immer relativ zu den heutigen Bedingungen der Oase zu sehen.

Für die regionale Klimarekonstruktion der Bunger-Oase, darf die Information in den Sedimenten bzw. die Primärproduktion in der Wassersäule nicht durch lokale Effekte überprägt werden. Die gravierendsten Störfaktoren können die Nähe der Probenahmestation zum Inlandeis (Gletscher/Eisschild) und die Länge der Kontaktlinie Eis/Wasser sein. Nach DORAN et al. (1996) wird die Eisbedeckung der Wasserkörper in der Bunger-Oase eher durch diese Umstände als durch das Klima gesteuert, da die Oase geographisch im Grenzbereich für eine derartige Klimakontrolle liegt. Vergrößert oder verkleinert sich z. B. die Kontaktlinie Eis/Wasser, würde dies eine unterschiedliche Dauer und/oder Dicke der Eisbedeckung zur Folge haben, was wiederum das Lichtangebot für die Algen und Moose verändert. Schwankungen der Biomasseproduktion in den betreffenden Süßwasser- und Epischelf-Seen könnten demnach auch durch klimaunabhängige Eisbewegungen ausgelöst werden.

Die 1240 cm mächtige postglaziale Sedimentabfolge (Abb. 23, S. 41f) von PG1173 ist bis dato einmalig für vergleichbare antarktische Gebiete und verspricht mit weniger als 100 Jahren eine außergewöhnlich gute mittlere zeitliche Auflösung. In einer Sedimentprobe von 2 cm Mächtigkeit wird über ca. 20 Jahre gemittelt. Dieser Kern könnte somit die detailliertesten Klimaaufzeichnungen der Bunger-Oase liefern, falls das Signal nicht durch andere Effekte verfälscht oder überlagert worden ist. Eine ähnlich hohe zeitliche Auflösung wird auch bei PG1180 erreicht, aber die absolute zeitliche Einordnung ist aufgrund der wechselnden

Hydrologie und der damit verbundenen großen Unsicherheit bei der Abschätzung des Reservoireffektes nur bedingt möglich (Kap 5.2.1).

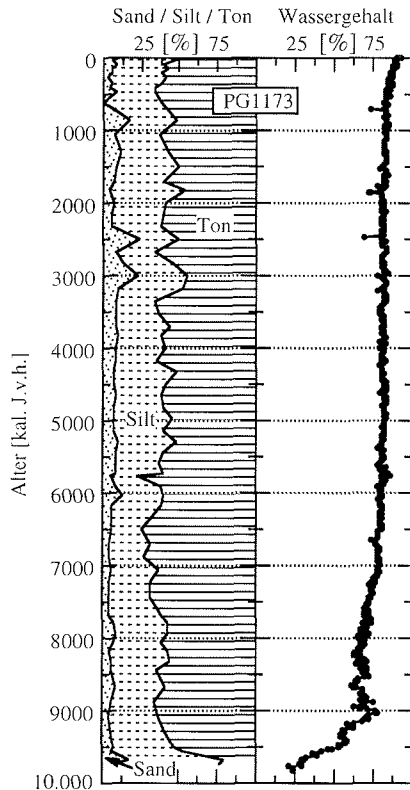


Abb. 40: Korngrößenverteilung und Wassergehaltszunahme mit der Tiefe.

Die Station PG1173 liegt heute weit vom Eis entfernt in der südlichen Rybiy-Khvoist-Bucht (Abb./S. 3/6, 5/11). Es liegen wichtige Hinweise dafür vor, daß dieser Abstand vom Eis nahezu für das gesamte Holozän gilt und keine Überprägung des regionalen Klimasignals erfolgt ist: Innerhalb der Sapropelfazies, deren Ablagerung vor 9500 kal. J.v.h. einsetzte, tritt eine durchgehend feine Korngrößenverteilung auf und der Wassergehalt zeigt zum Liegenden eine graduelle Abnahme (Abb. 40). Die Korngrößenverteilung ist ein sensibler Anzeiger für Veränderungen der Strömungsverhältnisse oder Liefergebiete durch Gletscherbewegungen. Bleiben sie wie bei PG1173 weitgehend konstant, kann von stabilen Bedingungen über den betrachteten Zeitraum ausgegangen werden. Der graduell abnehmende Wassergehalt spiegelt nur die Kompaktion mit der Tiefe wider und zeigt keine Anzeichen eines höheren terrigenen Eintrages, was durch relativ unveränderte mittlere spezifische Gewichte untermauert wird. Zusätzlich zeigen andere in dieser Arbeit datierte Sedimente und die Arbeiten von z. B. VERKULICH & HILLER (1994) und MELLES et al. (im Druck), daß das weitere Umfeld der Station schon im frühen Holozän weitestgehend eisfrei war. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in der Rybiy-Khvoist-Bucht (PG1170) bekräftigen diese These. Sie schwanken seit dieser Zeit relativ einheitlich um ca. 4 ‰ V-PDB. Stärkere Schmelzwassereinträge von Gletschern würden die Verhältnisse klar zu leichteren Werten hin verschieben (H. OBERHÄNSLI pers. Mitteil.). MARIENFELD (1991) schließt bei relativ einheitlichen Werten eines Kerns aus dem Scoresby-Sund/Ostgrönland einen nennenswerten Zustrom von Gletscherschmelzwasser ebenfalls aus.

Andererseits muß nicht nur bei PG1173 überprüft werden, ob die Schwankungen eines der untersuchten Parameter nur der Ausdruck von Verdünnungen mit anderen Sedimentkomponenten oder von drastischen Veränderungen der Sedimentationsrate sind. Nach MÜLLER & SUESS (1979) ist der Anteil der Primärproduktion, der im Sediment überliefert wird, an die Sedimentationsrate gekoppelt und verdoppelt sich bei einer Verzehnfachung der Sedimentationsrate. Das muß z. B. bei der Interpretation der Gehalte an organischem Kohlenstoff berücksichtigt werden. Mit der Berechnung der Teilakkumulationsraten (Kap. 3.5.3, Kap. 4.11) lassen sich etwaige Verdünnungseffekte herausrechnen. Der "Müller & Suess"-Effekt spielt in den untersuchten Sedimenten ebenfalls keine Rolle. Die Sedimentationsrate in den Kernen der Bunge-Oase ändert sich nicht derart dramatisch innerhalb eines Kerns.

Außerdem sind die C_{org} -Gehalte bei stärkeren Veränderungen der Sedimentationsraten um mehr als den Faktor 2 erhöht, so daß derartige Zunahmen bei gleichem spezifischem Gewicht und gleicher Porosität in direkte Beziehung zur Paläoproduktivität gebracht werden können (MÜLLER & SUESS 1979). Somit lassen sich nicht nur bei PG1173 Parameterschwankungen in Beziehung zu umwelt- und klimabedingten Veränderungen bringen.

Die These, daß die anoxischen Bedingungen, die zur Ablagerung einer 1211 cm mächtigen Sapropelfazies in PG1173 geführt haben (Abb. 23, S. 41f), über das gesamte Holozän existent waren, wird durch einen Vergleich mit Untersuchungen von McMINN (1995) untermauert. McMINN (1995) untersuchte jeweils die Erhaltungsfähigkeit von Diatomeen in Sedimenten eines oxischen und anoxischen Beckens des Ellis Fjords/Vestfold-Oase (68° S, 78° E) und stellte fest, daß die zerbrechlichen, leicht silifizierten Arten, insbesondere *Chaetoceros* spp., in den Sedimenten des oxischen Beckens fast nicht vorkommen (1 - 3 %), aber im anoxischen Teil im Mittel 30 % (12 - 51 %) der Gesamttaxa ausmachen. Dies führt er auf die Abwesenheit der Bodenfauna und einen in die Nähe des Neutralwertes erniedrigten pH-Wert von 7,3 im Wasser (normales Meerwasser: 7,9 - 8,5) des anoxischen Beckens zurück. Diatomeenuntersuchungen von Z. PUSHINA (unpubl.) an Sedimenten der Station PG1173 zeigen, daß *Chaetoceros* sp. im Mittel 79 % der Diatomeenpopulation in den Sedimenten ausmacht. Messungen des pH-Wertes an der Station PG1173, die sofort nach der Kernentnahme im Wasser direkt über der Sedimentoberfläche durchgeführt wurden, ergaben 7,4. Im Sediment schwanken die ebenfalls direkt nach der Kernentnahme gemessenen pH-Werte in 820 - 0 cm Tiefe nur unwesentlich zwischen 7,5 und 7,3. Die pH-Werte und der sehr hohe Anteil von *Chaetoceros* sp. in den Sedimenten der Station PG1173 belegen, daß die anoxischen Bedingungen in diesem Becken der Bunge-Oase über lange Zeiträume stabil waren. *Chaetoceros* spp. steht außerdem für Algenblüten bei offenem Wasser (McMINN 1995). Das belegt, daß zumindest ein Teil der Rybiy-Khvost-Bucht über den gesamten betrachteten Zeitraum von 9500 Jahren im Sommer eisfrei gewesen ist. Dies ist ein weiteres Indiz für das Fehlen jeglicher Gletscherbeeinflussung, denn alle heutzutage in direkter Gletschernähe gelegenen Seen sind ganzjährig eisbedeckt.

Die geochemischen Analysen liefern einen weiteren Hinweis auf die Permanenz der anoxischen Bedingungen. Neben anderen erhöhten Elementverhältnissen treten in der Sapropelfazies der Stationen PG1173 und PG1180 bis zu 483fache Anreicherungen von Molybdän auf (Abb./S. 37/67, 41/77). Sie gehen damit noch weit über die durch Molybdänit erhöhten Werte der Moränen- und Pelitfazies hinaus. CALVERT (1983) publizierte vergleichbare Werte für einen pleistozänen Sapropel des Mittelmeeres (Abb. 41, S. 77). Es besteht eine starke Beziehung zwischen der Mo-Anreicherung und den anoxischen Verhältnissen. $Mo^{(VI)}$ wird nach EMERSON & HUESTED (1991) unter anoxischen Bedingungen zu $Mo^{(V)}$ reduziert und als Sulfid gefällt. Für die Station PG1173 sind diese Daten ein weiterer Hinweis auf die lang anhaltende, stabile Lage der Redox-Diskontinuität über oder unmittelbar unter der Sediment/Wasser-Grenzschicht.

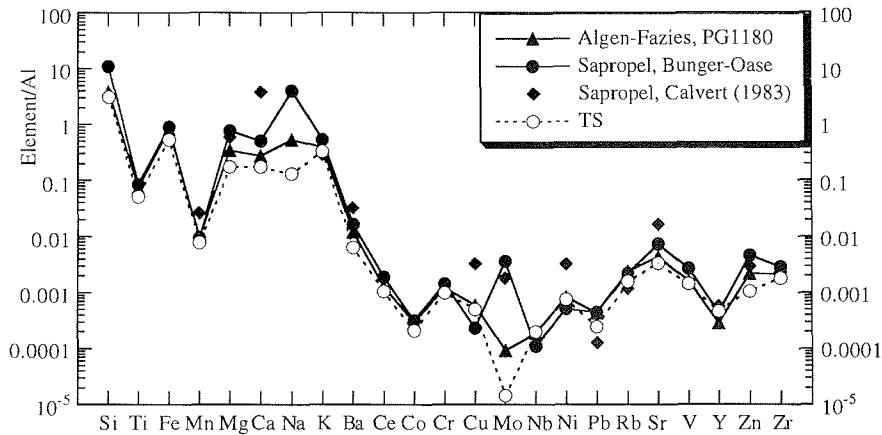


Abb. 41: Verteilungsmuster der Element/Al-Verhältnisse aus den RFA-Daten der Gesamtsedimentanalysen. Sapropel, Bunge-Oase: Mittelwert der 4 Proben aus PG1173 und PG1180, TS: mittlerer Tonschiefer (WEDEPOHL 1971, 1991).

Im Vergleich zu den Sapropelproben ist die oberflächennahe Probe vom Kern PG1180 zu sehen (Abb. 41). Sie stammt aus der unter oxischen Bedingungen abgelagerten Algenfazies und zeigt nur die durch Lagerstätten erhöhten Werte der Bunge-Oase. Zink, das meist eine deutliche Affinität zur organischen Substanz zeigt, ist in den Sapropelen der Bunge-Oase in gleichem Maße erhöht wie in dem von CALVERT (1983) untersuchten Sapropel (Abb. 41). Obwohl der Hauptanteil des Siliziums durch den terrigenen Sedimentanteil bestimmt wird, spiegelt die relative Erhöhung des Si/Al-Verhältnisses wahrscheinlich den Einfluß biogenen Opals von Diatomeen auf die Sedimentzusammensetzung wider. Der terrigene Si-Eintrag war keinen größeren Schwankungen unterworfen, da sich auch der gesamte terrigene Sedimenteintrag nicht signifikant verändert hat. Er wird deshalb als weitgehend konstant angenommen.

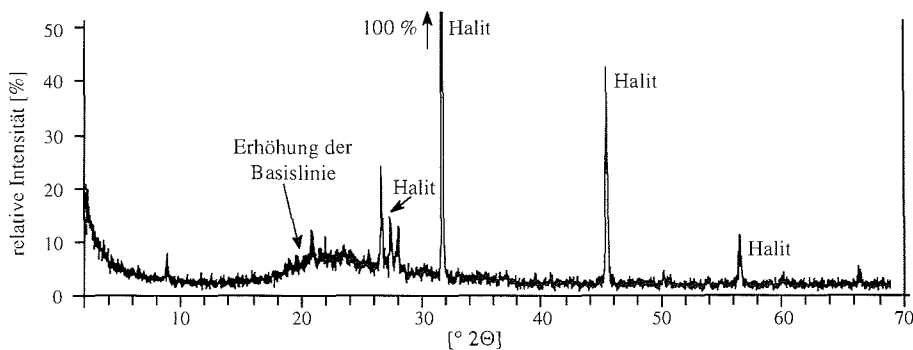


Abb. 42: Röntgendiffraktogramm einer Gesamtsedimentprobe (PG1173, 771 cm Sedimenttiefe).

Für die Si-Erhöhung durch biogenen Opal spricht, daß röntgendiffraktometrisch im Gesamtsediment der Sapropelfazies von PG1173 und PG1180 zwischen ca. 16 - 30 °2 θ die typische Erhöhung der Basislinie durch amorphe SiO₂-Substanzen sichtbar ist (Abb. 42, S. 77). Diese Vermutung wird durch die Feststellung unterstützt, daß die Erhaltungsfähigkeit von leicht silifizierten und zartgliedrigen Diatomeen in anoxischen Becken erhöht ist (MCMINN 1995). Analog dazu ist im oxischen Milieu der Algenfazies von PG1180 weder röntgendiffraktometrisch Opal zu erkennen, noch sind die Si/Al-Verhältnisse erhöht.

Aufgrund all dieser Ergebnisse läßt sich zusammen mit den Daten aus den Korngrößenuntersuchungen und den sedimentphysikalischen Parametern zweierlei sicher feststellen: Zum einen ist der Sedimentkern PG1173 von lokalen Effekten, wie sich verändernden Schmelzwasserströmen oder nicht klimatisch bedingter Eisbedeckung unbeeinflusst geblieben. Zum anderen ist eine Veränderung der organischen Substanz und damit auch der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Sedimenten von PG1173 und PG1180 durch benthische Organismen aus all diesen Gründen vernachlässigbar. Mögliche Veränderungen durch Abbau- und Zersetzungsprozesse können als überwiegend konstant angenommen werden. Auf Grund dessen werden die untersuchten Parameter von C_{org}, N, S und $\delta^{13}\text{C}$ und C/N-Verhältnissen sowie die Teilakkumulationsraten als Stellvertreterdaten der Primärproduktion und damit der Sommertemperaturen in der Bunger-Oase interpretiert.

5.5.1.2 Klimageschichte der Bunger-Oase

Aufgrund der seit 9500 Jahren stabilen Sapropelsedimentation und der sehr guten zeitlichen Auflösung der Stellvertreterdaten wird der Sedimentkern PG1173 aus der Rybiy-Khvošt-Bucht als Grundlage der zu besprechenden Klimavariationen der Bunger-Oase genutzt (Abb. 43, S. 84). Klimarelevante Informationen anderer Kerne ergänzen das Bild. Wie die Datierungen von diesem und anderen Kernen (PG1164, PG1170, PG1172; Tab. 5 Anh.) zeigen, beginnt die holozäne, deutlich von Biomasseproduktion geprägte Geschichte der Bunger-Oase vor 9500 kal. J.v.h.

Das Einsetzen der Biomasseproduktion folgte in allen untersuchten Sedimenten, ausgedrückt durch den Anstieg der C_{org}-, N- und S-Gehalte (z. B. Abb./S. 15/35, 22/40, 23/41f, 29/48f), nicht sofort auf die Moränenfazies. Ein großes Hemmnis für den Beginn der Biomasseproduktion waren sicherlich schlechte Lichtverhältnisse (Wassertrübung/längere Eisbedeckung) und/oder zu hohe Sedimentationsraten. Mit den rückschreitenden Gletschern wurde viel Feinmaterial frei, das mit dem abschmelzenden Gletschereis in die Seen bzw. marinen Becken gespült wurde. Dieser Prozeß mußte sich erst abschwächen, um Phytoplankton-, Algen- oder Mooswachstum zuzulassen. Wie wichtig der Faktor Licht in den Seen sein kann, zeigt die Tatsache, daß unter allen Sedimentkernen des Figurnoe-Sees die mächtigsten biogenen Sedimente im flachsten Teilbecken akkumuliert wurden (Kern PG1183). Letztendlich kann eine deutliche Steigerung der Biomasseproduktion nur durch verbesserte Lebensbedingungen ausgelöst werden. Hierfür sind neben den verbesserten Lichtverhältnissen auch Faktoren, wie erhöhte Temperaturen und höherer Nährstoffeintrag verantwortlich. Ist der Schwellenwert erreicht, setzt die Biomasseproduktion zum Teil vehement ein, wie das z. B. auch in den Voralpenseen im Übergang Spätglazial/Holozän der Fall ist (J. SCHNEIDER pers. Mittel.). Ein Beispiel dafür ist das Anwachsen der C_{org}-Akkumulationsrate bei PG1173 von unter 0,25 mg cm⁻² a⁻¹ in der Pelitfazies auf Werte um 0,75 mg cm⁻² a⁻¹ in den ältesten Schichten der Sapropelfazies, die dann über ca. 900 Jahre nahezu konstant bleiben (vgl. Kap. 5.5.1.1). Um 8400 kal. J.v.h. kam es zu einer sprunghaften

Verdopplung der C_{org} -Akkumulationsrate, die bis 7600 kal. J.v.h. anhielt (Abb. 43, S. 84). In diesem Zeitraum zeigen auch die Gesamt-, Karbonat-, S- und N-Akkumulationsraten einen entsprechenden Anstieg. Bei ausgeprägten Klimaverbesserungen verändert sich in der Regel mit steigender Biomasseproduktion das Artenspektrum der Produzenten (FISCHER 1989) und damit das $\delta^{13}C$ -Signal (BÖTTGER et al. 1993) sowie das C/N-Verhältnis (WEYKAM 1996). An Station PG1173 verändern sich die C/N- und die Kohlenstoffisotopenverhältnisse in diesem Zeitraum kaum. Das läßt den Schluß zu, daß es sich hierbei einerseits um einen Produktivitätspeak handelt, der verbesserte Umweltbedingungen und damit günstigeres Klima anzeigt. Andererseits waren die Verbesserungen nicht so ausgeprägt, daß sich andere Arten etablieren konnten.

Diese erste Klimaverbesserung, dokumentiert an Station PG1173, wird auch durch Akkumulationsraten von PG1170 und PG1172 der Rybiy-Khvost-Bucht deutlich (Abb./S. 44/85, 45/86). Allerdings ist sie mit Altern zwischen 7100 und 8000 kal. J.v.h. etwas jünger. Zum einen könnte diese Verschiebung an Fehlern bei der Abschätzung des Reservoireffektes liegen, zum anderen an dem Umstand, daß für die letztgenannten Kerne zu dieser Zeit überhaupt erst der erste Produktivitätspeak auftritt. Die Peaks von PG1170 und PG1172 liegen dem von PG1173 zeitlich so nahe, daß sie dem gleichen Zeitintervall zugeordnet werden. Möglicherweise korrelieren der C_{org} -, Karbonat-, S- und N-Peak in 123 cm Tiefe im undatierten Kern PG1174 (Abb. 24, S. 43) mit dieser Klimaverbesserung. Das Auftreten der ersten biogenen Sedimente in der östlichen Izvilistaja-Bucht an Station PG1180 ist nicht mit gleicher Sicherheit kalibrierbar (vgl. 5.2.2) wie die Sedimente der Rybiy-Khvost-Bucht, es fällt aber in denselben Zeitraum.

In den Süßwasserseen korrespondiert der Beginn der Biomasseproduktion ebenfalls mit der ersten hohen Produktivitätsphase in der Rybiy-Khvost-Bucht. Mit Ausnahme von PG1164 beginnt sie etwa um 7400 kal. J.v.h. (PG1183; Abb. 44, S. 85), spätestens 6400 kal. J.v.h. (PG1182). Zeitlich dazwischen liegen die Stationen PG1161 (6900 kal. J.v.h.) und PG1181 (6600 kal. J.v.h.). Die älteste Datierung von PG1187 (5700 kal. J.v.h.) paßt gleichfalls in dieses Bild. Zwar wurde hier die Basis der biogenen Sedimente nicht gekernt, aber in den untersten 8 cm der laminierten Algenfazies ist ein merklicher terrigener Anteil genauso nachweisbar wie im laminierten Kern PG1181, so daß die beiden Fazies möglicherweise auch zeitlich vergleichbar sind.

Aufgrund dieser Hinweise ist zu vermuten, daß die Biomasseproduktion in vielen Seen ca. 1000 - 3000 Jahre später begann als in den marinen Becken und den wenigen morphologisch begünstigten Seen, wie z. B. PG1164 und dem indirekt nachgewiesenen See im Einzugsgebiet der marinen Station PG1172. Wirkt das Einzugsgebiet nicht wie ein Auffangbecken für die Schmelzwässer oder ist der Sedimenteintrag zu groß, dauert es entsprechend länger, ein stabiles Biotop zu schaffen, das besiedelt werden kann. Das erste Einsetzen der Biomasseproduktion täuscht deshalb in den genannten Seen darüber hinweg, daß die regionalen Bedingungen der Oase wieder schlechter wurden, was durch Kern PG1173 dokumentiert ist (Abb. 43, S. 84).

In der Rybiy-Khvost-Bucht (PG1173) kam es nach 7600 kal. J.v.h. wieder zu einer Verminderung der Produktivität und damit auch der Sedimentakkumulation (Abb. 43, S. 84). Produktivitätsraten auf dem gleichen bzw. einem leicht niedrigeren Niveau als von 9500 - 8400 kal. J.v.h. stabilisierten sich für die Zeit von 7000 - 4500/3800 kal. J.v.h. Von 4500 - 3800 kal. J.v.h. sind die Werte zwar noch auf einem vergleichbaren, aber schon ansteigen-

den Niveau. Niedrige Gesamtakkumulationsraten und C_{org} -Akkumulationsraten von 7000 - 4000 kal. J.v.h. treten auch im marinen Kern PG1170 und im Süßwasserkern PG1164 auf (Abb./S. 44/85, 45/86). An der Station PG1172 aus dem westlichen Arm der Rybiy-Khvoist-Bucht ist diese Phase in der Gesamtakkumulation nicht so deutlich ausgeprägt. Die C_{org} -Akkumulationsraten fallen an Station PG1172 zwischen 7400 kal. J.v.h. über zwei Peaks bei 6400 und 5500 kal. J.v.h. zu gleichmäßig niedrigen Raten von 5200 - 3300 kal. J.v.h. ab (Abb. 44, S. 85). Von Station PG1183 konnten keine Akkumulationsraten berechnet werden, aber von 5600 - 4200 kal. J.v.h. sind die C_{org} -Gehalte deutlich erniedrigt (Abb. 44, S. 85), was sehr wahrscheinlich Ausdruck geringerer Produktivität ist, da der "Müller & Suess"-Effekt aufgrund der gleichbleibenden Sedimentationsraten hier auszuschließen ist.

Es scheint offensichtlich, daß sich im Zeitraum von ca. 7000 - 4500 J.v.h. das regionale Klima der Bunger-Oase deutlich verschlechtert hat, denn Zeugen dafür treten in vielen Kernen auf (Abb. 45, S. 86). In den Beginn der regionalen Klimaverschlechterung fällt ein kleinerer Vorstoß des Edisto-Gletschers, der die Alte-Edisto-Moräne hinterlassen hat. Anhand darin enthaltener Muscheln wurde der Vorstoß auf > 6200 ^{14}C -Jahre (ca. 7100 kal. J.v.h.) datiert (ADAMSON & COLHOUN 1992). Zwei unterschiedliche Gründe könnten die Gletscherbewegung ausgelöst haben. Zum einen können die Abschmelzraten des Gletschers aufgrund des kälteren Klimas geringer gewesen sein, wodurch die Eismassenbilanz positiv geworden sein könnte. Der Gletscher könnte sich infolgedessen vorwärts bewegt haben. Zum anderen war das Gebiet der Oase im Pleistozän mit Eis zwischen 155 m und 400 m Mächtigkeit bedeckt (ADAMSON & COLHOUN 1992). Nach dem großflächigen Abschmelzen an der Wende Pleistozän/Holozän beginnt die isostatische Ausgleichsbewegung. Das Land hebt sich relativ zum Meeresspiegel (LYSÅ & LANDVIK 1994). Es kommt zu einer regionalen Regression. ADAMSON & COLHOUN (1992) ermittelten aus heute 8,5 m über dem Meeresspiegel gelegenen Strandterrassen eine Hebungsrate von ca. 1,4 m pro 1000 Jahre in den letzten 6000 Jahren. Durch das relative Absinken des Meeresspiegels könnte sich die Auflagefläche des Gletschers erhöht haben, was die Kalbungsprozesse beeinträchtigt hat und damit den Edisto-Gletscher voranschreiten ließ. Passend dazu sieht BURROWS (1979) z. B. von 6000 - 3000 ^{14}C -J.v.h. (ca. 6800 - 3200 kal. J.v.h.) die Hauptereignisse glazialer Aktivität in den McMurdo-Trockentälern.

In anderen antarktischen Gebieten werden Gletschervorstöße mit dem holozänen Klimaoptimum in Verbindung gebracht (RABASSA 1987; DOMACK et al. 1991; INGÓLFSSON et al. 1992). In der Bunger-Oase fällt dagegen ein Gletschervorstoß mit einer regionalen Klimaverschlechterung zusammen, die in der klimatisch wärmsten Zeit des Holozäns liegt. CIAIS et al. (1992) schlagen jedoch vor, die Globalisierung des klimatischen Optimums mit Vorsicht zu betrachten und mehr auf Europa und Nordamerika zu beziehen. Bei Untersuchungen in den hohen Breiten beider Hemisphären, wie auch in der Bunger-Oase, kann es oft nicht bestätigt werden.

Ab 4500 kal. J.v.h., evtl. schon früher, steigt die Biomasseproduktion und damit die Akkumulation des organischen Kohlenstoffs in den Sedimenten von PG1173 stetig an (Abb./S. 23/41f, 43/84). Sie erreicht um 3800 kal. J.v.h. den Höchstwert der klimaungünstigen Zeiten in der Bunger-Oase. Von diesem Zeitpunkt an steigen auch die N-Akkumulationsraten. Um 2000 kal. J.v.h. erreichen die C_{org} -Akkumulationsraten wieder das Niveau der ersten klimatisch günstigen Phase zwischen 8400 und 7600 kal. J.v.h. Zusätzlich treten bei PG1173 ab ca. 5000 kal. J.v.h. Veränderungen der $\delta^{13}C$ -Werte auf. Sie steigen um 2 ‰

und erreichen von 2500 - 2000 kal. J.v.h. ihre schwersten Werte mit $-18,1$ ‰ V-PDB. Der Anstieg läuft ab 4500 kal. J.v.h. parallel mit dem Anstieg der anderen Parameter. Die C/N-Verhältnisse in den Sedimenten ändern sich etwa gleichzeitig. Sie steigen von Werten um 6,3 auf maximal 9,9. Die Isotopen- und C/N-Veränderungen traten in der ersten Warmphase der Bunger-Oase zwischen 8400 und 7600 kal. J.v.h. nicht auf.

Nach BIRD et al. (1991) werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte durch die Verfügbarkeit von CO_2 beeinflusst. Je niedriger der CO_2 -Partialdruck wird, desto mehr ^{13}C wird aufgenommen, was zu schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten führt. Eine Verminderung des CO_2 -Partialdruckes könnte in der Bunger-Oase durch die Eisbedeckung verursacht werden. BÖTTGER et al. (1993) sind der Meinung, daß sich bei einer Dauer der Eisbedeckung von mehr als neun Monaten der CO_2 -Partialdruck und damit das Isotopensignal verändert. Wie die Diatomeenuntersuchungen zeigen, war die Meereisbedeckung nie ganzjährig. Es gab wahrscheinlich immer einen Zeitraum mit offenem Wasser, in der sich eine *Chaetoceros*-Blüte entwickeln konnte, so daß die Isotopenverschiebung in der Bunger-Oase dadurch nicht erklärt wird. Eine Isotopenverschiebung von ca. 2 ‰ ist ebenso nicht allein durch eine Temperaturänderung erklärbar, da sich dermaßen große $\delta^{13}\text{C}$ -Unterschiede nur durch einen zweistelligen Temperaturanstieg erklären lassen würden (DEUSER et al. 1968).

Die Erhöhung der C_{org} -Gehalte und -Akkumulationsraten im Kern PG1173 (Abb./S. 23/41f, 43/84) sind daher Ausdruck einer höheren Biomasseproduktion. Diese kann z. B. durch Verarmung des Systems an CO_2 zu einer Isotopenverschiebung führen (DEUSER et al. 1968). MCKENZIE (1985) sieht eine ansteigende Produktivität im Greifensee/Schweiz in schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten dokumentiert. Auch SCHELSKE & HODELL (1991) zeigen, daß bei einer Produktivitätssteigerung im Ontario-See/Nordamerika die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -27 auf -25 ‰ V-PDB steigen. STUIVER (1975) findet in klimatisch kälteren Zeiten generell niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. WOLFE et al. (1996) verbinden $\delta^{13}\text{C}$ -Peaks in verschiedenen kanadischen Seen ebenfalls mit Zeiten hoher Produktivität. Mit steigender Biomasseproduktion und sich damit ändernden biologischen Populationen (FISCHER 1989) ändert sich meist nicht nur das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal im Sediment (BÖTTGER et al. 1993), sondern ebenso das C/N-Verhältnis (WEYKAM 1996). Generell liegen die C/N-Verhältnisse an Station PG1173 innerhalb des Bereiches der für Plankton (5,6 KUSNEZOW 1935) bzw. deren zersetztes organisches Material (12 WETZEL 1983) und für antarktische Algen (4 - 16 WEYKAM 1996) angegeben werden.

Aus diesen Informationen lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Die Temperaturunterschiede sind nicht direkt für die Isotopenverschiebungen verantwortlich. Sie können aber Ausdruck einer Verbesserung des regionalen Klimas und damit der Auslöser dieser Veränderungen sein. Unter klimatisch günstigeren Lebensbedingungen, das heißt besseren Lichtverhältnissen aufgrund geringerer Eisbedeckung bzw. größerer eisfreier Fläche und bei verbessertem Nährstoffeintrag erhöhte sich die Biomasseproduktion im Laufe der Zeit. Die Veränderungen der Umwelt- und Lebensbedingungen gingen von 4500 bzw. 3800 - 2000 kal. J.v.h. in der Bunger-Oase so weit, daß wahrscheinlich andere (bisher nicht bestimmte) Arten zur Blüte kamen. In diesen Zeitraum fallen somit die ökologisch bedeutsamsten (positiven) Veränderungen des Holozäns, ausgenommen die Enteisung. Sie kulminieren zwischen 2500 und 2000 kal. J.v.h. und dokumentieren das Klimaoptimum dieser Region (Abb. 43, S. 84). Damit wird die Vermutung von COLHOUN & ADAMSON (1991) widerlegt, daß das Klima der Bunger-Oase im mittleren Holozän wärmer als im späten Holozän war. Sie zogen dazu von Wellen und Eis unterschiedlich beeinflusste Strandterrassen heran.

Die Bedeutung der langen Warmphase wird dadurch unterstrichen, daß sie in vielen anderen Kernen (PG1164, PG1170 - PG1172, PG1181, PG1182, PG1185, PG1186) ebenfalls dokumentiert ist (Abb./S. 26/46, 27/47, 31/51, 32/52, 44/85, 45/86). Dabei steigen die produktivitätssensitiven Parameter nicht immer zeitgleich mit den Kurven von PG1173 an, wobei aber die Zeitunterschiede innerhalb der Fehlertoleranzen liegen. Zum Beispiel zeigt sich in den Sedimenten der Station PG1170 aus der zentralen Rybiy-Khvost-Bucht ein Anstieg der C_{org} , N- und S-Akkumulationsraten ab 4100 kal. J.v.h. (Abb. 45, S. 86). Der Anstieg ist bei allen Parametern zu Beginn sehr zügig. Die Werte vervierfachen sich z. B. beim C_{org} innerhalb von 500 Jahren und bleiben dann teilweise bis 1500 bzw. 1000 kal. J.v.h. auf gleich hohem Niveau, bevor sie wieder absinken.

Basierend auf Daten vom Kern PG1173 kommt es nach dem klimatischen Optimum vor 2000 kal. J.v.h. schnell zu einer Klimaverschlechterung, die sich bis 500 kal. J.v.h. auswirkt. Die C_{org} -, N- und Karbonatakkumulationsraten sinken auf das Niveau der klimatisch ungünstigeren, kälteren Zeit von 7600 - 3800 kal. J.v.h. zurück. Außerdem wurden in diesem Bereich mit weniger als $20 \text{ mg cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ die niedrigsten Gesamtakkumulationsraten der letzten 10.000 kal. J.v.h. berechnet (Abb. 43, S. 84). Zeitgleich mit dem Rückgang der Akkumulationsraten fallen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von $-18,2$ auf knapp über -20 ‰ V-PDB ab, was den durchschnittlichen Werten von 10.000 - 5000 kal. J.v.h. entspricht. Der gleiche Abfall auf das vorherige Niveau gilt für die C/N-Verhältnisse. Es wird weiterhin von konstanten Bedingungen am Seeboden ausgegangen, so daß man aus diesen Veränderungen den Schluß ziehen kann, daß es erneut zu einer Verschiebung des Artenspektrums gekommen ist. Die "ursprünglichen" Arten nahmen wieder eine dominierende Rolle ein. Im gleichen Maße, wie sich von 4500 - 2000 kal. J.v.h. die Umweltveränderungen vorher verbesserten, verschlechterten sie sich hier wieder. Der Rückschritt innerhalb von ca. 100 Jahren geschah.

In den letzten 500 kal. J.v.h. sind die Akkumulationsraten an der Station PG1173 hoch, aber stark schwankend, wodurch möglicherweise ausgedrückt wird, daß das warme Klima nicht sehr stabil ist (Abb. 43, S. 84). Andererseits kann es auch mit der geringen Kompaktion der Oberflächensedimente zusammenhängen, womit gleichzeitig eine höhere zeitliche Auflösung in diesem Kernbereich verbunden wäre. Die Akkumulationsraten sind im Mittel mit denen der anderen beiden Warmphasen vergleichbar. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und die C/N-Verhältnisse gehen leicht zurück und liegen im Gegensatz zu den anderen Parametern jeweils im Bereich der kalten Klimaphasen. Diese Klimaverbesserung ist damit mit der von 8400 - 7600 kal. J.v.h. vergleichbar. Die ökologischen Verbesserungen haben zwar zu einem Anstieg der Biomasseproduktion geführt, sie waren aber nicht tiefgreifend genug, um eine Verschiebung des Artenspektrums zu ermöglichen.

Nicht nur in der Rybiy-Khvost-Bucht sind die letzten 2000 kal. J.v.h. von deutlichen Schwankungen geprägt. Wie unter Kap. 5.5.2.1 näher beschrieben wird, sind zwei Seen auf der Geographen-Insel von ca. 1900 - 900 kal. J.v.h. ausgetrocknet gewesen. Die Austrocknung könnte eine Folge von warmzeitlich abgeschmolzenen Schneewehen sein. Die Seen erhielten kein Schmelzwasser mehr, trockneten aus und lagen auch während der folgenden kälteren Klimaphase trocken. Eingedenk der möglichen Fehler bei der Zeitabschätzung der Trockenphase fällt das Wiederauffüllen des Seebeckens von PG1161 um 900 kal. J.v.h. in den Bereich der schnell steigenden Akkumulationsraten bei Station PG1173, die ab ca. 600 kal. J.v.h. beginnt. Im Zusammenhang mit diesem letzten Klimaumschwung könnte auch ein Faziesübergang im Kern PG1170 stehen. Die obersten 2 cm des Sedimentes

bestehen aus flockigen, biogenen Ablagerungen, die den faziellen Übergang zur Sapropel-fazies darstellen könnten. Im "8 m"-See (PG1164) in den zentralen "Southern Hills" folgt auf ein leichtes Minimum der C_{org} -Akkumulation von 2000 - 1000 kal. J.v.h. eine Verdopp-lung der C_{org} -Akkumulationsraten von 1000 - 500 kal. J.v.h. (Abb. 44, S. 85). Die Zeit des Minimums paßt zu Minima von Diatomeenkonzentrationen, die S. VERKULICH (pers. Mit-teil.) in einigen Sedimenten aus Süßwasserseen fand und einem vergleichbaren Zeitraum zu-ordnet. Der jüngste Produktivitätsschub im "8 m"-See steht im Gegensatz zu den klimarelevanten Interpretationen aus der Rybiy-Khvost-Bucht und kann lokale Gründe ha-ben, wie z. B. die erhöhte Zufuhr von Nährstoffen.

Für andere Kerne konnten keine Akkumulationsraten berechnet werden. Weitere Rück-schlüsse werden deshalb direkt über die C_{org} -Gehalte gewonnen. Nicht nur die C_{org} -Gehalte, sondern auch die Karbonat-, N- und S-Gehalte vom Kern PG1183 aus dem mittleren Teil des Figurnoe-Sees zeigen von 2000 - 1000 kal. J.v.h. bzw. 200 - 100 cm Sedimenttiefe ein deutliches Minimum. Dies fällt mit einer kalten Klimaphase der Bunger-Oase zusammen. Im Zeitraum von 1000 - 500 kal. J.v.h. sind die Gehalte von PG1183 höher als in den letzten 500 Jahren (Abb. 44, S. 85), was nicht mit der generellen Klimaentwicklung übereinstimmt. In den Kurzkernen aus der Bunger-Oase ist die zeitliche Auflösung nicht hoch genug, um diese kurzen Klimaphasen in den Sedimenten abzubilden. In ihnen ist häufig nur der Anstieg der C_{org} - und N-Gehalte dokumentiert, was einem Anstieg der Biomasseproduktion ent-spricht und damit die klimatisch günstigere Phase der letzten ca. 4000 Jahre widerspiegelt.

Die klimatischen Wechsel/Schwankungen der letzten 4000 Jahre in der Bunger-Oase werden sehr ähnlich von BJÖRCK et al. (1991) für die Süd-Shetland-Inseln beschrieben. Sie sehen im Zeitraum zwischen 3200 und 2700 ^{14}C -J.v.h. (ca. 3400 - 2800 kal. J.v.h.) eine klimati-sche "Optimumphase" mit mildereren und humideren Bedingungen. Danach veränderten sich in dem von ihnen untersuchten Gebiet die Verhältnisse zu den heutigen. Zusätzlich schwan-ken sie mehrfach zwischen wärmeren und kälteren Bedingungen. Im Zeitraum von 1500 - 500 ^{14}C -J.v.h. (ca. 1400 - 500 kal. J.v.h.) vermuten die Autoren die klimatisch ungünstig-sten Bedingungen.

Kern PG1173

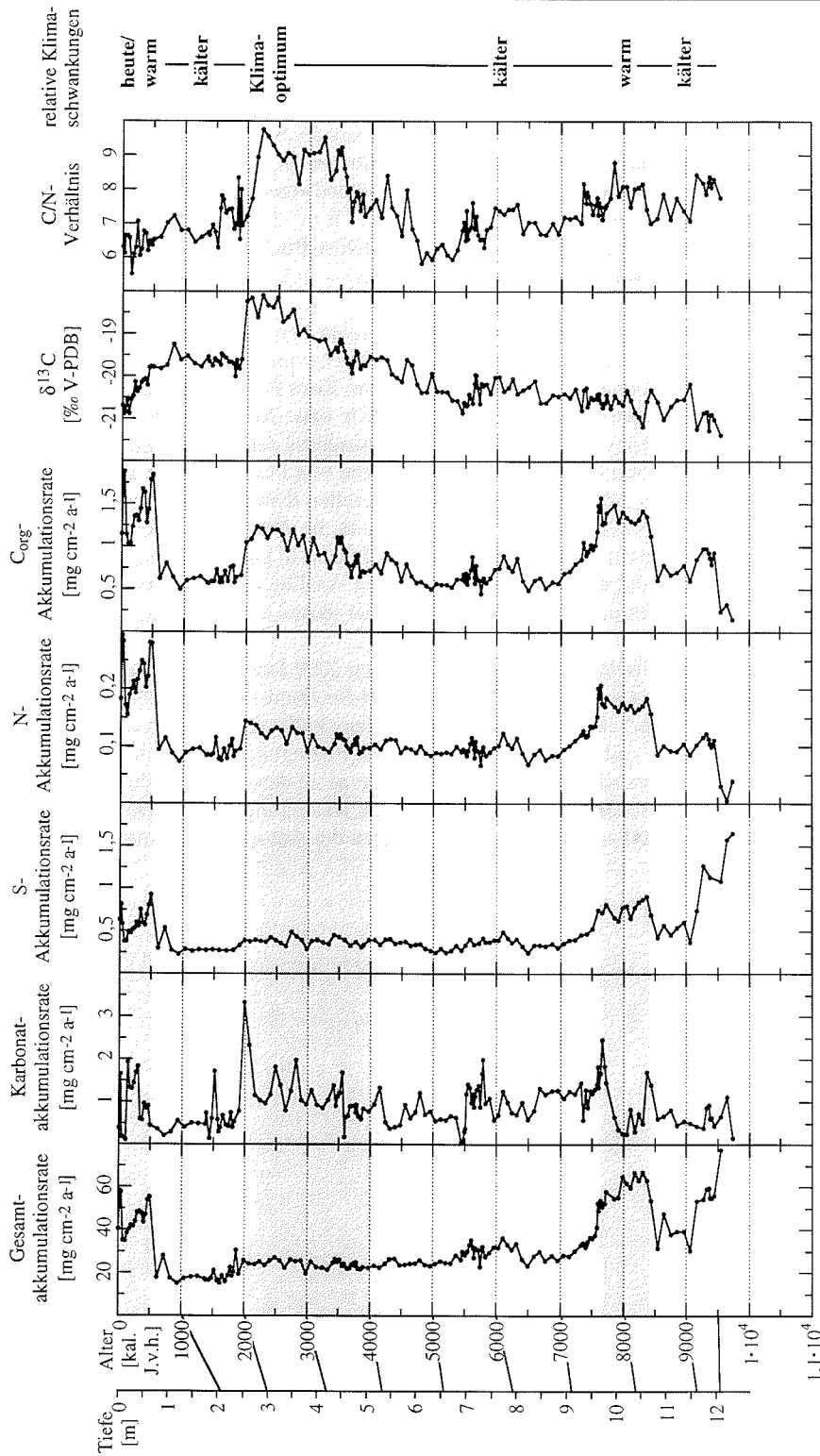


Abb. 43: Relative Klimaschwankungen in der Bunger-Oase, abgeleitet aus den Sedimentakkumulationsraten, δ¹³C-Werten und C/N-Verhältnissen von Kern PG1173.

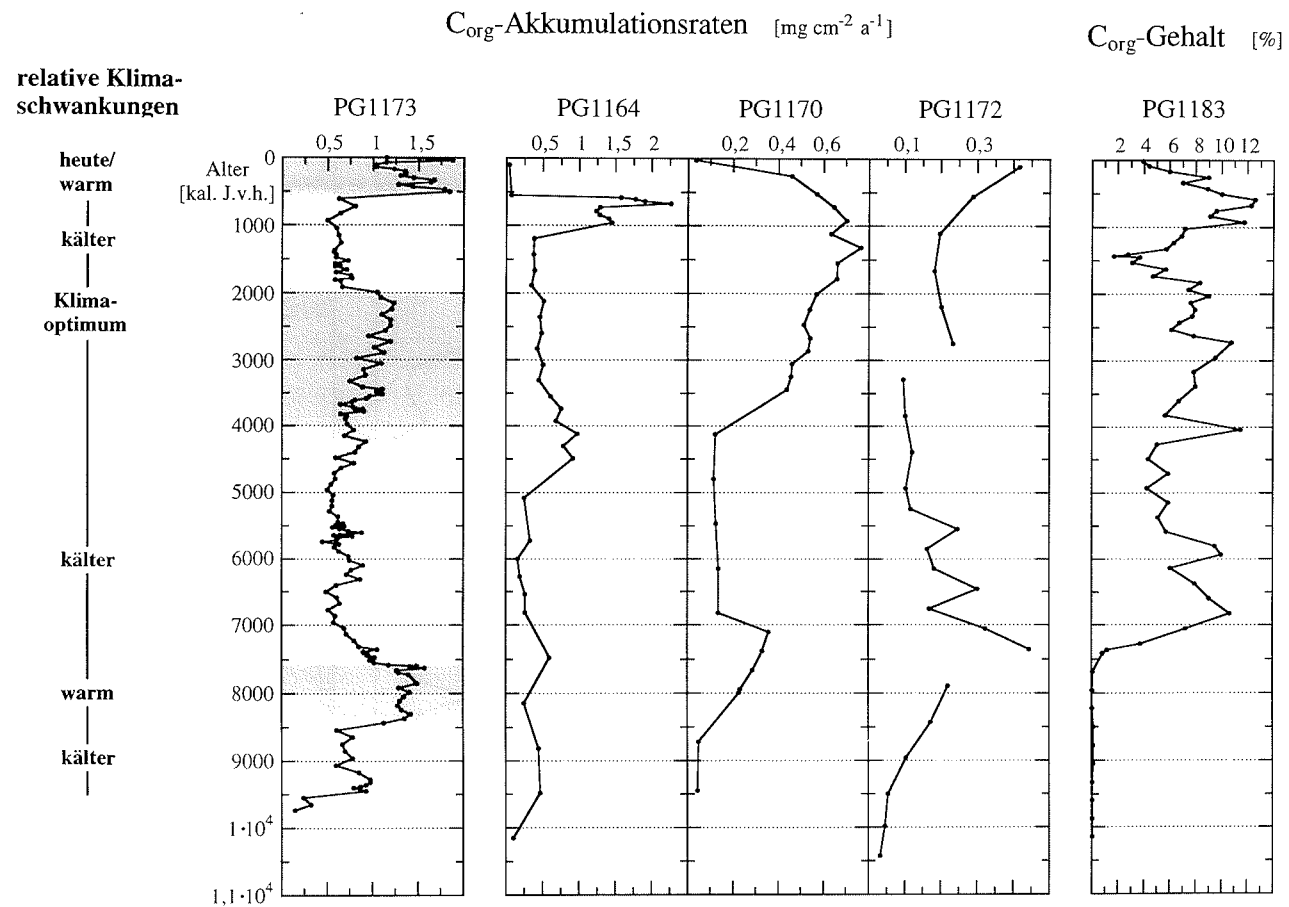


Abb. 44: relative Klimaschwankungen in der Bonger-Oase, abgeleitet von Kern PG1173 (siehe Abb. 43), im Vergleich zu C_{org} -Akkumulationsraten der Kerne PG1164, PG1170 und PG1172, sowie C_{org} -Gehalten des Kerns PG1183.

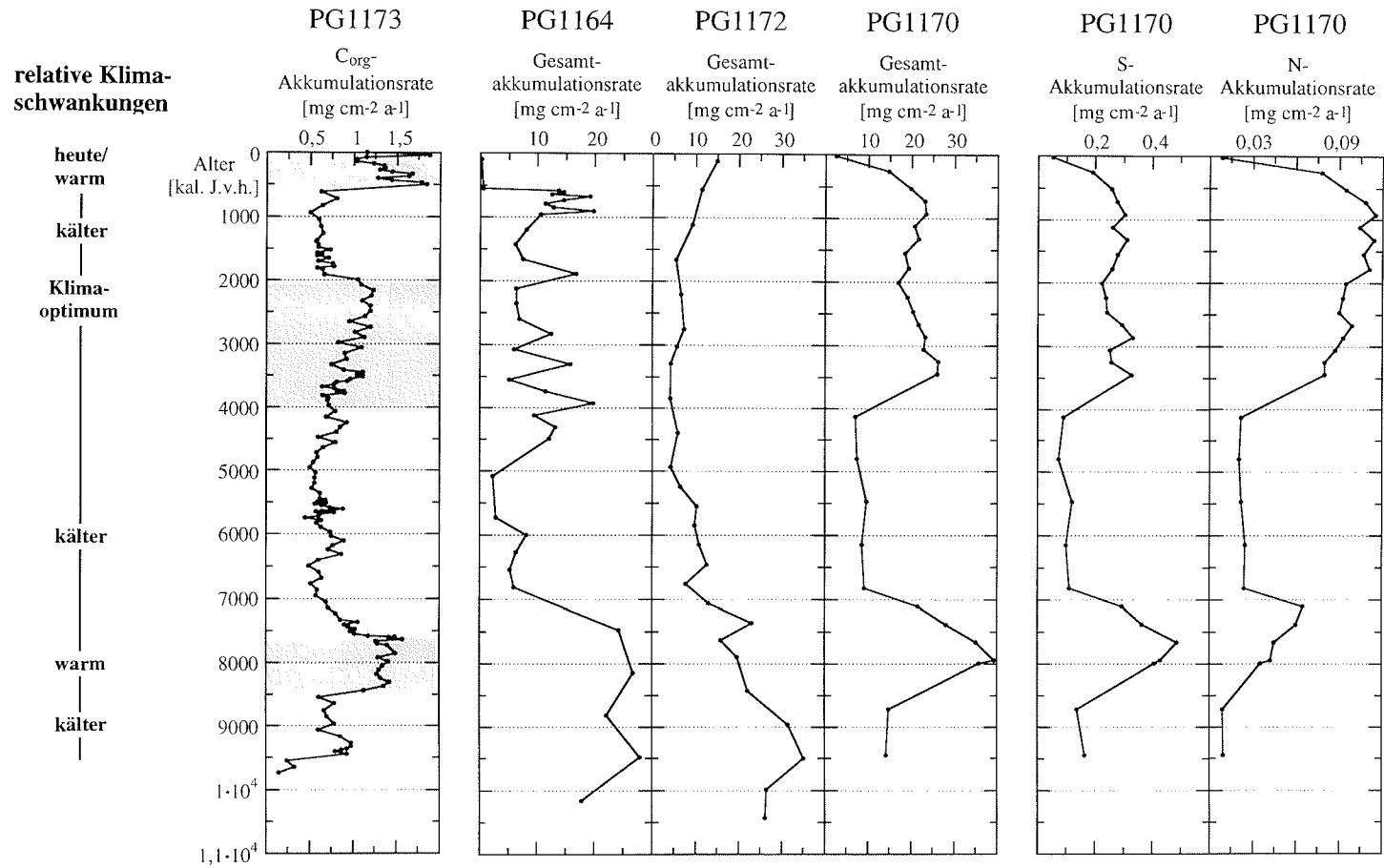


Abb. 45: relative Klimaschwankungen in der Bunger-Oase, abgeleitet von Kern PG1173 (siehe Abb. 43), im Vergleich zu Gesamtakkumulationsraten der Kerne PG1164, PG1170 und PG1172, sowie der S- und N-Akkumulationsraten des Kerns PG1170.

5.5.1.3 Klimawechsel in der Bunger-Oase im Vergleich zu Temperaturschwankungen von Eiskernen

Die klimatischen Veränderungen in der Bunger-Oase, repräsentiert durch PG1173, sind mit Temperaturschwankungen verschiedener ostantarktischer Eiskerne vergleichbar (Abb. 46, S. 88). CIAIS et al. (1992) interpretieren die aus den Eiskernen abgeleiteten Temperaturänderungen als Klimaschwankungen. Sie haben unter anderem die Eiskerne von Vostock, "Dome C" und Komsomolskaya untersucht und eine mittlere Temperaturkurve für diese Kerne publiziert. Gegenüber der absoluten Zeitskala geben sie eine Unsicherheit ihrer Zeitachse von ca. 1000 Jahren an.

Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän fällt bei den Eiskernen in die Zeit von 12.500 - 11.000 J.v.h. und paßt gut zum Beginn der Enteisung in der Bunger-Oase. Die ältesten biogenen Sedimente sind zwar etwas jünger (ca. 9500 J.v.h.), aber diese Fazies konnte sich wegen der oben aufgeführten Gründe (Kap. 5.5.1.2) nicht sofort entwickeln. Die erste Warmphase in der Bunger-Oase von 8400 - 7600 J.v.h. kann mit Schwankungen der Temperaturen von Komsomolskaya verglichen werden. Der Temperaturpeak ist von gleicher Dauer, tritt aber im Eiskern ca. 1000 Jahre später auf (Abb. 46, S. 88). Ein Vergleich mit Vostock zeigt die übereinstimmende Klimaverschlechterung von 7600 - 7000 kal. J.v.h. an. Die graduelle Klimaverbesserung in der Bunger-Oase bis vor 2000 J.v.h. ist mit der Mittelwert-Temperaturkurve der Eiskerne nicht vergleichbar, jedoch durchaus mit den Einzelkurven von Komsomolskaya und "Dome C". Diese zeigen prinzipiell von 4000 - 2500 J.v.h. höhere Temperaturen an als im Zeitraum davor. Die letzte Kaltphase in der Bunger-Oase ereignete sich zwischen 2000 und 500 kal. J.v.h. Beginnend vor ca. 2500 J.v.h., zeigen die Mittelwert-Temperaturkurve der Eiskerne und besonders die Einzelkurven von Vostok und Komsomolskaya einen deutlichen Temperaturabfall zwischen 2500 und 1900 Jahren an. Bei Komsomolskaya, wo dieses Minimum am ausgeprägtesten ist, erreichten die Temperaturen ab 1300 J.v.h. wieder ihren vorherigen Wert. Vostock repräsentiert aufgrund der geographischen Lage eher überregionale Klimaschwankungen der Südhemisphäre. Diese Übereinstimmung und zusätzliche vergleichbare Ergebnisse von den Süd-Shetland-Inseln (BJÖRK et al. 1991; vgl. 5.5.1.2) lassen den Schluß zu, daß die Klimaverschlechterung in der Bunger-Oase um 2000 kal. J.v.h. kein regionales Ereignis war, sondern für sehr große Teile der Antarktis galt. In der Bunger-Oase trat eine Klimaverbesserung um 500 J.v.h. ein. Die Mittelwert-Temperaturkurve der Eiskerne und besonders die Kurven von Vostock und "Dome C" zeigen in den letzten 500 Jahren ebenfalls einen Trend zu höheren Temperaturen.

Die Übereinstimmung holozäner Klimawechsel zwischen der Bunger-Oase und Komsomolskaya ist erstaunlich gut. Diese beiden Orte liegen allerdings auch geographisch am dichtesten beieinander (Abb. 46, S. 88). Die Stellvertreterdaten beider Stationen werden anscheinend von denselben Klimaveränderungen beeinflusst.

5.5.2 Umweltgeschichte der Bunger-Oase

Im vorigen Kapitel wurde die Klimageschichte der Bunger-Oase dargestellt. Das nun folgende Kapitel zeigt, wie die Umwelt verschiedener Seen auf diese Klimaschwankungen reagiert.

5.5.2.1 Seespiegelschwankungen im "17 m"-See

Im Norden der Geographen-Insel befindet sich der "17 m"-See (Abb. 2, S. 5). Er liegt heute 17 m über dem Meeresspiegel, hat eine West-Ost Ausdehnung von ca. 850 m, ist ca. 200 m breit und 7,1 m tief. Ein Kern aus dem Profundal des Sees (Abb. 13, S. 34, Station PG1161) umspannt das gesamte Holozän. Moränenablagerungen werden von Sedimenten der Pelit- und Psammitfazies überlagert. Starke lithologische Wechsel in diesen unteren Sedimentschichten deuten allerdings auf Schichtlücken hin. Die Sedimente enthalten keine Süßwasserdiatomeen, aber auch nur extrem wenige marine Formen. Sie werden als glaziolakustrine Ablagerungen in einem proglazialen See gedeutet. Die marinen Diatomeen sind sehr wahrscheinlich durch Wind verfrachtet worden. Über diesen Sedimenten lagert eine gradierte 7 cm mächtige Sandschicht, die proximal zum Ausgangspunkt eines Trübestromes abgelagert worden sein muß, was aus den relativ groben Korngrößen und einer fehlenden Decklage aus Ton gefolgert werden kann. In der von 123 bis 60 cm Sedimenttiefe abgelagerten Psammitfazies ist eine Kiesschicht (79 - 76 cm) eingeschaltet. INGÓLFSSON et al. (1992) deuten eine sandig-steinige Kiesschicht über glaziolakustrinen, eisrandnahen Sedimenten als Restite, bei denen durch Wellenbewegung das Feinmaterial ausgewaschen worden ist. Es ist also durchaus möglich, daß der Horizont in PG1161 auf gleiche Weise entstanden ist. Der obere Teil der Psammitfazies ist leicht tonig. Innerhalb von 3 cm findet der Übergang von den terrigenen Fazies zur laminierten Algenfazies statt. Die Algen bauen die obersten 57 cm Sediment auf. Allerdings sind die Schichten von 57 - 21 cm Tiefe blättrig und brüchig, während die oberen Lagen eine für solche Fazies normale Konsistenz aufweisen, sie sind weich und stark wasserhaltig. Der drastische Wechsel in der Beschaffenheit der Algenschichten wird durch die Wassergehalte verdeutlicht. Sie steigen im Übergangsbereich sehr stark an.

Die holozäne Geschichte dieses Sees läßt sich wie folgt interpretieren. Die maximale Eisbedeckung der Bunger-Oase ist nach COLHOUN & ADAMSON (1992b) mit ca. 400 m anzusetzen, wobei sie im Norden dünner gewesen sein kann. Durch das Kalben und Abschmelzen des Eises an der Wende Pleistozän/Holozän entstand ein proglazialer See, in dem Sediment akkumuliert wurde. Die relative Nähe der Station zur Sedimentquelle wird durch die gradierte, 7 cm mächtige Sandschicht untermauert. Infolge des isostatischen Ausgleichs durch die nun fehlende, wenn auch relativ geringmächtige Eisbedeckung hat sich der hier betrachtete Bereich gehoben. Dadurch hat sich in diesem Fall möglicherweise die Uferlinie verschoben. Ein Teil der Sedimente wurde von der Wellenbewegung stärker beeinflußt, so daß das Feinmaterial ausgewaschen wurde und eine Kieslage akkumuliert werden konnte. Im weiteren Verlauf kam es im Zuge der holozänen Erwärmung zum vermehrten Schmelzwassereintrag und einem damit verbundenen relativen Anstieg des Seespiegels. Die obere Sequenz der Psammitfazies wurde abgelagert. Ein im Prinzip gleicher Ablauf von isostatischen Ausgleichsbewegungen und relativen Meeresspiegelschwankungen zu einem Gletscherrand wurde von LYSÄ & LANDVIK (1994) publiziert. Aufgrund fehlenden datierbaren Materials kann keines dieser Ereignisse innerhalb der terrigenen Faziestypen direkt datiert werden. Der Ablagerungszeitraum läßt sich nur abschätzen. Die terrigenen Sedimente an der Kernbasis wurden frühestens mit dem Beginn des Holozäns abgelagert. Die Basis der

Algenfazies ist auf 6900 [7300 - 6500] kal. J.v.h. datiert worden. Dies ist gleichzeitig die Obergrenze der terrigenen Fazies, womit für ihre Sedimentation maximal ca. 5300 Jahre zur Verfügung stehen.

Die veränderte blättrig-brüchige Konsistenz der Algenfazies zwischen 57 und 21 cm Tiefe ist im selben See 150 m westlich von PG1161 genauso erbohrt worden, wie in einem anderen unbenannten See ca. 2,5 km weiter südlich. Dieser Sedimentkern (PG1159) ist noch nicht genauer untersucht worden, aber die blättrig-brüchige Algenfazies tritt von 28 - 8 cm Sedimenttiefe auf. Es liegen von den Sedimenten dieses Kerns keine Datierungen vor. Vergleichbare Algenschichten aus einem heute trockengefallenen See wurden auch im Bereich der Untersee-Oase (13° E, 71°S) gefunden (U. WAND pers. Mitteil.). Die spezielle Algenfazies wird auch in der Bunger-Oase auf das Trockenfallen der Seen zurückgeführt.

Das hydrologische Regime im Einzugsgebiet des "17 m"-Sees der Bunger-Oase hat sich soweit verändert, daß die Wasserbilanz im Laufe der Zeit negativ wurde und der See um 1900 [2300 - 1600] kal. J.v.h. austrocknete. Die Ursachen hierfür können vielschichtig sein, müssen aber aufgrund der Daten aus zwei unterschiedlichen Seen im regionalen Zusammenhang gesehen werden. Im Zuge der vorangegangenen holozänen Erwärmung des Gebietes könnten z. B. alle zur Verfügung stehenden Wasserreservoirs (Schneefelder oder Toteiskörper) abgeschmolzen sein und den See mit Wasser und terrigenem Material versorgt haben. Nachdem diese Reservoirs aufgebraucht waren, blieb die Nachfuhr von beidem in der nun folgenden kälteren Phase aus. Bis zum Zeitpunkt der Austrocknung haben sich im untersuchten "17 m"-See ca. 5000 Jahre lang Algen etabliert. Er blieb während der auf das Klimaoptimum folgenden kälteren Periode austrocknet.

Der See war wahrscheinlich relativ klein. Dies kann aus dem sprunghaften Anstieg der Karbonatgehalte in 56 cm Tiefe geschlossen werden, der mit dem Beginn der Algenfazies zusammenfällt. Assimilierende Algen verändern den CO₂-Partialdruck im Wasser; Karbonat kann ausfallen. Eine rasche und heftige Reaktion, wie sie im "17 m"-See aufgrund der hohen Karbonatgehalte vermutet wird, erfolgt aber nur in einem kleinen See. Wie zu erwarten, tritt in dieser Probe neben einem hohen Ca/Al-Verhältnis auch ein hohes Sr/Al-Verhältnis auf. Calcium wird im Karbonat teilweise durch Strontium diadoch ersetzt. Mit den schwereren werdenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und den abfallenden Karbonatgehalten bei weiterhin hohen C_{org}-gehalten ist der Zeitpunkt dokumentiert, von dem an der See nicht weiter mit Wasser versorgt wird. Durch den fehlenden Zufluß ist zum einen das Kalziumreservoir des Sees für die Karbonatbildung irgendwann erschöpft, zum anderen müssen die Algen aber nun auch das schwerere Kohlenstoffisotop einbauen, was ihr Wachstum aber nicht behindert. BENSON et al. (1991) zeigen, daß Perioden der Austrocknung im Walker-See/Nevada durch schwerere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im organischen Material belegt werden. Die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurden an der Obergrenze der blättrig-brüchigen Algen gemessen, was mit sehr niedrigen Karbonat-, C_{org}-, N-, und S-Gehalten zusammenfällt. Diese Schicht markiert den Zeitraum der Austrocknung bzw. des nahenden Austrocknens des alten Sees. Die bis zu 3,7 % erhöhten S-Gehalte in den Trockenlagen sind wahrscheinlich nur durch eine diagenetische Anreicherung von S zu erklären. FRENEY & WILLIAMS (1983) geben an, daß der natürliche S-Gehalt in organischem Material unter 1 % liegt. Die gemessenen S-Werte unterstreichen ebenfalls die Andersartigkeit dieses Sedimentbereiches.

Oberhalb von 21 cm sind weiche, stark wasserhaltige Algen zu finden. Das zeigt an, daß sich das Seebecken nach einem gewissen Zeitraum wieder mit Süßwasser gefüllt hat. Es ist

z. B. denkbar, daß sich durch isostatische Bewegungen das Einzugsgebiet des Sees verändert hat. ADAMSON & COLHOUN (1992) gehen von 2,8 m in den letzten zweitausend Jahren aus. Möglicherweise konnten die Schmelzwässer zweier großer ca. 200 m westlich und ca. 300 m östlich gelegener Schneefelder wieder in den See gelangen und können es noch heute. Mit dem erneuten Auffüllen des Seebeckens begann nach kurzer Zeit wieder die Biomasseproduktion und damit der Anstieg der Karbonat-, C_{org} -, N- und S-Gehalte. Die C/N-Verhältnisse in der gesamten Algenfazies liegen zwischen 4,9 und 10,2. Sie dokumentieren in diesem Fall wahrscheinlich nur unterschiedliche Erhaltungsstadien des gleichen Materials.

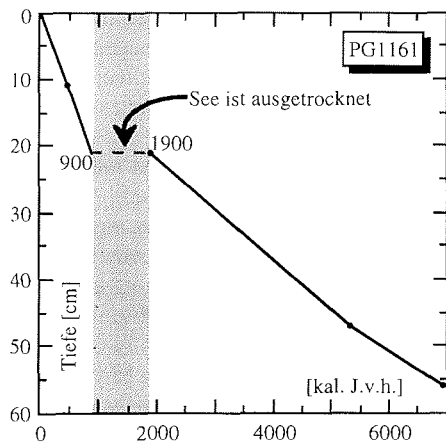


Abb. 47: Zeitraum der Austrocknung bzw. Wasserlosigkeit im "17 m"-See/Geographen-Insel.

Der Zeitraum zwischen der Austrocknung und dem erneuten Auffüllen des Seebeckens kann unter Berücksichtigung der Datierung aus 11 cm Sedimenttiefe abgeschätzt werden (Abb. 47). Unter der Annahme, daß erstens in flachen Seen keine Reservoireffekte auftreten (BIRD et al. 1991) und zweitens die Sedimentationsrate relativ konstant bleibt, sind die Algen direkt oberhalb des ausgetrockneten Paketes ca. 900 kal. J.v.h. abgelagert worden. Die direkt darunter lagernden, eingetrockneten Algenlaminae wurden auf 1900 [2300 - 1600] kal. J.v.h. datiert, so daß man rein rechnerisch von einem Zeitraum von ca. 1000 Jahren mit subaerischen Bedingungen ausgehen kann.

Dieser Wert kann durch viele Faktoren verfälscht sein. Fehlerquellen und Unsicherheiten bei den ^{14}C -Daten können den wahren Zeitraum verfälschen. Die Sedimentationsraten könnten sich leicht verändert haben. Es sind Mischungen des einen mit dem anderen Algenmaterial denkbar. Wind kann die eventuell freiliegenden Sedimente teilweise erodiert haben, was zu Schichtlücken führen kann. Genauso kann Erosion beim erneuten Auffüllen des Seebeckens mit Wasser Schichtlücken verursacht haben. Folgerichtig kann der Wert nur als Größenordnung betrachtet werden. Einen Hinweis auf die Richtigkeit dieser Größenordnung liefert die lineare Geradengleichung der drei Datierungen aus 56, 47 und 21 cm Tiefe. Benutzt man sie, um einen vermeintlichen Reservoireffekt bzw. den Durchstoßpunkt an der Sedimentoberfläche zu berechnen, so erhält man ca. -1100 Jahre. Dieser in der Zukunft liegende negative Wert wird einzig und allein durch den unterschiedlichen Kompaktionsgrad der Algen zwischen 57 und 21 cm bzw. 21 und 0 cm hervorgerufen. BUCHARDT & FRITZ (1980) interpretieren Daten aus dem Ontario-See auf dieselbe Weise. Setzt man annähernd gleichbleibende Sedimentationsraten der Algen im "17 m"-See voraus, so gibt das Zukunftsalter von 1100 Jahren keinen Reservoireffekt an, sondern ebenfalls den Zeitraum subaerischer Bedingungen.

5.5.2.2 Aussüßung von Epischelf-Seen

Die Transkriptii-Bucht ist hydraulisch mit dem offenen Ozean bzw. über Kanäle im Edisto-Gletscher mit der Kakapon-Bucht verbunden. KLOKOV et al. (1990) schließen das aus vergleichbaren Tidebewegungen von ca. 1,5 m. Das Wasser der Transkriptii-Bucht ist zwi-

schen 88 m und dem Grund in 101 m Tiefe salzhaltig (bis 28,6 ‰) und sauerstofffrei (KAUP et al. 1990). Es kommt zur Schwefelwasserstoffbildung. Die obersten 88 m der Wassersäule sind heute genauso wie der gesamte Wasserkörper der 38,5 m tiefen, östlich angrenzenden Izvilistaya-Bucht ausgesüßt. Die beiden Buchten (Abb. 2, S. 5) stehen durch eine schmale Verbindung mit einer maximalen Tiefe von 3 m miteinander in Kontakt. Außerdem sind sie über einen episodischen Zufluß mit dem Figurnoe-See verbunden. KLOKOV et al. (1990) bezeichnen den Figurnoe-See als einen Schmelzwasser-Durchflußsee. Nach Untersuchungen von KAUP et al. (1990) sind die Isotopenverhältnisse von $\delta^{18}\text{O}$ zu $\delta^2\text{H}$ im Wasser des Figurnoe-Sees und der Transkriptii-Bucht relativ ähnlich. Die Werte aus der Transkriptii-Bucht liegen allerdings tendenziell näher am Isotopenverhältnis von Gletscherschmelzwasser dieser Region. Daraus ist zu schließen, daß die heutigen Wasserkörper der beiden Buchten maßgeblich durch den Figurnoe-See beeinflusst werden und die Transkriptii-Bucht zusätzlich einen Schmelzwassereintrag vom Edisto-Gletscher erhält.

Der Kern PG1180 aus der östlichen Izvilistaya-Bucht (Abb. 5, S. 11) wird von mächtigen, marinen Sapropelen aufgebaut (Beweis: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, Diatomeen, RFA-Analysen, Analogie zu PG1173), die oberhalb von 130 cm Sedimenttiefe in lakustrine Algenablagerungen übergehen. In den unteren Zentimetern der Algenfazies ist ein deutlicher terrigener Anteil festzustellen (Abb. 25, S. 44f). Der Übergang von marinen zu lakustrinen Bedingungen in der Sedimentsäule wird durch Diatomeenuntersuchungen (Z. PUSHINA, pers. Mitteil.) näher bestimmt. In 130 cm Tiefe treten die ersten Süßwasserdiatomeen auf (2 % der Taxa), deren Gehalte stetig zunehmen. In 103 cm Tiefe beträgt der Anteil der Süßwasserarten bereits mehr als 80 %. In 96 cm Sedimenttiefe treten die ersten Moose auf. Oberflächennahe Proben werden zur Zeit am AARI untersucht. Wie unter Kap. 5.2.1 beschrieben, konnte der Übergangszeitraum nur abgeschätzt werden und liegt bei ca. 1000 J.v.h.

Der Kern PG1169 aus der westlichen Izvilistaya-Bucht (Abb. 5, S. 11) wird von Sedimenten der Psammitfazies aufgebaut, in der marine Mikrofossilien und teilweise gehäuft Muschelshalen auftreten (Abb. 17, S. 37). Die obersten 5 cm bestehen aus laminierten lakustrinen Algen, die aufgrund einer Datierung im unterlagernden Horizont ein subrezentes (jünger als 300 kal. J.v.h.) Alter haben. Die Psammitfazies baut zum Großteil auch den Kern PG1165 aus der zentralen Transkriptii-Bucht auf (Abb. 5, S. 11). Ein deutlicher Sedimentwechsel tritt erst in den obersten 3 cm auf, die aus faulschlammartigen Schichten bestehen (Abb. 16, S. 36). Daraus folgt, daß die Ausbildung des anoxischen Wasserkörpers rezentes Ursprungs ist und die Süßwasserfront von Osten (PG1180) nach Westen (PG1165) vorangeschritten ist.

Die Bunger-Oase war zum Zeitpunkt der Aussüßung der Izvilistaya-Bucht nicht mehr von Gletschern bedeckt (Kap. 5.5.1.2). Infolgedessen ist ein Eisriegel, der den Figurnoe-See von der Izvilistaya-Bucht getrennt haben könnte (COLHOUN & ADAMSON 1989), kaum vorstellbar. Indizien für einen Moränenwall liegen ebenfalls nicht vor. Die Aussüßung kann die Folge einer geänderten Ausflußrichtung des Figurnoe-Sees sein. S. VERKULICH (pers. Mitteil.) vermutet aufgrund mariner Diatomeen in den gewarnten Sedimenten des Dalekoe-Sees einen Zufluß mariner Wässer entlang des antarktischen Eisschildes in einem kurzen Zeitraum um 1400 J.v.h. Vorstellbar ist, daß sich das antarktische Eisschild ehemals geringfügig weiter südlich befunden hat. Der Figurnoe-See könnte während dieser Zeit an der Ostseite der Oase in die Kakapon-Bucht entwässert haben. Durch eine kleinräumige Bewegung des Eisschildes, die möglicherweise eine Auswirkung überregionaler Klimaverschlechterungen um 2000 kal. J.v.h. ist (vgl. Kap. 5.5.1.2 und 5.5.1.3), könnte dieser Abfluß ver-

sperrt worden sein. Der Seespiegel stieg daraufhin an, bis der See in die Izvilistaya-Bucht entwässerte, wobei zunächst Sande eingetragen wurden. Ein Anzeichen für einen erhöhten Wasserspiegel des Figurnoe-Sees ist, daß bisher keine alten Strandterrassen gefunden wurden (M. MELLES pers. Mitteil.).

Die anoxischen Wasserschichten in der Transkriptii-Bucht können aufgrund des vergleichbar jungen Alters der Sapropelfazies mit dem jüngsten Vorstoß des Edisto-Gletschers (ADAMSON & COLHOUN 1992) in Verbindung gebracht werden. Dieser Vorstoß könnte die Wasserverbindung zum offenen Ozean ganz unterbrochen bzw. auf ein Minimum beschränkt haben. Es bildete sich eine Schichtung von Süßwasser über Meerwasser aus. In dem Meerwasser entwickelte sich ein euxinisches Milieu. Die Schichtung und das euxinische Milieu bestehen auch heute noch, obwohl sich ein Tidenhub feststellen läßt. Diese Kombination ist nur möglich, wenn der Tidenhub indirekt weitergegeben und der Wasserkörper als Ganzes bewegt wird. Möglich wäre dies von der Kakapon-Bucht aus, und zwar durch die von KLOKOV et al. (1990) vermuteten Kanäle im Edisto-Gletscher.

5.5.2.3 Süßwasser in der westlichen Rybiy-Khvost-Bucht

Aufgrund von geomorphologischen Erkenntnissen wird von COLHOUN & ADAMSON (1989) die Existenz eines Süßwassersees im Bereich der westlichen Rybiy-Khvost-Bucht (Abb./S. 2/5, 5/11) angenommen. Dieser See soll vor mehr als ca. 5600 ¹⁴C-J.v.h. (ca. 6400 kal. J.v.h.) existiert haben. Er wurde durch das antarktische Eisschild aufgestaut, war an der Ostseite mindestens 1 km breit und insgesamt 5,5 km lang. Nach den vorliegenden Daten ist ein Eisdamm, der groß genug wäre, um einen See dieses Ausmaßes aufzustauen, nicht denkbar. In der Rybiy-Khvost-Bucht (PG1170, PG1173), wo diese Barriere gelegen haben müßte, begann spätestens vor 9500 kal. J.v.h. eine subaquatische, marine Sedimentation. An der Station PG1172 (marin), die im Zentrum des damaligen Süßwassersees gewesen sein müßte, gibt es zwischen 10.000 und 9000 kal. J.v.h. lediglich Anzeichen für den Eintrag von Süßwasser, nicht für autochthone limnische Sedimente über einige Tausend Jahre hinweg. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte im Kern PG1172 sind nur für ca. 1000 Jahre mit Werten bis zu $-13,3\text{‰}$ V-PDB (Abb. 22, S. 40; Tab. 6 Anh.) sehr viel schwerer als der Mittelwert des Kerns von $-20,5\text{‰}$ V-PDB und mit denen heutiger Süßwasserseen vergleichbar. Ein weiteres Indiz ist der Fund einer Süßwasserdiatomee (*Amphora cf ovalis*, U. KIENEL pers. Mitteil.) im oberen Bereich dieses Intervalls. Zusätzlich schwanken die Feuchtraumdichten aufgrund der wechselnden Sedimente in diesem Zeitintervall stark. Über einer geringmächtigen laminierten Tonschicht werden die Sedimente gröber und kulminieren mit der Ablagerung von eingelagerten Kiesen, was der Ausdruck eines erhöhten detritischen Eintrages sein könnte. Alle Daten deuten eher auf einen kleineren eisgedämmten See hin, der durch die holozäne Erwärmung mit viel Schmelzwasser versorgt wurde. Er entwässerte in die Meeresbucht und ist schließlich z. B. infolge eines Dambruches (Eisriegel?) vollständig ausgelauten oder aufgrund fehlender Schmelzwasserzufuhr eingetrocknet. Dieser Ablauf kann mit dem vom "17 m"-See verglichen werden (vgl. 5.5.2.1), obgleich die Zeiträume andere sind.

5.5.2.4 Stabilität der Eisrandlagen

Die Abfolgen fast aller bearbeiteten Sedimentkerne (z. B. PG1173, PG1180, PG1183) weisen auf eine kontinuierliche Sedimentation hin. Größere holozäne Gletschervorstöße auf das Gebiet der heutigen Oase sind den hier vorgelegten Daten nicht zu entnehmen. BOLSHIYANOV et al. (1989) sehen ebenfalls keine weitere Vergletscherung der Oase im

Holozän. Um 7100 kal. J.v.h. kam es zu einem kleinen Vorstoß des Edisto-Gletschers (Kap. 5.5.1.2), der sich in den letzten Jahrzehnten wiederholt hat. Es wurden die Ältere-Edisto-Moräne und die Jüngere-Edisto-Moräne abgelagert (COLHOUN & ADAMSON 1992b). Möglicherweise ist der letzte Vorstoß in Kern PG1177 dokumentiert. In der am Südwestende der Thomas-Insel gelegenen Station (Abb. 5, S. 11) bestehen die obersten 15 cm Sediment hauptsächlich aus Grobsand, während darunter siltig-tonige Sedimente lagern (Abb. 18, S. 37). Station PG1177 liegt heute ca. 400 m östlich eines unter Wasser befindlichen Endmoränenwalls (MELLES et al. 1994b). Nimmt der Gletscher eine Position westlich des in diese Richtung steil abfallenden Reliefs ein, kann nur mit Eisbergen gröberes Material über den Endmoränenwall in Richtung PG1177 transportiert werden. Es lagert sich deshalb fast ausschließlich siltig-toniges Sediment ab. Erst bei einem Vorstoß der Gletscherfront über den Scheitelpunkt des Endmoränenwalls hinweg gelangen wieder große Mengen groben Materials an die Kernposition.

Das antarktische Eisschild ist nach COLHOUN & ADAMSON (1989) seit 5600 ¹⁴C-Jahren (ca. 6300 kal. J.v.h.) an seiner heutigen Position. Neuere Daten sprechen für einen erheblich längeren Zeitraum von maximal 12.000 Jahren (Kap. 5.4). Beiden Interpretationen ist aber die Stabilität der Eisrandlage nach dem Erreichen der heutigen Position gemeinsam. Das Sedimentkernprofil durch den Figurnoe-See beweist diese Stabilität. Zum einen zeigen die Kerne PG1181 - PG1187 die Moränenfazies nur an der Basis (Abb./S. 26/46, 27/47, 29 - 33/48ff), was bedeutet, daß nach dem Eistrückzug von der jeweiligen Kernposition kein weiterer Vorstoß bis zu dieser Stelle erfolgt ist. Zum anderen ist in den Kernen PG1184 und PG1186 im Osten des Sees niemals eine biogene Fazies, charakteristisch für eis-distale limnische Bedingungen, abgelagert worden. Zusätzlich sind die Laminite der Pelitfazies von PG1184 in ihrer Wechsellagerung relativ homogen. Das zeigt, daß sich das antarktische Eisschild während des Holozäns nie wesentlich weiter östlich befunden hat als heutzutage.

6 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

6.1 ZUSAMMENFASSUNG

Im **Mittelweichsel** hat es im Bereich der Bunger-Oase eisfreie Gebiete gegeben, in denen in subaquatischen Milieus eine Biomasseproduktion stattfand. Das biogene Material wurde wahrscheinlich während des letzten glazialen Maximums von den vorstoßenden Eismassen aufgenommen und zusammen mit Gesteinsschutt in der Oase abgelagert. Allerdings zeigen ¹⁴C-Datierungen an Sedimenten aus dem Südwesten des Arbeitsgebietes, daß es schon im **Spätweichsel** wieder eisfreie Gebiete gab (Abb. 39, S. 73). Allen Anzeichen nach bedeckten die Gletscher und nicht das antarktische Eisschild die Oase. Die Elementverteilung in der Moränenfazies ist infolge eines vermuteten Transportweges von ca. 110 km Länge homogen und stimmt gut mit der des mittleren Tonschiefers (der mittleren verwitterten Erdkruste) überein. Abweichungen treten erst durch die zuletzt inkorporierten Ganggesteine auf.

An der Wende **Pleistozän/Holozän** begann die großflächige Enteisung der Bunger-Oase, was auch auf andere antarktische Gebiete zutrifft. Sie erfaßte schnell sowohl die Höhenlagen als auch die Sedimentationsbecken großer Gebiete im Süden. Subaquatische Sedimentationsprozesse lassen sich in den gesamten "Southern Hills" seit mindestens 10.000 kal. J.v.h. belegen (Abb. 39, S. 73). Der Zeitpunkt der Enteisung ist vergleichbar mit Klimaänderungen, die aus ostantarktischen Eiskernen wie Vostock, Komsomolskaya und "Dome C" abgeleitet werden. Ursache der Enteisung ist der globale Meeresspiegelanstieg infolge der holozänen Erwärmung. In der Bunger-Oase führte die Transgression zum Aufschwimmen von Teilen des Eises und einem raschen Eisabbau durch Kalbungsprozesse. Zusätzlich wurde der Eisrückzug durch verstärkte Abschmelzprozesse gefördert. Der zentrale Teil der Oase war ca. 1000 - 2000 Jahre später ebenfalls eisfrei. Dies wird auch für den Norden angenommen.

Für das **Holozän** werden größere Vorstöße der Gletscher oder des antarktischen Eisschildes auf das Gebiet der Bunger-Oase ausgeschlossen. Eine sehr genaue Rekonstruktion der holozänen Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase wird aufgrund der mächtigen, ungestörten und primär durch das Klima beeinflussten Sedimente des Kernes PG1173 ermöglicht. Dieser Kern spiegelt mit seinen Stellvertreterdaten (Proxies) die klimatischen Schwankungen in der Bunger-Oase wider, deren zeitliche Auflösung mit denen von Eiskernen vergleichbar ist.

Die Biomasseproduktion in der Bunger-Oase begann zuerst in den "Southern Hills" und ist auf 9500 kal. J.v.h. datiert worden. Zwischen 8400 und 7600 kal. J.v.h. kommt es zu einer ersten Klimaverbesserung, die sich auch in Komsomolskaya, wenn auch zeitlich versetzt, widerspiegelt. Mit der ausgehenden Warmphase setzt die Biomasseproduktion in den meisten der untersuchten Süßwasserseen ein. Dies schließt auch einen See auf der Geographen-Insel im Norden der Bunger-Oase ein. RFA-Daten aus allen biogenen Sedimenten zeigen Abweichungen gegenüber dem mittleren Tonschiefer durch Vitaleffekte und spezielle Umweltbedingungen, wie z. B. marine oder lakustrine Wasserkörper.

In die Kaltphase von 7600 - 4500 kal. J.v.h. fällt ein kleiner Vorstoß des Edisto-Gletschers. Gletschervorstöße in dieser Zeit werden auch in den McMurdo-Trockentälern beschrieben. 4500 kal. J.v.h. beginnt der Anstieg zum Klimaoptimum, das in der Bunger-Oase zwischen 2500 und 2000 kal. J.v.h. liegt. Dies ist mit den Temperaturkurven von Komsomolskaya und "Dome C" vergleichbar. Direkt nach dem Optimum kommt es innerhalb von ca. 100 Jahren zu einer Klimaverschlechterung, die das gleiche Niveau erreicht, wie die vorherigen Kaltphasen. Der gleiche Klimaverlauf über die letzten ca. 4000 J.v.h. wird für die Süd-Shetland-Inseln beschrieben. Zusätzlich zeigen die Kurven von Komsomolskaya und Vostock einen deutlichen Temperaturabfall zwischen 2500 und 1900 J.v.h. Diese Daten werden deshalb als das Ergebnis eines großen, überregionalen Ereignisses angesehen, in welches auch der Klimaumschwung in der Bunger-Oase um 2000 kal. J.v.h. fällt. Eine in letztere Warm- und daran anschließende Kaltphase interpretierte negative Wasserbilanz wird als Ursache für das Trockenfallen zweier Seen auf der Geographen-Insel zwischen 1900 und 900 kal. J.v.h. betrachtet. Ebenfalls in der Kaltphase, möglicherweise ausgelöst durch eine kleinräumige Bewegung des antarktischen Eisschildes im Osten, veränderte sich der Abfluß des Figurnoc-Sees (Abb. 39, S. 73). Er entwässert seitdem nach Westen in die Izvilistaya- und Transkriptii-Bucht, welche auszusüßen begannen. Die Wasserkörper bestehen heute aus Süßwasser, mit Ausnahme der untersten Wasserschichten der Transkriptii-Bucht. Der jüngste Vorstoß des Edisto-Gletschers vor wenigen Jahrzehnten führte möglicherweise zur Ausbildung der anoxischen, marinen Wasserschichten dieser Bucht. Die jüngste Kaltphase in der Bunger-Oase hielt bis ca. 500 kal. J.v.h. an und wurde von einer wärmeren Klimaphase abgelöst, die sich bis zur heutigen Zeit fortsetzt.

6.2 AUSBLICK

Die vorgestellten und diskutierten Ergebnisse aus 22 Sedimentkernen geben erstmalig ein umfassendes Bild der Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase seit der Weichselzeit. Die aus Kern PG 1173 vorliegenden Ergebnisse belegen die Relevanz des Sedimentes für eine hochauflösende Paläoklimarekonstruktion der Bunger-Oase, die die zeitliche Auflösung von Eiskernen erreichen kann. Mit weitergehenden Untersuchungen ließe sich das im Rahmen dieser komplexen Arbeit entstandene Bild verfeinern und die im Rahmen dieser Arbeit entstandenden Fragen klären. Im engeren Sinne betrifft dies:

- Fragen der Eisbedeckung während des letzten glazialen Maximums durch weiterführende mineralogisch - geochemische Untersuchungen.
- Fragen insbesondere über die Auswirkungen der Klimaschwankungen auf die Umweltbedingungen einzelner mariner und lakustriner Becken durch weiterführende Untersuchungen an biogenen Komponenten (u.a. biogenen Opal, Bestimmung von Artendiversitäten innerhalb der Flora, Fraktionierung des organischen Kohlenstoffes zur Altersverifizierung).

Die vorliegende Arbeit zeigt auf, daß die Bearbeitung weiterer antarktischer Oasen einen vielversprechenden Beitrag für eine umfassende Paläoklimarekonstruktion im Gebiet der Antarktis darstellen. Durch die internationale Kooperation mit dem AARI in St. Petersburg wird die Notwendigkeit einer engen interdisziplinären Zusammenarbeit (u.a. Geologie, Biologie, Geographie, Hydrologie) zur Erzielung eines größtmöglichen Erkenntniszuwachses über die postglaziale Entwicklung der Ostantarktis belegt.

7 LITERATURVERZEICHNIS

- ABBOTT, M.B. & STAFFORD JR., T.W. (1996): Radiocarbon geochemistry of modern and ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada. *Quat. Res.* **45**, 300-311.
- ADAMSON, D.A. & PICKARD, J. (1986): Cainozoic history of the Vestfold Hills. In: Pickard, J. (Hrsg.): Antarctic oasis. Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills. Acad. Press, Sydney, 63-97.
- ADAMSON, D.A. & COLHOUN, E.A. (1992): Late Quaternary glaciation and deglaciation of the Bunger Hills, Antarctica. *Ant. Sci.* **4**, 435-446.
- ALBERTS, F. & BLODGETT, H.G. (1956): The Bunger Hills area of Antarctica. *Professional Geographer* **8**, 13-15.
- AUSTRALIAN SURVEING AND LAND INFORMATION GROUP FOR DEPT. OF THE ARTS, SPORT, THE ENVIRONMENT AND TERRITORIES; AUSTRALIAN ANTARCTIC DIVISION (1992): Bunger Hills East, satellite image map 1:50 000.
- AUSTRALIAN SURVEING AND LAND INFORMATION GROUP FOR DEPT. OF THE ARTS, SPORT, THE ENVIRONMENT AND TERRITORIES; AUSTRALIAN ANTARCTIC DIVISION (1992): Bunger Hills West, satellite image map 1:50 000.
- BARD, E., ARNOLD, M., FAIRBANKS, R.G. & HAMELIN, B. (1993): ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarbon* **35**, 191-199.
- BARTLEIN, P.J., EDWARDS, M.E., SHAFER, S.L. & BARKER JR., E.D. (1995): Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quat. Res.* **44**, 417-425.
- BATTKÉ, Z. (1985): Elaboration of topographic maps of the Polish A. B. Dobrowolski Station at Bunger Oasis on the Antarctic Continent. *Pol. Polar Res.* **6**, 385-390.
- BECKER, B., KROMER, B. & TRIMBORN, P. (1991): A stable isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. *Nature* **353**, 647-649.
- BECKER, B. (1993): An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. *Radiocarbon* **35**, 201-213.
- BENSON, L.V., MEYERS, P.A. & SPENCER, R.J. (1991): Change in the size of Walker Lake during the past 5000 years. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **81**, 189-214.
- BIRD, M.I., CHIVAS, A.R., RADNELL, C.J. & BURTON, H.R. (1991): Sedimentological and stable-isotope evolution of lakes in Vestfold Hills, Antarctica. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **84**, 109-130.
- BJÖRCK, S. & HÅKANSSON, S. (1982): Radiocarbon dates from Late Weichselian lake sediments in South Sweden as a basis for chronostratigraphic subdivision. *Boreas* **11**, 141-150.
- BJÖRCK, S., HÅKANSSON, H., ZALE, R., KARLÉN, W. & JÖNSSON, B.L. (1991): A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications. *Ant. Sci.* **3**, 61-72.
- BOLSHIYANOV, D., VERKULICH, S., KOLKOV, V., MAKEEV, V. & ARSLANOV, H. (1989): Radiocarbon datings of sediments from the Bunger Oasis (East Antarctica). *Proc. 5th Working Meeting Isotopes in Nature, Leipzig, 1989*, 47-52.
- BOLSHIYANOV, D. (1990): Osnovnye cherty geomorfologicheskogo stroenya oazisa Bangera (Vostochnaya Antarktida). [Main features of the geomorphological situation in the Bunger Oasis (East Antarctica)]. *Inf. Byull. Sov. Ant. Eksped.* **113**, 79-90.
- BOLSHIYANOV, D., VERKULICH, S., PUSHINA, Z. & KIRIENCO, E. (1991): Some features of the Late Pleistocene and Holocene history of the Bunger Hills (East Antarctica). *Proc. 6th Intern. Symp. Ant. Earth Sci., Nat. Inst. Polar Res., Tokyo, 1991*, 66-71.

- BOLSHIYANOV, D. & VERKULICH, S. (1992): Novye dannye o razvitií oazisa Bangera (Vostochnaya Antarktida) [New data about the Bunger Oasis (East Antarctica)]. *Antarktika: Doklady Komissii* **30**, 58-64.
- BÖTTGER, T., SCHIDLOWSKI, M. & WAND, U. (1993): Stable carbon isotope fractionation in lower plants from the Schirmacher and Untersee Oases (Central Dronning Maud Land, East Antarctica). *Isotopenpraxis Environ. Health Stud.* **29**, 21-25.
- BROECKER, W.S. (1963): Radiocarbon ages of antarctic materials. *Pol. Rec.* **11**, 472-473.
- BRONGE, C. (1989): Holocene climatic fluctuations recorded from lake sediments in Nicholson Lake, Vestfold Hills, Antarctica. *Dept. Physical Geogr., Res. report* **76**, 0-22.
- BRONK RAMSEY, C. (1995): Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon* **37**, 425-430.
- BUCHARDT, B. & FRITZ, P. (1980): Environmental isotopes as environmental and climatological indicators. In: Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (Hrsg.): *Handbook of environmental isotope geochemistry*. **1**, Elsevier, Amsterdam, 473-504.
- BURGESS, J.S., SPATE, A.P. & SHEVLIN, J. (1994): The onset of deglaciation in the Larsemann Hills, Eastern Antarctica. *Ant. Sci.* **6**, 491-495.
- BURROWS, C.J. (1979): A chronology for cool-climate episodes in the Southern Hemisphere 12.000-1000 Yr B.P. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **27**, 287-347.
- CALVERT, S.E. (1983): Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta* **6**, 255-267.
- CIAIS, P., PETIT, J.R., JOUZEL, J., LORIUS, C., BARKOV, N.I., LIPENKOV, V. & NICOLAIEV, V. (1992): Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record. *Clim. Dynam.* **6**, 169-177.
- CISAK, J. (1980): Determination of astronomical co-ordinates of geodetic point at Bunger Oasis in Antarctic. *Pol. Polar Res.* **1**, 99-104.
- COLHOUN, E.A. & ADAMSON, D.A. (1989): Former glacial lakes of the Bunger Hills, Antarctica. *Austral. Geographer* **20**, 125-135.
- COLHOUN, E.A. & ADAMSON, D.A. (1991): Raised beaches of the Bunger Hills, Antarctica. In: Gillison, D. & Fitzsimons, S. (Hrsg.): *Quaternary Research in Australian Antarctica: Future Direction. (Special Publications)*, **3**, Department of Geography and Oceanography, University College, Australian Defence Force Academy, Canberra, 79-84.
- COLHOUN, E.A. & ADAMSON, D.A. (1992a): Raised beaches of the Bunger Hills, Antarctica. **136** Antarctic Division, ANARE Reports, 47 S.
- COLHOUN, E.A. & ADAMSON, D.A. (1992b): Late Quaternary history of the Bunger Hills, East Antarctica. In: Yoshida, Y. et al. (Hrsg.): *Recent progress in antarctic science*. Terra Scientific Publ. Comp., Tokyo, 689-697.
- COLMAN, S.M., JONES, G.A., RUBIN, MEYER, KING, J.W., PECK, J.A. & OREM, W.H. (1996): AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: Challenges of dating sediments from a large oligotrophic lake. *Quat. Sci. Rev.* **15**, 669-684.
- DAVIS, J.C. (1986): *Statistics and data analysis in geology*. (2. Aufl.) Wiley & Sons, New York, 646 S.
- DEEVEY JR., E.S., GROSS, M.S., HUTCHINSON, G.E. & KRAYBILL, H.L. (1954): The natural ¹⁴C contents of materials from hard-water lakes. *Proc. Nat. Acad. Sci., Washington*, 285-288.
- DEUSER, W.G., DEGENS, E.T. & GUILLARD, R.R.L. (1968): Carbon isotope relationships between plankton and sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32**, 657-660.
- DING, P. & JAMES, P.R. (1991): Structural evolution of the Bunger Hills area of East Antarctica. In: Thompson, M.R.A., Crame, J.A. & Thompson, J.W. (Hrsg.): *The geological evolution of Antarctica*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 13-17.

- DOLGUSHIN, L.D. (1966a): Plate 144: Zemlya Mak-Robertsona i Zemlya Printsessa Elizabety. III. Glatsiologicheskaya karta poberezh'ya Antarktity ot 76° do 112° r.d. 1:3 000 000. [MacRobertson Land and Princess Elizabeth Land. III. Glaciological map of the coastal region of Antarctica from 76° to 112°E]. In: Tolstikov, Y. et al. (Hrsg.): Atlas Antarktiki [Atlas of Antarctica]. Gravnoye Upravleniye Geodezii i Kartografii, Moscow, Leningrad.
- DOLGUSHIN, L.D. (1966b): Plate 162: Ledniki Shekltona: Denmena. III. Glatsiologicheskaya karta lednikov Denmena i Skotta 1:500 000. [Shackleton and Denman glaciers. III. Glaciological map of the Denman and Scott glaciers]. In: Tolstikov, Y. et al. (Hrsg.): Atlas Antarktiki [Atlas of Antarctica]. Gravnoye Upravleniye Geodezii i Kartografii, Moscow, Leningrad.
- DOMACK, E.W., JULL, A.J.T. & NAKAO, S. (1991): Advance of East Antarctic outlet glaciers during the Hypsithermal: implications for the volume state of the Antarctic ice sheet under global warming. *Geol.* **19**, 85-114.
- DORAN, P.T., WHARTON JR, R.A. & LYONS, W.B. (1994): Paleolimnology of the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *J. Paleolimnol.* **10**, 85-114.
- DORAN, P.T., MCKAY, C.P., MEYER, M.A., ANDERSEN, D.T., WHARTON JR., R.A. & HASTINGS, J.T. (1996): Climatology and implications for perennial lake ice occurrence at Bunge Hills Oasis, East Antarctica. *Ant. Sci.* **8**, 289-296.
- DURHAM, R.W. & JOSHI, S.R. (1980): Recent sedimentation rates, ²¹⁰Pb fluxes, and particle settling velocities in Lake Huron, Laurentian Great Lakes. *Chem. Geol.* **31**, 53-66.
- EISNER, W.R., TÖRNQUIST, T.E., KOSTER, E.A., BENNIKE, O. & VAN LEEUWEEN, J.F.N. (1995): Paleocological studies of a holocene lakustrine record from the Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) region of West Antarctica. *Quat. Res.* **43**, 55-66.
- EMERSON, S.R. & HUESTED, S.S. (1991): Ocean anoxia and the concentration of molybdenum and vanadium. *Mar. Chem.* **34**, 177-198.
- EPPLEY, R.W. & PETERSON, B.J. (1979): Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* **282**, 677-680.
- FISCHER, G. (1989): Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer (Atlantischer Sektor). *Ber. Fachbereich Geowiss., Univ. Bremen* **5**, 161 S.
- FRENEY, J.R. & WILLIAMS, C.H. (1983): The sulphur cycle in soil. In: Ivanov, M.V. & Freney, J.R. (Hrsg.): The global biogeochemical sulphur cycle. **19**, Wiley & Sons, Chichester, 129-201.
- GERLAND, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente. *Ber. Polarforsch.* **123**, 130 S.
- GEYH, M.A. (1971): Die Anwendung der ¹⁴C-Methode und anderer radiometrischer Datierungsverfahren für das Quartär. *Clausthaler Tektonische Hefte* **11**, 118 S.
- GEYH, M.A., KRUMBEIN, W.E. & KUDRASS, H.R. (1974): Unreliable ¹⁴C dating of long-stored deep-sea sediments due to bacterial activity. *Mar. Geol.* **17**, 45-50.
- GEYH, M.A. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartärforschung. *Clausthaler Tektonische Hefte* **19**, 163 S.
- GOODWIN, I.D. (1993): Holocene deglaciation, sea-level change, and the emergence of the Windmill Islands, Budd Coast, Antarctica. *Quat. Res.* **40**, 70-80.
- GORDON, J.E. & HARKNESS, D.D. (1992): Magnitude and geographic variations of the radiocarbon content in antarctic marine life: Implications for reservoir corrections in radiocarbon dating. *Quat. Sci. Rev.* **11**, 697-708.
- GREGORCZUK, M. (1980): Climate of the Bunge Oasis, (region of A. B. Dobrowolski Station, Antarctica). *Pol. Polar Res.* **1**, 205-230.
- GRIGORYEV, N.F. (1960): Geokriologicheskkiye issledovaniya v Vostochnoy Antarktyde. [Geocryological studies in East Antarctica.]. *Trudy Sov. Ant. Eksped.* **10**, 313-317.

- HEDGES, R.E.M., LAW, I.A., BRONK, C.R. & HOUSLEY, R.A. (1989): The Oxford accelerator mass spectrometry facility: technical developments in routine dating. *Archaeometry* **31**, 99-114.
- HEDGES, R.E.M., HUMM, M.J., FOREMAN, J., VAN KLINKEN, G.J. & BRONK, C.R. (1992): Developments in sample combustion to carbon dioxide, and in the Oxford AMS carbon dioxide ion source system. *Radiocarbon* **34**, 306-311.
- HOLLINS, J.T. (1962): On the glacial history of Antarctica. *J. Glaciology* **4**, 173-195.
- HUBBERTEN, H.-W. & MEYER, G. (1989): Stable isotope measurements on foraminifera tests: Experiences with an automatic commercial carbonate preparation device. *Terra abstracts* **1**, 80-81.
- HUGHES, T.J., DENTON, G.H., ANDERSON, B.G., SCHILLING, D.H., FASTOOK, J.L. & LINGLE, C.S. (1981): The last great ice sheets: a global view. In: Denton, G.H. & Hughes, T.J. (Hrsg.): *The last great ice sheets*. **6**, Wiley & Sons, New York, 263-317.
- INGÓLFSSON, O., HIORT, C., BJÖRK, S. & SMITH, R.I.L. (1992): Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Boreas* **21**, 209-222.
- INGÓLFSSON, O., RÖGNVALDSSON, F., BERGSTEN, H., HEDENÄS, L., LEMDAHL, G., LIRIO, J.M. & SEJRUP, H.P. (1995): Late Quaternary glacial and environmental history of Kongsøya, Svalbad. *Pol. Res.* **14**, 123-139.
- JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS (1974): Selected powder diffraction data for minerals. Selbstverlag, Swarthmore, 833 S.
- KAUP, E., KLOKOV, V., VAIKMÄE, R., HAENDEL, D. & ZIERATH, R. (1990): Hydrochemical and isotope hydrological investigations in the Bunger Oasis. *Geod. Geophys. Veröff.* **1**, 345-360.
- KAUP, E., HAENDEL, D. & VAIKMÄE, R. (1993): Limnological features of the saline lakes of the Bunger Hills (Wilkes Land, Antarctica). *Ant. Sci.* **5**, 41-50.
- KILIAN, M.R., VAN DER PFLICHT, J. & VAN GEEL, B. (1995): Dating raised bogs: new aspects of ¹⁴C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change. *Quat. Sci. Rev.* **14**, 959-966.
- KLOKOV, V., KAUP, E., ZIERATH, R. & HAENDEL, D. (1990): Lakes of the Bunger Hills (East Antarctica): chemical and ecological properties. *Pol. Polar Res.* **2**, 147-159.
- KOROTKEVICH, V.S. (1958): Animal population of "Oasis" lakes in the East Antarctic [in russisch]. *Inf. Byull. Sov. Ant. Eksped.* **3**, 91-98.
- KROMER, B. & BECKER, B. (1993): German oak and pine ¹⁴C calibration, 7200-9439 BC. *Radiocarbon* **35**, 125-135.
- KUSNEZOW, S.I. (1935): Microbiological researches in the study of the oxygenous regimes of lakes. *Mitt. Int. Ver. Limnol.* **7**, 562-582.
- LEMAITRE, R.W. (1982): Numerical petrology. *Develop. Petrol.* **8**, 281 S.
- LINICK, T.W., LONG, A., DAMON, P.E. & FERGUSON, C.W. (1986): High-precision radiocarbon dating of bristlecone pine from 6554 to 5350 BC. *Radiocarbon* **28**, 943-953.
- LORIUS, C., MERLIVAT, L., JOUZEL, J. & POURCHET, M. (1979): A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature* **280**, 644-648.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L., BARKOV, N.I., KOROTKEVICH, Y.S. & KOTLYAKOV, V.M. (1985): A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature* **316**, 591-596.
- LOWE, J.J. (1988): Comparison of accelerator and radiometric radiocarbon measurements obtained from Late Devensian Lateglacial lake sediments from Llyn Gwernan, North Wales, UK. *Boreas* **17**, 355-369.
- LYSÅ, A. & LANDVIK, J.Y. (1994): Cyclic changes in the sedimentary environment during the last interglacial/glacial cycle; coastal Jameson Land, East Greenland. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **112**, 143-156.

- MACKENSEN, A., FÜTTERER, D.K., GROBE, H. & SCHMIEDL, G. (1993): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57° S: Distribution, ecology and fossilization potential. *Mar. Micropaleontol.* **22**, 33-69.
- MARIENFELD, P. (1991): Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland. *Ber. Polarforsch.* **96**, 162 S.
- MASON, B. & MOORE, C.B. (1985): *Grundzüge der Geochemie*. Enke, Stuttgart, 340 S.
- MATTHES, S. (1987): *Mineralogie*. (2. Aufl.) Springer, Berlin, 444 S.
- MÄUSBACHER, R., MÜLLER, J., MÜNNICH, M. & SCHMIDT, R. (1989): Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island). *Z. Geomorph. N. F.* **33**, 219-234.
- MCKENZIE, J. (1985): Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Stumm, W. (Hrsg.): *Chemical processes in lakes*. Wiley, New York, 99-118.
- MCKNIGHT, D.M., BOYER, E.W., DORAN, P., WESTERHOFF, P.K., KULBE, T. & ANDERSEN, D.T. (eingereicht): Spectrofluorometric characterization of aquatic fulvic acid for determination of precursor organic material and general structural properties. *Limnol. Oceanogr.*
- MCMINN, A. (1995): Comparison of diatom preservation between oxic and anoxic basins in Ellis Fjord, Antarctica. *Diatom Res.* **10**, 145-151.
- MELLES, M. (1991): Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis. *Ber. Polarforsch.* **81**, 190 S.
- MELLES, M., VERKULICH, S. & HERMICHEN, W.D. (1994a): Radiocarbon dating of lacustrine and marine sediments from the Bunger Hills, East Antarctica. *Ant. Sci.* **6**, 375-378.
- MELLES, M., KULBE, T., OVERDUIN, P.P. & VERKULICH, S. (1994b): The expedition Bunger Oasis 1993/94 of the research unit Potsdam. In: Melles, M. (Hrsg.): *The expeditions Norilsk/Taymyr 1993 and Bunger Oasis 1993/94 of the research unit Potsdam.* **148**, *Ber. Polarforsch.*, 27-80.
- MELLES, M., KULBE, T., VERKULICH, S., PUSHINA, Z. & HUBBERTEN, H.-W. (im Druck): Late Pleistocene and Holocene environmental history of Bunger Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments. *Ant. Geol. Geophys.*
- MEYERS, P.A. & ISHIWATARI, R. (1995): Organic matter accumulation records in lake sediments. In: Lermann, A., Imboden, D. & Gat, J. (Hrsg.): *Physics and chemistry of lakes*. (2. Aufl.), Springer, Berlin, 283 S.
- MICHEL, R.L. & DRUFFEL, E.M. (1983): Radiocarbon in the Weddell Sea as observed in a deep-sea coral and in krill. *Geophys. Res. Lett.* **10**, 190-192.
- MOOK, W.G. & PLASSCHE, VAN DE O. (1986): Radiocarbon dating. In: Plassche, van de O. (Hrsg.): *Sealevel research: a manual for the collection and evaluation of data*. Geo Books, Norwich, 525-560.
- MÖLLER, P., STUBDRUP, O.P. & KRONBERG, C. (1995): Late Weichselian to early Holocene sedimentation in a steep fjord/valley setting, Visdalen, Edgeøya, eastern Svalbad: glacial deposits, alluvial/colluvial-fan deltas and spit-platforms. *Pol. Res.* **14**, 109-203.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992): (2. Aufl.) Munsell Color Corp., Inc., Newburgh, New York, 26 S.
- MÜLLER, P.J. & SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res.* **26**, 1347-1362.
- NIESSEN, F., WICK, L., BONANI, G., CHONDROGIANNI, C. & SIEGENTHALER, C. (1992): Aquatic systems response to climatic and human changes: productivity, bottom water oxygen status, and sapropel formation in Lake Lugano over the last 10 000 years. *Aquat. Sci.* **54**, 257-276.

- NOWACZYK, N. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. *Ber. Polarforsch.* **78**, 187 S.
- OLSSON, I.U. (1991): Accuracy and precision in sediment chronology. *Hydrobiol.* **214**, 25-34.
- OMOTO, K. (1983): The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica. In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. (Hrsg.): Antarctic earth science. Austral. Acad. Sci., Canberra, 450-452.
- PACHUTA, A. (1980): Preliminary gravimetric investigations in the Bunger Oasis nearby of Dobrovolski's Station (Antarctica). *Pol. Polar Res.* **1**, 87-97.
- PEARSON, G.W. & STUIVER, M. (1993): High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale, 500-2500 BC. *Radiocarbon* **35**, 25-33.
- PEARSON, G.W., BECKER, B. & QUA, F. (1993): High-precision ^{14}C measurement of German and Irish oaks to show the natural ^{14}C variations from 7890 to 5000 BC. *Radiocarbon* **35**, 93-104.
- PICKARD, J. (ED.) (1986): Antarctic oasis. Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills. Acad. Press, Sydney, 367 S.
- RABASSA, J. (1987): Drumlins and drumlinoid forms in northern James Ross Island, Antarctic Peninsula. In: Menzies, J. & Rose, J. (Hrsg.): Drumlin Symposium. Balkema, Rotterdam, 267-288.
- RAVICH, M.G., KLIMOV, L.V. & SOLOV'YEV, D.S. (1965): Dokembrij Vostocnoj Antarktidy [The Precambrium of East Antarctica]. Izdat. Nedra, Moskva.
- ROLLINSON, H.R. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Wiley & Sons, New York, 352 S.
- RUSIN, N.P. (1961): Meteorologicheskij i radiacionnij rezhim Antarktity. [The meteorological and radiation regime of Antarctica]. Gidrometeoizdat, Leningrad, 447 S.
- SAVICH-LYUBITSKAYA, L.I. & SMIRNOVA, Z.N. (1959): Novyi vid roda Bryum Hedw. iz oazisa Bangeri [A new species of the genus Bryum Hedw. from Bunger's Oasis]. *Inf. Byull. Sov. Ant. Eksped.* **7**, 34-39.
- SCHELSKE, C.L. & HODELL, D.A. (1991): Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments. *Limnol. Oceanogr.* **36**, 961-975.
- SCHMIDT, R., MÄUSBACHER, R. & MÜLLER, J. (1990): Holocene diatom flora and stratigraphy from sediment cores of two Antarctic lakes (King George Island). *J. Paleolimnol.* **3**, 55-74.
- SEPPELT, R.D. (1983): The status of the antarctic moss Bryum Korotkeviciae. *Lindbergia* **9**, 21-26.
- SHERATON, J.W., BLACK, L.P., MCCULLOCH, M.T. & OLIVER, R.L. (1990): Age and origin of a compositionally varied mafic dyke swarm in the Bunger Hills, East Antarctica. *Chem. Geol.* **85**, 215-246.
- SHERATON, J.W., BLACK, L.P. & TINDLE, A.G. (1992): Perogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane — the Bunger Hills, East Antarctica. *Chem. Geol.* **97**, 163-198.
- SHERATON, J.W., TINGEY, R.T., BLACK, L.P. & OLIVER, R.L. (1993): Geology of the Bunger Hills area, Antarctica: implications for Gondwana correlations. *Ant. Sci.* **5**, 85-102.
- SIMONOV, I.M. & BONCH-OSMOLOVSKAYA, K.S. (1969): K voprosu o khimizme vod, l'da i snega oazisa Shirmakhera [To the question about a chemistry of water, ice and snow on the Schirmacher Oasis]. *Inf. Byull. Sov. Ant. Eksped.* **72**, 41-48.
- SIMONOV, I.A. (1971): Oazisy Vostochnoy Antarktity. [Oases of East Antarctica]. Gidrometeoizdat, Leningrad, 176 S.
- SPARKS, R.J., MELHUISE, W.H., MCKEE, W.A., OGDEN, J., PALMER, J.G. & MOLLOY, B.P.J. (1995): ^{14}C calibration in the southern hemisphere and the data of the last Taupo eruption: Evidence from tree-ring sequences. *Radiocarbon* **37**, 155-164.

- STUIVER, M. (1975): Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the Late Quaternary. *Quat. Res.* **5**, 251-262.
- STUIVER, M. & POLACH, H.A. (1977): Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon* **19**, 355-363.
- STUIVER, M., DENTON, G.H., HUGHES, T.J. & FASTOOK, J.L. (1981): History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis. In: Denton, G.H. & Hughes, T.J. (Hrsg.): *The last great ice sheets*. Wiley & Sons, New York, 319-436.
- STUIVER, M., BRAZIUNAS, T.F., BECKER, B. & KROMER, B. (1991): Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. *Quat. Res.* **35**, 1-24.
- STUIVER, M. & BRAZIUNAS, T.F. (1993): Modelling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon* **35**, 137-189.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (1993): Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215-230.
- STUIVER, M. & PEARSON, G.W. (1993): High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC and 2500-6000 BC. *Radiocarbon* **35**, 1-23.
- STÜVE, K. & POWELL, R. (1989): Metamorphic evolution of the Bunger Hills, East Antarctica: evidence for substantial post-metamorphic peak compression with minimal cooling in a Proterozoic orogenic event. *J. metamorphic Geol.* **7**, 449-464.
- STÜVE, K. & WILSON, C.J.L. (1990): Interaction between deformation and charnockite emplacement in the Bunger Hills, East Antarctica. *J. Structural Geol.* **12**, 767-783.
- SWAN, A.R.H. & SANDILANDS, M. (1995): *Introduction to geological data analysis*. Blackwell Sci., Oxford, 446 S.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 S.
- TAYLOR, R.E., STUIVER, M. & REIMER, P. (1996): Development and extension of the calibration of the radiocarbon time scale: archaeological applications. *Quat. Sci. Rev.* **15**, 655-668.
- VAN ANDEL, T.H., HEATH, G.R. & MOORE JR., T.C. (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Mem.* **143**, 134 S.
- VERKULICH, S. (1991): Osobennosti morfologii i formirovaniya morskikh terras na poberezhnykh zalivov oazisa Bangra (Vostochnaya Antarktida). [The features of morphology and genesis of marine terraces on the coast of the Bunger Oasis (East Antarctica)]. *Inf. Byull. Sov. Ant. Eksped.* **115**, 9-14.
- VERKULICH, S. & MELLES, M. (1992): Composition and paleoenvironmental implications of sediments in a fresh water lake and in marine basins of Bunger Hills, East Antarctica. *Polarforsch.* **60**, 169-180.
- VERKULICH, S. & HILLER, A. (1994): Holocene deglaciation of the Bunger Hills revealed by ^{14}C measurements on stomach oil deposits in snow petrel colonies. *Ant. Sci.* **6**, 395-399.
- VINOGRADOV, M.E. (1957): Ozera antarkticheskogo oazisa. [The lakes of an antarctic oasis]. *Priroda* **10**, 89-92.
- VOGEL, J.C., FULS, A., VISSER, E. & BECKER, B. (1993): Pretoria calibration curve for short-lived samples, 1930-3350 BC. *Radiocarbon* **35**, 73-85.
- VORONOV, P.S. (1959): Geologicheskoe stroenie rayona rabot ekspeditsii [Geological settings of the field site during the expedition]. *Soviet Antartic Ekspedition, Pervaya Kontinentalnaya Ekspedition 1955 - 1957. Nauchnye Rezultaty* **2**, 19-38.
- WAND, U., FRITSCH, D., WETZEL, H.-U., HAHNE, K., BELAJEV, K., MIKHALSKI, J., KRÜGER, W., TSCHOCHNER, B., MELLES, M., SCHWARZ, G. & HERMICHEN, W.-D. (1994): Die Sommerkampagne Schirmacheroase 1991/92, Georg-Forster-Station (GEOMAUD II). In: Miller, H. (Hrsg.): *Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS "Polarstern" 1992*. **152**, Ber. Polarforsch., 219-282.

- WEBER, W. (1987): Nutzbare Mineralisationen und Rohstoffvorkommen in der Antarktis. Freiburger Forschungshefte **C 409**, 1-54.
- WEBER, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang des südöstlichen Weddell Meeres, Antarctica. Ber. Polarforsch. **109**, 165 S.
- WEDEPOHL, K.H. (1971): Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. In: Ahrens, L.H., Press, F., Runcorn, S.K. & Urey, H.C. (Hrsg.): Physics and Chemistry of the Earth. **8**, Pergamon, Oxford, 305-333.
- WEDEPOHL, K.H. (1991): The composition of the upper earth's crust and the natural cycles of selected metals. Metals in natural raw materials. Natural resources. In: Merian, E. (Hrsg.): Metals and their compounds in the environment. VCH-Verlagsgesellschaft, Weinheim, 3-17.
- WEFER, G. & BERGER, W.H. (1989): Sedimentation organischer Substanz: Beziehung zur Saisonalität der Primärproduktion. In: Berger, W.H. & Wefer, G. (Hrsg.): Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ocean. **6**, Ber. Fachbereich Geowiss., Univ. Bremen, 57 S.
- WETZEL, R.G. (1983): Limnology. (2. Aufl.) Saunders College Publ., Philadelphia, 767 S.
- WEYKAM, G. (1996): Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategien antarktischer Makroalgen. Ber. Polarforsch. **192**, 132 S.
- WHARTON JR., R.A., PARKER, B.C., SIMMONS JR., G.M., SEABURG, K.G. & LOVE, F.G. (1982): Biogenic calcite structures forming in lake Fryxell, Antarctica. Nature **295**, 403-405.
- WHARTON JR., R.A., PARKER, B.C. & SIMMONS JR., G.M. (1983): Distribution, species composition and morphology of algal mats in Antarctic dry valley lakes. Phycologia **22**, 355-365.
- WISNIEWSKI, E. (1981): Moraines forms and deposits of Antarctic ice-sheet at the contact with Bunger Hills. Pol. Polar Res. **2**, 17-28.
- WISNIEWSKI, E. (1983): Bunger Oasis: the largest ice-free area in the Antarctic. Terra **95**, 178-187.
- WOHLFARTH, B., LEMDAHL, G., OLSSON, S., PERSSON, T., SNOWBALL, I., ISING, J. & JONES, V. (1995): Early Holocene environment on Bjørnøya (Svalbad) inferred from multidisciplinary lake studies. Pol. Res. **14**, 253-275.
- WOHLFARTH, B. (1996): The chronology of the last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. Quat. Sci. Rev. **15**, 267-284.
- WOLFE, B.B., EDWARDS, T.W.D., ARAVENA, R. & MACDONALD, G.M. (1996): Rapid Holocene hydrologic change along boreal tree-line revealed by $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in organic lake sediments, Northwest Territories, Canada. J. Paleolimnol. **15**, 171-181.
- WÓJCIK, G. (1988): Temperature of Active Layer at Bunger Oasis in Antarctica in Summer 1978-79. Proc. 5th Int. Conference on Permafrost, Trondheim, 505-510.
- YOSHIDA, Y. & MORIWAKI, K. (1979): Some consideration on elevated coastal features and their dates around Syowa Station, Antarctica. Mem. Nat. Inst. Pol. Res. Japan, Spec. Issue **13**, 220-226.
- YOSHIDA, Y. (1983): Physiography of the Prince Olav and the Prince Harald Coasts, East Antarctica. Mem. Nat. Inst. Pol. Res., Ser. C (Earth Science) **13**, 83 S.
- ZALE, R. & KARLÉN, W. (1989): Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. Geogr. Ann. **71 A**, 211-220.
- ZALE, R. (1994): ^{14}C age corrections in Antarctic lake systems inferred from geochemistry. Radiocarbon **36**, 173-185.
- ZHANG, Q.S., XIE, Y. & LI, Y. (1983): A preliminary study on the evolution of the post Late Pleistocene Vestfold Hills environment. In: Oliver, R.L. et al. (Hrsg.): Antarctic Earth Science. Austral. Acad. Sci., Canberra, 473-477.
- ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W. (1996): Sedimentology, dating and paleoclimatic interpretation of a 76.3 ka record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. Quat. Sci. Rev. **15**, 101-112.

8 ANHANG

TABELLEN

Tab. 4: Lakustrine und marine Sedimentkerne, die während der Expedition 1993/94 in der Bunger Oase erbohrt wurden. (SL): Schwerelot; (KOL): Kolbenlot; (*): durch GPS ermittelt

Kernnummer	Süßwassersee/ Epischelf-See	Position*		Wassertiefe [m]	Datum	Entnahme- gerät	Kerngewinn [cm]
		Breitengrad	Längengrad				
PG1156	-1 Edisto-Kanal	66°06,2' S	100°43,3' E	249,2	23.01.94	SL	0 - 25
PG1157	-1 Edisto-Kanal	66°06,1' S	100°42,2' E	117,0	24.01.94	SL	0 - 22
	-2				25.01.94	KOL	112 - 150
PG1158	-1 Edisto-Kanal	66°05,8' S	100°41,6' E	32,4	25.01.94	SL	0 - 22
	-2				25.01.94	KOL	0 - 229
	-3				25.01.94	KOL	184 - 382
	-4				26.01.94	KOL	172 - 343
PG1159	-1 '8 m'-See	66°04,2' S	100°42,5' E	2,2	26.01.94	SL	0 - 28
	-2 (Geogr.-Insel)				27.01.94	KOL	0 - 76
PG1160	-1 '17 m'-See	66°03,0' S	100°41,7' E	6,5	27.01.94	SL	0 - 26
PG1161	-1 '17 m'-See	66°03,0' S	100°41,8' E	7,1	27.01.94	SL	0 - 25
	-2 (Geogr.-Insel)				27.01.94	KOL	20 - 197
	-3				28.01.94	KOL	0 - 122
PG1162	-1 Penal-Bucht	66°02,3' S	100°40,3' E	153,3	29.01.94	SL	0 - 21
PG1163	-1 Penal-Bucht	66°02,0' S	100°40,0' E	155,1	29.01.94	KOL	0 - 70
	-2				29.01.94	SL	0 - 14
PG1164	-1 '8 m'-See	66°17,5' S	100°51,3' E	12,5	05.02.94	SL	0 - 12
	-2 ('Southern Hills')				05.02.94	SL	0 - 131
	-3				06.02.94	KOL	0 - 272
	-4				07.02.94	KOL	172 - 383
	-5				07.02.94	KOL	222 - 470
PG1165	-1 Transkriptii-Bucht	66°14,6' S	100°35,7' E	101,4	11.02.94	SL	0 - 17
	-2				11.02.94	KOL	5 - 99
	-3				12.02.94	KOL	5 - 191
	-4				12.02.94	KOL	91 - 246
	-5				12.02.94	KOL	141 - 325
PG1166	-1 Transkriptii-Bucht	66°14,4' S	100°37,3' E	51,5	13.02.94	SL	0 - 10
PG1167	-1 Transkriptii-Bucht	66°14,4' S	100°37,4' E	41,7	13.02.94	KOL	0 - 245
PG1168	-1 Transkriptii-Bucht	66°15,0' S	100°31,4' E	58,9	15.02.94	SL	0 - 25
PG1169	-1 Izvilistaja-Bucht	66°16,1' S	100°36,3' E	11,1	15.02.94	SL	0 - 42
	-2				16.02.94	KOL	30 - 90
	-3				16.02.94	KOL	0 - 190
	-4				16.02.94	KOL	190 - 290
PG1170	-1 Rybiy-Khvost-Bucht	66°14,3' S	100°47,3' E	101,4	19.02.94	SL	0 - 26
	-2				19.02.94	SL	0 - 28
	-3				20.02.94	KOL	10 - 306
	-4				20.02.94	KOL	260 - 396
PG1171	-1 Rybiy-Khvost-Bucht	66°14,4' S	100°44,3' E	35,4	20.02.94	SL	0 - 17
	-2				20.02.94	SL	0 - 15
	-3				20.02.94	KOL	0 - 66
	-4				21.02.94	KOL	0 - 184
PG1172	-1 Rybiy-Khvost-Bucht	66°14,3' S	100°41,9' E	17,2	21.02.94	SL	0 - 18
	-2				21.02.94	SL	0 - 22
	-3				21.02.94	KOL	2 - 265
	-4				21.02.94	KOL	215 - 370

Tab. 4: Fortsetzung

Kernnummer	Süßwassersee/ Epischelf-See	Position *		Wassertiefe [m]	Datum	Entnahme- gerät	Kerngewinn [cm]
		Breitengrad	Längengrad				
PG1173	Rybiy-Khvoſt-Bucht	66°15,2' S	100°46,5' E	90,7	22.02.94	SL	0 - 27
-2					22.02.94	KOL	0 - 292
-3					23.02.94	KOL	242 - 534
-4					23.02.94	KOL	484 - 782
-5					24.02.94	KOL	734 - 1028
-6					25.02.94	KOL	984 - 1278
-7					25.02.94	KOL	1234 - 1376
PG1174	Kakapon-Bucht	66°12,2' S	100°48,4' E	102,0	01.03.94	SL	0 - 23
-2					01.03.94	KOL	2 - 202
-3					01.03.94	KOL	102 - 287
PG1175	Kakapon-Bucht	66°10,2' S	100°49,6' E	288,7	03.03.94	SL	0 - 19
PG1176	Kakapon-Bucht	66°08,4' S	100°49,8' E	274,0	03.03.94	SL	0 - 20
PG1177	Kakapon-Bucht	66°08,7' S	100°52,4' E	100,0	04.03.94	SL	0 - 2
-2					04.03.94	KOL	0 - 57
PG1178	Kakapon-Bucht	66°08,8' S	100°51,6' E	127,0	05.03.94	SL	0 - 1
-2					05.03.94	KOL	0 - 92
PG1179	Kakapon-Bucht	66°11,9' S	100°51,1' E	148,7	06.03.94	SL	0 - 11
-2					06.03.94	KOL	2 - 100
PG1180	Izvilistaja-Bucht	66°15,9' S	100°39,3' E	36,9	09.03.94	SL	0 - 43
-2					09.03.94	KOL	0 - 252
-3					10.03.94	KOL	202 - 499
-4					10.03.94	KOL	452 - 748
-5					11.03.94	KOL	702 - 999
-6					11.03.94	KOL	952 - 1208
PG1181	Figurnoe-See	66°18,6' S	100°46,8' E	138,8	13.03.94	SL	0 - 56
-2					13.03.94	KOL	0 - 214
PG1182	Figurnoe-See	66°18,1' S	100°43,6' E	61,9	15.03.94	SL	0 - 56
-2					16.03.94	KOL	0 - 172
PG1183	Figurnoe-See	66°18,4' S	100°49,5' E	49,7	21.03.94	SL	0 - 22
-2					21.03.94	KOL	0 - 202
-3					22.03.94	KOL	150 - 448
-4					23.03.94	KOL	400 - 680
PG1184	Figurnoe-See	66°17,7' S	101°00,4' E	68,8	26.03.94	SL	0 - 23
-2					26.03.94	KOL	0 - 248
-3					28.03.94	KOL	198 - 359
PG1185	Figurnoe-See	66°17,3' S	100°57,8' E	116,7	28.03.94	SL	0 - 39
-2					29.03.94	KOL	0 - 123
PG1186	Figurnoe-See	66°18,1' S	100°56,4' E	123,1	29.03.94	SL	0 - 32
-2					30.03.94	KOL	0 - 203
PG1187	Figurnoe-See	66°18,1' S	100°53,3' E	75,1	30.03.94	SL	0 - 21
-2					30.03.94	KOL	0 - 92

Tab. 5: ^{14}C - und kalibrierte Alter der in dieser Arbeit datierten Sedimentkerne. (#1): die Kalibrierung ergibt teilweise negative Werte. Deshalb wurden die Alter unter Berücksichtigung der folgenden Datierung und der Sedimentationsrate abgeschätzt. (#2), (#3), (#4): aufgrund der starken Unsicherheit bei der Abschätzung (Kap. 5.2.2) wurden jeweils 2 verschiedene Werte benutzt (#2: 480, 300; #3: 1300, 1000) und unter (#4) nur der 2σ [Sigma] Intervall angegeben. (#5): diese Datierungen wurden nicht berücksichtigt. Nicht kalibrierbar: diese Alter liegen außerhalb des Kalibrationskurve.

Station	Sediment- tiefe [cm]	Material	Labor-Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ -Wert [‰ V-PDB]	Res.- effekt [Jahre]	^{14}C -Alter [Jahre vor 1950]	kalibriertes Alter [Jahre vor 1950, inner- halb des 2σ Intervalls]
PG1161	11	Corg	Hv 20573	-15,1		345 ± 155	[570 (460) 0]
PG1161	21	Corg	Hv 20381	-17,1		1960 ± 165	[2310 (1890) 1550]
PG1161	47	Corg	Hv 20574	-16,2		4605 ± 200	[5750 (5310) 4690]
PG1161	56	Corg	Hv 20571	-9,3		6075 ± 195	[7320 (6920) 6480]
PG1164	11	Corg	Hv 20575	-18,2		575 ± 150	[810 (550) 290]
PG1164	51	Corg	Hv 20376	-21,6		695 ± 155	[950 (670) 450]
PG1164	101	Corg	Hv 20377	-23,4		1065 ± 135	[1250 (960) 720]
PG1164	151	Corg	Hv 20378	-24,4		2150 ± 165	[2690 (2120) 1730]
PG1164	198	Corg	Hv 20576	-19,2		2675 ± 160	[3170 (2780) 2360]
PG1164	211	Corg	Hv 20379	-24,7		3330 ± 160	[3960 (3550) 3170]
PG1164	234	Corg	Hv 20577	-20,7		4485 ± 165	[5580 (5060) 4650]
PG1164	261	Corg	Hv 20380	-25,6		4035 ± 200	[5010 (4490) 3930]
PG1164	282	Corg	Hv 20578	-21,2		5010 ± 170	[6150 (5730) 5350]
PG1164	330	Corg	Hv 20579	-20,8		5975 ± 215	[7250 (6810) 6360]
PG1164	378	Corg	Hv 20580	-16,1		8515 ± 220	[9940 (9480) 8980]
PG1164	402	Corg	Hv 20581	-10,3		6905 ± 380	[8390 (7670) 7010]
PG1165	54	Corg	OxA-5607	-21,1	8100	9510 ± 120	[1540 (1310) 1050]
PG1165	102	Corg	OxA-5608	-19,9	8100	10.770 ± 110	[3200 (2780) 2420]
PG1165	186	Corg	OxA-5609	-25,2	8100	24.140 ± 400	[19.870 (18.920) 18.170]
PG1169	6	Corg	Hv 20595	-9,5	1400	1630 ± 170	[500 (290) 0]
PG1169	39	Karbonat	Hv 20372	1,9	1400	2380 ± 175	[1260 (920) 640]
PG1169	40	Karbonat	Hv 20511	1,4	1400	2430 ± 140	[1220 (940) 690]
PG1169	48	Corg	Hv 20596	-10,9	1400	3265 ± 160	[2150 (1800) 1400]
PG1169	50	Karbonat	Hv 20512	2,1	1400	4010 ± 180	[3170 (2750) 2200]
PG1169	62	Karbonat	Hv 20513	0,4	1400	4555 ± 190	[3790 (3360) 2870]
PG1169	104	Karbonat	Hv 20514	1,7	1400	5445 ± 195	[5010 (4510) 3950]
PG1169	148	Karbonat	Hv 20515	2,1	1400	8635 ± 240	[8410 (7990) 7580]
PG1169	180	Corg	Hv 20583	-15,7	1400	8365 ± 230	[8180 (7730) 7360]
PG1170	11	Corg	Hv 20597	-19,6	2050	1285 ± 155	nicht kalibrierbar
PG1170	21	Corg	Hv 20382	-20,7	2050	2475 ± 150	[680 (490) 0]
PG1170	71	Corg	Hv 20598	-19,5	2050	3490 ± 165	[1680 (1320) 1000]
PG1170	131	Corg	Hv 20599	-20,3	2050	4515 ± 165	[2870 (2470) 2110]
PG1170	191	Corg	Hv 20600	-20,4	2050	5295 ± 175	[3880 (3450) 3010]
PG1170	251	Corg	Hv 20582	-20,4	2050	8035 ± 235	[7290 (6820) 6330]
PG1170	301	Corg	OxA-5611	-18,6	2050	9280 ± 90	[8170 (7990) 7830]
PG1170	325	Corg	OxA-5612	-21,3	2050	10.500 ± 120	[9660 (9450) 9030]
PG1171	37	Corg	OxA-5613	-21,1	1300	6290 ± 90	[5930 (5720) 5590]
PG1172	15	Corg	Hv 20593	-21,1	1320	1910 ± 155	[830 (560) 300]
PG1172	111	Corg	Hv 20594	-20,1	1320	5715 ± 205	[5540 (4940) 4470]
PG1172	207	Corg	Hv 20584	-23,3	1320	7795 ± 230	[7710 (7360) 6840]
PG1172	243	Corg	OxA-5614	-18,2	1320	9380 ± 140	[9330 (8960) 8540]

Tab. 5: Fortsetzung

Station	Sediment- tiefe [cm]	Material	Labor-Nr.	$\delta^{13}\text{C}$ -Wert [‰ V-PDB]	Res.- effekt [Jahre]	^{14}C -Alter [Jahre vor 1950]	kalibriertes Alter [Jahre vor 1950, inner- halb des 2 σ Intervalls]
PG1173	21	Corg	OxA-5294	-20,5	1380	1440 ± 50	40 (#1)
PG1173	161	Corg	OxA-5295	-19,6	1380	1825 ± 45	[540 (500) 350]
PG1173	291	Corg	OxA-5296	-18,8	1380	3360 ± 45	[2020 (1910) 1830]
PG1173	431	Corg	OxA-5297	-18,9	1380	4305 ± 50	[3210 (3060) 2920]
PG1173	565	Corg	OxA-5298	-19,5	1380	5220 ± 80	[4440 (4240) 3990]
PG1173	715	Corg	OxA-5299	-20,2	1380	6080 ± 60	[5580 (5440) 5310]
PG1173	840	Corg	OxA-5300	-20,1	1380	6920 ± 60	[6440 (6310) 6240]
PG1173	978	Corg	OxA-5301	-20,1	1380	8165 ± 75	[7710 (7580) 7460]
PG1173	1081	Karbonat	Hv 20133	1,5	1380	9065 ± 215	[8980 (8410) 8010]
PG1173	1110	Corg	OxA-5302	-19,6	1380	9100 ± 100	[8730 (8440) 8210]
PG1173	1205	Corg	OxA-5303	-20,7	1380	9820 ± 80	[9530 (9440) 9240]
PG1175	17	Corg	OxA-5615	-19,1	1300	2275 ± 60	[980 (920) 740]
PG1179	3	Corg	OxA-5616	-19,4	1860	2040 ± 70	nicht kalibrierbar
PG1179	39	Corg	OxA-5617	-19,3	1860	4165 ± 65	[2460 (2330) 2120]
PG1179	63	Corg	OxA-5618	-20,1	1860	6840 ± 100	[5940 (5700) 5550]
PG1180	21	Corg	OxA-5304	-14,8	(#2)	955 ± 65	[600 - 300] (#4)
PG1180	171	Corg	OxA-5305	-19,7	(#3)	2285 ± 60	[1300 - 800] (#4)
PG1180	294	Corg	OxA-5306	-20,6	(#3)	4420 ± 60	[3800 - 3200] (#4)
PG1180	446	Corg	OxA-5307	-19,1	(#3)	5045 ± 50	[4700 - 3900] (#4)
PG1180	586	Corg	OxA-5308	-18,5	(#3)	5555 ± 55	[5400 - 4600] (#4)
PG1180	716	Corg	OxA-5309	-19,1	(#3)	6325 ± 75	[6300 - 5600] (#4)
PG1180	856	Corg	OxA-5310	-20,5	(#3)	7420 ± 75	[7400 - 6800] (#4)
PG1180	946	Corg	OxA-5311	-20,4	(#3)	8420 ± 130	[8400 - 7600] (#4)
PG1180	1048	Corg	Hv 20571	-20,8	(#3)	14.320 ± 360	[16800 - 14400] (#4)
PG1180	1068	Corg	OxA-5606	-25,1	(#3)	28.040 ± 500	nicht kalibrierbar
PG1180	1098	Corg	OxA-6087	-23,2	(#3)	27.900 ± 750	nicht kalibrierbar
PG1181	125	Corg	Hv 20585	-23,9		5755 ± 205	[7050 (6530) 6130]
PG1182	11	Corg	Hv 20591	-18,4		405 ± 150	[660 (490) 0]
PG1182	51	Corg	Hv 20592	-24,7		5610 ± 195	[6820 (6390) 5970]
PG1182	109	Corg	OxA-5620	-31,3		35.700 ± 1300	nicht kalibrierbar
PG1182	132,5	Corg	OxA-6085	-30,1		34.140 ± 420	nicht kalibrierbar
PG1182	157	Corg	OxA-6086	-27,8		34.050 ± 650	nicht kalibrierbar
PG1182	169	Corg	OxA-5621	-28,9		29.150 ± 700	nicht kalibrierbar
PG1183	111	Corg	Hv 20587	-14,5		995 ± 170	[1260 (930) 660]
PG1183	171	Corg	Hv 20588	-15,8		575 ± 165	[890 (550) 290]
PG1183	291	Corg	Hv 20589	-11,5		2575 ± 190	[3100 (2730) 2160]
PG1183	437	Corg	Hv 20590	-19,9		5185 ± 195	[6360 (5940) 5570]
PG1183	500	Corg	Hv 20586	-20,4		6495 ± 190	[7660 (7370) 6960]
PG1187	91	Corg	OxA-5622	-27,8		4980 ± 90	[5920 (5700) 5580]
nicht korrelierte Sedimenttiefe							
PG1169-2	41	Karbonat	Hv 20373	1,9		3905 ± 170	(#5)
PG1169-2	43	Karbonat	Hv 20374	1,7		3435 ± 170	(#5)
PG1169-2	75	Karbonat	Hv 20375	1,7		5030 ± 200	(#5)
PG1169-4	270	Karbonat	OxA-5610	-1,5		2665 ± 55	(#5)

Tab. 6: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter der untersuchten Sedimentkerne. Die Wassergehalte wurden im Abstand von 2 cm bestimmt. Sie werden aber nur bei den Proben aufgeführt, von denen geochemische und isotopengeochemische Messungen vorliegen. Die Feuchtraumdichten wurden im Abstand von 0,5 cm bestimmt. Für die Darstellung in der Tabelle wurden sie über 2 cm gemittelt und nur bei den Proben aufgeführt, von denen geochemische und isotopengeochemische Messungen vorliegen. In den graphischen Darstellungen (Abb. 12 - 33) wurden alle gemessenen Probenwerte der Wassergehalte und Feuchtraumdichten berücksichtigt.

S e d i m e n t k e r n P G 1 1 5 8

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suscep- tibilität 10 ⁻³ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	28,3	2,72			0,7	0,1	0,03	0,16	-19,4	6,5
13	21,5		1,79	0,269	0,0	0,0	0,01	0,09		9,1
23	45,4				0,0	1,5	0,04	0,31	-19,4	8,1
36	46,1		1,53	0,084	0,0	1,2	0,03	0,18	-15,1	6,1
47	37,2		1,64	0,388	0,0	0,1	0,01	0,05	-20,2	7,3
53	37,2	2,70	1,66	0,375						
59	35,6		1,67	0,405	0,0	0,1	0,01	0,06	-22,0	12,0
71	35,5		1,68	0,379	0,0	0,1	0,01	0,08	-21,6	5,9
83	34,7		1,69	0,384	0,0	0,1	0,01	0,09	-19,7	12,4
95	54,4		1,45	0,175	0,0	0,2	0,03	0,12		4,2
101	53,1	2,64	1,55	0,183						
107	49,9		1,48	0,182	0,2	0,1	0,01	0,07	-25,5	13,4
119	52,0				0,2	0,1	0,02	0,08	-25,9	4,6
131	51,7		1,47	0,112	0,2	0,2	0,02	0,08	-25,2	4,6
143	52,5		1,49	0,092	0,2	0,1	0,02	0,07		4,4
155	55,4	2,61	1,44	0,066	0,2	0,1	0,02	0,07		3,6
167	41,5		1,61	0,169	1,3	0,1	0,01	0,07		5,3
179	49,3		1,49	0,225	0,6	0,1	0,02	0,08	-24,5	5,0
191	55,5		1,44	0,065	0,2	0,1	0,02	0,07	-25,7	4,0
197	53,6	2,63	1,46	0,072						
203	49,0		1,61	0,097	0,3	0,1	0,01	0,09		6,6
215	54,1		1,44	0,093	0,1	0,1	0,02	0,11	-18,9	6,6
221	52,7	2,63	1,49	0,100	0,0	0,1	0,02	0,10	-24,5	6,0
222,5	54,8		1,44		0,1	0,1	0,02	0,11		5,0
228,5	51,2		1,48		0,7	0,1	0,02	0,08	-22,8	3,9
233	42,9		1,60	0,130	1,2	0,1	0,02	0,08	-17,0	5,1
245	50,3	2,64	1,47	0,124	0,5	0,1	0,01	0,08		6,9
257	41,0				1,5	0,1	0,01	0,09		7,7
269	48,8		1,51	0,308	0,4	0,1	0,01	0,08		5,7
281	27,3		1,84	0,507	0,5	0,1	0,01	0,04		5,5
293	17,3		2,13	1,024	1,5	0,1	0,00	0,04		
305	16,4		2,16	0,639	0,6	0,2	0,01	0,08	-19,8	10,4
317	18,0	2,72	2,10	0,656	0,8	0,1	0,01	0,08	-23,3	7,0
329	17,7		2,12	0,644	1,0	0,1	0,01	0,09	-22,8	8,7
341	17,3		2,02	0,619	1,0	0,1	0,01	0,09	-23,0	7,5
353	20,4		1,92		1,1	0,1	0,02	0,08	-23,0	5,2
361	21,3				1,1	0,1	0,02	0,07	-24,7	4,3
366,5	17,9	2,73			1,5	0,2	0,02	0,08		4,3

S e d i m e n t k e r n P G 1 1 6 1

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	97,4				9,9	0,7	1,39	14,15	-20,0	10,2
5	93,4				7,3	0,3	0,75	4,87	-22,3	6,5
9	93,0				9,8	0,8	0,68	4,66	-17,1	6,9
11	91,9				11,1	1,5	0,48	4,16	-15,1	8,7
13	90,8				8,6	0,8	0,51	4,28		8,4
17	88,3				7,4	0,2	0,55	4,05	-19,9	7,3
23	65,9	2,66			0,5	0,3	0,09	0,44	-15,1	4,9
27	54,1				2,4	1,5	0,42	3,34	-16,0	8,0
35	59,9		1,31	0,138	13,2	3,7	0,62	3,86	-18,9	6,3
47	49,3		1,45	0,025	16,2	2,8	0,33	2,37	-21,4	7,3
53	44,8	2,58	1,46	0,022	21,6	2,4	0,18	2,04		11,3
56	43,5	2,65	1,49							
59	42,5		1,54	0,087	0,8	0,3	0,11	0,47	-20,1	4,4
63	25,9		1,78	0,069						
65	27,7		1,82		1,0	0,2	0,08	0,36	-17,2	4,6
68	24,0				1,3	1,1	0,05	0,20	-20,4	4,1
80	23,0		1,89	0,357	1,8	0,8	0,03	0,07	-22,9	2,4
92	17,0		1,94	0,566	1,8	0,1	0,04	0,04		1,1
98	16,3	2,76	2,07	0,652						
104	15,4		2,15	0,622	2,4	0,0	0,05	0,04		0,9
116	12,9		2,21	0,644	1,4	0,0	0,02	0,03		1,3
128	8,4		2,43	0,629	0,5	0,0	0,01	0,02		1,7
140	18,1	2,69	2,11	0,378	0,3	0,0	0,05	0,10	-23,5	2,0
146	23,1		1,93	0,236		0,0	0,03			
152	12,9				0,2	0,0	0,01	0,05		4,9

S e d i m e n t k e r n P G 1 1 6 3

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	41,3				3,8	0,1	0,03	0,18	-20,5	6,6
11	24,1		1,85	0,606	2,5	0,0	0,02	0,08	-21,0	5,3
21	36,3		1,74	0,554	0,3	0,1	0,03	0,14	-20,6	4,5
31	30,5		2,05	0,840	0,2	0,0	0,01	0,05	-22,0	3,9
41	30,0		1,85	0,697	0,4	0,0	0,03	0,19	-21,4	5,8
51	24,7		2,47	1,240	0,4	0,1	0,02	0,12		5,7
61	30,0				0,1	0,1	0,02	0,06	-23,3	3,8
63					0,1	0,0	0,01	0,08	-23,0	6,6
69					0,5	0,0	0,01	0,04		6,6

S e d i m e n t k e r n P G 1 1 6 4

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	99,4	2,06								
2					3,5	1,0	2,23	18,32	-20,4	8,0
11	97,4				24,8	1,3	1,21	15,88	-23,7	10,7
21	96,0	2,06			20,4	1,0	1,52	13,99	-21,2	7,6
31	95,7				15,1	1,4	1,42	13,97	-22,4	8,6
41	96,3	2,00			11,0	1,4	1,87	16,49	-22,3	8,1

... PG 1164

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%o V-PDB]	
51	94,4	2,15			18,1	1,2	1,50	13,99	-20,9	7,9
61	91,9	2,22			6,1	1,6	1,15	9,59	-19,9	7,7
71	93,6	2,13			17,1	1,3	1,33	12,95	-24,0	8,2
81	92,8	2,16			26,5	0,9	1,28	13,18	-23,2	7,8
91	89,2	2,32			9,1	1,4	0,98	8,22	-21,2	7,3
101	94,0	2,06			13,9	1,4	1,75	15,32	-22,6	7,8
111	83,0	2,48			7,5	1,6	0,57	5,58	-24,9	8,2
121	86,8	2,39			23,4	1,2	0,60	8,88	-24,3	10,1
131	84,2	2,42			19,5	1,0	0,62	7,50	-24,3	8,3
141	68,4	2,59			4,2	1,3	0,28	2,55	-21,9	7,3
151	86,3	2,26	1,03	0,184	15,8	1,3	0,92	9,97	-23,3	8,8
161	86,0	2,23	1,08	0,086	19,1	1,0	0,97	9,65	-21,9	7,6
171	84,9	2,27	1,01	0,093	19,6	1,1	0,85	9,40	-24,1	8,3
181	74,9	2,52	1,09	0,068	1,3	1,5	0,41	3,63	-23,0	8,5
191	86,7	2,27	1,12	0,090	27,6	0,9	0,79	11,79	-24,1	10,8
201	69,5	2,58	1,03	0,059	1,4	1,8	0,19	2,79	-24,7	15,2
211	88,6	2,15	1,10	0,024	14,0	2,0	0,85	13,72	-24,4	14,2
221	80,8	2,40	1,08	0,043	5,6	2,4	0,41	7,29	-24,8	16,3
231	69,6	2,58	1,08	0,011	0,2	2,1	0,21	3,46	-24,5	16,8
241	83,8				17,3	0,6	0,71	12,33	-25,1	14,4
251	78,3		1,18	0,091	5,9	1,8	0,50	6,71	-25,3	12,1
261	79,8		1,17	0,055	29,4	0,0	0,64	11,17	-24,8	12,0
271	87,5	2,17	1,17	0,046	12,4	2,0	0,82	12,44	-25,1	13,4
282	84,6		1,10	0,093	17,8	0,8	0,92	13,79	-24,3	12,6
286	73,6	2,31	1,10	0,044						
294	62,4		1,28	0,039	18,4	0,4	0,10	4,21	-23,4	19,9
306	69,2		1,19	0,035	8,2	1,2	0,15	4,05	-24,1	19,9
318	73,5		1,20	0,049	24,5	0,6	0,47	7,99	-24,7	10,7
330	70,5		1,32	0,045	16,3	0,7	0,45	6,99	-24,7	9,9
334	71,2	2,42								
342	58,4				10,6	0,9	0,22	3,73	-24,9	11,4
354	55,3		1,31	0,060	27,0	0,3	0,23	4,19	-27,3	4,1
366	61,2		1,22	0,039	9,1	1,1	0,19	3,11	-23,9	10,4
370	62,7	2,49	1,24	0,029						
378	54,4		1,33	0,018	21,7	0,2	0,17	4,30	-26,4	9,9
382	57,0	2,67	1,42	0,027						
390	38,9		1,44	0,022	6,9	0,7	0,12	1,43	-25,0	5,0
402	40,7		1,61	0,033	16,2	0,3	0,15	3,07	-24,5	7,4
412	23,5	2,73	1,89	0,059						
414	23,3		1,89	0,104	1,1	0,6	0,08	0,30	-25,0	2,1
426	21,5		1,95	0,386	0,1	0,0	0,04	0,11		3,0
438	19,9				0,1	0,0	0,04	0,08	-26,1	1,4
439,5	19,6				0,2	0,0	0,04	0,11	-26,7	2,2
444,5	18,1	2,72								

Sedimentkern PG 1165

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%o V-PDB]	
6	36,3				0,0	0,2	0,04	0,22	-16,8	5,3
12	36,0	2,70	1,86	0,368						
18	35,1		1,67	0,353	0,1	0,1	0,03	0,18	-17,0	5,5
30	39,8		1,59	0,381	0,1	0,1	0,04	0,24	-20,0	6,2
42	38,3		1,66	0,493	0,2	0,1	0,04	0,20	-18,3	5,3
54	41,9		1,64	0,308	0,2	0,1	0,07	0,42	-18,7	6,2
66	45,4	2,64	1,53	0,411	0,0	0,3	0,08	0,58	-18,9	7,4

... PG 1165

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
78	42,3		1,58	0,392	0,2	0,2	0,05	0,28	-19,3	5,8
90	37,7				0,2	0,1	0,05	0,27	-19,5	5,5
102	39,9		1,61	0,430	0,4	0,3	0,06	0,38	-19,1	7,0
108	42,5	2,70	1,62	0,374						
114	43,5		1,56	0,355	0,9	0,2	0,04	0,18	-20,6	5,3
126	39,1		1,61	0,309	0,2	0,1	0,03	0,14	-22,9	4,6
138	42,3	2,69	1,60	0,304	0,1	0,1	0,02	0,13	-21,6	5,7
141			1,58		0,1	0,1	0,03	0,14		5,1
150	44,7		1,53	0,276	0,1	0,1	0,02	0,11	-23,1	4,7
153			1,63		0,1	0,1	0,03	0,17		5,3
162	34,9		1,70	0,281					-23,1	
165			1,68		0,0	0,2	0,04	0,27		6,6
168	38,9		1,64	0,275	0,1	0,1	0,04	0,29		6,6
174	36,1		1,71	0,224					-23,2	
180	34,1	2,68	1,70	0,245	0,3	0,1	0,04	0,21	-20,5	5,4
192	43,0		1,57	0,345	0,4	0,1	0,04	0,18	-19,0	4,7
204	41,1				0,4	0,1	0,03	0,14	-18,5	5,3
216	19,9		2,07	0,473	0,2	0,0	0,02	0,08	-24,3	5,0
225			2,05						-23,3	
228	17,6		2,07	0,643	0,2	0,1	0,01	0,06	-23,4	5,8
240	17,1	2,74	2,18	0,631	0,5	0,1	0,01	0,06	-22,8	4,8
252	18,8		2,05	0,702	0,5	0,1	0,01	0,06	-22,9	4,9
264	18,1		2,01	0,676	0,9	0,1	0,01	0,06	-23,1	7,9
276	17,7		2,07	0,647	1,1	0,1	0,01	0,06	-23,2	11,6
288	14,5		2,17	0,725	1,2	0,1	0,00	0,04		19,7
294	11,4		2,11	0,784	1,5	0,1	0,00	0,03		10,4
300	16,0	2,74			0,4	0,1	0,01	0,08	-24,8	6,5
306	15,7				0,3	0,1	0,01	0,07	-24,1	6,7
308	17,2				0,9	0,1	0,01	0,07	-23,3	5,2
314	18,6				0,8	0,1	0,01	0,05	-25,7	5,4

Sedimentkern PG 1169

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	97,5				67,0	0,6	1,05	4,05	-4,6	3,9
6	84,0				18,3	0,3	0,60	2,72	-10,2	4,6
16	71,4	2,41			16,8	1,5	0,49	2,24	-12,4	4,6
26	46,7				1,8	0,9	0,19	1,34	-13,7	7,0
34	59,7					1,0	0,27		-15,0	
36	61,2				1,8	1,0	0,36	2,30	-15,2	6,5
48	58,6		1,40	0,079	7,5	0,5	0,32	1,94	-16,4	6,1
60	45,1		1,50	0,044	1,7	0,9	0,14	0,84	-17,1	6,0
66	69,6	2,27	1,31	0,107						
72	50,1		1,38	0,079	1,0	1,1	0,31	1,70	-19,6	5,4
84	58,6				2,1	0,8	0,33	2,31	-15,9	7,1
96	57,3		1,35	0,060	0,5	0,6	0,31	2,05	-19,0	6,6
108	42,9		1,54	0,126	2,6	0,8	0,18	0,95	-19,7	5,3
114	47,2	2,58	1,74	0,132						
120	51,4		1,41	0,107	0,6	1,0	0,25	1,51	-16,1	5,9
132	65,2		1,30	0,045	2,1	1,1	0,36	2,33	-24,6	6,5
144	62,5		1,29	0,040	0,6	1,0	0,34	2,11	-21,2	6,3
156	56,6		1,36	0,041	2,4	1,3	0,31	1,90	-19,3	6,2
168	44,1		1,43	0,065	2,6	1,1	0,17	1,03	-16,6	6,2
174	50,8	2,67	1,30	0,144						
180	36,4		1,50	0,152	4,2	1,8	0,20	1,14	-14,0	5,7

Sedimentkern PG1170

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	94,4				5,8	2,1	0,34	1,41	-20,3	4,1
11	71,4			0,109	1,0	1,3	0,53	3,12	-19,4	5,9
17	70,1	2,37	1,19	0,091						
23	72,3		1,23	0,066	2,8	1,3	0,48	2,88	-19,3	6,0
35	68,5		1,29	0,057	2,4	1,2	0,47	2,79	-19,4	6,0
47	68,2		1,27	0,052	2,0	1,3	0,49	3,01	-19,3	6,1
59	71,2		1,24	0,065	3,4	1,3	0,50	3,06	-19,4	6,1
71	70,0		1,26	0,075	1,6	1,4	0,53	3,52	-18,9	6,7
83	70,4		1,24	0,069	6,4	1,5	0,58	3,58	-18,9	6,2
95	69,4				6,3	1,3	0,58	3,43	-19,1	6,0
107	72,5		1,25	0,078	5,6	1,3	0,56	3,36	-19,3	6,0
119	69,7	2,32	1,26	0,050	5,2	1,3	0,49	2,83	-19,5	5,8
131	68,0		1,28	0,047	4,9	1,2	0,44	2,51	-19,5	5,7
143	70,5		1,25	0,110	4,9	1,4	0,46	2,51	-19,6	5,5
155	68,8		1,28	0,088	5,2	1,4	0,40	2,29	-19,8	5,7
167	69,2		1,27	0,052	4,7	1,1	0,38	2,02	-20,0	5,3
179	65,4		1,27	0,054	2,8	1,0	0,30	1,74	-20,2	5,7
191	65,8		1,28	0,052	2,4	1,3	0,31	1,88	-20,2	5,5
203	67,9		1,27		2,3	1,3	0,31	1,73	-20,4	5,6
215	66,8	2,37	1,28	0,083	2,0	1,0	0,28	1,56	-20,3	5,6
227	59,2		1,34	0,076	2,3	1,3	0,23	1,29	-20,2	5,7
239	62,8		1,31	0,072	1,3	1,2	0,29	1,58	-20,4	5,5
251	61,1		1,32	0,089	1,8	1,2	0,27	1,51	-20,3	5,7
263	61,6		1,34	0,092	1,9	1,4	0,30	1,66	-20,3	5,5
275	53,2		1,46	0,128	1,0	1,3	0,21	1,17	-20,5	5,5
287	45,8		1,53	0,213	0,2	1,4	0,13	0,82	-20,6	6,4
299	41,7	2,65	1,52	0,279	0,6	1,1	0,11	0,59	-20,6	5,5
301	45,3		1,55	0,276	0,6	1,1	0,10	0,64		6,4
305,5	44,1		1,56	0,263					-21,0	
313	41,4		1,58	0,275	0,7	0,9	0,06	0,33	-21,7	5,3
325	43,0		1,59	0,290	0,8	1,2	0,07	0,32		4,7
337	13,3	2,73	2,20	0,462	0,1	0,1	0,00	0,04		
349	11,8		2,33	0,637	0,1	0,0	0,01	0,05		8,7
361	11,3	2,76			0,4	0,0	0,00	0,05		
369	10,3				0,7	0,1	0,01	0,05		4,4

Sedimentkern PG1171

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	43,4	2,67			0,4	0,2	0,17	0,95	-20,2	5,7
13	29,1		1,69	0,193	0,9	0,3	0,10	0,47	-19,8	4,6
25	34,1		1,66	0,285	1,5	0,6	0,13	0,66	-19,9	5,0
37	32,6		1,75	0,458	1,0	0,6	0,12	0,52	-20,9	4,4
49	38,1		1,68	0,419	1,4	0,9	0,08	0,29	-15,6	3,7
61	35,7	2,73	1,69	0,478	0,4	0,2	0,04	0,12	-23,2	3,1
73	38,4				0,8	0,1	0,05	0,05		1,0
85	13,8		2,21	0,528	0,2	0,1	0,03	0,03		1,2
97	14,9		2,15	0,561	0,5	0,1	0,02	0,03		1,7
109	16,8		2,24	0,470	0,3	0,1	0,02	0,07	-24,5	3,1
121	12,1	2,76	2,20	0,565	0,4	0,1	0,02	0,06	-23,9	2,9
133	14,4		2,42	0,546	0,4	0,1	0,02	0,03		2,1
145	12,7		2,24	0,573	0,3	0,1	0,02	0,02		1,5
157	13,2		2,22	0,705	0,3	0,0	0,02	0,03		1,8
169	13,1				0,4	0,0	0,01	0,02		1,7
175	12,0	2,75			0,4	0,0	0,01	0,02		1,9

... PG 1171

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
183					0,0	0,0	0,01	0,11	-24,6	12,0

Sedimentkern PG 1172

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	78,2				14,2	0,6	0,57	2,00		3,5
3	58,1	2,32			5,0	0,6	0,52	2,81	-20,7	5,4
15	66,1		1,24	0,111	6,2	1,0	0,51	2,53	-20,7	5,0
25	65,7		1,30	0,109					-19,9	
27	66,5		1,31	0,105	10,4	1,1	0,43	2,16		5,0
39	78,2		1,20	0,179	10,9	1,2	0,57	3,31		5,8
51	74,4		2,22	1,012	9,1	1,0	0,50	3,02	-19,6	6,1
57	61,4	2,50								
63	72,4		1,21	0,194	7,8	1,2	0,50	3,22	-19,6	6,5
69	77,7		1,20	0,109		1,0	0,45			
75	82,5		1,22	0,111	7,2	1,0	0,41	2,23	-19,7	5,5
87	83,0				8,0	1,0	0,40	2,47	-20,5	6,2
99	76,4		1,19	0,085	3,4	1,0	0,31	2,02	-20,3	6,6
105	79,9	2,23	1,18	0,090						
111	82,6		1,15	0,105	4,7	0,8	0,41	2,43	-20,6	5,9
123	85,0		1,15	0,093	5,2	0,9	0,33	1,78	-21,0	5,5
135	77,6		1,19	0,085	4,8	1,0	0,36	2,40	-20,9	6,7
147	78,5		1,17	0,066	3,8	0,9	0,27	1,66	-20,9	6,3
153	77,2	2,26	1,23	0,098						
159	76,4				4,0	0,9	0,29	1,68	-20,8	5,9
171	73,3		1,23	0,065	5,3	1,0	0,39	2,40	-21,3	6,1
183	82,6		1,16	0,060	5,8	0,9	0,36	2,18	-21,2	6,1
195	72,8		1,25	0,037	5,6	1,1	0,40	2,51	-21,1	6,2
201	66,9	2,38	1,30	0,042						
207	56,9		1,36	0,037	1,7	1,3	0,33	1,93	-23,6	5,8
213	50,9	2,48	1,44	0,041		1,5	0,22			
219	43,7	2,56	1,52	0,042	0,2	1,5	0,17	1,12	-23,5	6,5
231	39,8		1,62	0,093	1,1	1,4	0,15	0,79	-23,2	5,1
243	26,5		1,82	0,135	0,8	1,4	0,06	0,33	-16,3	5,7
255	20,7	2,73			0,6	1,4	0,03	0,15	-13,3	5,1
266	31,7		1,43	0,176	0,4	0,9	0,03	0,18	-19,0	5,5
276	32,2		1,75	0,206	0,0	1,3	0,02	0,13	-19,9	7,0
294	30,5	2,72	1,86	0,510	0,1	0,2	0,02	0,12	-23,2	5,9
300	30,8		1,84	0,639	0,1	0,1	0,02	0,10	-21,3	5,3
312	28,3	2,73	2,28	0,849	0,1	0,1	0,01	0,07		8,0
324	15,4		2,08	0,715	0,2	0,0	0,00	0,04	-20,2	
336	9,8		2,29	0,852	0,2	0,0	0,00	0,03	-20,7	
348	10,3		2,21	0,711	0,1	0,0	0,00	0,03	-20,9	
354	10,3	2,78			0,0	0,0	0,00	0,04		

Sedimentkern PG1173

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	92,6	2,08			1,0	1,6	0,45	2,84	-20,7	6,3
11	89,5	2,14			2,8	1,4	0,51	3,13	-20,9	6,2
21	89,6				0,3	1,0	0,49	3,25	-20,8	6,6
31	89,1	2,09			0,5	1,1	0,49	3,25	-20,6	6,7
41	89,2	2,08			0,3	1,1	0,45	2,96	-20,9	6,6
51	88,2	2,12			5,0	1,3	0,49	2,70	-20,5	5,5
61	87,6	2,12			3,3	1,2	0,50	3,05	-20,5	6,2
71	87,2	2,13			3,1	1,2	0,51	3,21	-20,1	6,3
81	87,2	2,14			3,4	1,3	0,46	3,25	-20,4	7,0
91	86,6	2,15			3,8	1,4	0,49	2,97	-20,3	6,0
101	85,4	2,16			3,8	1,2	0,48	3,00	-20,2	6,2
111	85,3	2,15			1,3	1,5	0,51	3,45	-20,1	6,7
121	85,5	2,14			1,2	1,2	0,51	3,42	-20,1	6,7
131	86,7	2,13			2,2	1,3	0,47	2,92	-20,2	6,3
141	85,7	2,15			1,8	1,5	0,47	3,05	-19,8	6,4
151	83,8	2,19			1,7	1,5	0,52	3,31	-19,8	6,3
161	83,4	2,18			0,8	1,7	0,51	3,33	-19,8	6,6
171	82,4	2,18			2,0	1,7	0,53	3,50	-19,8	6,6
181	74,1	2,34			0,7	1,9	0,41	2,88	-19,7	7,0
191	82,6	2,22			1,7	1,6	0,50	3,61	-19,2	7,2
201	84,9	2,16			3,6	1,5	0,49	3,33	-19,6	6,8
211	82,9	2,20			2,4	1,7	0,51	3,47	-19,5	6,8
221	82,1	2,20			2,8	1,5	0,53	3,42	-19,7	6,5
231	81,9	2,19			2,7	1,5	0,53	3,50	-19,8	6,7
241	83,1	2,17			2,9	1,6	0,50	3,37	-19,5	6,8
243	83,4				4,4		0,51	3,40	-19,6	6,7
247	83,4				0,8		0,51	3,55	-19,8	7,0
251	82,6				3,5	1,6	0,50	3,38	-19,6	6,8
255	79,5				8,1		0,55	3,46	-19,6	6,3
259	83,6	2,17			3,6		0,47	3,50	-19,7	7,4
261	83,5	2,18			1,8	1,7	0,49	3,83	-19,5	7,9
263	84,7				2,6		0,49	3,77	-19,5	7,6
267	81,6				3,6		0,52	3,80	-19,6	7,4
271	84,1	2,17			2,9	1,7	0,50	3,71	-19,7	7,5
275	81,5	2,19			2,3		0,54	4,01	-19,7	7,5
279	78,3	2,18			3,3		0,50	3,42	-19,7	6,8
281	81,9	2,18			2,2	1,5	0,45	3,15	-20,0	7,0
283	80,2	2,22			2,7		0,45	3,13	-19,6	7,0
285	74,1				2,0	1,2	0,24	2,00		8,3
287	72,2	2,46			1,7	1,5	0,24	1,57	-19,8	6,5
289	80,7				4,5	1,7	0,35	2,80		8,0
291	81,0	2,20			4,0	1,7	0,49	3,40	-19,6	6,9
301	80,9	2,17			12,8	1,5	0,56	4,04	-18,2	7,2
311	82,0	2,17			9,6	1,5	0,58	4,48	-18,2	7,8
321	82,2	2,16			4,8	1,7	0,57	5,10	-18,6	8,9
331	81,4				4,1	1,5	0,49	4,78	-18,1	9,9
341	82,5	2,15			4,1	1,6	0,49	4,68	-18,3	9,6
351	81,1	2,17			4,5	1,6	0,50	4,64	-18,4	9,4
361	80,2				6,7	1,4	0,49	4,42	-18,1	9,0
371	81,0	2,17			5,4	1,4	0,50	4,42	-18,7	8,9
381	83,3	2,14			3,6	1,4	0,47	4,26	-18,6	9,1
391	80,7				4,8	1,9	0,51	4,56	-18,4	9,0
401	81,2	2,18			7,8	1,7	0,49	3,99	-19,0	8,2
411	81,2	2,16			4,1	1,5	0,48	4,39	-18,9	9,1
421	85,0				4,7	1,4	0,46	4,15	-19,1	9,1
431	81,4				5,1	1,5	0,48	4,35		9,2
441	82,1	2,17			4,1	1,8	0,44	4,00	-19,2	9,0
451	82,2				3,8	1,6	0,43	4,09	-19,1	9,5
461	82,9	2,16			4,9	1,6	0,42	3,48	-19,5	8,3
469	82,0	2,15								
471	80,6	2,20			5,5	1,8	0,42	3,59	-19,3	8,5
475	79,5				3,4		0,46	4,20	-19,4	9,2

... PG 1173

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszepti- bilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
479	80,3				4,5		0,46	4,15	-19,2	9,1
481	79,9				4,6	1,7	0,45	4,10	-19,1	9,1
483	79,6				4,7		0,46	4,24	-19,2	9,2
487	81,5	2,16			7,2		0,48	4,13	-19,4	8,6
491	81,0				0,7	1,6	0,46	3,85	-19,6	8,4
493	81,7				2,7		0,44	3,48	-19,7	7,9
495	81,1	2,16								
497	82,6				3,0		0,44	3,53	-19,7	8,0
501	82,3	2,16			4,0	1,5	0,41	2,89	-19,9	7,1
505	81,2				3,8		0,43	3,28	-19,6	7,7
509	80,8				3,7		0,46	3,64	-19,4	7,9
511	81,5				3,2	1,6	0,44	3,47	-19,5	7,9
513	80,5				3,8		0,47	3,65		7,8
517	82,5				3,0		0,40	2,95	-19,8	7,4
521	82,8				2,8	1,4	0,42	3,29	-19,7	7,8
525	82,0	2,15			3,7	1,5	0,43	3,10	-19,8	7,2
536	82,2				3,5	1,8	0,43	3,20	-19,5	7,4
545	81,6	2,15			4,0	1,7	0,44	3,38	-19,6	7,7
555	82,2	2,14			5,9	1,5	0,43	3,08	-19,6	7,2
566	80,8				2,2	1,6	0,45	3,78	-19,6	8,3
575	81,0				1,4	1,5	0,43	3,21	-20,0	7,5
585	80,8	2,15			1,6	1,3	0,42	3,03	-20,0	7,3
595	82,9				2,0	1,6	0,38	2,52	-20,1	6,6
605	82,8				3,9	1,6	0,42	3,35	-19,6	8,1
615	82,3	2,15			2,6	1,4	0,39	2,67	-19,7	6,8
625	82,2				3,1	1,4	0,36	2,34	-20,2	6,5
635	81,3				4,6	1,3	0,39	2,27	-20,4	5,9
645	82,7	2,16			3,0	1,2	0,37	2,27	-20,4	6,1
655	83,1				3,4	1,2	0,36	2,14	-19,9	5,9
665	82,4				2,3	1,0	0,37	2,32	-20,3	6,3
675	81,6	2,16			2,4	1,2	0,34	2,17	-20,4	6,3
685	82,1				2,4	1,0	0,37	2,25	-20,4	6,2
695	82,3				2,7	1,1	0,36	2,14	-20,6	6,0
705	79,8	2,18			2,3	1,2	0,35	2,18	-20,6	6,2
715	81,3				0,2	1,1	0,35	2,38	-20,9	6,8
719	81,3	2,17			0,2		0,32	2,25	-20,6	7,1
723	82,0				1,1		0,32	2,08	-20,7	6,5
725	82,2				1,3	1,2	0,33	2,43	-20,7	7,4
727	81,6				4,0		0,29	1,90	-20,7	6,7
730		2,16								
731	81,2				4,7		0,31	2,11	-20,4	6,9
735	79,6	2,21			4,0	1,2	0,32	2,21	-20,5	6,9
739	78,4				2,8		0,33	2,51	-20,6	7,7
743	80,5				3,8		0,30	2,05	-20,2	6,8
745	82,9				3,3	1,3	0,30	2,10	-20,0	7,1
747	80,3				3,6		0,34	2,45	-20,0	7,2
751	80,9				4,2		0,30	2,00	-20,3	6,6
755	81,0				4,5	1,2	0,30	1,96	-20,6	6,6
759	85,5				3,9		0,30	1,96	-20,2	6,6
760		2,18								
763	80,8				5,4		0,30	1,96	-20,2	6,5
765	80,0	2,20			6,2	1,3	0,31	1,95	-20,2	6,4
770	82,7				3,5	1,4	0,31	2,11	-20,2	6,9
780	81,6	2,18			3,7	1,3	0,31	2,14	-20,4	7,0
790	80,2	2,19			1,8	1,2	0,31	2,31	-20,0	7,5
800	80,4				2,2	1,2	0,32	2,36	-20,0	7,4
810	77,9				3,5	1,3	0,34	2,47	-20,3	7,2
820	79,5	2,19			3,0	1,3	0,31	2,30	-20,3	7,3
830	80,8				2,5	1,2	0,31	2,30	-20,1	7,3
840	79,2	2,21			2,1	1,2	0,34	2,57	-20,4	7,5
850	78,6	2,21			3,8	1,2	0,34	2,28	-20,3	6,8

... PG 1173

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszept- ibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
860	80,9				2,6	1,1	0,30	2,11	-20,2	7,1
870	77,6				2,9	1,2	0,31	2,18	-20,1	7,0
880	76,2	2,22			4,4	1,1	0,32	2,14	-20,6	6,8
890	79,2				4,6	1,3	0,30	2,00	-20,6	6,6
900	77,5				4,5	1,3	0,30	2,10	-20,4	6,9
910	78,9	2,19			4,9	1,2	0,33	2,21	-20,5	6,8
920	77,3				3,8	1,3	0,34	2,44	-20,4	7,2
930	77,6	2,21			4,5	1,4	0,36	2,57	-20,5	7,1
940	76,0	2,21			3,9	1,3	0,37	2,66	-20,3	7,3
944	72,6	2,24								
950	74,1	2,24			4,4	1,4	0,37	2,59	-20,8	7,1
954	73,4				1,7		0,38	3,10	-20,3	8,2
958	74,7	2,24			4,0		0,37	2,81	-20,3	7,7
960	74,0				3,0	1,4	0,36	2,85	-20,7	8,0
962	73,0				2,5		0,35	2,73	-20,6	7,8
966	71,8	2,25			3,5		0,37	2,80	-20,5	7,5
970	72,0	2,26			3,3	1,5	0,37	2,69	-20,5	7,3
974	71,1				3,5		0,36	2,71	-20,5	7,5
978	68,9				3,4		0,37	2,87	-20,4	7,7
980	71,2				3,5	1,4	0,39	2,83	-20,5	7,3
982	72,9				2,8		0,38	2,89	-20,4	7,6
986	70,6	2,26			3,1		0,39	2,92	-20,6	7,6
990	71,9				4,8	1,4	0,35	2,49	-20,7	7,2
996	68,8	2,28			3,5		0,33	2,46	-20,6	7,5
1000	71,3	2,27			2,5	1,4	0,32	2,41	-20,4	7,5
1010	68,8				1,4	1,3	0,31	2,40	-20,8	7,7
1020	70,2	2,27			1,2	1,2	0,31	2,72	-20,5	8,7
1030	70,0	2,29			0,6	1,1	0,30	2,34	-20,6	7,9
1040	65,9				0,4	1,2	0,27	2,18	-20,7	8,0
1050	67,2				0,4	1,3	0,27	2,18	-20,3	8,1
1060	67,9	2,29			1,4	1,1	0,29	2,17	-20,6	7,5
1070	65,1	2,33			0,5	1,2	0,24	1,92	-20,8	8,0
1080	66,7	2,35			1,1	1,3	0,26	2,09	-21,0	7,9
1090	65,1	2,36			0,7	1,3	0,26	2,12	-21,2	8,2
1100	66,6	2,33			2,7	1,4	0,29	2,15	-20,6	7,4
1110	70,8	2,30			2,6	1,3	0,30	2,10	-20,3	7,1
1120	72,1	2,30			2,0	1,4	0,27	1,93	-20,6	7,1
1130	61,2	2,42			1,4	1,2	0,21	1,65	-21,0	7,7
1140	67,6	2,35			2,1	1,2	0,25	1,78	-20,7	7,2
1149		2,30								
1150	66,6	2,37			1,2	1,4	0,23	1,78	-20,5	7,6
1160	66,5	2,36			1,4	1,5	0,27	1,99	-20,5	7,5
1170	72,9	2,31			1,6	1,2	0,28	1,98	-20,2	7,1
1180	58,0	2,49			0,8	1,4	0,19	1,60	-21,2	8,2
1185		2,40								
1190	57,6				0,7	2,3	0,22	1,80	-20,9	8,4
1194	54,9				1,5		0,21	1,65	-20,8	7,9
1195		2,48								
1198	54,7				1,6		0,19	1,56	-21,3	8,3
1200	57,4				1,1	2,1	0,19	1,59	-20,9	8,3
1202	57,4	2,55			1,2		0,18	1,45	-20,9	7,9
1205		2,58								
1206	56,7	2,54			0,8		0,20	1,66	-21,0	8,3
1210		2,53								
1215	46,0	2,66			0,8	1,4	0,04	0,31	-21,4	7,8
1225	32,2	2,72			1,0	1,4	0,01	0,29	-22,8	
1227	29,2									
1229	30,1									
1230		2,65								
1231	28,9									
1233	28,1				0,1	1,3	0,03	0,12		3,8
1235	29,8	2,73								

... PG 1173

Kern-tiefe	Wasser-gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht-raum-dichte	Massen-suszeptibilität	Karbonat-Gehalt	S-Gehalt	N-Gehalt	C _{org} -Gehalt	δ ¹³ C-Wert	C/N-Verhältnis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[‰ V-PDB]	
1243	21,0				0,1	0,5	0,02	0,08	-21,4	3,8
1253	16,5				0,0	0,2	0,02	0,08	-22,0	4,2
1255	15,4	2,76								
1263	16,6				0,1	0,1	0,02	0,07		3,5
1273	14,4	2,77			0,2	0,1	0,02	0,09	-21,9	4,1
1283	10,9				0,2	0,1	0,02	0,07		4,4
1285	13,5	2,76			0,7	0,0	0,00	0,04		
1287	14,1				0,6	0,1	0,01	0,06	-24,2	6,0
1289	11,5				0,6	0,1	0,01	0,08	-21,5	6,7

Sedimentkern PG 1174

Kern-tiefe	Wasser-gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht-raum-dichte	Massen-suszeptibilität	Karbonat-Gehalt	S-Gehalt	N-Gehalt	C _{org} -Gehalt	δ ¹³ C-Wert	C/N-Verhältnis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[‰ V-PDB]	
3	28,8	2,69			0,5	0,1	0,06	0,36	-18,6	6,0
15	25,7		1,73	0,472	0,5	0,2	0,06	0,34	-19,2	5,6
27	37,9		1,63	0,541	18,6	1,4	0,13	1,46	-22,8	11,1
39	33,1		1,69	0,320	0,6	0,3	0,09	0,59	-19,1	6,6
51	37,0		1,61	0,278	0,5	0,4	0,11	0,74	-19,2	6,5
63	26,6		1,80	0,301	0,8	0,3	0,08	0,42	-19,6	5,5
75	29,5		1,78	0,363	0,8	0,4	0,07	0,39	-19,9	5,3
87	36,1		1,61	0,417	0,8	0,5	0,09	0,50	-20,6	5,6
99	41,4	2,59	1,57	0,423	0,7	0,8	0,11	0,59	-21,3	5,6
111	41,5		1,55	0,377	0,9	0,6	0,09	0,47	-21,7	5,3
123	40,5		1,58	0,376	12,7	1,0	0,65	4,35	-19,2	6,7
135	37,0		1,63	0,396	0,6	0,3	0,06	0,33	-20,3	5,5
147	38,7		1,61	0,410	0,3	0,3	0,06	0,34	-20,1	5,9
159	34,2		1,70	0,423	0,4	0,2	0,05	0,25	-20,6	5,2
171	23,7		1,77	0,514	0,3	0,2	0,03	0,15		5,8
183	35,7		1,70	0,383	0,1	0,2	0,04	0,21	-19,8	6,1
195	37,5	2,69	1,57	0,348	0,2	0,2	0,02	0,16	-22,9	8,2
207	17,1		2,18	1,173	0,1	0,0	0,00	0,03		
219	11,1		2,30	0,724	0,2	0,0	0,00	0,04		
231	13,3		2,27	0,660	0,4	0,0	0,00	0,04		
237	11,2	2,75			0,4	0,0	0,00	0,03		11,5

Sedimentkern PG 1177

Kern-tiefe	Wasser-gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht-raum-dichte	Massen-suszeptibilität	Karbonat-Gehalt	S-Gehalt	N-Gehalt	C _{org} -Gehalt	δ ¹³ C-Wert	C/N-Verhältnis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[‰ V-PDB]	
1	16,9				0,2	0,0	0,01	0,04	-23,2	8,6
13	17,7		1,81	0,684	0,2	0,0	0,01	0,08	-21,6	5,8
25	46,9		1,53	0,481	0,0	0,1	0,02	0,10	-26,2	5,7
37	59,5		1,40	0,423	0,0	0,2	0,02	0,11	-24,6	6,3
49	39,7				0,0	0,1	0,01	0,06		8,7

Sedimentkern PG1178

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	18,0	2,77			0,2	0,0	0,00	0,04	-22,1	
13	18,3		2,07	0,752	0,0	0,0	0,00	0,06	-21,4	
25	12,7		2,09	0,595	0,1	0,0	0,01	0,05	-21,8	9,8
37	14,6		2,13	0,746	0,0	0,0	0,00	0,05	-19,9	
49	12,9	2,73	2,14	0,742	0,0	0,0	0,00	0,06	-21,9	
61	13,1		2,20	0,686	0,0	0,0	0,01	0,06	-24,1	11,1
73	14,4		2,17	0,941	0,0	0,0	0,00	0,05	-23,7	
85	17,3	2,73	2,19	0,576	0,1	0,0	0,00	0,06	-22,0	

Sedimentkern PG1179

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
3	38,2				1,6	0,1	0,09	0,44	-18,4	4,7
15	19,6		1,98	0,579	0,5	0,2	0,03	0,18	-17,3	5,4
27	22,1		2,28	0,479	0,3	0,2	0,04	0,24	-18,1	6,3
39	24,4		1,91	0,722	0,9	0,3	0,06	0,32	-19,2	5,3
51	23,1		1,91	0,681	0,6	0,2	0,04	0,26	-19,6	6,1
63	21,6		1,95	0,619	0,5	0,2	0,04	0,26	-19,8	6,0
75	18,2		2,03	0,637	0,5	0,2	0,04	0,22	-20,0	5,7
87	17,0		2,11	0,627	0,5	0,2	0,02	0,13	-20,3	5,8
99	11,9				0,4	0,1	0,02	0,09	-22,7	5,3

Sedimentkern PG1180

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	94,3	2,29			16,1	1,2	0,89	8,84	-16,4	9,9
9	93,5				22,1	2,1	1,00	10,53	-13,9	10,6
21	91,4	2,22			17,2	1,6	0,92	9,79	-15,0	10,7
31	90,0	2,29			16,1	1,3	0,76	8,25	-14,0	10,9
41	91,5	2,15			21,4	1,8	0,94	10,31	-14,2	11,0
51	92,4	2,09			24,9	2,1	0,98	11,17	-14,0	11,4
61	90,6	2,18			18,9	2,0	0,93	9,67	-15,9	10,5
71	90,0				25,7	2,3	0,86	9,62	-13,4	11,1
81	89,6	2,15			28,5	2,3	1,03	9,76	-18,8	9,5
91	88,4	2,18			28,6	1,8	0,84	8,92	-13,7	10,7
101	86,6	2,16			30,8	1,8	1,07	9,59	-13,9	9,0
111	85,8	2,01			31,8	3,5	1,33	13,39	-22,2	10,0
121	85,7	1,95			37,5	3,3	1,39	15,02	-24,5	10,8
131	92,4	2,06			18,0	2,2	0,92	7,72	-21,7	8,4
141	93,4	2,10			11,8	1,9	0,78	5,98	-21,4	7,7
151	92,6	2,14			11,3	2,0	0,72	5,29	-21,2	7,3
153	73,7				1,5	0,7	0,13	1,01	-20,3	7,6
161	94,5	2,11			11,5	1,7	0,62	4,53	-21,4	7,3
171	91,5	2,17			5,6	1,6	0,53	4,27	-20,0	8,0
181	89,7	2,22			4,3	1,6	0,46	4,11	-19,6	9,0
191	91,9	2,17			5,2	1,7	0,49	4,09	-20,6	8,3
201	88,6	2,22			4,5	1,5	0,40	3,49	-18,6	8,7
211	88,3	2,27			2,6	1,5	0,35	2,78	-18,3	8,0

... PG 1180

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[‰ V-PDB]	
221	88,6				3,0	1,6	0,41	3,34	-18,4	8,1
231	87,7				1,3	1,6	0,37	2,99	-18,6	8,0
241	86,9	2,29			2,0	1,8	0,37	3,11	-19,5	8,4
251	89,8	2,21			0,3	1,5	0,36	3,13	-18,4	8,8
256	91,5	2,18			4,0	1,6	0,34	2,53	-19,2	7,5
264	79,7				2,6		0,29	2,26	-17,9	7,8
266	86,4	2,26			5,8	1,4	0,37	2,53	-18,5	6,8
276	78,6	2,20			3,4	1,3	0,32	2,45	-19,4	7,6
278	90,2	2,21			3,0		0,35	2,52	-19,4	7,3
280	49,0				4,1		0,33	2,39	-19,2	7,2
286	89,2				4,6	1,1	0,36	2,83	-19,8	8,0
296	84,6	2,39			4,6	1,3	0,30	2,24	-20,9	7,4
306	86,4	2,30			4,3	1,5	0,32	2,25	-18,9	7,1
316	88,6	2,25			5,7	1,2	0,33	2,08	-19,7	6,3
326	90,0	2,19			4,7	1,2	0,35	2,38	-19,7	6,9
336	89,5				4,5	1,1	0,30	2,00	-19,0	6,6
346	88,8				6,0	1,4	0,35	2,30	-19,5	6,5
356	88,6	2,21			5,5	1,7	0,34	2,30	-19,0	6,8
366	90,7	2,11			6,0	1,5	0,38	2,67	-19,2	7,0
376	77,9	2,48			3,1	1,5	0,19	1,15	-18,8	6,2
386	86,5	2,16			5,4	1,8	0,29	1,95	-19,8	6,7
396	89,0				5,7	1,7	0,35	2,30	-19,6	6,5
406	89,0				5,0	1,4	0,31	2,13	-18,7	6,8
416	89,1	2,15			4,5	1,6	0,38	2,88	-19,9	7,5
426	89,6	2,11			6,8	1,2	0,37	2,59	-19,9	7,0
436	88,0	2,14			5,1	1,7	0,36	2,79	-20,3	7,8
446	88,5	2,22			3,5	1,5	0,34	2,47	-19,9	7,2
456	89,4	2,11			5,0	1,2	0,41	3,28	-19,9	8,0
466	85,6				4,3	1,6	0,30	2,09	-19,5	7,0
476	91,6				3,8	1,6	0,37	2,75	-18,4	7,5
486	89,8	2,11			4,8	0,7	0,33	2,15	-20,3	6,5
496	87,4	2,15			4,6	1,6	0,36	2,42	-19,7	6,8
506	86,8	2,20			4,9	1,5	0,33	2,55	-19,8	7,7
516	88,4	2,17			4,0	1,8	0,33	2,24	-20,4	6,8
526	90,8	2,08			4,0	1,6	0,34	2,49	-19,5	7,4
536	90,6				3,9	1,5	0,32	2,21	-20,2	6,9
546	86,9				3,5	1,5	0,31	2,07	-20,3	6,8
556	89,7	2,07			3,5	1,4	0,40	2,93	-21,6	7,3
566	85,9	2,19			2,1	1,8	0,34	2,98	-20,6	8,8
576	88,5	2,11			5,2	1,5	0,36	3,64	-20,3	10,3
586	88,8	2,14			4,5	1,5	0,35	3,48	-20,3	10,0
596	90,5	2,08			4,1	1,5	0,31	2,97	-21,1	9,7
606	88,5	2,14			3,4	1,6	0,34	3,11	-21,3	9,1
616	89,5	1,90			5,2	1,4	0,32	3,11	-19,8	9,7
626	86,3	2,17			7,4	1,7	0,32	1,69	-20,0	5,2
636	88,1	2,10			6,6	1,7	0,36	2,15	-20,0	5,9
646	90,4	2,06			7,0	1,6	0,33	1,87	-20,2	5,6
656	89,8				6,1	1,6	0,34	1,90	-20,5	5,6
666	89,9				5,9	1,5	0,32	1,84	-20,1	5,7
676	90,5	2,04			6,1	1,5	0,34	1,98	-19,8	5,8
686	88,0				6,6	1,6	0,34	2,02	-19,5	6,0
696	90,4	2,05			7,3	1,2	0,33	1,95	-19,7	6,0
706	89,2	2,09			5,6	1,3	0,31	1,98	-19,6	6,4
716	89,8				6,6	1,3	0,34	2,00	-20,1	6,0
726	88,1	2,10			2,4	1,1	0,34	2,30	-20,1	6,9
736	86,8	2,10			2,5	1,0	0,39	2,81	-19,7	7,3
746	81,2	2,20			2,2	1,4	0,42	3,20	-18,9	7,6
756	83,7	2,15			2,8	1,4	0,37	2,81	-19,5	7,6
766	66,5				1,9	0,9	0,14	0,80	-19,9	5,9
776	87,9				2,6	1,4	0,34	2,41	-20,0	7,0
786	85,9	2,14			2,5	1,2	0,34	2,32	-20,2	6,8
796	87,8				2,7	1,4	0,35	2,30	-19,7	6,7

... PG 1180

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻¹]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[‰ V-PDB]	
806	88,2				1,8	1,2	0,35	2,41	-20,1	7,0
816	84,4	2,15			1,8	1,5	0,39	2,96	-20,4	7,5
826	85,2	2,09			1,7	1,4	0,46	3,37	-19,5	7,4
836	84,1	2,11			4,2	1,5	0,43	3,13	-19,8	7,3
846	86,9	2,07			1,9	1,5	0,43	3,05	-19,3	7,1
856	81,1	2,24			4,4	2,1	0,35	2,88	-21,5	8,2
866	84,7	2,14			1,9	1,6	0,33	2,40	-19,9	7,4
876	81,7				1,6	1,2	0,23	1,61	-19,2	6,9
886	80,0	2,29			2,8	1,4	0,22	1,48	-20,2	6,7
896	81,0				1,8	1,6	0,31	2,20	-19,6	7,2
906	73,0				1,3	1,9	0,27	2,07	-19,4	7,7
916	79,9	2,30			3,5	1,6	0,22	1,61	-20,0	7,3
926	81,7	2,22			1,5	1,8	0,26	2,08	-20,0	7,9
936	80,2	2,27			1,3	2,0	0,28	2,32	-20,6	8,3
946	56,7	2,64			3,9	3,9	0,21	2,50	-20,6	11,7
956	38,8	2,69			1,3	1,6	0,08	0,45	-17,5	5,4
966	56,2	2,61			1,1	1,2	0,08	0,36	-24,0	4,8
976	30,1	2,74			14,0	2,0	0,04	0,18	-23,6	4,7
978	32,9				0,7	2,4	0,05	0,23		4,5
980	31,8					2,6				
986	32,9	2,77								
988	32,8				0,3	3,6	0,05	0,25	-23,8	5,1
996	24,0	2,76								
998	20,2				0,4	0,2	0,02	0,10	-25,5	5,0
1008	26,0				0,6	0,1	0,01	0,17	-23,7	
1016	23,3	2,73								
1018	24,6				0,6	0,2	0,02	0,17	-23,7	9,9
1028	11,8				0,6	0,1	0,00	0,08		
1036	13,7	2,75								
1038	13,5				2,6	0,4	0,02	0,22		12,1
1046	23,1	2,72								
1048	27,9				5,3	2,4	0,1	1,28	-21,9	13,8
1058	21,4				3,9	0,9	0,03	0,40	-21,7	12,5
1068	21,6				4,5	1,2	0,05	0,45	-21,9	8,5
1076	21,4	2,75								
1078	18,0				3,1	0,8	0,02	0,28		11,5
1088	21,2				2,8	0,8	0,02	0,22	-21,8	10,5
1098	22,4				2,2	0,9	0,02	0,26	-22,6	13,1
1100	23,5	2,72			2,7	1,2	0,04	0,25		5,6
1102	24,7	2,71			1,9	1,2	0,05	0,32	-22,5	6,5

Sedimentkern PG 1181

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻¹]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[‰ V-PDB]	
1					32,9	0,1	0,77	5,19	-17,2	6,8
11					17,5	0,2	0,52	3,40	-19,9	6,5
21					31,0	0,2	0,65	4,62	-16,6	7,1
31					37,7	0,4	0,81	6,98	-18,1	8,6
41					29,5	0,3	0,78	6,16	-19,9	7,9
51					15,6	0,2	0,46	3,32	-21,6	7,2
61					18,0	0,4	0,55	4,69	-19,4	8,5
71					14,6	0,2	0,41	3,65	-21,5	9,0
81					5,8	0,3	0,30	2,97		10,0
91					17,0	1,8	0,43	5,20	-17,0	12,2
93					11,1	0,4	0,44	4,58	-20,0	10,5

... PG 1181

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
95					17,3	9,3	0,32	2,38	-18,1	7,5
97					3,7	1,0	0,21	1,48	-21,9	7,0
99					3,8	0,1	0,19	1,27	-22,5	6,6
101	74,7				9,9	0,1	0,26	1,99	-20,2	7,7
113	78,8		1,21	0,041	12,5	0,2	0,29	2,38	-21,4	8,1
125	66,9		1,33	0,128	5,4	2,7	0,18	1,13	-23,6	6,5
131	57,3					0,0	0,14			
137	53,9				0,6	0,0	0,05	0,22	-24,3	4,3
149	41,4		1,56	0,288	0,5	0,0	0,04	0,16	-24,7	3,7
161	33,8		1,72	0,427	0,6	0,0	0,05	0,25	-23,7	5,1
173	33,8		1,65	0,474	0,7	0,1	0,06	0,34	-23,8	5,8
185	33,4		1,67	0,496	0,9	0,4	0,06	0,38	-22,6	6,5
197	28,0		1,79	0,639	0,6	0,1	0,04	0,20	-23,5	5,8
209	28,8				0,5	0,2	0,04	0,25	-25,1	6,2

Sedimentkern PG 1182

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
2					22,3	0,1	0,82	4,72	-24,0	5,7
11					40,8	0,3	0,99	6,40	-18,3	6,4
21		2,30			29,7	0,3	0,86	5,03	-20,2	5,8
31					13,2	0,1	0,45	2,52	-17,2	5,6
41					16,2	0,2	0,36	2,84	-15,5	7,9
51					10,8	0,1	0,32	1,97	-24,5	6,2
61					0,2	0,0	0,05	0,20	-23,6	4,1
71		2,70								
73	25,4				0,5	0,0	0,04	0,11	-22,2	2,9
85	37,7	2,65	1,73	0,586	0,6	0,1	0,05	0,43	-24,7	8,1
91	10,5	2,74	2,32	0,809						
97	18,2		2,06	0,914	1,1	0,3	0,03	0,20	-26,4	7,4
109	28,2		1,80	0,283	2,7	0,8	0,09	0,78	-29,1	8,9
121	26,9	2,67	1,86	0,216	2,2	0,9	0,09	0,75	-29,1	8,4
133	21,0		1,89	0,210	1,9	1,0	0,10	0,73	-28,8	7,5
145	18,7		2,03	0,285	1,1	0,8	0,05	0,61	-27,2	12,1
157	15,6		2,18	0,302	1,4	0,8	0,05	0,54	-26,8	11,5
163	16,1	2,70	2,27	0,304		1,0	0,06			
169	17,3				1,2	1,3	0,06	0,69	-27,2	11,0

Sedimentkern PG 1183

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
2		2,43			21,2	0,2	0,70	3,90	-26,9	5,6
11					26,3	0,2	0,72	4,41	-20,1	6,2
21					36,1	0,3	0,79	5,98	-17,7	7,6
31					46,0	0,5	1,19	8,97	-21,7	7,5
41					39,6	0,4	0,89	7,01	-17,0	7,9
51					40,8	0,5	1,02	8,88	-15,5	8,7
61					39,2	0,6	1,30	10,00	-22,1	7,7

... P G 1 1 8 3

Kern- tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszept- ibilität 10 ⁻³ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
71					17,6	0,7	1,31	12,57	-18,6	9,6
81					29,4	0,6	1,15	12,29	-13,3	10,7
91		2,12			42,0	0,3	1,16	9,59	-19,6	8,3
101					33,5	0,3	1,06	9,11	-18,9	8,6
111					36,6	0,3	1,10	11,74	-14,3	10,7
121					41,0	0,3	0,83	7,16	-16,0	8,7
131					48,4	0,3	0,92	6,94	-17,8	7,5
141		2,28			36,1	0,5	0,74	6,33	-13,5	8,5
151					33,2	0,6	0,75	5,74	-15,5	7,7
159					15,5	0,5	0,39	2,75	-18,6	7,0
161					6,7	0,5	0,22	1,69	-18,4	7,9
163		2,42			19,1	0,3	0,49	3,66	-16,1	7,5
171					15,3	0,2	0,45	3,07	-18,8	6,8
181					29,9	0,5	0,65	5,70	-17,3	8,8
191					21,8	0,6	0,56	4,69	-21,8	8,5
201		2,23			30,6	0,3	0,95	8,31	-16,2	8,7
211		2,19			33,9	0,4	0,98	7,48	-15,9	7,7
221					35,1	0,4	0,91	9,01	-14,1	9,9
231					38,7	0,4	0,81	7,65	-13,6	9,5
241					36,4	0,4	1,09	7,94	-16,5	7,3
251					38,8	0,4	0,87	7,74	-16,0	8,9
261					34,2	0,4	0,80	6,76	-15,3	8,5
271					32,7	0,3	0,84	6,13	-16,1	7,3
281		2,14			39,3	0,4	0,94	7,86	-14,4	8,3
291					28,8	0,5	0,90	10,81	-13,9	12,0
301					28,6	0,4	0,88	9,55	-13,0	10,8
311					23,3	0,4	0,76	7,89	-15,2	10,3
321					21,6	0,4	0,83	7,99	-15,6	9,6
331		2,26			24,2	0,6	0,64	6,70	-14,8	10,5
341					29,1	0,6	0,62	5,64	-14,7	9,1
351					29,1	1,1	0,92	11,51	-14,1	12,6
361					23,3	0,7	0,63	5,02	-16,1	8,0
371					23,4	0,5	0,52	4,38	-15,7	8,4
381					27,0	0,6	0,60	5,88	-15,5	9,7
391		2,38			23,1	0,5	0,41	4,26	-14,1	10,4
401					35,3	0,7	0,72	5,91	-16,2	8,2
411					27,2	0,7	0,63	5,12	-16,5	8,1
421					33,6	0,9	0,61	5,72	-18,5	9,4
431		2,13			38,0	1,2	0,72	9,53	-18,1	13,2
436		2,15								
437					28,7	1,0	0,75	10,01	-18,6	13,3
446		2,32			28,2	1,8	0,54	6,04	-25,1	11,3
456					37,4	2,8	0,58	7,94	-22,7	13,8
466					38,5	2,2	0,52	9,05	-21,3	17,5
476		2,12			36,4	2,0	0,65	10,67	-19,6	16,3
486					46,2	2,2	0,59	7,25	-19,2	12,3
496		2,40			26,9	2,0	0,45	3,73	-19,8	8,3
500					3,9	1,1	0,18	1,19		6,6
502	59,8	2,61			0,8	0,1	0,13	0,84		6,3
514	26,9		1,66	0,548	0,4	0,0	0,04	0,08	-21,4	2,0
526	26,4		1,64	0,749	0,3	0,0	0,04	0,07	-22,2	1,6
538	26,2				0,2	0,0	0,04	0,07	-21,1	1,7
544	26,5	2,73	1,56	0,597						
550	26,9		1,56	0,605	0,4	0,0	0,05	0,13	-20,4	2,7
562	26,6		1,67	0,572	0,4	0,0	0,04	0,11	-21,7	2,6
574	25,2	2,74	1,80	0,554	0,4	0,0	0,04	0,11	-19,8	2,9
586	15,9		1,93	0,546	0,6	0,0	0,03	0,05	-20,5	2,1
598	17,9		1,80	0,672	0,3	0,0	0,03	0,06	-20,3	2,2
604	14,4	2,78	1,79	0,100						
610	11,7		2,10	1,118	0,5	0,0	0,02	0,04	-21,0	2,0
622	8,7		2,27	0,936	0,4	0,0	0,02	0,04		2,2
633.5	12,6				0,4	0,0	0,02	0,05	-19,5	2,7

... PG 1183

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%o V-PDB]	
638					0,3	0,0	0,02	0,04	-20,5	2,0
644		2,78			0,3	0,0	0,02	0,05	-20,5	2,5

Sedimentkern PG 1184

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%o V-PDB]	
1	36,7	2,70			0,0	0,0	0,02	0,12	-23,4	5,9
13	30,4		1,77	0,286	0,0	0,0	0,01	0,08	-26,2	5,9
25	31,9		1,74	0,305	0,1	0,0	0,02	0,08	-25,3	5,1
37	34,6		1,71	0,273	0,1	0,0	0,02	0,11		4,9
49	36,1		1,67	0,292	0,2	0,0	0,02	0,12		5,4
55	31,8	2,70								
61	31,3				0,0	0,0	0,01	0,08	-25,1	6,5
73	33,7		1,73	0,298	0,2	0,0	0,02	0,09	-24,9	5,9
85	31,4		1,76	0,299	0,1	0,0	0,02	0,08		5,1
97	32,6		1,72	0,232	0,2	0,0	0,02	0,09	-24,8	6,2
103	37,1	2,68	1,67	0,259						
109	34,4		1,71	0,273	0,3	0,0	0,02	0,11	-23,1	7,4
121	32,1		1,74	0,272	0,2	0,0	0,01	0,09		6,4
133	25,1		1,89	0,343	0,1	0,0	0,01	0,03		4,3
145	30,4				0,1	0,0	0,01	0,08	-24,4	5,9
151	28,8	2,69								
157	32,7				0,1	0,0	0,01	0,07	-26,0	5,1
169	34,2		1,72	0,257	0,1	0,0	0,01	0,05	-25,7	6,0
181	33,7		1,68	0,282	0,1	0,0	0,01	0,04		4,5
193	34,1		1,71	0,211	0,0	0,0	0,02	0,07	-24,3	4,9
199	32,8	2,68	1,68	0,219						
205	34,4		1,70	0,222	0,0	0,0	0,01	0,04		5,0
217	28,6		1,75	0,278	0,1	0,0	0,01	0,03		3,9
229	28,9	2,74	1,83	0,313	0,0	0,0	0,01	0,04		5,8
241	21,8		1,93	0,338	0,0	0,0	0,01	0,01		1,8

Für das folgende Kernsegment können nur unkorrelierte Sedimenttiefen angegeben werden, weil infolge einer Schichtlücke keine Korrelation möglich ist.

199	16,9	2,71			0,6	0,0	0,00	0,01		
205	16,2		1,96		0,1	0,0	0,00	0,01		
217	12,0		2,09	0,245	0,1	0,0	0,00	0,01		
229	15,0		2,21	0,297	0,0	0,0	0,00	0,02		
241	12,6		2,27	0,299	0,0	0,0	0,00	0,02		
253	13,3				0,1	0,0	0,00	0,02		
265	11,0		2,23	0,367	0,1	0,0	0,00	0,00		
277	13,4	2,73	2,43	0,470	0,1	0,0	0,00	0,02		
289	12,8		2,20	0,652	0,2	0,0	0,00	0,02		
301	13,5		2,21	0,703	0,2	0,0	0,00	0,01		
313	10,9		2,14	0,543	0,3	0,0	0,00	0,01		
325	12,9		2,14	0,469	0,2	0,0	0,00	0,01		
337	12,9		2,19	0,624	0,1	0,0	0,00	0,01		
349	10,6				0,0	0,0	0,00	0,00		
354,5	10,4	2,74			0,2	0,0	0,00	0,02		
358					0,1	0,0	0,00	0,02		

Sedimentkern PG1185

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1					3,0	0,0	0,18	1,18	-24,9	6,5
11					7,4	0,1	0,34	2,15	-24,2	6,4
19					2,5	0,0	0,17	0,90	-24,9	5,3
21	64,5	2,59			0,6	0,0	0,14	0,96	-24,8	7,0
27	57,3				3,4	0,0	0,11	0,60		5,6
39	56,7		1,37	0,109	2,6	0,0	0,10	0,51		5,1
45	56,4		1,45	0,120		0,0	0,11			
51	46,2		1,69	0,272	0,5	0,0	0,05	0,25	-23,1	5,4
60	23,2		1,61		0,1	0,0	0,01	0,02		1,7
69	34,0		1,80	0,403	0,2	0,0	0,03	0,13		4,6
75	40,8	2,68	1,62	0,292						
81	36,2		1,68	0,288	0,0	0,0	0,01	0,08	-23,0	5,9
93	31,6		1,72	0,427	0,0	0,0	0,01	0,05	-22,6	4,5
105	8,5		2,16	0,690	0,1	0,0	0,01	0,02		2,8
111	7,8					0,0	0,00			
116,5	10,1	2,75			0,1	0,0	0,00	0,01		7,5
122					0,5	0,0	0,00	0,01		

Sedimentkern PG1186

Kern-tiefe [cm]	Wasser- gehalt [%]	mittleres spezif. Gewicht [g cm ⁻³]	Feucht- raum- dichte [g cm ⁻³]	Massen- suszep- tibilität 10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	Karbonat- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	N- Gehalt [%]	C _{org} - Gehalt [%]	δ ¹³ C- Wert [‰ V-PDB]	C/N- Verhält- nis
1	63,9	2,64			0,1	0,0	0,07	0,54		8,0
13	63,8		1,33	0,087	0,6	0,0	0,10	0,65		6,8
25	59,6				0,8	0,0	0,07	0,44	-24,7	6,3
37	59,3		1,40	0,130	1,2	0,0	0,08	0,46	-24,7	5,5
49	51,6	2,64	1,46	0,193	0,8	0,0	0,06	0,27	-23,3	4,9
61	51,5		1,46	0,196	1,0	0,0	0,05	0,21	-22,7	4,2
73	52,5		1,46	0,200	0,2	0,0	0,03	0,16		4,7
85	32,4		1,76	0,446	0,2	0,0	0,02	0,05	-25,2	3,0
97	21,1				0,1	0,0	0,01	0,01		
103	13,1	2,76								
109	14,4				0,4	0,0	0,01	0,00		
121	12,6		2,22	0,608	0,4	0,0	0,01	0,00		
133	13,8		2,18	0,619	0,4	0,0	0,02	0,00		
145	13,0		2,18	0,614	0,3	0,0	0,01	0,01		
151	13,4	2,76	2,20	0,618						
157	13,9		2,25	0,594	0,4	0,0	0,02	0,00		
169	13,9		2,21	0,701	0,4	0,0	0,01	0,00		
181	12,9		2,33	0,848	0,3	0,0	0,01	0,01		
193	9,5				0,7	0,0	0,01	0,00		
202		2,75			0,3	0,0	0,01	0,02		

S e d i m e n t k e r n P G 1 1 8 7

Kern- tiefe	Wasser- gehalt	mittleres spezif. Gewicht	Feucht- raum- dichte	Massen- suszep- tibilität	Karbonat- Gehalt	S- Gehalt	N- Gehalt	C _{org} - Gehalt	δ ¹³ C- Wert	C/N- Verhält- nis
[cm]	[%]	[g cm ⁻³]	[g cm ⁻³]	10 ⁻⁸ [m ³ kg ⁻¹]	[%]	[%]	[%]	[%]	[‰ V-PDB]	
1					1,7	0,0	0,20	1,63	-21,9	8,1
7					6,3	0,1	0,41	3,13	-26,4	7,6
13					12,2	0,2	0,60	4,21	-24,0	7,0
19					29,7	0,3	0,93	9,23	-14,2	10,0
25					30,1	0,3	0,76	5,88	-16,2	7,7
31					17,6	0,2	0,54	3,49	-19,2	6,5
37					20,0	0,2	0,49	3,66	-15,8	7,5
43					16,8	0,2	0,57	4,14		7,3
49					8,8	0,1	0,31	1,90		6,2
55					6,3	0,1	0,34	2,32	-23,5	6,9
61					10,8	0,1	0,35	2,43	-19,9	6,9
67					23,2	0,2	0,53	4,73	-16,4	8,9
73					40,6	0,4	0,69	6,21	-13,3	9,0
79					3,7	0,1	0,28	2,34	-17,9	8,2
85					0,5	0,2	0,08	0,38	-22,8	5,1
91					2,4	0,1	0,18	1,03	-24,4	5,6

Tab. 7: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse der Messungen an Foraminiferen

Station	Sedimenttiefe [cm]	$\delta^{18}\text{O}$ -Wert [‰ V-PDB]	$\delta^{13}\text{C}$ -Wert [‰ V-PDB]
PG1157	0,5	3,103	0,878
PG1158	3	4,023	1,490
PG1163	0,5	4,182	0,959
PG1163	1	4,086	1,364
PG1163	3	4,124	0,704
PG1163	5	3,903	1,214
PG1163	7	3,797	-0,306
PG1163	9	3,877	0,513
PG1163	11	3,432	-0,571
PG1163	13	4,133	0,693
PG1163	17	3,608	0,367
PG1163	19	3,719	0,010
PG1163	25	3,545	0,298
PG1163	27	3,923	0,466
PG1163	29	3,308	-0,107
PG1163	31	3,750	0,333
PG1163	33	3,011	-0,573
PG1163	35	3,021	-0,883
PG1163	37	2,893	-0,918
PG1163	51	4,062	0,664
PG1163	57	3,550	-2,000
PG1163	59	3,480	-3,228
PG1163	61	3,825	-2,083
PG1170	3	3,896	0,376
PG1170	31	3,612	0,245
PG1170	169	4,081	0,465
PG1170	175	3,746	0,516
PG1170	217	4,063	0,526
PG1170	229	4,172	1,186
PG1170	241	3,641	-0,182
PG1170	253	3,741	-0,153
PG1170	271	4,132	0,116
PG1170	283	3,773	0,162
PG1170	303	3,444	0,345
PG1170	333	3,589	-2,031
PG1170	339	3,845	-1,416
PG1171	1	3,766	0,129
PG1172	1	3,915	4,487
PG1172	5	3,819	-0,102
PG1172	17	3,704	0,229
PG1177	15	3,709	0,897
PG1178	0,5	4,061	0,154
PG1179	95	4,263	0,247

Tab. 8: RFA-Daten des Gesamtsedimentes: Sowohl die Oxide als auch die Summe sind in Gewichtsprozent angegeben; die Elemente werden in [mg kg⁻¹] angegeben. Im Bereich der Nachweisgrenze liegende Werte sind mit „<“ gekennzeichnet.

Station	Sedimenttiefe [cm]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr	Summe
PG1158	361	59,97	0,959	13,86	7,11	2,57	3,22	2,79	3,89	893	128	18	47	<15	921	<5	13	26	33	196	288	33	90	31	121	210	95,0
PG1158	366,5	60,95	0,910	13,99	6,86	2,48	3,45	2,79	3,65	879	112	18	47	<13	918	<5	11	24	31	178	314	27	86	28	126	199	95,9
PG1161	56	56,99	1,046	15,57	8,68	2,59	2,10	2,12	4,72	985	153	22	48	30	771	<5	21	40	44	230	191	44	98	38	144	198	94,4
PG1161	146	57,33	1,128	15,97	9,01	3,10	2,25	2,07	4,91	1462	114	25	145	<9	1311	15	19	51	42	200	282	29	113	33	147	342	96,3
PG1161	152	64,40	0,758	11,96	5,06	1,73	2,45	3,16	3,46	817	106	<9	37	<2	696	<5	13	12	26	167	227	20	67	27	98	287	94,5
PG1165	300	60,57	0,866	14,49	7,21	2,80	3,47	3,17	3,42	925	138	13	69	20	859	<5	16	34	34	152	350	28	99	29	114	252	96,6
PG1165	306	60,79	0,842	14,44	7,12	2,78	3,33	3,13	3,54	982	163	18	66	29	860	<5	17	33	33	162	357	36	97	29	115	206	96,6
PG1173	11	44,50	0,279	3,81	2,64	2,63	1,32	13,30	1,40	298	<38	<5	28	<1	182	35	<4	<8	<8	48	121	10	46	<9	79	52	72,6
PG1173	391	50,39	0,367	5,09	3,52	2,37	1,68	8,94	1,57	461	51	<8	40	<9	281	75	<4	17	12	65	180	12	69	<12	130	77	77,7
PG1173	770	53,79	0,288	3,99	2,59	2,38	1,35	10,34	1,33	340	<45	<8	26	<2	207	60	<2	12	10	41	130	6	47	<12	109	67	78,5
PG1173	1225	57,20	0,932	13,95	7,40	3,10	3,16	3,81	3,37	895	137	22	66	48	1211	<5	16	46	29	159	292	28	98	35	114	301	95,9
PG1173	1289	61,89	0,915	13,97	6,59	2,59	3,54	3,49	3,04	963	94	19	60	33	782	<5	14	42	33	126	343	17	100	28	92	212	96,6
PG1180	31	43,63	0,664	10,00	6,20	3,05	2,07	3,81	2,53	637	68	16	64	32	513	<5	10	44	23	127	227	16	86	<15	117	114	74,4
PG1180	456	47,09	0,284	3,34	2,32	3,17	1,74	11,66	1,11	323	<31	<7	31	<4	152	124	<1	9<	<8	32	190	4	62	<7	80	52	73,8
PG1180	978	53,02	1,095	14,16	9,61	3,66	2,78	3,26	3,82	935	158	29	89	59	1013	<5	22	65	35	201	275	45	129	43	157	251	95,2
PG1180	1102	56,00	0,999	14,14	8,18	3,20	3,51	3,02	3,58	1026	136	27	82	54	820	<5	17	59	29	172	361	31	116	32	159	249	94,8
PG1182	73	56,44	1,081	15,09	9,43	3,46	3,16	2,32	3,32	990	154	32	103	65	894	<5	17	64	34	176	272	38	127	46	150	276	95,0
PG1182	109	56,48	0,897	14,47	8,63	2,71	2,89	2,21	3,72	989	128	23	59	38	1210	<5	17	43	33	205	248	36	97	33	135	204	93,8
PG1182	163	60,02	0,894	14,11	7,36	2,45	3,04	2,48	3,64	984	111	16	61	23	1153	18	11	35	33	181	277	27	92	28	116	247	95,8
PG1182	169	58,81	0,905	14,01	7,94	2,57	3,00	2,33	3,60	960	127	21	61	30	1179	16	15	39	31	185	269	31	92	33	121	216	95,4
PG1185	21	51,29	0,855	16,16	9,88	3,30	1,71	1,59	4,43	1028	182	29	49	87	1330	<5	20	53	45	293	145	60	97	39	182	159	89,9
PG1185	45	56,53	0,882	15,16	8,31	2,63	2,03	1,90	4,09	1023	159	23	49	60	947	<5	18	47	41	249	171	49	87	38	143	217	92,2
PG1185	81	57,77	0,953	15,15	8,36	3,07	2,82	2,40	3,53	1024	139	28	64	54	1059	<5	18	52	31	177	247	36	100	37	121	254	94,6
PG1185	111	66,49	0,936	13,61	5,94	1,94	2,88	2,89	2,78	871	83	12	55	<18	809	<5	12	23	24	113	265	13	94	21	73	212	97,8
PG1185	116,5	65,53	0,734	14,22	5,52	1,99	2,84	3,09	2,86	864	83	15	47	<19	733	<5	11	26	24	115	279	16	80	21	76	197	97,2

Tab. 9: RFA-Daten der Siltfraktion der Moränenfazies: Sowohl die Oxide als auch die Summe sind in Gewichtsprozent angegeben; die Elemente werden in [mg kg⁻¹] angegeben. Im Bereich der Nachweisgrenze liegende Werte sind mit „n.n.“ gekennzeichnet. „n.n.“: nicht nachweisbar.

Station	Sedimenttiefe [cm]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr	Summe
PG1158	295	62,37	1,165	13,75	7,11	2,44	4,62	2,65	3,09	993	134	20	69	220	1012	n.n.	19	23	30	124	340	29	121	38	82	458	98,1
PG1158	319	63,54	1,259	14,03	5,97	2,46	4,17	2,73	3,13	1015	146	22	46	228	1044	n.n.	21	21	32	121	329	28	77	39	76	538	98,8
PG1158	366,5	62,56	1,258	13,59	7,26	2,38	3,88	2,59	3,14	976	142	25	66	249	1048	n.n.	21	24	32	129	304	31	109	40	100	522	97,8
PG1161	158	63,49	1,194	14,53	5,74	1,81	3,20	2,56	3,91	1057	147	19	45	262	738	n.n.	22	25	41	177	276	44	74	41	103	341	97,1
PG1164	434	63,63	0,996	13,93	6,20	2,20	3,61	2,95	3,20	942	137	17	60	235	754	n.n.	21	32	34	147	313	42	94	41	78	445	97,4
PG1164	444,5	58,94	1,027	14,51	7,52	2,60	3,55	2,46	3,90	1016	171	23	46	307	860	n.n.	23	45	41	218	267	52	85	45	155	353	95,4
PG1165	272	63,13	1,003	14,45	6,23	2,34	4,44	3,11	3,11	1072	150	13	80	236	971	n.n.	22	25	39	123	411	36	110	33	70	450	98,6
PG1165	314	62,12	1,023	14,71	6,96	2,84	4,17	2,99	3,06	1048	118	23	111	283	825	n.n.	19	44	32	117	382	26	121	31	191	396	98,5
PG1170	369	62,04	1,059	14,62	7,31	2,73	4,22	3,17	2,56	948	125	20	84	246	904	n.n.	18	33	32	75	356	26	124	35	350	454	98,5
PG1171	183	63,40	1,050	13,95	6,52	2,44	3,88	3,05	3,05	964	127	25	72	255	796	n.n.	19	39	31	124	333	25	103	38	167	419	98,1
PG1173	1271	62,85	1,117	14,19	7,09	2,57	4,32	3,23	2,68	936	125	22	81	218	900	n.n.	18	31	31	81	359	25	125	36	150	489	98,9
PG1173	1279	63,46	1,038	14,33	6,90	2,52	4,37	3,31	2,66	952	117	27	81	213	836	n.n.	17	31	26	78	365	22	123	33	103	374	99,3
PG1173	1282,5	62,88	1,114	14,23	7,00	2,58	4,36	3,29	2,63	955	127	21	82	216	886	n.n.	19	30	26	79	367	25	124	36	141	496	98,8
PG1173	1289	63,04	1,064	13,84	7,16	2,73	4,23	3,19	2,42	895	102	26	83	277	882	n.n.	16	31	25	72	369	22	126	30	162	425	98,3
PG1174	227	62,29	1,158	14,29	7,40	2,40	3,85	2,69	3,03	979	135	13	70	244	1200	n.n.	20	26	32	97	307	37	120	38	82	477	97,7
PG1174	246	64,60	1,045	14,20	6,60	2,15	3,84	2,80	3,04	985	126	21	66	227	1043	n.n.	18	25	31	104	327	26	109	38	107	494	99,0
PG1177	54	65,42	1,243	13,70	6,31	1,80	3,76	2,59	3,34	983	131	16	58	216	892	n.n.	22	14	31	141	286	27	104	45	75	566	98,9
PG1178	87	63,76	1,303	14,08	6,89	2,10	3,71	2,45	3,35	959	139	16	65	212	964	n.n.	23	22	31	143	275	30	113	43	83	545	98,3
PG1179	95	65,32	1,174	13,67	6,75	2,11	3,73	2,63	2,93	973	133	13	65	206	1068	n.n.	21	18	28	97	311	28	105	38	70	595	99,4
PG1180	1098	57,28	1,341	14,72	9,10	3,74	3,47	2,34	3,35	1036	158	27	100	308	956	n.n.	24	56	35	159	322	35	128	40	253	466	96,3
PG1182	153	55,49	1,093	14,19	9,98	2,97	3,18	2,06	3,73	997	169	27	69	358	1391	n.n.	22	55	45	212	210	57	112	42	167	422	96,6
PG1182	165	55,10	1,061	14,36	10,58	2,85	2,88	2,00	3,86	1007	175	30	65	337	1573	n.n.	22	57	43	210	198	47	108	44	164	339	97,2
PG1183	644	56,61	1,190	14,18	9,87	3,79	4,28	2,58	2,85	888	146	40	96	335	1092	n.n.	21	87	30	139	278	36	128	38	153	406	96,1
PG1184	345	65,21	1,092	13,74	6,66	2,06	3,56	2,47	2,94	924	136	16	64	232	1234	n.n.	19	23	32	117	295	39	107	42	63	603	98,5
PG1184	358	65,04	1,089	13,69	6,74	2,06	3,43	2,46	2,98	914	131	24	63	237	1177	n.n.	20	26	37	119	286	33	105	42	266	634	98,2
PG1185	120	64,39	1,000	14,22	6,43	2,28	3,86	3,39	2,40	825	115	15	77	234	849	n.n.	18	29	30	74	299	34	115	33	70	515	98,5
PG1186	167	60,73	1,043	14,36	7,50	3,09	3,93	2,80	2,97	960	141	23	83	244	1007	n.n.	19	51	31	137	307	34	108	36	95	456	97,1

DANKSAGUNG

Ich danke Herrn Priv. Doz. Dr. H.-W. Hubberten (AWI Potsdam) für die Vergabe der Arbeit, die Unterstützung, stete Diskussionsbereitschaft und die Möglichkeit, an internationalen Tagungen teilzunehmen. Den Professoren Dr. J.F.W. Negendank (Universität Potsdam) und Dr. J. Schneider (Universität Göttingen) danke ich für die Übernahme der Korreferate. Dr. M. Melles danke ich für seine Diskussionsbereitschaft, konstruktiven Anregungen bei der Anfertigung dieser Arbeit und die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Der Besatzung des russischen Forschungsschiffes "Akademik Fedorov" und den Expeditionsteilnehmern sei für die sichtbare und unsichtbare Hilfe während der annähernd fünfmonatigen Expedition gedankt. Mit dieser Unterstützung konnte einzigartiges Forschungsmaterial gewonnen werden. Dr. M. Melles, Pier Paul Overduin, Dr. S. Verkulich und Artur Zielke danke ich ganz besonders für die engagierte Hilfe und den stets humorvollen Umgang auf der Bohrplattform. Ohne Artur Zielkes herausragende technische Fertigkeiten — mit wenigen Hilfsmitteln alles zu reparieren oder zu optimieren — wären manche Dinge im Gelände nicht möglich gewesen, vielen Dank dafür.

Einige Laborarbeiten konnten zu Beginn der Arbeit nur an anderen Instituten durchgeführt werden. Aus diesem Grund möchte herzlich denen danken, die mir dazu die Möglichkeit gaben und mich dabei unterstützten: Dr. G. Schettler (Geoforschungszentrum (GFZ) Potsdam); R. Fröhlking, A. Frenzel, Dr. S. Gerland, Dr. G. Kuhn, Dr. A. Mackensen, Dr. F. Niessen und G. Traue (alle AWI Bremerhaven); Prof. Dr. H.-J. Brumsack, Dipl. Geol. E. Dehn, Dipl. Geol. A. Hild und Dr. B. Schnetger (alle ICBM Oldenburg).

Allen Mitarbeitern des AWI Potsdam gebührt ein Dankeschön. Insbesondere ist mir aufgefallen, daß die KollegInnen aus Bibliothek, Computerabt., Sekretariat, Verwaltung und Werkstatt in diesem Institut ein großer Katalysator für ein angenehmes und wirkungsvolles Arbeiten sind! U. Bastian, H. Lehmann und M. Stapke sei für die Laborunterstützung gedankt. Dipl. Ing. L. Schönicke danke ich für die Unterstützung und die Experimentierfreude bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenmessungen. Den Doktoren W. D. Hermichen, U. Kienel, H. Oberhänsli, J. Schneider und U. Wand verdanke ich interessante Anregungen für meine Arbeit. Ein besonderer Dank geht an Julia Boike, Tobias Ebel, Helga Henschel, Erich Hoops, Pier Paul Overduin, Regina Pác und Markus Schwab. Sie haben mich sehr freundschaftlich unterstützt und halfen, als es darauf ankam.

Es war ein Erlebnis, über eineinhalb Jahre hinweg, aus ca. zehn Meter Entfernung der Errichtung des GFZ-Neubaus beizuwohnen.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Schwerpunktprogrammes "Antarktisforschung" finanziert.

Christian Ohlendorf danke ich für seine Freundschaft und Hilfe bei der Röntgendiffraktometrie und meinem Bruder Michael für die Unterstützung bei einer wichtigen weihnachtlichen Meßreihe. Mein tiefster Dank gehört meinen Eltern: Es ist schön, seine Wurzeln in einem guten Boden zu haben.