

**Rekonstruktion der spätquartären Klima- und  
Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des  
Wohlthat Massivs (Ostantarktika)**

**Reconstruction of the Late Quaternary climatic and  
environmental history of the Schirmacher Oasis and the  
Wohlthat Massif (East Antarctica)**

---

**Markus Julius Schwab**

**Ber. Polarforsch. 293 (1998)  
ISSN 0176 - 5027**

**Markus J. Schwab**

Alfred-Wegener-Institut für Polar-und Meeresforschung  
Forschungsstelle Potsdam  
Telegrafenberg A43  
D-14473 POTSDAM

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die im Juni 1998 vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Potsdam angenommen wurde.

Die Daten dieser Veröffentlichung sind über das Alfred-Wegener-Institut für Polar-und Meeresforschung (Anschrift siehe oben) verfügbar.

Printed version of a dissertation thesis accepted by the Geosciences Department of the University of Potsdam (June 1998). The data of this publication are available through the:

Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research  
Department Potsdam  
P.O. Box 60 01 49  
D-14401 POTSDAM

**Inhaltsverzeichnis**

Vorwort.....	iii
Zusammenfassung.....	iv
Abstract.....	v
1. Einleitung und Fragestellung.....	1
2. Das Untersuchungsgebiet.....	3
2.1. Geographische Stellung.....	4
2.2. Klima des Untersuchungsraumes.....	7
2.3. Geologische Situation.....	9
2.3.1. <i>Untersee Oase im Wohlthat Massiv</i> .....	9
2.3.2. <i>Schirmacher Oase</i> .....	10
2.4. Bathymetrie der Seen.....	11
2.4.1. <i>Untersee im Wohlthat Massiv</i> .....	11
2.4.2. <i>Seen der Schirmacher Oase</i> .....	12
2.5. Hydrophysikalische und chemische Bedingungen.....	13
2.5.1. <i>Seen des Wohlthat Massivs</i> .....	13
2.5.2. <i>Seen der Schirmacher Oase</i> .....	15
3. Bisheriger Kenntnisstand zur Glazial- und Umweltentwicklung.....	17
3.1. Isotopenchemische Untersuchungen an Eiskörpern.....	17
3.2. Rekonstruktion anhand glazialmorphologischer Beobachtungen.....	19
4. Untersuchungsmethoden.....	21
5. Sedimentationsgeschichte der Seen im Untersuchungsgebiet, Ergebnisse und Diskussion.....	24
5.1. Altersbestimmung.....	24
5.1.1. <i>Radiokohlenstoff-Datierung</i> .....	24
5.1.2. <i>Kalibrierung der <sup>14</sup>C-Alter</i> .....	29
5.1.3. <i>Lumineszenz-Datierung</i> .....	30
5.2. Sedimentologische, sedimentphysikalische und -geochemische Daten....	32
5.2.1. <i>Untersee - Wohlthat Massiv</i> .....	32
5.2.1.1. <i>Der Kern PG1215</i> .....	33
5.2.1.2. <i>Der Kern PG1216</i> .....	48
5.2.2. <i>See Glubokoje und See Sub - Schirmacher Oase</i> .....	56
5.2.2.1. <i>Die Stationen PG1217, PG1219, PG1220 (See Glubokoje)</i> .....	57
5.2.2.2. <i>Der Kern PG1221 (See Sub)</i> .....	70
5.3. Erste Erkenntnisse zum hydrologischen Aufbau und sedimentären Schwefelkreislauf im anoxischen Teilbecken des Untersees.....	76
6. Klimamodell für das Spätquartär basierend auf Seesedimentuntersuchungen	82
6.1. <i>Untersee - Wohlthat Massiv</i> .....	82
6.2. <i>See Glubokoje und See Sub - Schirmacher Oase</i> .....	85

## Inhaltsverzeichnis

---

7.	Klimaentwicklung der Antarktis im Spätquartär.....	88
7.1.	Rekonstruktionen an Eiskernen Ostantarktikas.....	88
7.2.	Rekonstruktionen in ausgewählten eisfreien Gebieten Antarktikas.....	89
7.3.	Rekonstruktionen in ausgewählten marinen Bereichen vor Ostantarktika..	90
8.	Schlußfolgerung und Ausblick.....	91
8.1.	Schlußfolgerungen.....	91
8.2.	Ausblick.....	92
	Literaturverzeichnis.....	93

## Anhang

9.	Material und Methoden.....	101
9.1.	Bathymetrische Vermessung und hydrologische Messungen.....	101
9.2.	Sedimentkerngewinnung.....	101
9.3.	Probenahme und Aufbereitung.....	102
9.4.	Sedimentphysikalische Untersuchungen.....	102
9.4.1.	<i>Magnetische Suszeptibilität</i> .....	102
9.4.2.	<i>Feuchtraumdichte</i> .....	103
9.4.3.	<i>Wassergehalt</i> .....	103
9.4.4.	<i>Mittleres spezifisches Gewicht (Trockendichte)</i> .....	103
9.5.	Sedimentologische Untersuchungen.....	103
9.5.1.	<i>Computer-Tomographie</i> .....	103
9.5.2.	<i>Korngrößenverteilung</i> .....	104
9.5.3.	<i>Mineralverteilung in der Tonfraktion</i> .....	104
9.6.	Sedimentgeochemie.....	105
9.6.1.	<i>Karbonat, organischer Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel</i> .....	105
9.6.2.	<i>Stabile Isotope des organischen Kohlenstoffs (<math>\delta^{13}\text{C}</math>)</i> .....	106
9.6.3.	<i>Schwefelkomponentenbestimmung</i> .....	106
9.6.4.	<i>Stabile Isotope des anorganischen Schwefels (<math>\delta^{34}\text{S}</math>)</i> .....	108
9.6.5.	<i>Haupt- und Spurenelemente</i> .....	108
9.7.	Altersdatierung.....	108
9.7.1.	<i>Radiokarbonaltersbestimmungen (<math>^{14}\text{C}</math>-Datierungen)</i> .....	108
9.7.2.	<i>Lumineszenz-Datierungen</i> .....	108
9.8.	Sedimentkernkorrelation.....	110
9.9.	Automatische Wetterstation (AWS) Untersee.....	110
10.	Kernbeschreibungen.....	110
11.	Tabellen.....	116

## Vorwort

Für die Vergabe des Themas der vorliegenden Arbeit sowie die Unterstützung bei der Lösung fachlicher und organisatorischer Probleme möchte ich an erster Stelle Herrn Prof. Dr. H.-W. Hubberten vom Alfred-Wegener-Institut (AWI), Forschungsstelle Potsdam, danken. Gegenstand der Untersuchungen bildete die Bearbeitung von Sedimentkernen ausgewählter Seen der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs in Antarktika. Für die freundliche Übernahme der Co-Referate danke ich den Herren Prof. Dr. J. F. W. Negendank (Geoforschungszentrum (GFZ) / Universität Potsdam) sowie Prof. Dr. R. Mäusbacher (Universität Jena).

Stellvertretend für die zahlreichen Kollegen des AWI, welche mir mit Rat und Tat zur Seite standen, danke ich Dr. M. Melles und Dr. U. Wand für die Diskussionsbereitschaft und die konstruktive Kritik bei der Betreuung der vorliegenden Arbeit.

Ein Teil der Analysen konnte nur extern durchgeführt werden. Für die problemlose Zusammenarbeit und die erfolgten Interpretationshilfen möchte ich Dr. G. Schwab (†) und Dr. W. Stackebrandt (LfGR Kleinmachnow), Dr. M. Frechen und Dipl.-Geol. I. Sutter (Universität Köln), Dr. G. Strauch (UFZ Leipzig-Halle), Prof. Dr. Spielmann und Dr. Rohde (Universität Halle-Wittenberg), Dipl.-Geod. J. Perlt (TU Dresden), Dr. F. Niessen (AWI-Bremerhaven) und insbesondere Dr. W. A. Samarkin (Russische Akademie der Wissenschaften, Pushchino) danken.

Für die freundliche Aufnahme und Unterstützung der Feldarbeiten in der Schirmacher Oase danke ich den Stationsbesatzungen von "Novolazarevskaja" (Rußland) und "Maitri" (Indien). Den Besatzungen der russischen Eisbrecher "Akademik Fedorov" und "Michail Somov" sei für den trotz technischer Probleme sicheren Transport in die und aus der Antarktis Anerkennung gezollt. Allen Teilnehmern an der Expedition "Schirmacher Oase 1994/95", insbesondere Dipl.-Geol. D. Schachtschneider, die zum Gelingen dieser fünfmonatigen Expedition beigetragen haben, gebührt mein Dank. Dem Geschick des russischen Stationsarztes B.I. Derjagin verdanke ich die den unzivilisierten Verhältnissen entsprechende optimale medizinische Grundversorgung nach einem Unfall.

Neben den genannten Personen möchte ich nicht zuletzt all die Mitarbeiter des AWI in Potsdam und Bremerhaven, insbesondere der Bibliothek, der Verwaltung und der Labore (stellvertretend die Frauen Sass, Henschel, Litz, Struschka, Bastian, Fröhlking, die Herren Schönicke, Drücker und Stoof) dankend erwähnen, welche mir in vielerlei Hinsicht behilflich waren.

Den Mitdoktoranden Christoph Abegg, Julia Boike, Tobias Ebel, Erich Hoops, Stefanie Harwart, Thomas Kulbe und Gerald Vannahme danke ich für viele gemeinsame Diskussionen.

Nicht unerwähnt soll die Unterstützung durch meine Eltern sein. Für den freundlichen "Druck" zum Fertigstellen dieser Arbeit möchte ich meinen Brüdern und Freunden danken.

## Zusammenfassung

Im Rahmen der Expedition Schirmacher Oase 1994/95 wurden der Untersee (Untersee Oase im Wohlthat Massiv (71°40'S/12°30'E)) und die Seen Glubokoje und Sub (Schirmacher Oase (70°45'S/11°40'E)) im zentralen Dronning Maud Land (Ostantarktika) unter der Zielstellung einer Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte sedimentologisch untersucht. Erstmals wurden in beiden Oasen vollständige lakustrine Sedimentsequenzen des Holozäns gewonnen.

An Sedimentkernen von 7 Probenahmestationen wurden neben der detaillierten Beschreibung sedimentologische, geochemische und isotopengeochemische Analysen durchgeführt. Die stratigraphische Einordnung basiert auf <sup>14</sup>C-Datierungen sowie Vergleichen mit publizierten geomorphologischen und isotopenchemischen Befunden. Zusätzlich erfolgten Lumineszenz-Datierungen.

Im Rahmen dieser Arbeit gelang erstmals für das Untersuchungsgebiet die Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte mit Hilfe von Seesedimenten. Anhand der Untersuchungsergebnisse werden Modelle erstellt und diskutiert.

Die beiden untersuchten Oasen weisen trotz der nur relativ geringen Distanz voneinander (ca. einhundert Kilometer) Unterschiede in ihrer spätquartären Klima- und Umweltgeschichte auf.

Die Sedimente des rezent permanent eisbedeckten und vom Anutschin Gletscher im Norden begrenzten Untersees umfassen den Ablagerungszeitraum vom Ende des Letzten Glazialen Maximums bis zur Gegenwart. In Übereinstimmung mit geomorphologischen Beobachtungen begann der Eisrückzug in der Untersee Oase im Zeitraum von 12000 bis 10000 Jahren vor heute. Änderungen in der Sedimentzusammensetzung, erste akkumulierte Biomasseproduktion und Altersdatierungen zeigen, daß der Untersee vor ca. 10000 Jahren BP bereits im südlichen Kar existierte und um ca. 9000 BP auch die nördlichen Teile des Kars erreichte. Die folgende holozäne Klimaentwicklung wird durch eine Abkühlung gekennzeichnet. Ab ca. 7000 BP (Alter um den rezenten <sup>14</sup>C-Reservoireffekt im südlichen Untersee korrigiert) bildet sich offensichtlich eine zumindest zeitweise permanente Eisbedeckung aus, <sup>14</sup>C-Datierungen zeigen Reservoireffekte von bis zu 11600 Jahren. Insgesamt erscheint das Klima ab dieser Zeit relativ stabil. Die in anderen antarktischen Archiven wie Eisbohrkernen widerspiegelten holozänen Klimaschwankungen sind nur schwach im Sediment erkennbar. Als Ursache wird die Überlagerung des überregionalen Klimas durch das in der in einem Hochgebirgskar exponierten Untersee Oase, ausgebildete lokale Klima gesehen.

<sup>14</sup>C-Alter von > 30000 Jahren belegen in der küstennahen Schirmacher Oase die Existenz von Seen im Mittelweichsel. Hiaten an der holozänen Sedimentbasis deuten die "Überföhrung" der Oase durch das Inlandeis während des Letzten Glazialen Maximums an. Die holozäne Sedimentation setzt im See Glubokoje um ca. 6000 BP ein (Alter um den rezenten <sup>14</sup>C-Reservoireffekt von ca. 1000 Jahren im See Glubokoje korrigiert). Datierungen um 4000 BP an der holozänen Basis im See Sub belegen, daß der Eisrückzug bis auf die heutige Position frühestens zu diesem Zeitpunkt erfolgte. Wie auch in der Untersee Oase ist die holozäne Sedimentation überwiegend monoton ausgebildet. Dies wird als Resultat eines relativ stabilen Lokalklimas in der Schirmacher Oase interpretiert.

## Abstract

Within the scope of the Expedition "Schirmacher Oase 1994/95" sediment cores of Lake Untersee, located in the Wohlthat Massif (Untersee Oasis {71°40'S/12°30'E}) and lakes Glubokoye and Zub (Schirmacher Oasis {70°45'S/11°40'E}) in the Central Queen Maud Land (East Antarctica) were investigated. The purpose was to obtain a reconstruction of the Late Quaternary environmental / climatic history of East Antarctica. For the first time it was possible to get complete postglacial Holocene lake sediment sequences for both regions.

Sediment cores were recovered at 7 sampling stations. The sediment samples were analyzed by sedimentological, geochemical and isotopical methods. The stratigraphical classification based on radiocarbon age determinations ( $^{14}\text{C}$ ) is in agreement with published geomorphological and isotope chemical results. In addition, optically stimulated luminescence (OSL) datings were performed.

Thus, this work provides a reconstruction of the Late Quaternary environmental and climatic history for the investigation area based on lake sediments. Using the results, models will be created and discussed.

The results document that both investigation areas (Oases) show differences in their Late Quaternary environmental and climatic histories despite their short distance apart (one hundred kilometres).

Lake Untersee exhibits a permanent, up to 5 m thick, ice cover. The lake is ice-dammed by the Anuchin glacier in the north.  $^{14}\text{C}$ -age determinations indicate the existence of Lake Untersee at least since the Last Glacial Maximum (LGM). The ice retreat started in the period between 12,000 and 10,000 BP which is in agreement with geomorphological observations in the Untersee Oasis. Changes in the sediment composition and first organic matter accumulation, as well as age determinations, show the existence of Lake Untersee around 10,000 BP in the southern part and around 9,000 BP in the northern part of the valley. During the following Holocene sequence (9,000 - 7,000 BP) a cooling trend can be observed. These lake sediments have a low  $^{14}\text{C}$ -reservoir effect (max. 1,000 yrs). Since 7,000 BP the lake has a permanent ice-cover as is underlined by  $^{14}\text{C}$ -ages and the other results. In this upper sediments in the cores of Lake Untersee a high reservoir effect (up to 11,600 yrs) can be observed. The  $^{14}\text{C}$ -ages in these sediments up to the sediment surface are at this stage corrected by the recent reservoir effect (approx. 10,000 yrs). Since this time (7,000 BP) the climate and the limnic sedimentation have been relatively stable. The Holocene climate changes, which are recorded in the temperature curves of East Antarctic ice cores, are poorly represented in the sediments. Most probably the local climate signal of the alpine Untersee Oasis, which is conserved in the studied sediments, overprints the regional climate signal of East Antarctica.

The lake sediments at the sediment core basis of the nearshore Schirmacher Oasis exhibit  $^{14}\text{C}$ -ages of more than 30,000 BP, which indicates that the lakes exist since middle Weichselian time. Stratigraphic breaks (hiatus) at the Holocene sediment base point to an over-run of the oasis by the ice sheet during the Last Glacial Maximum. In lake Glubokoye the Holocene sedimentation starts around 6,000 BP ( $^{14}\text{C}$ -age corrected for the recent reservoir effect (approx. 1,000 yrs)).  $^{14}\text{C}$ -ages at the base of the Holocene sediments of lake Zub (4,000 BP) document that the ice retreat to the present position took place between 6,000 and 4,000 BP. As in Lake Untersee, the Holocene sedimentation is mostly monotonously developed resulting from a relatively stable climate.



## 1. Einleitung und Fragestellung

Die Antarktis (das Gebiet innerhalb der äußeren Packeisgrenze) stellt die größte räumliche Einheit der Südhemisphäre dar. Charakteristisch für die Kontinentfläche von ca. 13,2 Millionen km<sup>2</sup> (Antarktika) ist die ca. 98%-ige Bedeckung durch den bis zu 4000 m dicken antarktischen Inlandeisschild und die Schelfeisgürtel. Infolge der natürlichen Gegebenheiten, wie kontinentale und marine Eisausdehnung sowie dem Albedoeffekt besitzt die Antarktis wechselwirkende Einflüsse auf die ozeanische und atmosphärische Zirkulation. Sie sind von eminenter Bedeutung für das Klima im globalen Maßstab.

Die Neoklimatologie befaßt sich mit direkt meßbaren meteorologischen Größen. In der Paläoklimatologie ist man auf Stellvertreterdaten (Proxi-Daten) angewiesen (*Negendank 1995*). Zum Verständnis des heutigen und zukünftigen Klimageschehens ist die Entschlüsselung des Paläoklimas wichtige Voraussetzung, da das Klima durch lang-, mittel- und kurzfristige Abläufe gesteuert wird (*Hay et al. 1997*).

Rekonstruktionen des Paläoklimas im antarktischen Raum erfolgen bisher überwiegend durch die Entschlüsselung der in marinen Sedimentkernen und kontinentalen Eisbohrkernen archivierten Information. Die marinen Sedimentkerne liefern verlässliche Daten zur Paläoozeanographie und Meereisgeschichte, den Eisbergtransport und letztendlich zu überregionalen Klimaschwankungen. Hervorragende Informationen zur überregionalen Klimageschichte sind in den kontinentalen Eiskernen archiviert. Aussagen über regionale Klima- und Umweltveränderungen sind derzeit jedoch nur in geringem Umfang möglich. Die Nutzung der in der Regel von den Kontinentabhängigen oder aus der Tiefsee stammenden marinen Kerne für das Postglazial (Spätquartär) ist nur bedingt möglich, weil aufgrund geringer Sedimentationsraten und intensiver Bioturbationen nur eine niedrige zeitliche Auflösung gegeben ist.

Die in antarktischen periglazialen Seen abgelagerten Sedimente stellen im Randbereich des antarktischen Inlandeisschildes ein wichtiges kontinentales Umweltdatenarchiv dar. Die Analyse lakustriner Sedimentsequenzen mit Hilfe verschiedener geologischer, geochemischer und isotopengeochemischer Methoden und die Interpretation von Proxi-Daten verspricht eine relativ hochauflösende Rekonstruktion der Umwelt- und Klimaentwicklung des jeweiligen Untersuchungsraumes seit dem Spätquartär (z.B. *Bird et al. 1991, Birnie 1990, Björck et al. 1991a; 1991b, Bronge 1989; 1992, Kulbe 1997, Lyons et al. 1985, Mäusbacher 1991, Mäusbacher et al. 1989, Melles et al. 1994b, Negendank 1995, Verkulich & Melles 1992, Zale & Karlén 1989*). Infolgedessen haben im letzten Jahrzehnt Untersuchungen in eisfreien, küstennahen Gebieten der Antarktis und deren aquatischen Systemen an Bedeutung gewonnen.

Bei der im Südsommer 1994/95 in das Gebiet Ostantarktikas führenden Expedition des Alfred-Wegener-Institutes für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam, wurden Feldarbeiten im Rahmen eines längerfristigen paläolimnologischen Forschungsprogramms durchgeführt. Die Zielstellung dieses Programms besteht darin, Beiträge zur Klärung der Umwelt- und Klimaentwicklung seit dem Spätquartär in der Randzone Ostantarktikas zu liefern. Im Mittelpunkt der Arbeiten standen die Gewinnung von Sedimentkernen aus ausgewählten periglazialen Seen des Wohlthat Massivs (Untersee Oase) und der Schirmacher Oase sowie begleitende limnologische und biogeochemische Untersuchungen dieser Seen (*Wand et al. 1996*). Bisherige

## 1. Einleitung und Fragestellung

---

Untersuchungen im Bearbeitungsgebiet konzentrierten sich auf geomorphologische Arbeiten. Zur Einordnung der eigenen Ergebnisse ist ein Überblick über den Kenntnisstand dieser physisch-geographischen Untersuchungen unerlässlich.

Erste, im Rahmen eines Pilotprojektes 1991/92 (*Wand et al. 1994*) durchgeführte Voruntersuchungen bildeten die Grundlage für die Auswahl der Seen. Kriterien für die Positionierung der Probenahmestationen waren zum einen Lokationen mit einer für das Untersuchungsgebiet relativ hohen Sedimentmächtigkeit (max. 2-4 m), wodurch die größtmögliche Chance einer hohen zeitlichen Auflösung gegeben sein sollte. Zum anderen wurden Bereiche gewählt, in denen im Liegenden der 1991/92 gewonnenen Sedimentproben überraschend hohe Radiokohlenstoff-Alter ( $^{14}\text{C}$ -Alter) des organischen Materials ermittelt wurden. Aus der Gesamtheit der seinerzeit gewonnenen Informationen ließen sich jedoch keine schlüssigen Aussagen über die für eine Rekonstruktion der Genese der lakustrinen Sedimente wesentlichen Fragen, wie die Schichtungsverhältnisse (z.B. existiert ein zeitlicher Hiatus, oder gibt es eine kontinuierliche Sedimentation zwischen altersmäßig stark differierenden Profilabschnitten) treffen (*Wand et al. 1994; 1996*).

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, durch die Interpretation der sedimentologischen, geochemischen und isotopengeochemischen Parameter (Proxi-Daten) aus den lakustrinen Sedimenten die spätquartäre Umweltgeschichte der betreffenden Oasen zu rekonstruieren. Diese Rekonstruktion ist in Bezug zu regionalen und globalen Klimaschwankungen zu stellen.

## 2. Das Untersuchungsgebiet

Geologisch wird Antarktika in drei strukturelle Einheiten gegliedert: den Ostantarktischen Schild, die Mobilzone des Transantarktischen Gebirges und die Westantarktis mit der Antarktischen Halbinsel und dem Marie Byrd Land (Abb. 1). Dem Ostantarktischen Schild entspricht die geographische Einheit Ostantarttika (Fütterer 1986). Das Gebiet zwischen 20°W und 44°38'E wird heute als Dronning Maud Land und davon wiederum der zentrale, küstennahe Teil als Prinzessin Astrid Küste bezeichnet. Zu Ehren der Teilnehmer der 1938/39 erfolgten "Deutschen Antarktischen Expedition" wird -vorwiegend im deutschsprachigen Raum- das Areal zwischen 78°30'S, 14°10'W und 71°25'S, 15°31'E als Neuschwabenland bezeichnet (Fritzsche & Bormann 1995). Im Rahmen jener Expedition wurden bei Luftbildbefliegungen am 03.02.1939 die Schirmacher Oase und das Wohlthat Massiv vom Flugzeug aus entdeckt. Als Resultat der Bildauswertung entstand eine topographische Karte im Maßstab 1:50 000 für das "Zentrale Wohlthat Massiv" (von Gruber 1942). Anhand von Textur- und Farbunterschieden zwischen Gletscher- und Seeeis konnten verschiedene Seen, u.a. der Unter- und der Obersee im Wohlthat Massiv identifiziert werden (Kämpf et al. 1991, Ritscher 1942).

Eisfreie Gebiete, mit zumindest zeitweise offenen Wasserkörpern, werden in Antarktika häufig als Oasen bezeichnet. Sie unterscheiden sich von den eisbedeckten Gebieten durch eine relativ hohe Verdunstung, eine geringe Ablation und ein positives Strahlungsgleichgewicht (Shumskiy 1956).

Erste geologisch-geographische Untersuchungen zur Erforschung des Wohlthat Massivs und der Schirmacher Oase wurden Anfang der fünfziger Jahre im Rahmen der 4. bis 6. Sowjetischen Antarktis-Expeditionen (SAE) durchgeführt (Atlas-Antarktiki 1969, Bormann & Fritzsche 1996, Ravich & Solov'ev 1966). Seit 1976 erfolgen auch deutsche geowissenschaftliche Forschungen im zentralen Dronning Maud Land (zunächst durch Wissenschaftler der Akademie der Wissenschaften der DDR), welche bis in die Gegenwart durch verschiedene deutsche Forschungseinrichtungen fortgesetzt werden (z.B. Bankwitz & Bankwitz 1985, Bormann & Fritzsche 1996, Hermichen et al. 1985, Kämpf & Höhndorf 1995, Kämpf & Stackebrandt 1985a, Kämpf et al. 1991, Kämpf & Tobschall 1997, Richter 1986; 1991, Schwab et al. 1998, Stackebrandt et al. 1988, Wand et al. 1994; 1987; 1986; 1991).

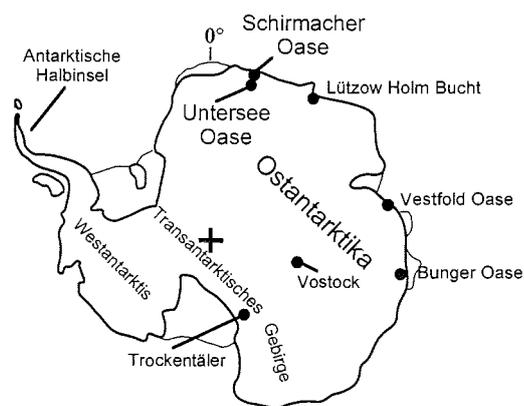


Abb. 1: Übersichtskarte der Antarktis mit den wichtigsten der genannten Lokalitäten

## 2. Das Untersuchungsgebiet

### 2.1. Geographische Stellung

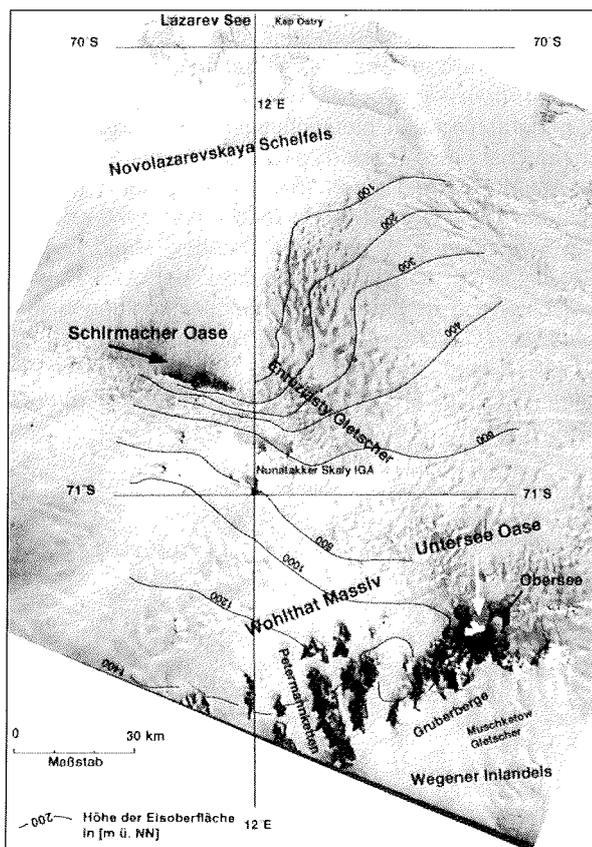
Das zentrale Dronning Maud Land hat eine Ausdehnung von ca. 150 km in E-W-Richtung und 250 km in N-S-Richtung und wird von vier wesentlichen geomorphologischen Einheiten von Nord nach Süd geprägt (Abb. 2):

- Novolazarevskaya -und Lazarev Schelfeis
- Hang des Inlandeisschildes zwischen Küste (Schirmacher Oase) und Wohlthat Massiv
- Alpiner Gebirgsgürtel des Wohlthat Massivs
- Wegener Inlandeis südlich des Wohlthat Massivs.

#### Wohlthat Massiv - Untersee Oase

Zwischen 11°E und 14°E ist im Bereich des zentralen Dronning Maud Landes, ca. 200 km südlich der Barriere des Novolazarevskaya Schelfeises, das Wohlthat Massiv lokalisiert. Dieses Gebirgsmassiv setzt sich aus den Nord-Süd ausgerichteten Gebirgszügen der Humboldt- und der Petermannkette und der Gruberberge zusammen.

In den Gruberbergen (zentrales Wohlthat Massiv; 71°40'S/12°30'E) befindet sich die Untersee Oase mit dem Untersee und dem Obersee (Abb. 2).



## 2. Das Untersuchungsgebiet

Die Untersee Oase liegt in einer alpinen Hochgebirgsregion und umfaßt ein Gebiet von etwa 15 km (E–W) x 20–25 km (N–S) (Haendel & Kaup 1986). Das sich in E–W-Richtung erstreckende Hochgebirge der Gruberberge bildet für das von Süden nach Norden abfließende Wegener-Inlandeis (Muschketow Gletscher) eine Barriere, die östlich und westlich umflossen wird (Abb. 2 und 3).

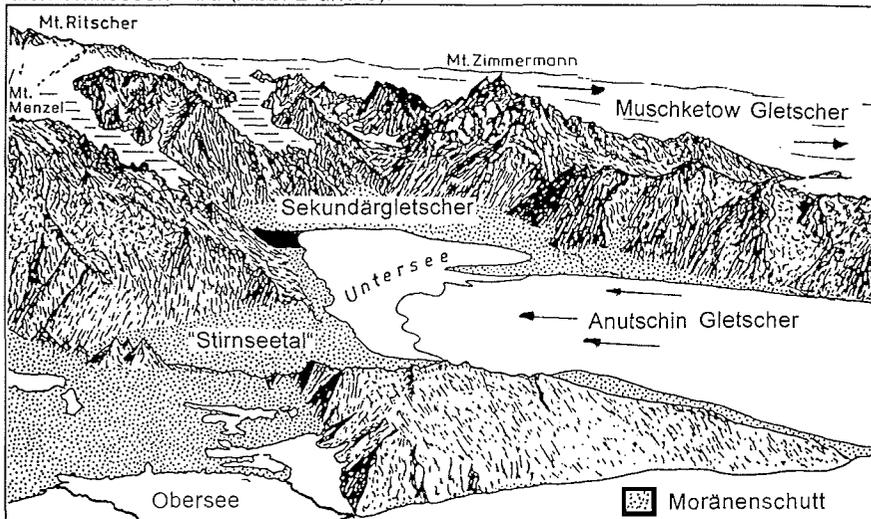


Abb. 3: Morphologie der Untersee Oase im Wohlthat Massiv (Blick nach SSE in den Unterseetaltrug, geändert nach Kämpf et al. (1995))

Der ca. 6,5 x 2,5 km große Untersee (563 m ü. NN) nimmt eine Fläche von 11,4 km<sup>2</sup> ein (Loopmann et al. 1986). Er wird von den bis zu 2810 m hohen Bergen (Ritschergipfel) des zentralen Wohlthat Massivs im Osten, Süden und Westen halbtrogförmig umschlossen. Die Flanken der steilen Felshänge sind bis zu etwa 300-400 m Höhe über dem heutigen Niveau des Untersees von Moränen bedeckt. Nach Norden öffnet sich der Unterseetaltrug (Kar), und der Untersee wird hier durch den im umgekehrten Richtungsinne (invers nach Süden) fließenden Anutschin Gletscher begrenzt, der sich aus den die Gruberberge westlich und

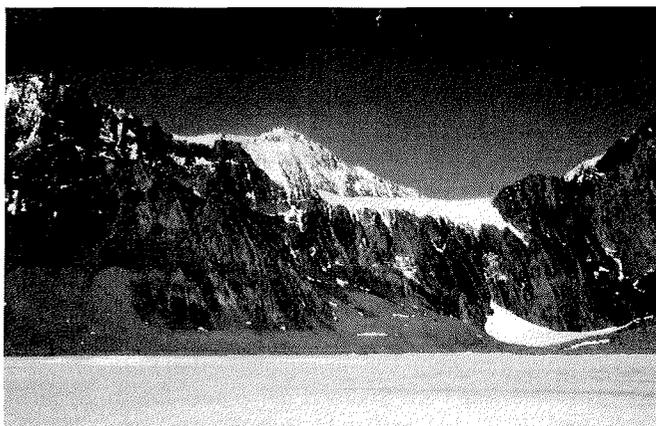


Abb. 4: Blick über den Untersee nach SE auf den das SE-Ufer bildenden Sekundärgletscher

## 2. Das Untersuchungsgebiet

östlich umfließenden Gletscherströmen bildet. Im südöstlichen Uferbereich wird der Untersee von einem Gletscher "Zweiter Ordnung" (Sekundärgletscher) begrenzt, der sich aus über das Gebirge stürzendem Gletschereis des Wegener Inlandeises bildet (Abb. 3 und 4).

### Schirmacher Oase

Im Küstenbereich des Dronning Maud Landes, ca. 100 km südlich der Schelfeisbarriere, ist die am Rand des Inlandeises gelegene hochpolare Felswüste Schirmacher Oase (70°45'S/11°40'E) das einzige bekannte eisfreie Gebiet (Abb. 2). Begrenzt wird die sich ca. 20 km in E-W und max. 1,5 km in N-S Richtung erstreckende kleinste der ost-antarktischen Oasen (Fläche ca. 34 km<sup>2</sup>) im Süden durch das steil ansteigende kontinentale Inlandeis, welches die Oase im Osten und Westen umfließt. Im Norden bildet eine 30° bis 60° geneigte und einen Höhenunterschied von bis zu 153 m überwindende Steilküste die Begrenzung zum Novolazarevskaja Schelfeis (*Antarktida 1967*) (Abb. 5 und 6).

Für die morphologische Gestaltung der Schirmacher Oase ist ein glazial geprägtes, hügeliges Relief charakteristisch. Moränenschotter und ca. 180 Seen bzw. Schmelzwasser-Teiche bilden neben anstehenden Gesteinsserien den Großteil der Oberfläche. Die durchschnittliche Höhe über NN beträgt 100 m, einzelne Rundhöcker aus anstehenden Metamorphiten erreichen Höhen von bis zu 228 m (Berg Rebristaja).

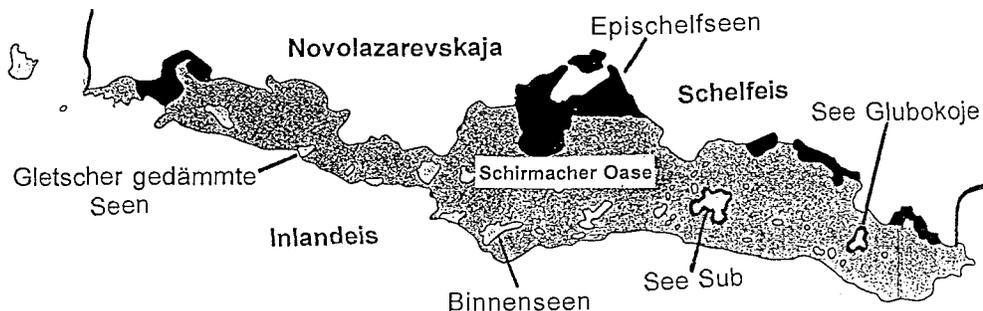


Abb. 5: Karte der Schirmacher Oase mit Binnen-, Epischelf- und Inlandeis-gedämmten Seen

Die Gestalt der morphologischen Depressionen füllenden Seen wird durch exogene, im wesentlichen glazial-erosive Prozesse bestimmt, wobei oftmals die in der regionalgeologischen Situation des Untersuchungsgebietes vorgegebenen tektonischen Strukturen als Schwächezonen hervortreten (*Stackebrandt et al. 1988*). Generell können drei Seentypen unterschieden werden (Abb. 5 und 6):

- Epischelfseen am Nordrand (durch das Schelfeis vom Ozean getrennte Meeresbuchten mit erheblichem Tidenhub, welcher auf Verbindungen zum Ozean unter dem Eis weist. Die Seen können sowohl reines Süßwasser als auch Meerwasser, welches von Süßwasser überlagert wird, enthalten)
- Binnenseen im Zentrum (umgeben von unvergletscherten Permafrostarealen) und
- vom Inlandeis gedämmte Seen am Südrand der Oase. Die in dieser Arbeit beprobten Seen Glubokoje (Fläche ca. 0,147 km<sup>2</sup>) und Sub (Fläche ca. 0,289 km<sup>2</sup>) gehören zur Gruppe der Binnenseen in glazial-erosiv angelegten Depressionen (*Loopmann et al. 1986; 1988, Richter 1991, Richter & Bormann 1995a*).

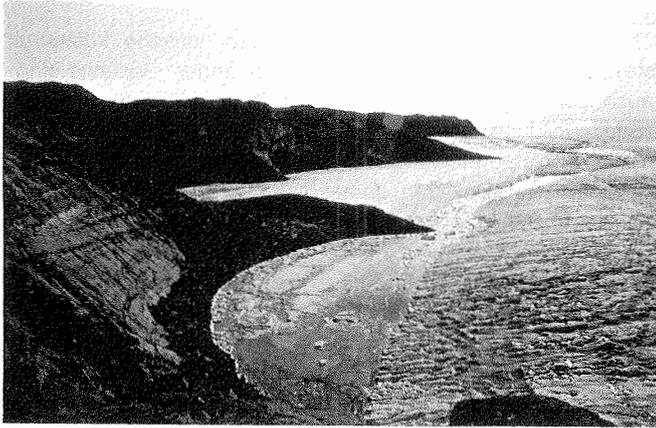


Abb. 6: Steilküste am Nordrand der Schirmacher Oase mit Epischelfseen, Blick nach Westen

## 2.2. Klima des Untersuchungsraumes

Das Gebiet der küstennahen Bereiche Ostantarktiks wird klimatisch im wesentlichen durch die variierenden Einflüsse der atmosphärischen Zirkulationen des innerantarktischen Hochdruckgebietes (Antizyklone) und der Tiefdruckwirbel (Zyklone) des Süd-Ozeans bestimmt (Abb. 7).

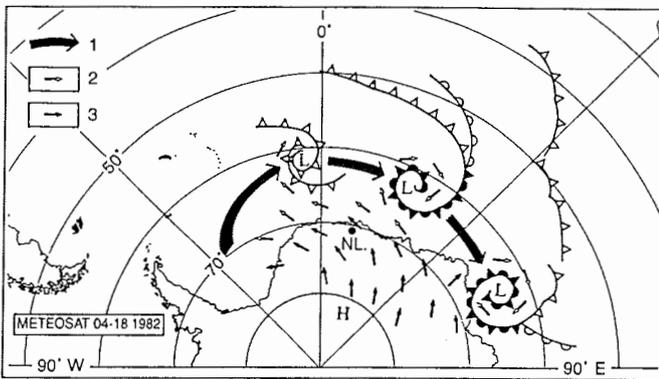


Abb. 7: Beispiel einer typischen Großwetterlage im Gebiet des Dronning Maud Landes (Richter & Bormann 1995b)  
 L - Tiefdruckzyklone  
 H - Hochdruckgebiet  
 NL - Station Novolazarevskaja (Rußland)  
 1 - Bewegungsrichtung der Zyklone  
 2 - Windrichtung über dem Ozean  
 3 - Richtung katabatischer Winde

Regionale Klimaunterschiede sind im wesentlichen abhängig von der geographischen Breite, der Höhe über dem Meeresspiegel und der Entfernung vom offenen Ozean. Auf Grundlage dieser physiko-geographischen Besonderheiten und unter Beachtung der spezifischen Strahlungsbilanz wird das Klima der Schirmacher Oase regional in die Zone des Küstenklimas und das der Untersee Oase in die Zone des Inlandeishanges gestellt (Richter & Bormann 1995b, Schwerdtfeger 1984). Im Vergleich zu den umgebenden Gebieten ist das Klima der Oasen mild und besitzt eine positive Strahlungsbilanz (Heywood 1972, Richter & Bormann 1995b, Simonov 1971). Die relativ warmen Bedingungen sind ein Effekt, aber keine Ursache für die Gletscherrückzüge im Bereich der Oasen (Heywood 1972).

## 2. Das Untersuchungsgebiet

---

### Schirmacher Oase

Die Schirmacher Oase stellt eine für Ostantarktika typische küstennahe Kältewüste (Frostschuttwüste) dar. Die an der Oberfläche anstehenden Gesteine sind sowohl glazial überprägt als auch durch typische Formen der Kongelifraktion (Frostsprengung), der Kongelitraction (Spaltenbildung) und Kongelifluktion (Solifluktionsdecken) gekennzeichnet.

Die hier genannten meteorologischen Werte wurden in der sowjetischen Station Novolazarevskaja über zwei Dekaden gemessen (1961-1984) und z.B. von *Richter & Bormann (1995b)* dargestellt. Die mittlere Jahrestemperatur liegt bei  $-10,4^{\circ}\text{C}$  (20-Jahre-Mittelwert) und damit um über 6 Grad höher als die 1960 auf dem nördlich gelegenen Schelfeis gemessene mittlere Jahrestemperatur (Station Lazarev). Die gemessene mittlere Monatstemperatur beträgt an der Station Novolazarevskaja maximal  $-0,6^{\circ}\text{C}$  (Januar), minimal  $-18,3^{\circ}\text{C}$  (August).

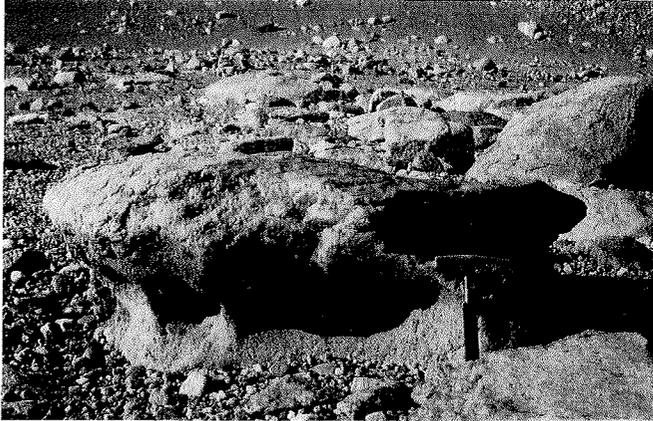
Mit einem mittleren Jahresniederschlag von 264,5 mm Wasseräquivalent (min. 26,7 mm 1968; max. 579,4 mm 1974) und einer durchschnittlichen Verdunstung von  $\geq 350$  mm Wasseräquivalent gehört die Schirmacher Oase zu den relativ feuchten ariden Kältewüsten. Die Ursache liegt in den nur relativ schwachen Luftzirkulationen infolge ihrer geringen Größe (ca. 34 km<sup>2</sup> Fläche im Gegensatz zu ca. 3 700 km<sup>2</sup> in den McMurdo Trockentälern, bzw. 952 km<sup>2</sup> in der Bunger Oase; s. Abb. 1) und der damit verbundenen geringeren Verdunstung (*Heywood 1972, Richter & Bormann 1995b, Wisniewski 1983*) sowie einem während des Südsommers ungewöhnlich großen Zufluss an Schmelzwasser vom südlich gelegenen Inlandeis, welcher die Gewässer der Oase versorgt. Die oberflächliche Schmelzwasserbildung auf dem Inlandeis hat ihre Ursache in der trockenen adiabatischen Erwärmung der aus Richtung des ca. 100 km südlich gelegenen Wohlthat Massivs kommenden katabatischen Winde (*Heywood 1972*) und läuft nach *Richter & Bormann (1995b)* parallel zu einer erhöhten Humidität (mittlere jährliche relative Luftfeuchtigkeit 51%; min. 47% im April; max. 58% im Januar).

Die mittlere jährliche Windgeschwindigkeit liegt bei 9,7 m/s (min. 7,3 m/s im Dezember; max. 11,8 m/s im Mai). Die Hauptwindrichtung ist ESE bis SSE, wobei die Ursache der Abweichung von der zyklonalen Hauptwindrichtung (E bis ESE) in der Verwirbelung mit katabatischen Winden aus S zu sehen ist (*Richter & Bormann 1995b*).

### Wohlthat Massiv - Untersee Oase

Für die Untersee Oase liegen bisher keine statistisch verwertbaren meteorologischen Meßreihen vor (*Richter & Bormann 1995b, Wand et al. 1996*). Eine Forschungsstation gibt es an dieser innerantarktischen Lokalität nicht, und während vergangener Sommerkampagnen wurden nur sporadisch Temperatur- oder Luftdruckmessungen (unveröffentlicht) durchgeführt. Nach eigenen Messungen lag die Lufttemperatur während der Feldarbeiten am Untersee (30.01.–16.3.1995) stets unter dem Gefrierpunkt und schwankte zwischen  $-1$  und  $-15^{\circ}\text{C}$ . Sie war damit durchschnittlich um etwa  $2-3^{\circ}\text{C}$  niedriger als die in diesem Zeitraum in der Schirmacher Oase gemessenen Temperaturwerte. Insbesondere interessiert die Frage, ob hier ein Lokalklima, vergleichbar mit dem in der Schirmacher Oase herrscht, oder ob auf Grund der südlicheren Lage mit strengeren Klimabedingungen zu rechnen ist. Die Kenntnis vor allem der Temperatur- und Strahlungsverhältnisse ist wichtig, wenn man die Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Untersees, des größten Süßwassersees Ostantarktikas, rekonstruieren will. Um erste meteorologische Meßdaten für das Untersee-Gebiet zu gewinnen, wurde während der Feldkampagne am Untersee eine automatische Wetterstation (AWS) aufgebaut, die vom 10.03.1995 bis 24.02.1996 im Betrieb war. Die in dieser Zeit gemessene mittlere monatliche Monatstemperatur betrug minimal  $-19,2^{\circ}\text{C}$

(August 1995) und maximal  $-2,4^{\circ}\text{C}$  (Januar 1996). Die gemessene absolute Höchsttemperatur betrug am 02.02.1996  $+13,1^{\circ}\text{C}$ . Bisher unbekannt waren Niederschläge in Form von Regen, am 02.02.1996 konnte erstmals ein solches Ereignis am Untersee beobachtet werden (pers. Mitteil. U. Wand).



**Abb. 8:** Durch katabatische Winde verursachter Feinmaterialtransport führt im Stirnseetal (einem östlich vom Untersee gelegenen Seitental) zu äolischer Erosion (Windschliff)

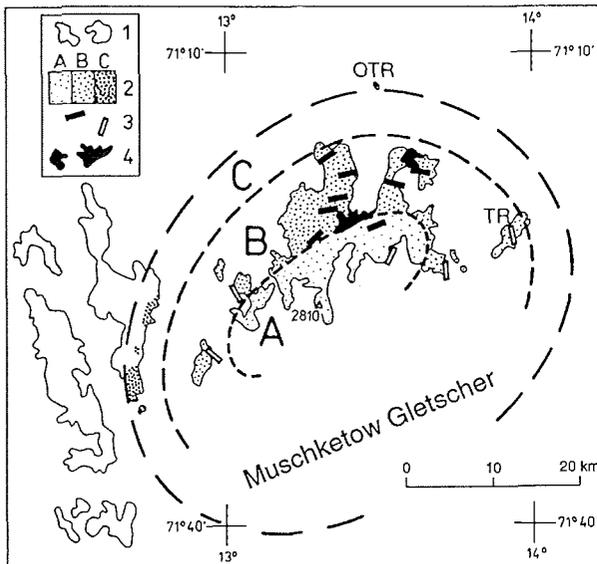
### 2.3. Geologische Situation

Regionalgeologisch sind die betrachteten Untersuchungsgebiete als Teil Gondwanas der Ostantarktischen Plattform zugehörig (Lawver *et al.* 1985, Ravich & Kamenev 1972, Ravich & Solov'ev 1966, Wegener 1929). Das präkambrische kristalline Fundament (amphibolit- bis granulitfazielle Gneise) des zentralen Dronning Maud Landes wird im Bereich des Wohlthat Massivs durch charnockitische Intrusionen dominiert.

#### 2.3.1. Untersee Oase im Wohlthat Massiv

Der Untergrund der Untersee Oase sowie die sie umgebenden alpinen Bergketten sind dem Eliseev-Anorthositmassiv zugehörig (Ravich & Kamenev 1972, Ravich & Solov'ev 1966). Durch die weitgehende Überdeckung des Gebietes vom Inlandeis kann die Gesamtgröße der Anorthositintrusion mit einer Fläche von  $1500 - 2000 \text{ km}^2$  nur abgeschätzt werden. Kämpf & Stackebrandt (1985b) untergliedern das Anorthositmassiv anhand von Unterschieden in Farb-, Korngrößen-, Textur- und chemischer Zusammensetzung in drei Haupteinheiten (Abb. 9). Die Serien des Nebengesteins sind durch das Inlandeis verdeckt. Sie stehen westlich in der Petermannkette an (Kämpf & Stackebrandt 1985b, Kämpf *et al.* 1991).

## 2. Das Untersuchungsgebiet



**Abb. 9:** generalisierte Geologische Karte des Eliseev Anorthositmassivs nach Kämpf & Stackebrandt (1985b)  
 1 - eisfreie Gebiete  
 2 - Haupteinheiten des Eliseev Anorthositmassivs  
 (A - Anorthosit dominiert  
 B - Norit - Anorthosit Wechsel-lagerung  
 C - Norit dominiert)  
 3 - Gesteinsschichtung  
 4 - Ober- und Untersee  
 OTR Nunatak Otradnaja  
 TR - Mt. Todt-Riegel

Petrologisch wird das Massiv von bis zu 8000 m mächtigen Anorthosit- und Anorthosit-Norit Wechsellagerungen aufgebaut. Der Anorthosit besteht zu 98 Vol. % aus Plagioklasen, welche sich überwiegend aus Andesin und Labradorit (Anorthitgehalt 50-57 Mol%) zusammensetzen (Kämpf & Höhndorf 1995). Rhythmische, farbliche Materialwechsel sind im Gelände im Meter- bis Einhundert-Meter-Bereich von hellgrau über braun bis hellblau und schwarz zu beobachten. Untergeordnet treten im Anorthositmassiv Bruchstörungen mit Blastomyloniten, Pegmatitgängen, Gangbasalten und Doleritgängen (Mikrogabbros) auf (Hoops 1994, Kämpf & Höhndorf 1995).

Der intrusionsartige Kontakt des Anorthositmassivs gegen die im Mt. Todt-Riegel anstehenden Metamorphite (Abb. 9) impliziert ein jüngeres Anorthositalter. Das geochronologische Minimalalter der spätmagmatischen Entwicklungsetappe wird aufgrund von Altersbestimmungen an Pyroxeniten, OAGN's ("Oxyd-Apatit Gabbronorite"; i.e.S. Zirkon, Apatit, Ilmenit, Granat) und Titanitmineralisationen als jungproterozoisch (700 bis 600 Ma) angegeben. Eine letzte Metamorphose, welche das Anorthositmassiv Eliseev erfaßte, wird als panafrikanisch (560 - 480 Ma) interpretiert. Für das kristalline Fundament im westlichen Dronning Maud Land wird ein Alter von 1000 bis 1100 Ma angegeben, was nach dem bisherigen Kenntnisstand als Maximalalter aufzufassen ist (Arndt et al. 1991, Hoops 1994, Kämpf & Höhndorf 1995).

### 2.3.2. Schirmacher Oase

Die Schirmacher Oase wird vorwiegend von metamorphen und magmatischen Gesteinsserien aus dem jüngeren Archaikum bis zum jüngeren Proterozoikum aufgebaut. Das polymetamorphe Kristallin setzt sich aus verschiedenen Gneisvarietäten (Amphibol-Biotit-Gneis; Biotit-Amphibol-Gneis; Biotit-Granat-Gneis; Granatgneis; Quarz-Feldspat-Gneis und Augengneis), Kalksilikaten sowie Tektoniten zusammen. Es erreicht eine Gesamtmächtigkeit von ca. 2000 m. Eine Zerblockung durch regionale Störungszonen unterschiedlicher Alter ist mit dynamometamorphen Überprägungen verbunden. Morphotektonisch sind die jüngeren Störungszonen durch Erosionsprozesse in NE-SW- und NW-SE-Richtung ausgeformt. Zahlreiche Ganggesteine granitischer und basischer

## 2. Das Untersuchungsgebiet

Zusammensetzung (Metabasalte; Gangbasalte; Aplite; Lamprophyre; Metagabbros und Pegmatite) intrudierten besonders im Mesozoikum und dokumentieren so eine hohe bruchtektonische Aktivität des postgondwanischen Kontinentalrandes (*Bankwitz & Bankwitz 1985, Kaiser & Wand 1985, Kämpf & Stackebrandt 1985a, Paech 1985, Paech & Stackebrandt 1995, Ravich & Kamenev 1972, Richter 1985, Stackebrandt et al. 1988, Wand et al. 1987*).

Die anstehenden Gesteinsserien im Umfeld des See Glubokoje sind vorwiegend Biotit-Amphibol-, Granat- und Quarz-Feldspat-Gneise. Im Umfeld des See Sub wird das Anstehende durch Granat-Gneise sowie Blastomylonite (Norite) dominiert (Abb. 10).

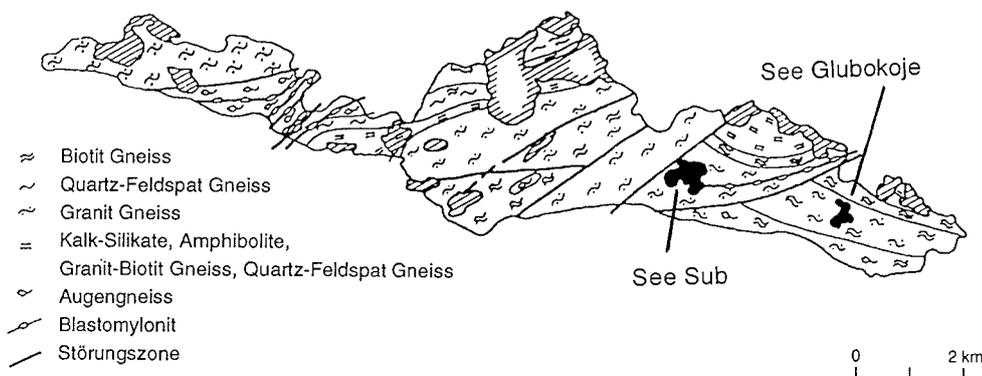


Abb. 10: Geologische Karte der Schirmacher Oase (geändert, nach Stackebrandt et al. (1988))

### 2.4. Bathymetrie der Seen

Voraussetzung für die Festlegung von Bohrpunkten an Lokationen mit einer möglichst großen, ungestörten Sedimentmächtigkeit ist die Kenntnis der Seebodenmorphologie. Die kartographische Aufnahme der Bathymetrie der zu untersuchenden Seen ermöglicht über die Kenntnis der Seemorphologie Aussagen zur Entwicklungsgeschichte der Seen (siehe Kap. 9.1.).

#### 2.4.1. Untersee im Wohlthat Massiv

Die erste bathymetrische Karte des permanent eisbedeckten Untersees wurde von *Loopmann et al. 1988* veröffentlicht. Weitere Tiefenlotungen erfolgten durch *Hermichen et al. (1985)* und *Simonov et al. (1985)*. Solitäre Tiefenlotungen zeigten Differenzen zur Loopmann'schen Bathymetrie; u.a. wurden 1991/92 im Südteil des Untersees zuvor unbekannte Tiefen von bis zu 100 m festgestellt und eine anoxische, schwefelwasserstoffhaltige Tiefenwasserschicht entdeckt. Es wurde eine südliche Teilsenke vermutet (*Wand et al. 1994*). Die in dieser Arbeit vorgestellte neue, anhand von 118 Tiefenmessungen und der geodätisch genauen Einmessung der Uferlinie erstellte, detailliertere bathymetrische Karte (Abb. 11) ist eine wichtige Grundlage für die limnologischen, sedimentologischen und hydrologischen Arbeiten. Aus dieser Tiefenkarte ergeben sich für den Untersee zwei Sedimentationsräume. Der Süden wird durch ein von

## 2. Das Untersuchungsgebiet

einer Schwelle (Wassertiefe bis 30 m) abgetrenntes Teilbecken mit einer Wassertiefe von max. 105 m geprägt. Der Seebereich nördlich von dieser Schwelle spiegelt die rinnenartige Morphologie des Unterseekars wider. Die maximale Wassertiefe beträgt dort 169 m. Unmittelbar vor der den Untersee im Norden begrenzenden Barriere des Anutschin Gletschers steigt der Seeboden wieder an (Wassertiefe 123 m) (Abb. 11).

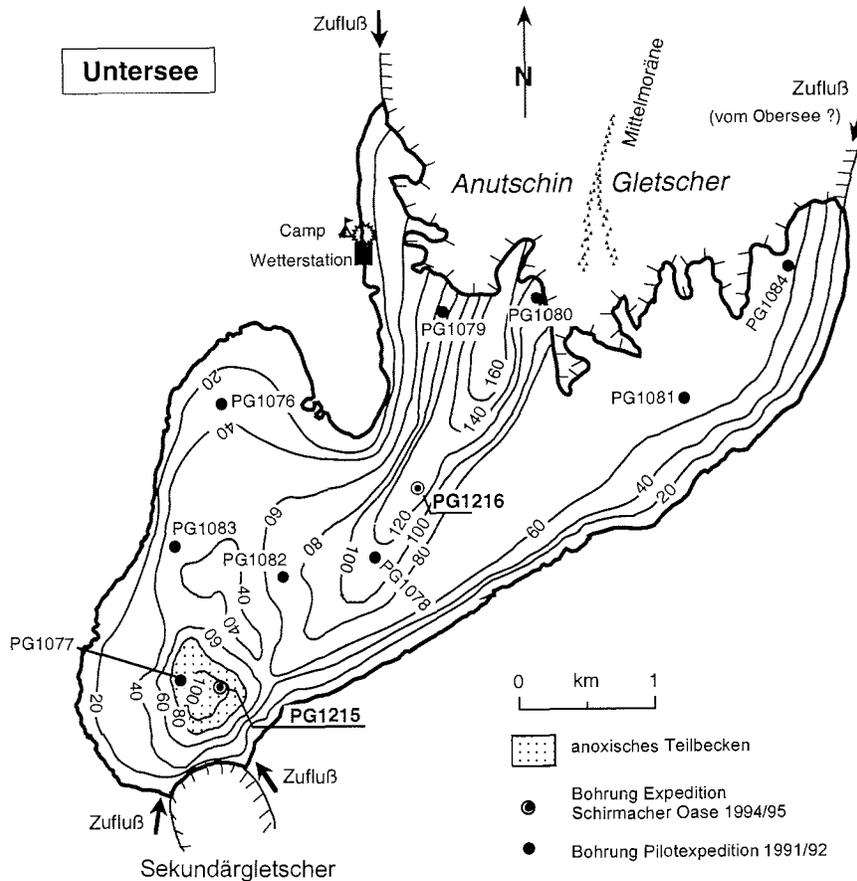


Abb. 11: Bathymetrische Karte des Untersees mit Bohrlokationen

### 2.4.2. Seen der Schirmacher Oase

#### See Glubokoje

Der glazial-erosiv angelegte See Glubokoje ist während des Südsommers ein Durchflußsee (siehe Kap. 2.5.2.). Im Bereich des am Westufer gelegenen Zuflusses treten die geringsten Wassertiefen auf (Abb. 12). Die tiefste Seestelle befindet sich mit 34,5 m östlich des Seezentrums. Damit ist der See der tiefste Binnensee der Schirmacher Oase. Insgesamt besitzt der See Glubokoje eine beckenartige Morphologie. Die von *Loopmann et al. 1986; 1988*) vorgestellte bathymetrische Karte wurde durch die Tiefenmessungen an den Seesediment-Probennahmepunkten bestätigt.

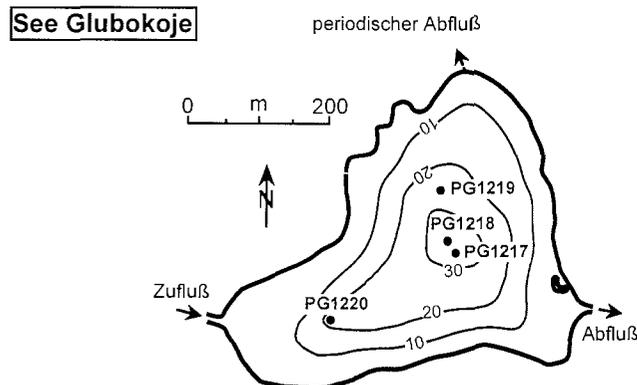


Abb. 12: Bathymetrische Karte des Sees Glubokoje mit Bohrlkationen (verändert nach Loopmann & Klokov (1986))

See Sub

Der glazial-erosiv angelegte See Sub ist der flächenmäßig größte See der Schirmacher Oase (Abb. 5). Das Seebecken ist mit einer maximalen Wassertiefe von 5 m sehr flach ausgebildet (Abb. 13). Der periodisch eisfreie See wird durch Schmelzwässer des Inlandeises über Zuflüsse am S- und W-Ufer während der Südsommer gespeist. Ein zeitweiliger Abfluß ist am NW-Ufer zu beobachten (Wand et al. 1996).

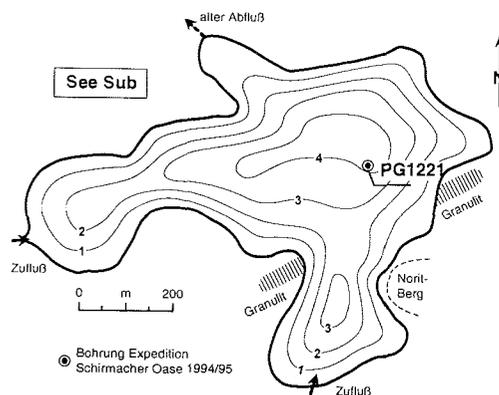


Abb. 13: Bathymetrische Karte des Sees Sub mit Bohrlkationen (geändert, nach Loopmann & Klokov (1986))

**2.5. Hydrophysikalische und chemische Bedingungen**

**2.5.1. Seen des Wohlthat Massivs**

Außer dem Untersee befindet sich in der Untersee Oase noch der am NE-Rand der Oase lokalisierte Obersee (Abb. 2). Beide permanent eisbedeckte Seen werden von Gletschern des Inlandeises aufgestaut. In Tabelle 1 werden die wichtigsten Kenndaten der Seen gegenübergestellt.

## 2. Das Untersuchungsgebiet

**Tab. 1:** Morphometrische Kennwerte des Untersees und Obersees (ergänzt nach Kaup et al. (1988), Berechnungen mit SURFER 6.02)

	Untersee	Obersee
Fläche	11,4 km <sup>2</sup>	3,43 km <sup>2</sup>
Höhe über NN	563 m	756 m
Länge	6,5 km	2,7 km
Breite	2,5 km	2,6 km
max. Tiefe	169 m	55,3 m
Volumen	360 • 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	86 • 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Einzugsgebiet	241 km <sup>2</sup>	48 km <sup>2</sup>
anteilig See	11,4 km <sup>2</sup> (5 %)	3,4 km <sup>2</sup> (7 %)
anteilig Gesteinsmoräne	79 km <sup>2</sup> (33 %)	10,2 km <sup>2</sup> (21 %)
anteilig Gletscher	151 km <sup>2</sup> (62 %)	34,4 km <sup>2</sup> (72 %)

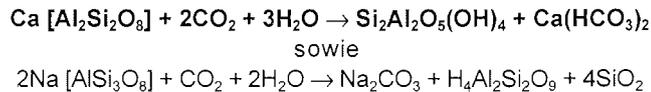
Beide Seen werden überwiegend durch die sie dämmenden Gletscher gespeist (siehe Abb. 28). Der Untersee erhält außerdem während warmer Südsommer über Schmelzwasserströme entlang der östlichen Seitenmoräne des Anutschin Gletschers Oberseewasser (Simonov et al. 1985). Weitere Schmelzwasserzuflüsse erfolgen über die westliche Seitenmoräne des Anutschin Gletschers und entlang des am SE-Ufer gelegenen Sekundärgletschers.

Mit Salzgehalten unter 3 g/l sind beide Seen Süßwasserseen. Der Untersee ist mit einer Gesamtmineralisation von 300 mg/l als Evaporationssee, der Obersee mit 55 mg/l als Durchflußsee zu bezeichnen (Haendel & Kaup 1986, Hermichen et al. 1985, Simonov et al. 1985). Die Ausbildung als Evaporationssee wird durch eine defizitäre Wasserbilanz an Schmelzwasserzufuhr/Niederschlag gegenüber der Verdunstung verursacht bzw. verstärkt. Ablationsmessungen an im Februar 1995 auf der Seeisdecke installierten Ablationspegeln zeigten bereits nach 12 Tagen Standzeit signifikante Ablationsbeträge von 1 bis 3 cm (Wand et al. 1996), Messungen nach einem Jahr im Frühjahr 1996 wiesen Ablationsbeträge von ca. 50 cm auf (pers. Mitteil. U. Wand). Durch den Prozeß der Ablation (Sublimation) wird dem Untersee Wasser entzogen, da zwischen dem Anfrieren von Wasser an der Eisunterseite und der Verdunstung kein Gleichgewicht besteht (Hermichen et al. 1985, Wand et al. 1996).

Im Rahmen der Expedition 1994/95 wurden *in situ* Messungen von Leitfähigkeit, pH-Wert, Eh-Wert, Temperatur und dem Gehalt an gelöstem Sauerstoff durchgeführt (Wand et al. 1996). Damit wurde die Existenz einer anoxischen Tiefenwasserschicht im SE-Teil des Untersees bestätigt und räumlich abgegrenzt (Wand et al. in Vorbereitung; Wand et al. 1996; 1997).

Der flächenmäßig größte Bereich des Untersees wird durch einen im Chemismus homogenen, nicht stratifizierten Wasserkörper gekennzeichnet. Die *in situ* Meßergebnisse (siehe Kap. 5.3.) zeigen keine signifikanten Gradienten, bestätigen aber frühere Messungen. Die oxischen Wässer sind stark alkalisch (pH 10,9 bis 12,1), an gelöstem Sauerstoff übersättigt (18 bis 30 mg/l) und werden infolge der von Na- und SO<sub>4</sub>-Ionen dominierten Hauptionenzusammensetzung als Natrium-Sulfat-Typen charakterisiert. Der Chemismus des Seewassers wird trotz Aridität des Klimas im wesentlichen durch chemische Verwitterung des anstehenden Anorthosites bestimmt (Haendel & Kaup 1986, Kaup et al. 1988, Wand et al. 1994). Bedingt durch den relativ einheitlichen Aufbau des anstehenden Gebirges aus Anorthositen wurden im Laufe der Zeit große Mengen Gesteins ähnlicher chemischer Zusammensetzung physikalisch und chemisch verwittert und dadurch hochmineralisierte, chemisch spezialisierte Wässer dem See zugeführt.

Die Verwitterung des zu 98 % aus Plagioklasen bestehenden Anorthosites erfolgt gemäß der Gleichungen:



Der Untersee (i.e.S. die oxischen Bereiche) gilt mit einem bis in 35 m Tiefe unter der Eisdecke gemessenen Extinktionskoeffizienten für die photosynthetisch aktive Strahlung (FAR) von  $K = 0,027 \text{ m}^{-1}$  als einer der weltweit klarsten Seen. Ursache für die hohe Transparenz der Seeisdecke ist u.a. die fehlende Schneebedeckung der vertikal bis zu 20 cm langen prismatischen Eiskristalle (*Simonov et al. 1985*). Außerdem ist im Wasserkörper nur eine sehr geringe Primärproduktion meßbar. Neben den ungünstigen physikalischen Lebensbedingungen, wie u.a. dem schwachen Lichtangebot und den extrem niedrigen Temperaturen ist im unter der Eisdecke liegenden Wasserkörper (hier bis in 40 m Tiefe 0,2 bis 0,6°C) für die extrem niedrige Primärproduktion ein geringes Mikronährstoffangebot an Phosphat-Phosphor ( $\text{PO}_4$ ) verantwortlich. Dieser Mangel ist ebenfalls mit der Prägung der chemischen Zusammensetzung des Unterseewassers durch verwitternden Anorthosit erklärbar (siehe oben). Der anstehende Anorthosit hat nur sehr geringe P-Gehalte (*Haendel & Kaup 1986*).

Das im südlichen Untersee festgestellte, flächenmäßig untergeordnete Teilbecken mit anoxischem Bodenwasser ist in seinem hydrologischen Aufbau und den damit verbundenen hydrophysikalisch-geochemischen Sedimentationsbedingungen völlig anders strukturiert. In diesem Teil des Untersees ändern sich im Vergleich zur oxischen Wassersäule markant alle gemessenen hydrologischen Parameter (T, pH, Eh,  $\text{O}_2$ , Leitfähigkeit) in Abhängigkeit von der Wassertiefe (siehe Kap. 5.3.).

### 2.5.2. Seen der Schirmacher Oase

Die Seen Glubokoje und Sub sind holomiktische Süßwasserseen. Sie sind periodisch eisfrei und werden während der Südsommer im wesentlichen von Schmelzwässern des Inlandeises gespeist. Ausflüsse in Richtung Schelfeis charakterisieren die Seen als Durchflußseen. Die pH-Werte liegen zwischen 6 und 7 und werden im wesentlichen durch den pH-Wert des zugeführten Schmelzwassers bestimmt (*Richter & Bormann 1995a*).

Den mittleren Teil eines Seenkaskadensystems (*Loopmann & Klokov 1986; 1988*) bildet der glazial-erosiv angelegte See Glubokoje (Abb. 14). Von 1961 bis 1977 galt der See als permanent eisbedeckt, aber seit dem Spätsommer 1978 wird ein völliges Auftauen der Seeisdecke während der Südsommer beobachtet. Die hydrologischen Kennwerte sind der Abb. 14 zu entnehmen.

## 2. Das Untersuchungsgebiet

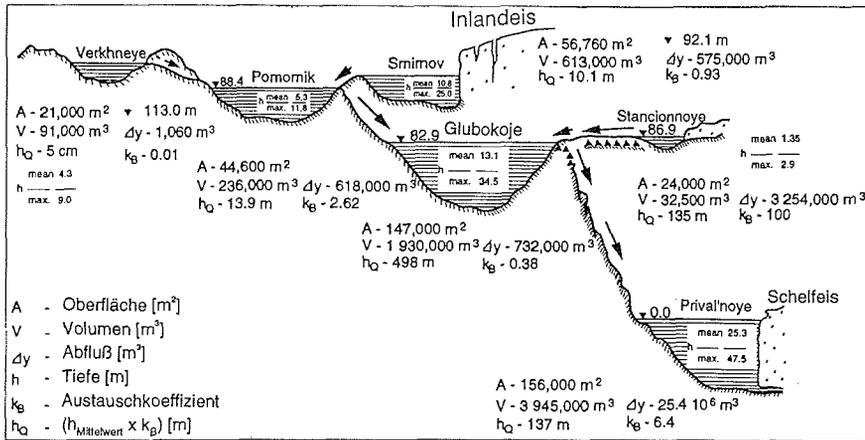


Abb. 14: Seekaskade im Einzugsbereich des Sees Glubokoje mit Angabe der hydrologischen Kennwerte (verändert nach Loopmann & Klokov (1986))

In Tabelle 2 sind die wichtigsten Kenndaten der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Seen Glubokoje und Sub zusammengefaßt.

Tab. 2: Morphometrische Kennwerte See Glubokoje und See Sub (Ingole & Parulekar 1990, Loopmann et al. 1986, Richter & Bormann 1995a)

	Glubokoje	Sub
Fläche	0,147 km <sup>2</sup>	0,289 km <sup>2</sup>
Höhe über NN	82,9 m	103 m
Länge	0,48 km	0,65 km
Breite	0,45 km	0,95 km
Max. Tiefe	34,5 m	6 m
mittl. Tiefe	13,1 m	2 m
Volumen	1,930*10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>	0,6*10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>

Im Rahmen der eigenen Untersuchungen wurde am 26.03.1995 ein Temperaturprofil für den See Glubokoje gemessen. Die *in situ* Messungen zeigten keine Stratifizierung in dem 4 Wochen zuvor vollständig eisbedeckten See; die Temperaturen lagen über das gesamte Profil bei 1,5°C.

In beiden Seen verhindern die spezifischen abiotischen Bedingungen die Entwicklung des Phytoplanktons und begünstigen die Entwicklung von Phytobenthos (mattenbildende Blau- und Grünalgen). Diese Bedingungen sind unter anderem die niedrigen Temperaturen in den oberen, unter dem Eis liegenden Wasserschichten (0,3 bis 0,4°C) und die bessere Nährstoffversorgung (insbesondere mit Phosphor) des Phytobenthos im Bodenbereich. Infolge des hohen Anteils an Phytobenthos in Form von mikrobiellen Matten ist eine Sauerstoffabnahme und Kohlendioxidzunahme in den Bodenwasserschichten zu beobachten (Kaup 1986, Richter & Bormann 1995a).

### 3. Bisheriger Kenntnisstand zur Glazial- und Umweltentwicklung

Die bisherigen Kenntnisse der spätquartären Glazial- und Umweltentwicklung im Gebiet der Schirmacher Oase basieren vorwiegend auf isotochemischen Untersuchungen. Dagegen sind im Gebiet der Untersee Oase vor allem glazialmorphologische Betrachtungen Grundlage bisheriger Rekonstruktionen.

#### 3.1. Isotochemische Untersuchungen an Eiskörpern

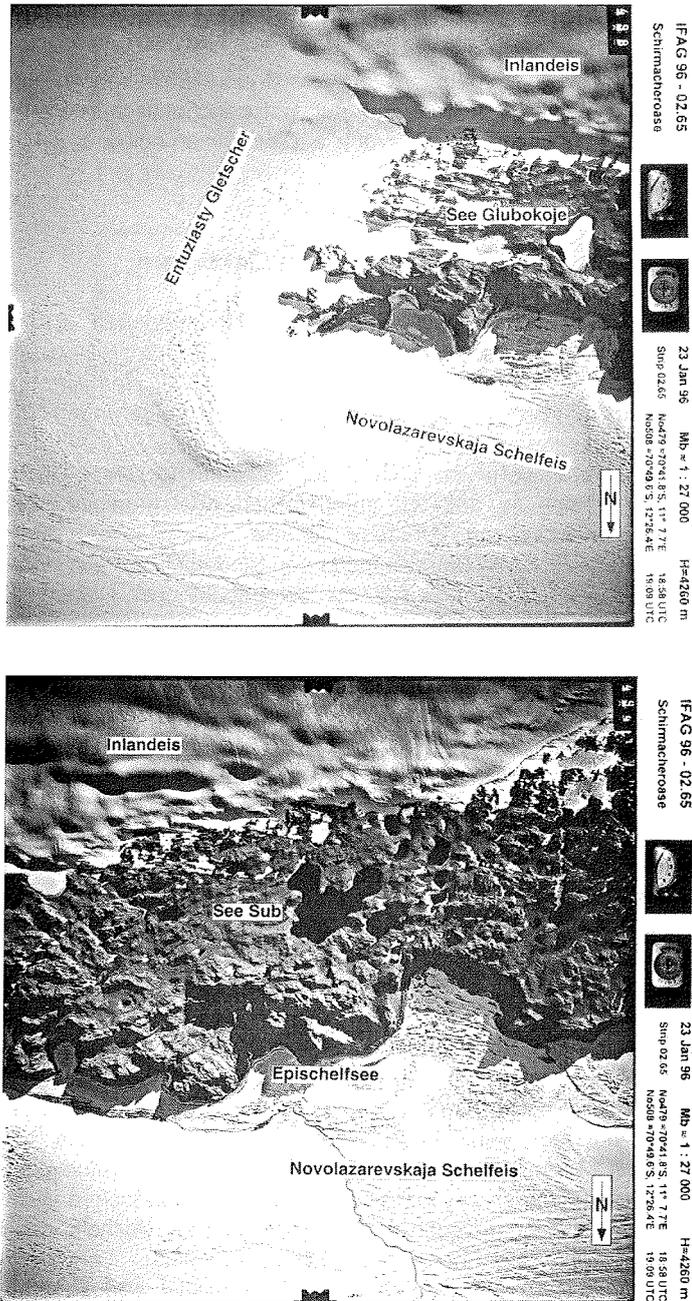
Im Umfeld der Schirmacher Oase wurden an verschiedenen Eiskörpern (u.a. Eisbohrungen, Eisschürfe) Isotopenverhältnisse des Wasserstoffs ( $\delta D$ ) und Sauerstoffs ( $\delta^{18}O$ ) gemessen (*Hermichen 1995, Hermichen & Kowski 1988, Hermichen et al. 1984, Lorius et al. 1985*). Aus den Ergebnissen sind folgende Schlußfolgerungen für die Glazial-Rekonstruktion zu ziehen.

Die Wasserstoff-Isotopenwerte im Umfeld der Schirmacher Oase ( $\delta D$  -170‰ bis -240‰) zeigen im Vergleich zu anderen antarktischen Küstenregionen Anomalien zu leichteren ("negativeren") Werten. Ursache ist die Akkumulation der durch die katabatischen Winde (aus Richtung SE) transportierten Niederschläge aus Höhenlagen von 1000 bis 2000 m ü. NN ( $\delta D < -200$ ‰), die sich mit den autochthonen Niederschlägen ( $\delta D \approx -150$ ‰) der Küstenregion mischen (*Hermichen 1995*). Das Novolazarevskaja Schelfeis nördlich der Schirmacher Oase ist aus isotochemischer Sicht in drei Schichten (Entwicklungsetappen) zu gliedern. Die oberste Eisschicht I (154 m mächtig;  $\delta D \approx -210$  bis -250‰) wird von akkumulierten Driftniederschlägen gebildet und umfaßt ca. 1000 Jahre. Schicht II (191 m;  $\delta D \approx -285$  bis -350‰) wird als holozäner Vorstoß des Entuziasty Gletschers, der die Schirmacher Oase östlich passiert, interpretiert. Die basale Schicht III (101 m;  $\delta D \approx -350$  bis -405‰) besitzt eine Isotopenzusammensetzung, die rezent nur auf dem zentralen ostantarktischen Wegener-Eisplateau vorzufinden ist. Aufgrund der geringen Akkumulationsraten und Fließgeschwindigkeiten in diesem Gebiet wird ein spätpleistozänes Alter für Schicht III angenommen (*Hermichen 1995, Schwerdtfeger 1984*).

Isotopenuntersuchungen an Eisproben des Inlandeisrandes südlich der Schirmacher Oase zeigen unter einer in das Holozän einzustufenden Schicht ( $\delta D \approx -200$ ‰) eine mehrere Dekameter dicke Schicht, die durch sehr niedrige  $\delta D$  Isotopenwerte von -290 bis -350‰ ( $\delta^{18}O \approx -40$ ‰) charakterisiert ist. Im Vergleich mit bekannten Isotopenverhältnissen des inneren Inlandeisschildes ist die Herkunft dieses Eises in Akkumulationsgebiete mit einer mittleren Jahrestemperatur von minus 35 bis minus 45°C zu stellen. Unter Voraussetzung der derzeitigen Kenntnis über das holozäne Klima ist ein solches Akkumulationsgebiet nur am Rand des Ostantarktischen Eisplateaus möglich. Dem widersprechen jedoch Messergebnisse der rezenten Eisfließgeschwindigkeit sowie die Struktur- und Altersbestimmungen des Firngletschers im Gebiet zwischen Wohlthat Massiv und Schirmacher Oase. Diese holozänen Eiskörper werden deshalb als Relikte der spätpleistozänen Eishülle des nördlichen Dronning Maud Landes mit einem Akkumulationsgebiet in der Umgebung des Wohlthat Massivs angesehen (*Hermichen 1995*).

Unter Annahme einer 50 bis 100 m dickeren spätpleistozänen Inlandeishülle besteht die Möglichkeit des direkten "Überfahrens" der Schirmacher Oase durch das Inlandeis von Süd nach Nord. Der gegenwärtige Stillstand des Inlandeises südlich der Schirmacher Oase (Abb. 15) wird als Folge des größeren Reibungswiderstandes zwischen der Eisunterseite und dem Untergrundrelief bei reduzierter Eismächtigkeit aufgefaßt (*Hermichen 1995*).

### 3. Bisheriger Kenntnisstand zur Glazial- und Umweltentwicklung



**Abb. 15:** Luftbildaufnahmen (ohne Maßstab) der Schirmacher Oase, deutlich erkennbar sind die Fließstrukturen des Inlandeises im Osten, das morphologisch erhöhte Inlandeis im Süden und der Geländeabfall zum Schelfeis im Norden der Oase (System Zeiss RMK 15/23, Filter D (13%); 23. 01.1996; Bundesamt für Kartographie und Geodäsie)  
Bild oben: östliche Schirmacher Oase mit eisbedecktem See Glubokoje,  
Bild unten: Anschlußaufnahme Richtung Westen mit eisfreiem See Sub

### 3.2. Rekonstruktionen anhand glazialmorphologischer Beobachtungen

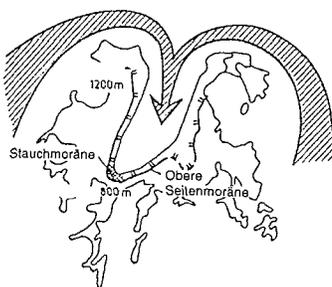
Moränen als Zeugen von Gletschervorstößen sind vor allem in der Untersee Oase ein wichtiges Hilfsmittel für die Rekonstruktion der spätquartären Vereisungsgeschichte. Für das von Süden nach Norden fließende Wegener Inlandeis stellen heute die Gebirgszüge der Gruberberge eine Barriere dar. Diese wird westlich und östlich umflossen. Teile der Eisströme vereinigen sich an der Nordflanke der Gruberberge, und das Eis fließt mit inversem Richtungssinn als Anutschin Gletscher in das Kar des Untersees und staut dort den See auf. Die Kontaktzone der beiden Teilströme bildet die Mittelmoräne des Anutschin Gletschers. Von der Stirn des Gletschers ausgehende Eisaufbrüche und Spaltensysteme im Seeeis sowie Presseiswälle vor der Stirn und am östlichen Seeufer belegen einen derzeit südgerichteten Gletschervorstoß.

Die Gruberberge stellen kein unüberwindbares Hindernis für das aus Süden kommende Inlandeis dar. Rezent wird das Gebirge durch lawinenartig herabstürzende Eismassen im Südosten des Kars in Form eines regenerierten Gletschers zweiter Ordnung und im östlichen Seitental (Stirnsee-Tal) durch regenerierte Gletscher zweiter und dritter Ordnung überwunden (Abb. 3). Die Gebirgskette wird von N-S orientierten Tälern tektonischen Ursprungs zerschnitten, welche in der Vergangenheit vom Eis durchflossen wurden. Dort und parallel zu den durch die rezenten Gletscherpositionen entstandenen Moränen sind oftmals höher am Gebirge gelegene Moränen älterer Gletschervorstöße zu finden. In früheren Arbeiten wurden die verschiedenen Moränen kartiert. Im Gebiet des Untersees sind demnach vier nach Morphologie und Genese unterscheidbare Moränentypen vorhanden, welche in Bezug auf ihre Bildungszeit in vier Entwicklungsstadien (Abb. 16-1, 16-2) einzuordnen sind (Simonov et al. 1985, Stackebrandt 1995):



#### Stadium I:

Moränenrelikte im SW-lichen Kar ("Arena") und Gletscherschrammen bis in 2300 m Höhe an der SE-Flanke des Zimmermann-Berges deuten auf ein gegenüber dem heutigen bis zu 1000 m höheres Eisniveau; Formung des Untersee-Kars durch nordgerichtete Überführung des Gebirges.  
Vermutetes Alter: > 58 000 Jahre BP.



#### Stadium II:

Bildung von Seitenmoränen entlang der Bergketten des Unterseekars bis in 300 m Höhe über dem heutigen Niveau des Anutschin Gletschers, nach Norden geöffnete Stauchendmoränen am S-Ende des Kars; Überprägung der Moränen aus Stadium I; Ursache ist Abnahme der Eismächtigkeit und damit verbundenes Umfließen der Gruberberge, in dessen Ergebnis sich der invers fließende Anutschin Gletscher aus zwei Teilgletschern bildete und das Kar vollständig ausfüllt.  
Vermutetes Alter: 58 000 bis 13 000 Jahre BP.

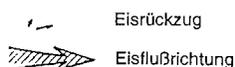


Abb. 16-1: siehe Bildunterschrift Abb. 16-2

### 3. Bisheriger Kenntnisstand zur Glazial- und Umweltentwicklung



#### Stadium III:

Entstehung der zungenförmigen, nach NE abgeflachten Moränenhalbinsel (Satzendmoräne) im heutigen Untersee, Seitenmoränen entlang der nördlichen Bergketten des Unterseekars in wenigen Dezimetern Höhe über dem heutigen Gletscherniveau; nach NW geöffnete Moränenwälle im östlichen Seitental ("Stirnsee-Tal"). Ursache ist das Absinken der Eishöhe auf ± heutiges Niveau in Verbindung mit Rückzug des Anutschin Gletschers nach Norden sowie ein periodisches, teilweise getrenntes Vorrücken der beiden den Anutschin Gletscher bildenden Teilgletscher nach Süden.

Vermutetes Alter: 13 000 Jahre BP bis subrezent.

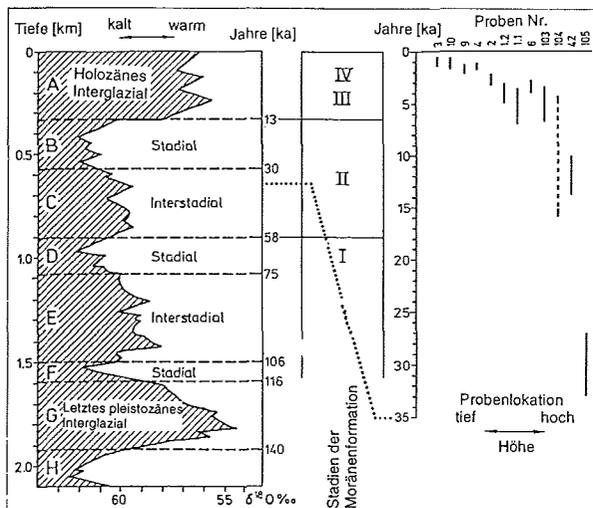
#### Stadium IV:

Bildung der Seitenmoränen und der Mittelmoräne des rezenten Anutschin Gletschers; Ursache ist Rückzug der Gletscherfront um mehrere hundert Meter nach Norden auf heutiges Niveau.

Alter: Gegenwart.

**Abb. 16-2:** Die spätquartären Glazialbedingungen im Gebiet des Untersees aus geomorphologischer Sicht (verändert nach Stackebrandt (1995))

Für einige der beschriebenen Moränen konnten an organischem Material Radiokohlenstoffalter ( $^{14}\text{C}$ -Alter) bestimmt werden, die in Abb. 17 mit den o.g. Vereisungsstadien der Untersee Oase und der im Vostock-Eiskern ermittelten  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurve verglichen werden. Dieses Material sind fossilisierte Magenöle (*Mumiyo*) von Nistplätzen der, die eisfreien Blockmoränen besiedelnden Schneesturmvögel (*Pagodroma nivea*). Die Vögel besiedeln auf der Suche nach mikroklimatisch günstigen (d.h. windarmen, relativ warmen) Nistplätzen, die als Folge des Eisrückzuges gebildeten



Moränen. Die Alter sind als Minimalalter zu betrachten (Hiller et al. 1988, Lorius et al. 1985, Stackebrandt 1995). Als problematisch sind die zu erwartenden  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekte (Kap. 5.1.) des organischen Materials für die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen einzuschätzen

**Abb. 17:** Gegenüberstellung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve (Lorius et al. 1985), der Vereisungsstadien (Stackebrandt 1995) und  $^{14}\text{C}$ -Alter (Hiller et al. 1988); nach (Stackebrandt (1995))

#### 4. Untersuchungsmethoden

Die nachfolgend aufgeführten Methoden bilden den Schwerpunkt der an den lakustrinen Sedimenten vorgenommenen Untersuchungen (siehe Tab. 3). Detaillierte Beschreibungen erfolgen im Anhang. Bei bereits in anderen Arbeiten hinreichend beschriebenen Methoden wird auf deren Veröffentlichung verwiesen. In der Diskussion erfolgt eine verknüpfende Interpretation der über paläoglazilogische, -hydrologische und -klimatische Veränderungen Aufschluß gebenden Resultate.

Im Rahmen der Sedimentkerngewinnung erfolgten während der Expedition "Schirmacher Oase 1994/95" im Untersee Profilmessungen der hydrologischen Parameter Leitfähigkeit, pH-Wert, Eh-Wert, Temperatur und Gehalt an gelöstem Sauerstoff. Diese Messungen dienten dem Verständnis und der Charakterisierung der hydrophysikalisch-chemischen Sedimentationsbedingungen.

Auf Grundlage existierender bathymetrischer Karten für die Seen der Schirmacher Oase (Loopmann et al. 1988, Wand et al. 1994) und der im Rahmen dieser Arbeit erstellten detaillierten bathymetrischen Karte des Untersees wurden die Probenahmepunkte (Stationen) festgelegt. Spezielles Ziel der bathymetrischen Feinaufnahme war, neben der morphologischen Abgrenzung der anoxischen Senke von den tieferen oxischen Bereichen, die Erfassung des Bodenreliefs des Untersees. Entlang von elf Längs- und Querprofilen wurden an 118 Meßpunkten (Abstände zwischen 50 und 300 m) wurden die Wassertiefen gemessen. Die Meßpunkte sowie die Uferlinie des Untersees geodätisch genau bestimmt.

Es kamen zwei Sedimentkernentnahmegerate zum Einsatz. Ein Schwerelot (SL) wurde für die Entnahme ungestörter, oberflächennaher Sedimente aus großen Wassertiefen verwendet. Ein Kolbenlot (KOL) wurde zur Gewinnung von langen Sedimentkernen eingesetzt. An acht Stationen konnte das Sediment beprobt werden.

Vor dem Öffnen der Kernliner wurden die Feuchtraumdichte und die Suszeptibilität der Sedimente zerstörungsfrei auf einer Meßbank bestimmt. Außerdem wurde ein Teil der Kerne mittels Röntgen-Computer-Tomographie (CT) untersucht. Diese Untersuchungsschritte konnten aufgrund der verwendeten Gammastrahlungsquellen nur an Kernsegmenten durchgeführt werden, welche nicht mittels Lumineszenz-Altersbestimmungen datiert werden sollten.

Die geöffneten Sedimentkerne wurden bezüglich ihrer Konsistenz, Strukturen, Vorkommen von organischen Bestandteilen, Zusammensetzung, Korngrößencharakteristik, Schichtgrenzen und -übergängen beschrieben. Die Farben wurden nach den *Munsell Soil Color Charts* (1992) bestimmt und wichtige Abschnitte wurden fotodokumentiert. Anschließend erfolgte die Beprobung der Kerne in 1- und 2 cm- Scheiben. Eine Bestimmung des Wassergehaltes erfolgte an jeder Probe. Die Messung der Trockendichte wurde an getrockneten, gemahlene Proben im Pycnometer Accupyc 1330 (MICROMERITICS) vorgenommen.

Die sedimentspezifischen physikalischen Parameter *Magnetische Suszeptibilität*, *Porosität*, *Feuchtraumdichte* und *Wassergehalt* liefern Informationen über den Grad der Kompaktion, von Schichtlücken und Sedimentationswechsell.

#### 4. Untersuchungsmethoden

---

Die Kenntnis der sedimentären Strukturen ist für die Einschätzung der Sedimentablagerungsprozesse von großer Bedeutung. Mit der Anwendung der Röntgen-Computer-Tomographie (CT) an ausgewählten ungeöffneten Kernen wurde versucht:

- Kernentnahmeeffekte (Verschleppungen, Verstellungen, Störungen) besonders in laminierten, wasserreichen Sediment im Vorfeld der Kernöffnung zu erkennen,
- Informationen über die räumliche Dichtestruktur zu erhalten,
- Gesteinsbruchstücke glazialer oder glazifluviatiler Herkunft in eistransportiertem Material (Ice Rafted Debris -IRD- bzw. Dropstones) nachzuweisen,
- Änderungen in der terrigenen Zusammensetzung über die Messung der Dichte zu erhalten,
- eine hochauflösende Aufnahme von Laminae zu erzielen.

Zur Bestimmung von Transportprozessen über die Korngrößenzusammensetzung wurden Untersuchungen zur Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung durchgeführt. Die Mineralverteilung in der Tonfraktion sollte Erkenntnisse zu Liefergebietsänderungen bringen. Sie wurde röntgendiffraktometrisch an Texturpräparaten bestimmt und semiquantitativ ausgewertet.

Die Einzelproben für geochemische Analysen wurden in einer Achat-Planetenkugelmühle analysenfein (hier:  $< 63 \mu\text{m}$ ) gemahlen. Es erfolgte die Bestimmung der prozentualen Gehalte von Kohlenstoff ( $C_{\text{ges}}$ ), Stickstoff (N), Schwefel (S), nicht-karbonatischem Kohlenstoff ( $C_{\text{org}}$ ) und karbonatischem Kohlenstoff ( $C_{\text{karb}}$ ) im Sediment.

Die Verhältnisse der stabilen Kohlenstoffisotope ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) im organischen Kohlenstoff des Sedimentes wurden aus entkarbonatisierten Proben aller untersuchten Kerne gemessen. Am Sediment der Station PG1215 wurde das Verhältnis der stabilen Schwefelisotope ( $^{32}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$ ) bestimmt.

Mit der Chrom-Reduktionsmethode nach VOLKOV für reduzierten anorganischen Schwefel wurden aus Station PG1215 die Schwefelformen säurelösliches Eisenmonosulfid ( $\text{FeS}$ ), elementarer Schwefel ( $\text{S}^0$ ) und pyritischer Schwefel ( $\text{FeS}_2$ ) getrennt (Volkov 1985, Zhabina & Volkov 1978).

An Schmelztabletten wurde die Konzentration der Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K und der Spuren- und Nebenelemente Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, V, Y, Zn, Zr röntgenspektrometrisch (RFA) aus 56 Gesamtsedimentproben des Untersees ermittelt.

An dispers verteiltem organischem Kohlenstoff ( $C_{\text{org}}$ ) und, falls vorhanden, an organischen Makroresten (i.d.R. Wassermoosen bzw. fossilen Algenlaminae) wurden 43  $^{14}\text{C}$ -Datierungen mit der AMS-Methode (Accelerator Mass Spectrometry) durchgeführt (Hedges et al. 1992, Hedges et al. 1989).

Das Ziel der kombinierten Anwendung der Lumineszenz-Methode im Rahmen dieser Arbeit war es, einen Beitrag zur Frage zu leisten, ob in glazial-lakustrinen Sedimenten hoher Breiten die Voraussetzungen für eine Datierung mittels Thermolumineszenz-(TL)-Analysen und Infrarot Optisch Stimulierten Lumineszenz-(IRSL)-Analysen gegeben sind. Weiterhin sollte das Sedimentationsalter derjenigen lakustrinen Lagen festgestellt werden, in denen die Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aufgrund von Reservoireffekten oder den

#### 4. Untersuchungsmethoden

Eintrag von allochthonem, organischem Material nicht eindeutig interpretierbar sind. Es wurde außerdem versucht, Datierungen für die Sedimenthorizonte zu erhalten, in denen der Gehalt an organischem Kohlenstoff die methodisch bedingte Obergrenze der Radiokohlenstoffaltersbestimmung erreicht bzw. überschreitet. Zur Altersbestimmung mit der Lumineszenzmethode wurden zehn lakustrine Sedimentproben (Korngrößenfraktion 4 bis 11  $\mu\text{m}$ ) mit der TL- und IRSL-Methode in Kooperation mit dem Geologischen Institut der Universität Köln (Sutter 1997) untersucht.

Anhand der bestimmten Sedimentationsalter wurde bei ungestörten Sedimentabfolgen die Akkumulationsrate abgeschätzt (Niessen *et al.* 1992).

Unter Berücksichtigung der Kernbeschreibung, der ermittelten sedimentphysikalischen Eigenschaften und der geochemischen Ergebnisse wurde die Korrelation der bis zu 3 m langen Segmente eines Kernes durchgeführt. Lediglich in Kern PG1216 (Untersee) konnte keine Korrelation der Segmente infolge von Kernverlust im Überlappungsbereich vorgenommen werden.

**Tab. 3:** Übersicht der durchgeführten Untersuchungen an Sedimentproben der Expedition Schirmacher Oase 1994/95  
(fett gedruckte Kreuze (x) zeigen im Anhang aufgeführte Daten an)

Lokalität $\Rightarrow$ Untersuchung $\Downarrow$	Untersee		See Glubokoje				See Sub
	PG1215	PG1216	PG1217	PG1218	PG1219	PG1220	PG1221
C, N, S Bestimmung	<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>	x	x	x	x
RFA	<b>x</b>	<b>x</b>					
TL/IRSL-Datierung	x	x	x				x
$^{14}\text{C}$ -Datierung	<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>		<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>
$\delta^{13}\text{C}_{\text{-org}}$	<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>	x	x	x	<b>x</b>
$\delta^{34}\text{S}$	<b>x</b>						
Korngrößentrennung	<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>	x	x	x	<b>x</b>
Tonmineralogie	<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>	x	x	x	<b>x</b>
CT	x		x	x	x	x	
Sedimentphysikalische Eigenschaften	<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>	x	x	x	<b>x</b>
Trockendichte	<b>x</b>	<b>x</b>	<b>x</b>	x	x	x	<b>x</b>

Um erstmals einen meteorologischen Jahreszyklus für das Gebiet der Untersee Oase zu erhalten, wurde eine automatische Wetterstation (AWS) am Ufer des Untersees installiert.

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen im Untersuchungsgebiet, Ergebnisse und Diskussion

Erstmals konnten aus dem Untersee zwei Sedimentkerne (PG1215 und PG1216), in denen die Basis des lakustrinen Sedimentes erbohrt wurde, untersucht werden. In Kern PG1215 waren aufgrund seiner Position im anoxischen Teilbecken des Untersees (Abb. 12) mit rezent unikalten Sedimentationsbedingungen (Wand et al. 1996; 1997), sowie der größten gewonnenen Sedimentmächtigkeit die meisten Informationen über die Klima- und Umweltgeschichte im Gebiet des Wohlthat Massivs zu erwarten. Im Seebereich mit oxischen Sedimentationsbedingungen erfolgte die Untersuchung des Kernes PG1216. Teilweise wurden Oberflächenproben von der Pilotexpedition 1991/92 in die Untersuchungen einbezogen.

Ergänzend und zum regionalen Vergleich erfolgten in der Schirmacher Oase Analysen an Sedimenten der Seen Glubokoje (Kerne PG1217 bis PG1220) und Sub (PG1221).

### 5.1. Altersbestimmung

#### 5.1.1. Radiokohlenstoff-Datierung

Aus Kern **PG1215** im Untersee wurden 7 Proben zur Altersbestimmung nach der  $^{14}\text{C}$ -Methode entnommen. Die Ergebnisse dieser Datierungen sind in den Abbildungen 18 und 25-b dargestellt und im Anhang mit den Labornummern tabellarisch aufgeführt. Aus diesen Altern ergeben sich Hinweise zum Zeitpunkt der Seeentstehung und Anhaltspunkte zu Sedimentationsraten in den verschiedenen Kernabschnitten. Durch Extrapolation der gemessenen Alter gegen die Tiefe können die ungefähren Alter der zwischen den Datierungspunkten liegenden Schichten ermittelt werden (Mäusbacher 1991).

Problematisch bei den ermittelten  $^{14}\text{C}$ -Altern aus Seesedimenten des Untersees ist der durch Beimischung von  $^{14}\text{C}$ -armen Gletscherschmelzwässern und durch die permanente Eisbedeckung des Sees entstehende Reservoirereffekt. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter von 10170 BP (0,5-1 cm) und 12170 BP (1-2 cm) belegen unter Berücksichtigung des Suesseffektes und Kernwaffeneffektes (Geyh 1983) einen Reservoirereffekt von mindestens 10000 Jahren (Abb. 18 und 25-b).

Durch die permanente Eisbedeckung wird der Gasaustausch zwischen Seewasser und Atmosphäre unterbrochen. Das Seewasser verarmt an  $^{14}\text{C}$ , die Alter werden scheinbar zu hoch (Omoto 1983, Stuiver et al. 1981, Yoshida & Moriwaki 1979). Erhöhungen der  $^{14}\text{C}$ -Alter durch die Beimischung von mineralischem Kohlenstoff (Graphit, Kohle, Karbonat) aus älteren geologischen Bildungen sind aufgrund der geologischen, klimatologischen und geomorphologischen Gegebenheiten nicht zu erwarten. Hartwassereffekte

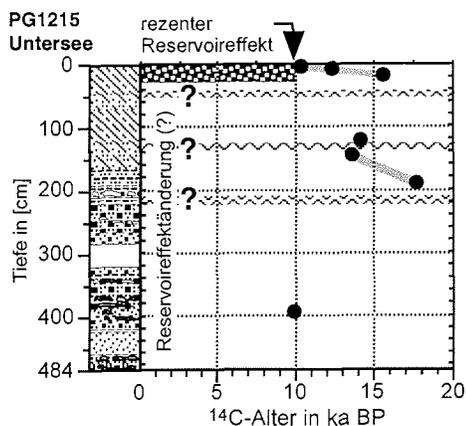


Abb. 18:  $^{14}\text{C}$ -Datierungen im Sedimentprofil von Kern PG1215, die  $^{14}\text{C}$ -Alter sind unkorrigiert

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

(Deevey jr. et al. 1954), bedingt durch die Aufnahme von  $^{14}\text{C}$ -verarmten Bikarbonaten aus gelöstem Karbonatgestein (Björck & Håkansson 1982, Zolitschka & Negendank 1996) durch die Primärproduzenten können die im Untersee festgestellten hohen  $^{14}\text{C}$ -Alter ebenfalls nicht erklären, da im Umfeld des Sees keine größeren Einheiten karbonatischer Gesteine auftreten.

Unter der Voraussetzung, daß die in einem Profil gemessenen  $^{14}\text{C}$ -Alter eine sinnvolle Altersabfolge ergeben (d.h. in älter angesprochenen Sedimenten einer störungsfreien Sedimentabfolge auch höhere  $^{14}\text{C}$ -Alter), kann der in einer oberflächennahen Probe dokumentierte Reservoireffekt von den tieferen Altern subtrahiert werden. Diese Alter sind als um den Reservoireffekt korrigierte  $^{14}\text{C}$ -Alter zu bezeichnen. Zeigen die  $^{14}\text{C}$ -Alter zum tieferen, störungsfreien Sediment gegenüber dem jeweils oberhalb gemessenen Alter niedrigere Werte, muß von einer Änderung des Reservoireffektes ausgegangen werden. Diese sind nicht korrigierbar, und es sollten dann die  $^{14}\text{C}$ -Alter unkorrigiert angegeben werden (pers. Mitteil. W.-D. Hermichen)

Die in den Tiefen 114 cm (13930 BP), 138 cm (13440 PB) und 389 cm (9830 BP) gemessenen  $^{14}\text{C}$ -Alter zeigen gegenüber den jeweils oberhalb gemessenen  $^{14}\text{C}$ -Altern niedrigere Alter (Abb. 18 und 25-b). Diese inversen Datierungsergebnisse sind mit Änderungen der Reservoireffektgröße im Verlauf der Seengeschichte erklärbar. In Abbildung 19 wird die Verteilung der  $^{14}\text{C}$ -Alter oberflächennaher Proben, die in etwa den heutigen Reservoireffekten entsprechen, des Untersees und Obersees dargestellt.

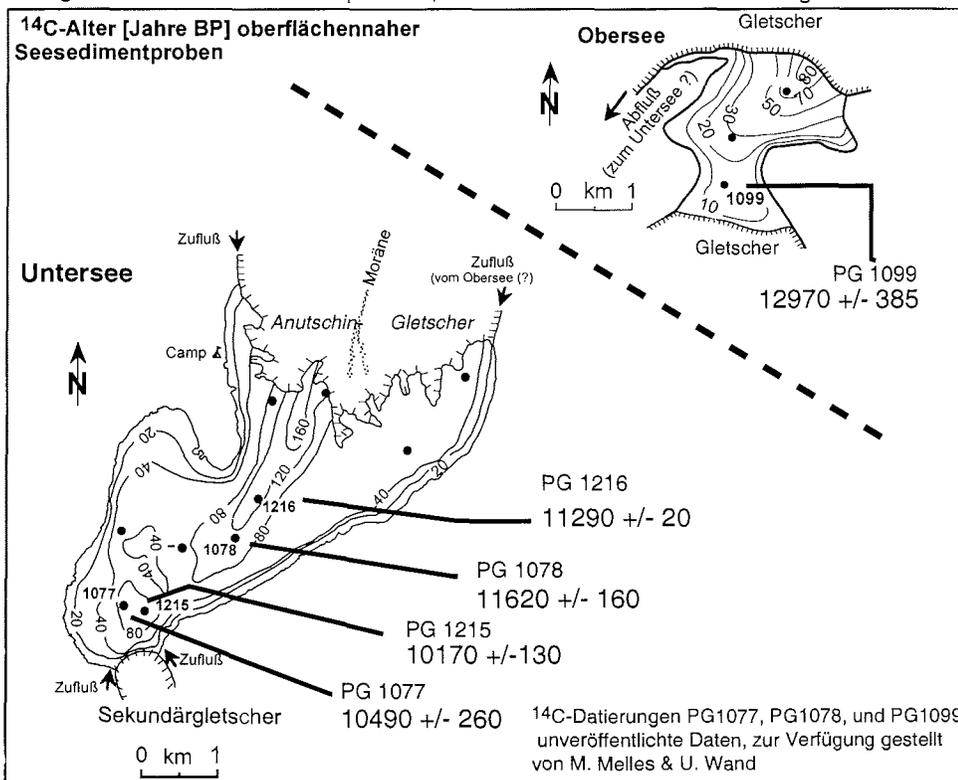


Abb. 19:  $^{14}\text{C}$ -Alter oberflächennaher Proben im Unter- und Obersee (Wohlthat Massiv)

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

Deutlich erkennbar sind Unterschiede zwischen Obersee und Untersee. Der höhere Reservoir-Effekt von ca. 12500 Jahren könnte auf die relativ größere Kontaktfläche Gletscher/See des Obersees und die damit verbundene größere Wasserspeisung durch subaquatische Gletscherschmelzprozesse zurückzuführen sein. Außerdem ist für den Obersee aufgrund seiner gegenüber Wind exponierteren Lage mit einer geringeren Schnee-Akkumulation zu rechnen. Die geringeren Reservoir-Effekte im anoxischen Unterseebereich, verglichen zum oxischen Bereich, sind möglicherweise die Folge vermehrten mikrobiellen Einbaus von jüngerem  $^{14}\text{C}$ . Dadurch werden die Alter zu jüngeren Werten verfälscht (Geyh et al. 1974, Lowe 1988). Das rezente Milieu in diesem Seebereich wird durch anaerobe Sulfat reduzierende und Methan bildende Bakterien geprägt (Wand et al. in Vorbereitung).

Aufgrund der geringen  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte ( $<0,1\%$ ) unterhalb der Sapropelfazies (Kap. 5.2.1.1.) sind  $^{14}\text{C}$ -Datierungen nur in Einzelproben des Bereiches 380 bis 420 cm möglich. Das in 389 cm Tiefe gemessene  $^{14}\text{C}$ -Alter von 9830 BP wird mit dem Fehlen bzw. einer extremen Verringerung des Reservoir-Effektes erklärt.

Für die obere Sapropelfazies (0-44 cm) des Kernes PG1215 errechnet sich durch Extrapolation für 44 cm Tiefe ein Alter von  $> 20000$  unkorrigierten Jahren. Dieses Alter ist unter Berücksichtigung der in Kapitel 3.2. im Umfeld des Sees erlangten Kenntnisse unrealistisch. Eine Abnahme des Reservoir-Effektes zur Sedimentoberfläche hin und einer damit verbundenen größeren Altersabnahme wird als eher wahrscheinlich gesehen.

Für die Bereiche unterhalb von 44 cm ist eine seriöse Sedimentationsratenberechnung aufgrund der wechselnden Reservoir-Effekte (vgl. Abb. 18) nicht möglich. Unter Annahme einer gleichbleibenden Sedimentakkumulation und dem Ausschluß von Schichtlücken wäre für den gesamten Kern eine Sedimentationsrate in der Größenordnung von ca. 0,04 bis 0,05 mm pro Jahr anzunehmen. Die Lithologie des Kernes (Kap. 5.2.1.1.) läßt diesen Schluß jedoch nicht zu. Die gröberen Sedimente weisen auf eine höhere Sedimentationsrate hin. Deshalb sind auch Perioden äußerst geringer bzw. stagnierender Sedimentation zu erwarten.

Für die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Proben aus Kern PG1216 im Untersee (siehe Abb. 35-b und 20) ergibt sich eine ähnliche Problematik. Die Messungen erfolgten an dispers verteiltem organischem Kohlenstoff. Anhand des  $^{14}\text{C}$ -Alters von  $11290 \text{ BP} \pm 90$  (2-4 cm) ist ein rezenter Reservoir-Effekt mit ca. 11000 Jahren anzugeben (Abb. 20).

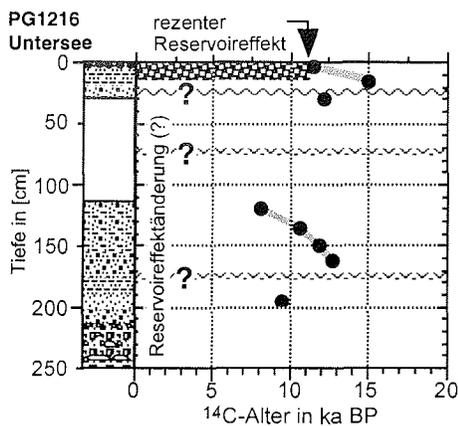


Abb. 20:  $^{14}\text{C}$ -Datierungen im Sedimentprofil von Kern PG1216, die  $^{14}\text{C}$ -Alter sind unkorrigiert

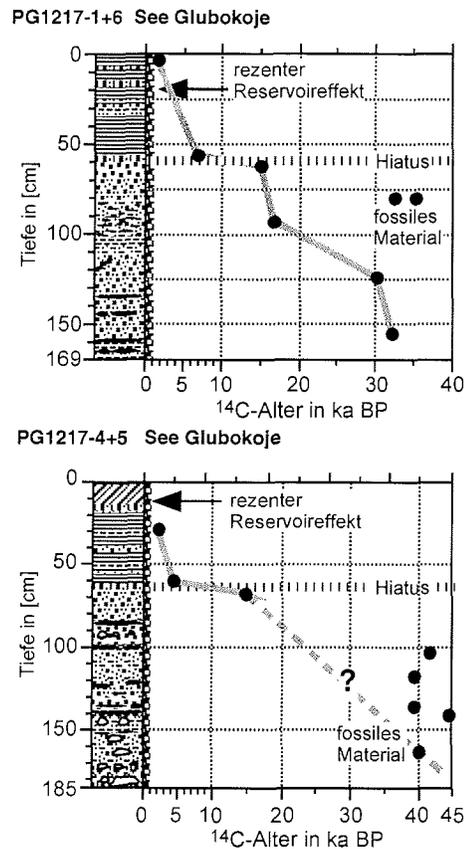
Die durch Extrapolation der  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $11290 \text{ BP} \pm 90$  (2-4 cm) und  $14800 \text{ BP} \pm 150$  (12-14 cm) errechnete Sedimentationsrate für die obersten 14 cm Sediment beträgt 0,026 mm pro Jahr.

Das  $^{14}\text{C}$ -Alter in 28-30 cm ( $12000 \text{ BP} \pm 200$ ) zeigt gegenüber den benachbarten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen eine Altersinversion. Diese wird mit einer Zunahme des Reservoirreffektes zur oberhalb gelegenen  $^{14}\text{C}$ -Datierung  $14800 \text{ BP} \pm 150$  (12-14 cm) und einer weiteren Abnahme des Reservoirreffektes zur unterhalb gelegenen  $^{14}\text{C}$ -Datierung  $7990 \text{ BP} \pm 80$  (117-119 cm), wie schon für PG1215 beschrieben, erklärt. Die unterhalb der  $^{14}\text{C}$ -Datierung  $7990 \text{ BP} \pm 80$  (117-119 cm) folgenden  $^{14}\text{C}$ -Datierungen  $10490 \text{ BP} \pm 60$  (134-136 cm),  $11710 \text{ BP} \pm 120$  (147-149 cm) und  $12570 \text{ BP} \pm 200$  (160-162 cm) zeigen eine in sich geschlossene Altersabfolge. Unter Annahme eines in diesem Bereich konstanten Reservoirreffektes, auf den neben der Lithologie auch die Ergebnisse der  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen deuten (Kap. 5.1.2.2.), beträgt die mittlere Sedimentationsrate 0,09 mm pro Jahr. Das  $^{14}\text{C}$ -Alter in 194-197 cm ( $9380 \text{ BP} \pm 110$ ) zeigt gegenüber der nächst höheren  $^{14}\text{C}$ -Datierung  $12570 \text{ BP} \pm 200$  (160-162 cm) wiederum eine Altersinversion. Dieses  $^{14}\text{C}$ -Alter ( $9380 \text{ BP} \pm 110$ ) steht in guter Übereinstimmung mit dem in PG1215 in 390 cm Tiefe bestimmten  $^{14}\text{C}$ -Alter ( $9830 \text{ BP} \pm 170$ ). Die scheinbar jüngeren Alter in tieferen Sedimenten sind mit verringerten Reservoirreffekten in diesen Bereichen zu erklären.

Im See Glubokoje wurden  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Sedimenten der Kerne PG1217-4+5, PG1217-1+6, PG1219 und PG1220 vorgenommen (Abb. 40-b, 41-b, 42-b). Als Reservoirreffekt für den See Glubokoje sind, entsprechend des in PG1217-1+6 datierten  $^{14}\text{C}$ -Alters in 2-4 cm ( $1390 \text{ BP} \pm 30$ ), mindestens 1000 Jahre anzunehmen. Die Reservoirreffektgröße ergibt sich aus der linearen Extrapolation, der zwischen den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen in 2-4 cm ( $1390 \text{ BP} \pm 30 \text{ BP}$ ) und 54-56 cm ( $6650 \text{ BP} \pm 75$ ) ermittelten mittleren Sedimentationsrate von 0,098 mm, zur Sedimentoberfläche. In Sedimenten der küstennahen Bunger Oase und Vestfold Oase (Abb. 1) liegen die Reservoirreffekte Gletscherschmelzwasser gespeister, periodisch eisbedeckter Seen ebenfalls um 1000 Jahre (Adamson & Pickard 1986, Kulbe 1997, Melles et al. 1994b).

In PG1217-1+6 sind zwei altersmäßig voneinander unterscheidbare Sedimentbereiche erkennbar. In der terrigenen Pelit- und Psammitfazies (Kap. 5.2.2) liegen die  $^{14}\text{C}$ -Alter in Bereichen bei > 14000 Jahre BP und in der Algen- und Wassermoosfazies bei < 7000 Jahre BP. Der Wechsel von terrigener zu biogener Sedimentation in PG1217-1+6 liegt bei 59 cm. Entsprechend der in den biogenen Sedimenten berechneten Sedimentationsrate von 0,098 mm/Jahr liegt dieser Wechsel bei 7000 Jahren BP (Reservoirreffekt korrigiertes Alter bei 6000 Jahren BP).

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen in den terrigenen Sedimenten zeigen mit Ausnahme der Datierungen in 78-79 cm Tiefe eine scheinbar sinnvolle Altersabfolge (Abb. 21 und 41-b). Diese  $^{14}\text{C}$ -Datierungen erfolgten an dispers verteiltem  $\text{C}_{\text{org}}$ . In der Probe 78-79 cm ( $32300 \text{ BP} \pm 650$ ;  $34900 \text{ BP} \pm 700$ ) wurde makroskopisch erkennbares fossiles Algenmaterial  $^{14}\text{C}$ -datiert. Das in PG1217-4+5  $^{14}\text{C}$ -datierte ( $44350 \text{ BP} +2050 / -1630$  in 139-140 cm) fossile Algenmaterial bestätigt dieses pleistozäne Alter. Anhand dieser  $^{14}\text{C}$ -Datierungen sind die in PG1217-4+5 in der terrigenen Fazies an dispers verteiltem  $\text{C}_{\text{org}}$  ermittelten Alter, mit Ausnahme vermutlich des  $^{14}\text{C}$ -Alters aus der Oberflächenprobe der terrigenen Abfolge ( $14800 \text{ BP} \pm 70$  in 66-69 cm) als durch allochthones fossiles Algenmaterial verunreinigt zu betrachten (Abb. 21 und 40-b). Letzteres  $^{14}\text{C}$ -Alter stimmt scheinbar mit der aus PG1217-1+6 aus der Oberfläche der terrigenen Abfolge datierten Probe überein ( $14740 \text{ BP} \pm 180$  61-63 cm).



**Abb. 21:**  $^{14}\text{C}$ -Altersabfolge in PG1217-1+6 (See Glubokoje / Schirmacher Oase) die  $^{14}\text{C}$ -Alter sind unkorrigiert

Die Kerne PG1217-1+4 und PG1217-1+6 wurden an einer Bohrstation (PG1217) entnommen, der Abstand zwischen den Kernen beträgt max. 3 m. Durch die Beeinflussung der  $^{14}\text{C}$ -Alter in PG1217-1+4 durch allochthonen  $\text{C}_{\text{org}}$  wird der autochthone Ursprung des dispers verteilten  $\text{C}_{\text{org}}$  in PG1217-1+6 und damit die Altersabfolge in Frage gestellt (Abb. 21). Eine hinreichende Klärung, ob die  $^{14}\text{C}$ -Alter zu "hoch" datiert oder "realistisch" sind, kann nicht erbracht werden. Aus diesem Grunde durchgeführte TL/IRSL-Datierungen deuten zwar in einem IRSL-Alter eine mögliche Übereinstimmung an (Abb. 41-b), bieten aber keine Möglichkeit, das Problem zu lösen (siehe 5.1.3.).

Infolge der  $^{14}\text{C}$ -Datierungsergebnisse im Grenzbereich terrigene / biogene Fazies ist für diesen Bereich eine Schichtlücke (Hiatus) anzunehmen. Dieser Hiatus würde den Zeitraum von ca. 14800 BP bis ca. 7000 BP (korrigiert ca. 13800 - 6000 BP) umfassen, ist jedoch anhand der Lithologie nicht eindeutig erkennbar (Kap. 5.2.2.1.). Da keine Kenntnisse über eventuelle Reservoirereffekte in der terrigenen Fazies existieren und eine Änderung der Reservoirereffekte in der biogenen Fazies nicht ausgeschlossen werden kann, erfolgen die anschließenden Betrachtungen ohne Reservoirereffekt-Korrektur.

Eine Sedimentationsratenberechnung erfolgt aus gleichem Grund für die terrigenen Sedimente nicht.

Das Problem der Bestimmung zu "hoher"  $^{14}\text{C}$ -Alter durch dispers verteiltes, fossiles Algenmaterial betrifft auch die Interpretation der in PG1219 und PG1220 in terrigener Fazies ermittelten  $^{14}\text{C}$ -Alter (Abb. 42-b). Lediglich das  $^{14}\text{C}$ -Alter von 3520 BP  $\pm$  90 (26-26 cm) an der Basis der biogenen Fazies in Kern PG1220 (Zuflußbereich) ist als realistisch autochthones Alter zu werten.

An Proben aus Kern PG1221 (See Sub) wurden im Rahmen dieser Arbeit fünf  $^{14}\text{C}$ -Datierungen durchgeführt (Abb. 42-b). Ein Reservoirereffekt kann in diesem flachen Gewässer (max. 5 m) nicht nachgewiesen werden. Dies ist in guter Übereinstimmung mit Untersuchungen in flachen, ebenfalls während der Südsommer auftauenden Seen anderer antarktischer Oasen (Bird et al. 1991, Kulbe 1997, Stuiver et al. 1981).

Die in PG1221 vorliegende Altersabfolge (Abb. 22 und 42-b) ist, aufgrund des Fehlens fossilen Materials im Bereich der Algenlaminae, als realistisch einzuschätzen. Mit  $^{14}\text{C}$ -Altern von  $4010 \text{ BP} \pm 70$  (196-197 cm) an der biogenen Fazies-Basis und  $707 \text{ BP} \pm 35$  (100-102 cm) bzw.  $240 \text{ BP} \pm 120$  (48-50 cm) ist für diese Fazies eine Zunahme der mittleren Sedimentationsraten von 0,29 mm auf 1,11 mm zu verzeichnen. Durch Extrapolation ergibt sich für den Bereich bis zur Oberfläche eine mittlere Sedimentationsrate von 2,042 mm/Jahr. Größte Fehlerquelle für diese extrapolierten Sedimentationsraten ist die

Kompaktion der Algenlaminae durch ihr Eigengewicht. Kompaktionen infolge des Bohrvorganges und Transportes können für diese Proben ausgeschlossen werden.

Die in der terrigenen Fazies datierten Proben (Abb. 22) zeigen vermutlich, wie in See Glubokoje, durch fossiles organisches Material zu hohe Alter. Darauf deuten die in der Moräne gemessenen hohen  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte. Makroskopisch und mikroskopisch konnte das dispers verteilte organische Material nicht näher bestimmt werden.

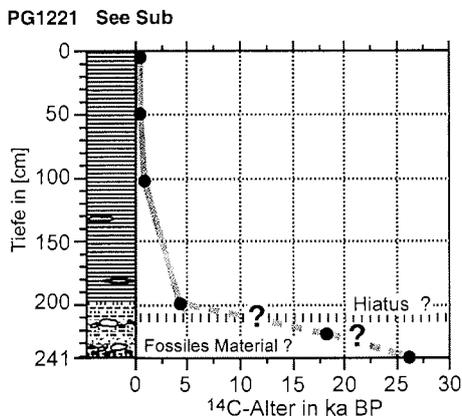


Abb. 22:  $^{14}\text{C}$ -Altersabfolge in PG1221 (See Sub / Schirmacher Oase,) die  $^{14}\text{C}$ -Alter sind unkorrigiert

### 5.1.2. Kalibrierung der $^{14}\text{C}$ -Alter

Mit der konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Datierung ermittelte Alter weichen von kalendarischen Altern ab. Ursache sind im wesentlichen Abweichungen durch natürliche Schwankungen des atmosphärischen  $^{14}\text{C}$ -Gehaltes über die Jahrtausende und die Anwendung der durch Konvention benutzten Halbwertszeit von 5568 Jahren (berichtigt: 5730). Aus letztgenanntem Grund nehmen u.a. die Abweichungen zwischen  $^{14}\text{C}$ - und kalibrierten Altern mit steigendem Alter zu.

Mittels der dendrochronologischen Kalibrierung (bis 11.390 kal. J.v.h.) wird die Differenz zwischen  $^{14}\text{C}$ -Alter und kalendarischem Alter durch direkte  $^{14}\text{C}$ -Messungen an Jahresringen ermittelt. Einige Autoren wenden Kalibrierungen auch für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen antarktischer Proben an, da Daten und Ereignisse in Verbindung mit Klimaschwankungen interpretiert und/oder Vergleiche mit auf methodisch anders datierten Zeitreihen, z. B. Warvenzählungen oder Eiskernen, durchgeführt werden (Bartlein et al. 1995, Kilian et al. 1995, Kulbe 1997). Aufgrund der Ablagerungsbedingungen der hier untersuchten Seesedimente und den unbekanntem Reservoireffekten der Gletscherschmelzwässer (Stuiver & Braziunas 1985), sowohl in der Untersee Oase als auch im Gebiet der Schirmacher Oase (Kap. 5.1.1.), erscheint die Kalibrierung der ermittelten  $^{14}\text{C}$ -Alter nicht sinnvoll.

**5.1.3. Lumineszenz-Datierung**

Aus Gründen der <sup>14</sup>C-Datierungsproblematik wurde an 10 Proben die Methode der kombinierten Lumineszenz-Datierung angewandt (Tab. 4). Die Messungen erfolgten durch I. Sutter, Universität Köln. Durch die Einschaltung von verschiedenen Filtern wurden die Wellenlängenbereiche mit einem leicht bleichbaren Spektrum, d.h. hohe Sensitivität gegenüber der Bleichung und eine zeitliche Stabilität des Lumineszenz-Signals, analysiert. Messungen mit dem Filter SCHOTT BG39 (5 mm) überschritten die Meßfähigkeit des Photomultipliers. In der Kombination mit dem Graufilter SCHOTT NG5 (3 mm) wurde die Signalintensität gesenkt. Mit der Filterkombination SCHOTT BG39 (5 mm) und SCHOTT UG11 (3 mm) wurde das Wellenspektrum von UV-Licht gemessen (330 nm bis 380 nm; *Krbetschek & Rieser 1995*). Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung des Sedimentes erfolgten weitere Messungen an typischen Emissionspektren von Feldspäten (Plagioklasen), die in den vorliegenden Proben den charakteristischen Anteil des TL- und IRSL-Signals speichern. Nach *Krause et al. (1997)* und *Krbetschek et al. (1996)* wurde der 560 nm Peak (typisch für Alkalifeldspäte und Plagioklase) des Wellenlängenspektrums in der Filterkombination SCHOTT BG39 (5mm) und SCHOTT OG530 (3mm) gemessen. Aufgrund der Vielzahl an Filterkombinationen und dem nur begrenzt zur Verfügung stehenden Probenmaterial konnte nicht jede Probe mit jeder Kombination gemessen werden. Die an drei Proben mit den Filtern SCHOTT GG475 und SCHOTT GG435 durchgeführten Simulationsversuche für typische Schmelzwassertiefen (0,75 und 0,5 m; *Forman & Ennis 1992*) zeigen keine Annäherung an die geologisch zu erwartenden Alter.

Die im folgenden vorgestellten (Tab. 4), über Integralauswertung (Additive Methode) ermittelten Datierungsergebnisse sind in *Sutter (1997)* einsehbar.

**Tab. 4** Übersicht der mit TL / IRSL- Methode datierten Proben

Probe	Tiefe [cm]	Station	Lokation
PG1215 TL/OSL 1	229-235	PG1215	Untersee, südlicher anoxischer Seebereich
PG1215 TL/OSL 3	324-329	PG1215	Untersee, südlicher anoxischer Seebereich
PG1215 TL/OSL 6	448-452	PG1215	Untersee, südlicher anoxischer Seebereich
PG1216 TL/OSL 1	149-153	PG1216	Untersee, nördlicher oxischer Seebereich
PG1216 TL/OSL 2	184-189	PG1216	Untersee, nördlicher oxischer Seebereich
PG1216 TL/OSL 3	197-201	PG1216	Untersee, nördlicher oxischer Seebereich
PG1217 TL/OSL 1	92-97	PG1217-1+6	See Glubokoje, Seezentrum
PG1217 TL/OSL 2	120-132	PG1217-1+6	See Glubokoje, Seezentrum
PG1217 TL/OSL 3	149-154	PG1217-1+6	See Glubokoje, Seezentrum
PG1221 TL/OSL 1	218-226	PG1221	See Sub, Seezentrum

Alle Altersangaben werden in tausend (ka) Jahren angegeben.

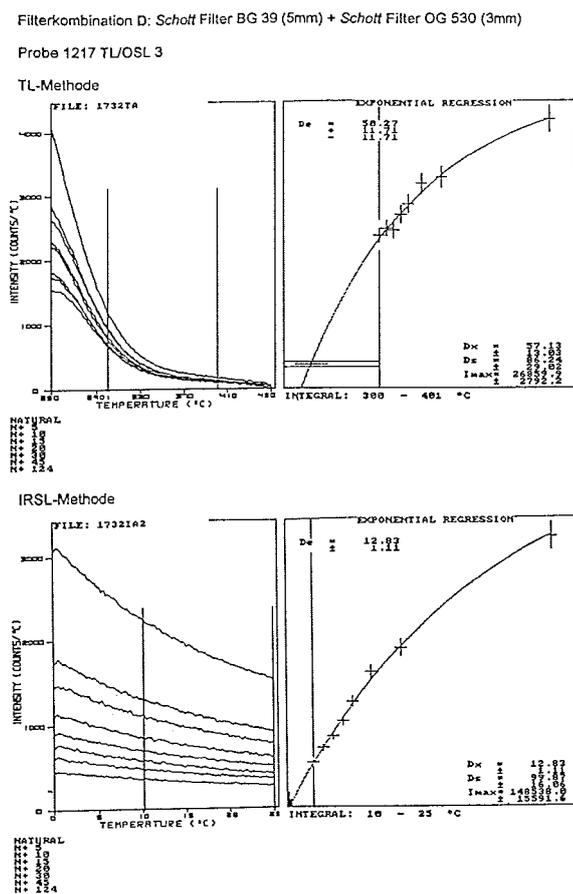
Für Probe **PG1215** TL/OSL 1 zeigt die IRSL- im Gegensatz zur TL-Datierung bei allen Filterkombinationen eine gute Übereinstimmung innerhalb der Fehlerschwankungen. In der Kombination BG39 + OG530 ("Plagioklaspeak") stimmen jedoch IRSL- (81,0±19,8) und TL-Meßergebnis (82,1±17,6) sehr gut überein. Auch bei Probe PG1215 TL/OSL 6 ist eine hinreichend gute Übereinstimmung zwischen IRSL- (75,1±18,4) und TL-Meßergebnis (61,3±15,1) festzustellen. Alle anderen Filterkombinationsmeßergebnisse aus Station PG1215 zeigen keine Übereinstimmung zwischen IRSL- und TL-Datierung, da die Ergebnisse im Vergleich zu den zu erwartenden Altern zu hoch erscheinen. Eine Alterszunahme mit zunehmender Sedimenttiefe ist nicht feststellbar.

Die Datierungen der Proben aus Station **PG1216** zeigen wie für Station PG1215 nur in einer Probe (PG1216 TL/OSL 1) der Filterkombination BG39 + OG530 eine Übereinstimmung der IRSL- ( $103 \pm 18,2$ ) und TL-Daten ( $125 \pm 26,4$ ). Wiederum erscheinen die Alter zu hoch, jedoch weisen die Datierungen der IRSL in Filterkombination BG39 + OG530 eine Alterszunahme zum Liegenden des Sedimentkernes auf, die aber aufgrund des Fehlerbereiches der Probe PG1216 TL/OSL 3 ( $331 \pm 218$ ) nicht signifikant ist.

Für Kern **PG1217-1+6** stehen aufgrund der geringen Probenmenge nur wenige Filterkombinationsmessungen einer Auswertung zur Verfügung. Die Datierungen für PG1217 TL/OSL 1 (IRSL =  $213 \pm 53,7$ ; TL =  $191 \pm 52,0$  bei Filterkombination BG39 + NG5) weisen eine relativ gute Übereinstimmung auf, wobei die großen Fehlerbereiche die Aussagekraft der Daten stark einschränken. Lediglich das in Kombination BG39 + OG530 gemessene IRSL-Alter von  $36,2 \pm 4,3$  der Probe PG1217 TL/OSL 3 (Abb. 23) ist bezüglich der zu erwartenden Alter theoretisch realistisch.

Eine Altersinterpretation für Station **PG1221** ist infolge der zu messenden Einzelprobe PG1221 TL/OSL 1 erschwert. Die Meßergebnisse zeigen in den einzelnen Filterkombinationen eine starke Variabilität. Eine Interpretation der in Kombination BG39+OG530 gemessenen relativen Übereinstimmung zwischen IRSL- ( $70,1 \pm 13,7$ ) und TL-Alter ( $91,0 \pm 53,2$ ) ist, infolge des großen Fehlers ( $>50\%$ ), nicht zulässig.

Die Interpretation der Lumineszenz-Daten führt zu der Schlußfolgerung, daß die untersuchten lakustrinen Sedimente infolge ungenügender Bleichung durch Sonnenlicht zu hohe Alter zeigen. Als Ursache sind die geomorphologischen Gegebenheiten, die geographische Position des Untersuchungsgebietes und das periglaziale Sedimentationsmilieu zu sehen.



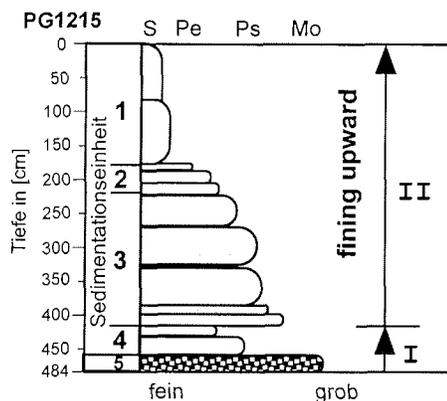
**Abb. 23:** Meßkurve für Probe PG1217 TL/OSL 3 in der Filterkombination BG 39 + OG 530 (Die Angabe des Meßwertes DE zur Berechnung der Paläodosis mit der Additiven Methode (ADD) erfolgt in [Gray / min]. Die Auswertung der Kurven erfolgte für die IRSL im Integral von 10-25 sec. und die TL im Integral 300-401 °C. Die für diese Probe berechneten Paläodosen und Alter sind:

TL: Paläodosis:  $394 \pm 91,7$  [Gy]  
 Alter:  $142 \pm 35,1$  [ka]  
 IRSL: Paläodosis:  $100 \pm 8,7$  [Gy]  
 Alter:  $36,2 \pm 4,3$  [ka]

## 5.2. Sedimentologische, sedimentphysikalische und -geochemische Daten

### 5.2.1. Untersee - Wohlthat Massiv

Die geringmächtigen lakustrinen Ablagerungen im Untersee (max. 460 cm) wurden in Faziestypen untergliedert. In Kapitel 10 werden die einzelnen Profile detailliert beschrieben, so daß die in der Diskussion und Interpretation auftretenden Abweichungen in der sedimentären Abfolge von den Faziestypen nachvollziehbar sind.



Die untersuchten Sedimente im Untersee stellen typische lakustrine proglaziale Sedimente dar. Der Sedimenttyp ist ein *fining-upward*-Typ, d.h. die Korngrößen verfeinern sich generell vom Liegenden zum Hangenden. Die untersuchte Abfolge (Sequenz) in PG1215 ist in zwei Teilfolgen gegliedert (Abb. 24), die einen klimatisch gesteuerten Sedimentationsprozeß widerspiegeln (Friedman et al. 1992). Offenbar ist die Abfolge zweigeteilt: I. Moränen-Pelitfaziesfolge und II. Psammit-Sapropel-Folge.

Abb. 24: Prinzipskizze des als fining-upward-Typ abgelagerten Kerns PG1215

Die die Sedimentation beschreibenden Parameter aus PG1215 sind in Abb. 25-a u. 25-b und aus PG1216 in Abb. 35-a und 35-b jeweils im Vorfeld der kernbezogenen Diskussion dargestellt. Aus der Gesamtheit der Ergebnisse sind in der sedimentären Abfolge des Untersees folgende Faziestypen von unten nach oben unterscheidbar:

**Moränenfazies:** ein an der Basis der lakustrinen Abfolgen vorkommendes, verfestigtes, schichtungsloses, unsortiertes Sediment von dunkelgrauer bis blaugrauer Farbe. Wechselnde Gehalte an Ton bis Kies und eingelagerten eckigen Gesteinsbruchstücken (Geschiebe) bestimmen die Korngrößenzusammensetzung. Genetisch handelt es sich um an der Grenzfläche Gletscher / Untergrund mechanisch aus Grundschant gebildete Grundmoränen. Untergeordnet kann Material von der Gletscheroberfläche, welches nach dem Abtauen des Gletschers sich flächenhaft ausbreitete, Bestandteil der Moränenfazies sein. Sedimentphysikalisch und geochemisch unterscheidet sich die Fazies vom überlagernden Sediment durch geringe Wassergehalte (< 20 %), hohe Trockendichten ( $\geq 2,7 \text{ g/cm}^3$ ) und niedrige S-, N- und  $C_{\text{org}}$ -Gehalte.

**Pelitfazies:** vorwiegend terrigene, feinklastische (Ton bis Silt, teilweise sandig und teilweise mit geringen Kiesgehalten) lakustrine Sedimente von dunkelolivgrauer bis hellolivgelber Farbe. Eine ausgeprägte Schichtung innerhalb der Abfolge ist nicht festzustellen. Es treten teilweise schwach ausgebildete Gradierungen innerhalb der Schichten auf. Hinweise auf abrupte Ereignisse wie Rutschungen existieren im Untersee nicht. Die Pelitfazies kann innerhalb einer

Sedimentationsabfolge mehrfach auftreten (Kern PG1215). Genetisch ist sie als Produkt von Gletscherabschmelzvorgängen in Verbindung mit Gletscherrückzügen zu betrachten. Die feinkörnige Zusammensetzung kann einerseits Hinweise auf größere Entfernungen zum Sedimentliefergebiet und andererseits auf relativ geschützte, ungestörte Sedimentationsbedingungen geben. Gradierungen sind durch eine allmählich zunehmende Entfernung zum Liefergebiet (Gletscherrückzug) oder ein Nachlassen des Sedimenteintrages zu erklären. Eingelagerte Gesteinsbruchstücke werden als "Dropstones" aus auf dem See aufschwimmenden Gletscherzungen bzw. aus driftendem Seeeis interpretiert. Sedimentphysikalisch und geochemisch unterscheidet sich die Pelitfazies von der Moränenfazies im wesentlichen durch fehlende Kompaktion, eine bessere Sortierung, höhere Wassergehalte (>20 %), meist geringere Feuchtraumdichten und höhere S-, N- und C<sub>org</sub>-Gehalte. Die im Untersuchungsmaterial existierenden Übergänge zur Psammit- und Sapropelfazies sind kontinuierlich ausgebildet.

**Psammitfazies:** eine im Gegensatz zu den Sedimenten der Pelitfazies überwiegend sandige bis kiesige Abfolge von dunkel- bis hellolivgrauer Farbe. Verbreitet treten grobsandige bis kiesige Lagen auf. Neben gut sortierten Lagen treten in der Fazies auch völlig unsortierte Bereiche auf. Schichtungen sind nicht oder nur undeutlich erkennbar. Relativ häufig sind "Dropstones" eingelagert. Die Bildung der Fazies ist an höher energetische Sedimentationsprozesse, wie durch stärkere Eisabschmelzprozesse und / oder durch eine geringere Distanz zum Liefergebiet verursacht, gebunden. Die sedimentphysikalische und geochemische Zusammensetzung entspricht derjenigen der Pelitfazies.

**Sapropelfazies:** eine in der Regel unter anoxischen Bedingungen gebildete, aber auch im geschichteten Wasserkörper (siehe 5.3.1.) des südlichen Untersee-Teilbeckens rezent anzutreffende Abfolge (Kern PG1215). Das gashaltige und stark nach H<sub>2</sub>S riechende Faulschlammsediment (Bakterien- und Algenschlamm) besitzt einen geringen terrigenen Anteil toniger und siltiger Komponenten. Größere Partikel treten nur untergeordnet auf und sind für die dunkelgrüngraue bis dunkel-olivgraue Fazies untypisch. In der Sapropelfazies sind keine Sedimentstrukturen erkennbar. In der liegenden Pelitfazies sind der Anteil und die Korngröße terrigener Komponenten deutlich höher. Im Gegensatz zu der an hohe biogene Produktivität oberflächennaher Seewässer gebundenen sapropelitischen Fazies der Bunter Oase (Kulbe 1997) wird die Fazies im Untersee unter einem im wesentlichen von biogener Produktion freien oberflächennahen, permanent eis-bedeckten Wasserkörper gebildet. Sedimentphysikalisch wird die Fazies durch hohe Wassergehalte (max. 96 %), niedrige Trockendichten (um 2,4 g/cm<sup>3</sup>) und eine geringe Volumenssuszeptibilität beschrieben. Geochemisch sind hohe C<sub>org</sub>-, S- und N-Gehalte sowie fehlendes Karbonat charakteristisch.

### 5.2.1.1. Der Kern PG1215

Der im anoxischen (d.h. sauerstoffreies Bodenwasser) Teilbecken (Abb. 11) gewonnene Kern PG1215 baut sich, im Gegensatz zu dem im "oxischen" Seebereich erbohrten und lithologisch im wesentlichen einheitlichen Kern PG1216, aus fünf markanten lithologischen Sedimentationseinheiten auf.

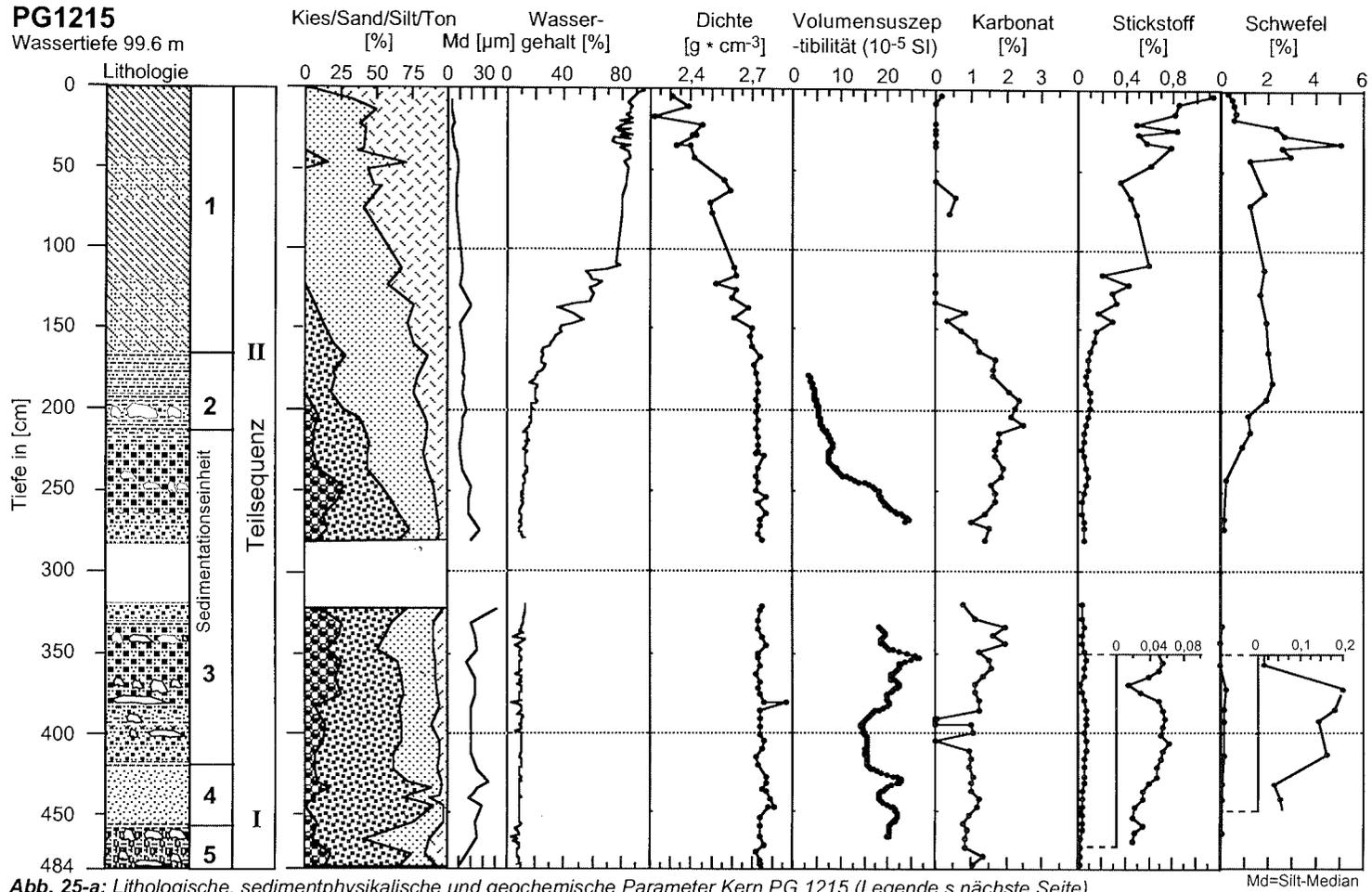


Abb. 25-a: Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter Kern PG 1215 (Legende s.nächste Seite)

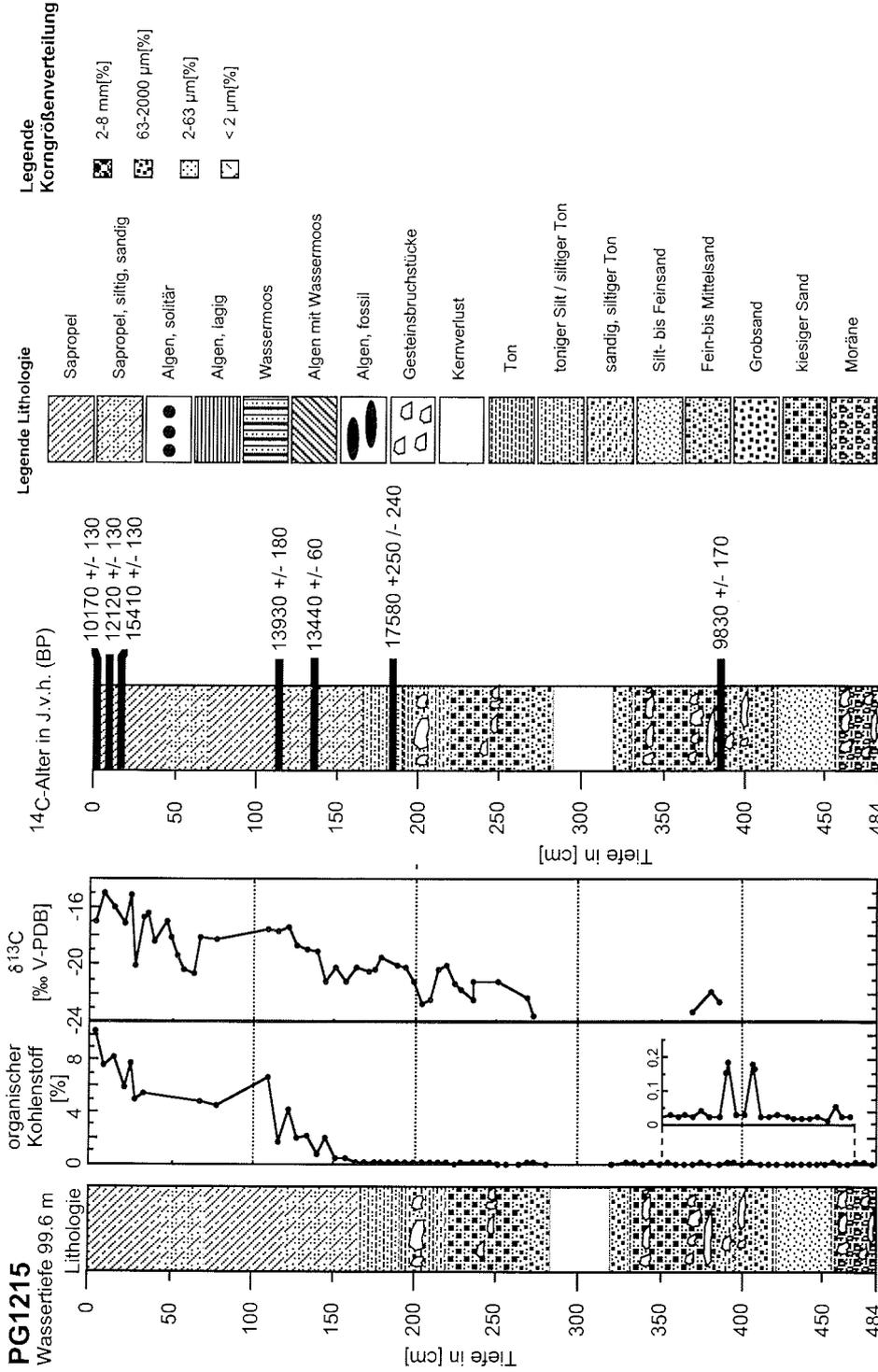
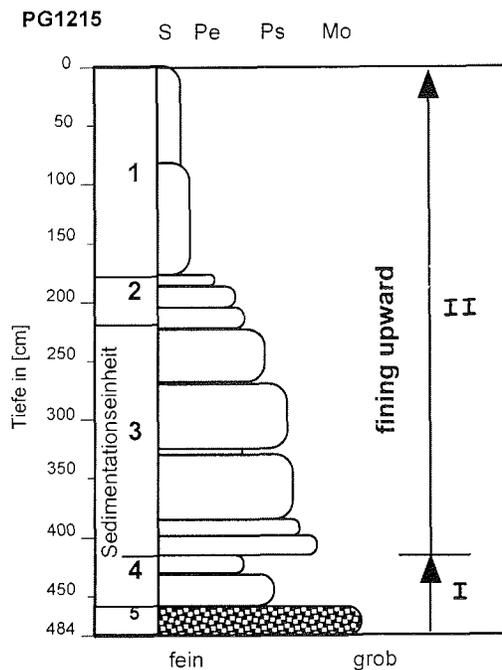


Abb. 25-b: Fortsetzung Abb.25-a Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter, <sup>14</sup>C-Datierungen; Kern PG1215

Die Abfolge der **lithologischen Einheiten** ist in zwei Teilfolgen gegliedert, die einen klimatisch gesteuerten Sedimentationsprozeß widerspiegeln (Abb. 26). Grundsätzlich verändert das Klima die Strömungsenergien über den klimagesteuerten Wasserhaushalt. Dies führt zu horizontalem Transport und lateral angeordneten Schüttungskörpern, also prograder Anordnung. Die Strömungsenergien stehen in Konkurrenz zu den gravitativen Kräften, die vorwiegend vertikal ansetzen (Friedman et al. 1992, Füchtbauer et al. 1988, Menzies 1995a, Reineck & Singh 1973). Überwiegen die schwerkraftgesteuerten Energien, dann kommt es zur vertikalen Folge, d.h. aggrader Sedimentation und vertikalen und lateralen Fazieswechseln (Andersen et al. 1993, Menzies 1995a, Squyres et al. 1991). Gegenüber den gemäßigten Breiten werden die postglazialen, klimatisch bedingten Veränderungen in den Oasen durch wesentlich geringere Temperaturveränderungen verursacht (Andersen et al. 1993, Kulbe 1997). Durch den Antarktischen Eisschild erfolgt jedoch eine Abpufferung der Veränderungen (Richter & Bormann 1995b), wodurch diese nur teilweise in den Sedimenten überliefert sind.

**Teilsequenz I**

Über der tonig bis grobsandigen, Gesteinsbruchstücke enthaltenden Moränenfazies (Sedimentationseinheit 5) folgt als Sedimentationseinheit 4 (415-460 cm) (Pelitfazies) eine gut sortierte Lage Fein- bis Mittelsand, welche zum Hangenden in tonig, siltigen Feinsand übergeht. Diese Abfolge stellt die typische Sedimentation nach einem Gletscherrückzug durch Abschmelzen dar (Friedman et al. 1992, Menzies 1995a; 1995b). Das gravitativ abgelagerte Sediment der Moränenfazies wird durch das aus "Gletschertrübe" aufgebaute Sediment der Pelitfazies überlagert. Die geringe Mächtigkeit und die nach oben abnehmende Korngröße der Pelitfazies kann als Folge eines schnellen Gletscherrückzuges und somit einer ersten "Erwärmung" gedeutet werden (Ingólfsson et al. 1992, Mäusbacher et al. 1989, Mäusbacher 1991).



hangend folgenden Psammitfazies wird der Gletscherrückzug und damit der Beginn der lakustrinen Sedimentation an die Wende Pleistozän / Holozän (vor ca. 10000-12000 Jahren) gestellt. Diese erste Seenphase steht zeitlich in guter Übereinstimmung zu dem mittels morphologischer Beobachtungen im Umfeld des Untersees erstellten Modell der spätquartären Vereisungsbedingungen, in dem der letzte Rückzug des Anutschin Gletschers nach Norden mit jünger als 13000 Jahren angegeben wird (siehe Kap. 3.2.) (Simonov et al. 1985, Stackebrandt 1995).

Abb. 26: Sedimentprofil des als fining-upward-Typ abgelagerten Kerns PG1215

### **Teilsequenz II**

In *Sedimentationseinheit 3* (415-217 cm) (Psammitfazies) folgt auf eine Lage groben Mittelsandes eine Wechsellagerung von Fein- und Grobsanden mit wechselnden Silt- und Tonanteilen. Zwischen 370-405 cm, 340-350 cm und 238-244 cm sind in das Sediment Gesteinsbruchstücke ("Dropstones") eingeschaltet ( $\varnothing$  2 bis 4 cm). Zwischen 332-385 cm und 217-260 cm tritt ein erhöhter Kiesanteil im Grobsand auf. Diese relativ grobkörnigen Sedimente sind in proglazialen Seen typisch für eine hohe Transportenergie, das Sedimentationsmilieu ist fluviatil / gravitativ überprägt (*Friedman et al. 1992, Menzies 1995a, Reineck & Singh 1973*). Als Ursache für den erhöhten Sedimenttransport wird im Untersuchungsraum eine verstärkte Bildung glazial-fluviatiler, sedimentbeladener Schmelzwässer angenommen. Diese sind für das Untersuchungsgebiet nur als Folge einer deutlichen "Klimaverbesserung" im Sinne von relativer Erwärmung und Niederschlagserhöhung zu erklären. Das  $^{14}\text{C}$ -Alter in 389-392 cm Tiefe von 9830 BP (Abb. 25-b) deutet dies in Form eines fehlenden bzw. deutlich gegenüber den im Hangenden datierten Proben, reduzierten  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekts und einem somit nicht permanent eisbedeckten Wasserkörper an (Kap. 5.1.). In diesem Bereich setzt bei 410 cm Sedimenttiefe auch die Biomasseproduktion, angezeigt durch einen erhöhten  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalt (Abb. 25-b), erstmalig ein. Der gegenüber dem Einsetzen lakustriner Sedimentation und damit zur Klimaveränderung zeitlich versetzte Anstieg der Biomasseproduktion wird von *Kulbe (1997)* auch in Sedimenten der Bunger Oase beobachtet und unter anderem als Folge der Eintrübung des Wasserkörpers durch Feinmaterial, der "Gletschermilch", interpretiert (s.o.). Ein Indiz für erhöhte Niederschläge und einen Wasserkörper mit größerem Volumen können oberhalb der heutigen Unterseeuferlinie, besonders gut nach Neuschnee-Ereignissen sichtbare, ehemalige Uferlinien sein. Diese fossilen Uferlinien liegen bis zu ca. 60 m über dem heutigen Seespiegel im Bereich der lateralen, durch den Anutschin Gletscher gebildeten Seitenmoränen in der Umrandung des Untersees.  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von  $\text{C}_{\text{org}}$  aus fossilem Algenmaterial dieser Uferlinien ergeben infolge bisher nicht interpretierbarer  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekte keine schlüssigen Alter (*pers. Mitteil. U. Wand*). Die im Sediment eingelagerten "Dropstones" weisen auf Sedimenttransport durch an Eisschollen ufernaher Bereiche angefrorenes Material hin (*Menzies 1995a; 1995b*). Dazu muß der See zeitweise eine zumindest teilweise eisfreie Wasseroberfläche gehabt haben.

Eine gradierte Abfolge tonig, sandiger Siltlagen bildet die Basis (204-217 cm) von *Sedimentationseinheit 2* (178-217 cm) (Pelitifazies). Zwischen 195 und 204 cm folgt eine Lage gradierten, sandigen Siltes mit Gesteinsbruchstücken im Liegenden. Die allmähliche Korngrößenabnahme ist typisch für eine zunehmend distale Position zum Gletscher bzw. zu den Sedimentliefergebieten (*Dowdeswell & Scourse 1990, Friedman et al. 1992*), was einer Erniedrigung der Transportenergien entspricht (*Lønne 1995*). Auf eine Energieabnahme durch permanente Eisbedeckung des Untersees und / oder auf einen größeren Anteil subaquatischer Schmelzwässer des Anutschin Gletschers an der Seewasserzusammensetzung deutet das  $^{14}\text{C}$ -Alter von 17580 BP (184-187 cm) mit einem  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekt von > 8000 Jahren (siehe Kap. 5.1.). Die permanente Eisbedeckung führt ebenfalls zu einer Verringerung des Sedimenteintrages. Die Ausbildung einer permanenten Eisbedeckung spiegelt neben regionalen Klimaeinflüssen auch lokale Effekte wie die Größe der Kontaktfläche Eis/Wasser wider (*Ragotzkie 1978*). Untersuchungen verschiedener permanent eisbedeckter Seen in den McMurdo Trockentälern zeigen schon in dieser Oase verschiedene Mechanismen für die Eisdeckenentstehung (*Andersen et al. 1993, Squyres et al. 1991, Wharton et al. 1993*). Aufgrund der bisher nur ungenügend zur Verfügung stehenden Datenbasis sind die zur Ausbildung der permanenten Eisdecke

führenden Prozesse für den Untersee nicht rekonstruierbar, es kann jedoch von einer prinzipiellen Klimaänderung ausgegangen werden. Grundlegendes Element ist dabei eine Verringerung der Niederschlagsintensität sowie eine Abkühlung, die die fluviatilen Transportkräfte verringern. Äolische Sedimenteinträge über die Seeisdecke, wie für permanent eisbedeckte Seen der McMurdo Trockentäler beschrieben (*Andersen et al. 1993, Squyres et al. 1991, Wharton et al. 1993*), kommen infolge der Hochgebirgslage mit großflächiger Inlandeisvergletscherung (Kap. 2.1.) und der blockartigen Moränenzusammensetzung nicht als Sedimentquelle in Betracht. Durch Deflation und Korrasion entstandene äolische Verwitterungsformen und -produkte sind rezent vorwiegend im Stirnseetal (Abb. 3) östlich des Untersees zu finden. Eine Ablagerung von windtransportierter Feinfraktion auf der Untersee-Eisoberfläche wurde bisher noch nicht beobachtet. Aufgrund der vorherrschenden katabatischen Windrichtungen aus Süd (Kap. 2.2.) ist ein äolischer Transport zum Untersee nicht zu erwarten.

Abgeschlossen wird diese durch den Übergang von fluviatil / gravitativ zu gravitativ geprägter Sedimentation gekennzeichnete Sedimentationseinheit 2 von einer sandig, tonigen Siltlage, welche allmählich in die Sapropelfazies übergeht.

Die den Kern PG1215 zum Wasserkörper abschließende oberste *Sedimentationseinheit 1* (0-178 cm) ist eine Sapropelfazies. Die Fazies ist wie oben beschrieben aufgebaut; zwischen 44 und 65 cm ist eine Lage siltigen Sapropels mit geringem Feinsandanteil ausgebildet. Voraussetzung für die Entstehung der Sapropelfazies ist die Ausbildung eines anoxischen Milieus. Dieses ist rezent durch die Stratifizierung des Wasserkörpers im südlichen anoxischen Teilbecken mit einer bodennahen sauerstofffreien Schicht gegeben (Kap. 5.3.1.; *Wand et al. 1997, Wand et al. in Vorbereitung*). Durch ein Fortbestehen der für Sedimentationseinheit 2 postulierten permanenten Eisbedeckung besteht die Möglichkeit der Ausbildung eines stratifizierten Wasserkörpers im südlichen Teilbecken. Die das Becken nördlich begrenzende "Schwelle" (Abb. 11) sollte die Möglichkeit der Wasserkörperdurchmischung infolge bodennaher Gletscherschmelzwasserzirkulationen (*Menzies 1995a; 1995b*) unterbinden. Derzeit gibt es keine direkten Beobachtungen zu den subaquatischen Schmelzprozessen im Grenzbereich Seekörper / Gletscher, so daß detailliertere Aussagen zu diesem unikalenen Seeaufbau unmöglich sind. Die <sup>14</sup>C-Alter in Sedimentationseinheit 1 zeigen einen hohen Reservoireffekt, welcher vermutlich infolge von Klimaschwankungen (im Sediment ausgedrückt durch z.B. größeren Sedimenteintrag (44-65 cm)) Schwankungen in der absoluten Größe aufweist (siehe Kap. 5.1.). Nicht ausgeschlossen werden darf die Möglichkeit zeitweise aussetzender Sedimentationsprozesse (Schichtlücken) infolge fehlender Sedimenttransportprozesse im geschlossenen Wasserkörper. Prinzipiell ist das Sediment in seiner Genese mit dem Bänderton eines Schmelzwasserstausees mittlerer Breiten vergleichbar (*Füchtbauer et al. 1988*), jedoch wird die Ausbildung von Sommer- und Winterwarven durch die Lage im polaren Bereich verhindert.

Im Intervall 0 bis 178 cm (Sapropel) und von 366 bis 425 cm (schwarzgraues, terri- genes, siltig-sandiges Material) ist organoleptisch ein intensiver H<sub>2</sub>S-Geruch wahrnehmbar. In diesen Bereichen reduzierenden Milieus der Sapropelfazies und der Pelit- / Psammitfazies sind erhöhte C-, N- und S-Gehalte feststellbar, organische Substanz wird abgebaut.

In Abbildung 25-a und 25-b erfolgt die **Lithologiedarstellung** entsprechend der detaillierten Kernbeschreibung. In diesen Abbildungen sind die sedimentphysikalischen und geochemischen Analysenergebnisse sowie die <sup>14</sup>C-Alter der verschiedenen Tiefen dargestellt. In Abbildung 29 zur semiquantitativen Zusammensetzung der Tonfraktion wird das Profil anhand der Faziestypen gezeigt. Für den gesamten Kern sind im Zusammenhang

mit den anderen Untersuchungen keine Hinweise auf Schichtlücken gegeben. Es handelt sich um eine *fining upward sequence* (Abb. 26).

Die gemessenen **Wassergehalte** in PG1215 (Abb. 25-a) zeigen eine für lakustrine Sedimente typische positive Korrelation zu den Tongehalten und negative Korrelation zur Feuchtraumdichte (Jordan & van der Wateren 1993). In der Oberflächenprobe (Sapropelfazies) wird der maximale Wassergehalt mit 95,4% erreicht. Wassergehaltsverringierungen, die infolge Kompaktion durch möglicherweise aufliegende Gletscher verursacht werden können (Melles 1991), sind nicht feststellbar.

Die **Volumenssuszeptibilität** als Ausdruck der ferrimagnetischen Eigenschaften des Sedimentes zeigt eine positive Korrelation zur Korngrößenverteilung der Kies- und Sandfraktion (Abb. 25-a). Sie wird primär durch die Sedimentzusammensetzung bestimmt. Sekundär ist ein Einfluß der Mineralverteilung in der Tonfraktion auf die Volumenssuszeptibilität zu beobachten.

In der **Verteilung der Korngrößen** (Abb. 25-a) kommt die in der Sedimentbeschreibung festgestellte Untergliederung des Kernes PG1215 nur summarisch zum Ausdruck. Anhand dieser Verteilung ist ein Bereich mit überwiegend (>50%, max. 90,2%) sandiger Komponente auszuhalten (383-456 cm). Innerhalb dieses ist eine Unterscheidung in einen basalen Bereich mit relativ starken Schwankungen des Korngrößenspektrums (456-422 cm) und einen Bereich gleichförmiger Zusammensetzung (422-383 cm) möglich. Überlagert wird dieser Bereich durch ein Schichtpaket (247-383 cm), in dem der Sandanteil auf Kosten des Kiesanteils verringert ist. Diese Zunahme der Korngrößen spiegelt sich in der Volumenssuszeptibilitätskurve wider. Das gesamte Sediment zwischen Moräne und der Obergrenze dieses Schichtpaketes ist durch relativ gleichförmige Tongehalte < 11% charakterisiert. Auffällig in der Siltverteilung ist ein Anstieg um ca. 11% bei 348 cm. Ab 247 cm bis ca. 58 cm ist ein kontinuierlicher Anstieg der Silt- und Tongehalte und eine Abnahme des Sand- und Kiesgehaltes auf Null feststellbar. Im Intervall 44 bis 65 cm wird die Erhöhung des Siltgehaltes auf Kosten des Tongehaltes bestätigt. Ab 136 cm ist mit Ausnahme der Probe 46-48 cm (15,5%) kein Sandanteil nachweisbar. Die Veränderungen des Siltgehaltes werden vom Median der Siltfraktion (Abb. 25-a) im terrigen dominierten unteren Kernabschnitt gut nachgezeichnet. Dies ist ein Hinweis auf die Dominanz des Grobsiltanteils gegenüber dem Feinsiltanteil. Im oberen sapropelitischen Sediment zeigt die Gleichförmigkeit der Kurve die Dominanz der feineren Siltanteile.

Die zweigipfelige Korngrößenverteilung erlaubt die großräumige Rekonstruktion der klimatischen Verhältnisse. Die beiden Teilfolgen entsprechen den "Warven" eines Bändertons und weisen auf die Sedimentation in einem Gletscherschmelzwasserstausee hin (Abb. 27)(Friedman et al. 1992, Füchtbauer et al. 1988, Menzies 1995a, Reineck & Singh 1973).

Das gegenwärtige Sedimentationsregime wird durch die Korngrößenverteilung oberflächennaher Proben beschrieben (Abb. 28). Die flächenhafte Verteilung aus Proben der Expedition 1991/92 sowie von den hier untersuchten Kernen zeigen im Untersee eine Abnahme der Kies- und Sandfraktion und Zunahme der Ton- und Siltfraktion von Nord nach Süd. In dieser distalen Korngrößenabnahme wird die gegenwärtige primäre Sedimentlieferung durch Abschmelzprozesse im Bereich des Anutschin Gletschers belegt. Im Obersee als einen der Schmelzwasserlieferanten des Untersees ist eine Korngrößenabnahme von den Stirnseiten der Gletscher zum Seezentrum zu beobachten.

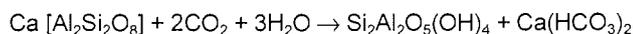


Zur **Tonmineralbildung** führen im allgemeinen Verwitterung, Diagenese und hydrothermale Vorgänge. Neben der Tonmineralbildung aus ionaren und kolloidalen Lösungen können auch Minerale - vor allem die Glimmer und Chlorite - ohne vollständige Auflösung direkt in Tonminerale umgewandelt werden (*Heim 1990*). Ausmaß und Verbreitung der Tonmineralbildung durch Verwitterung sind im wechselnden Maße abhängig von der Art des Ausgangsgesteines, von der Löslichkeit der einzelnen Silikatminerale, von Niederschlagsmenge, der Richtung und dem Ausmaß der Wassermigration, von Temperatur und Vegetation, sowie der Geschwindigkeit des Transportes der Verwitterungsprodukte (*Campbell & Claridge 1987*). In den antarktischen Oasen des Arbeitsgebietes tritt gegenwärtig neben der physikalischen Verwitterung untergeordnet auch chemische Verwitterung auf (*Balke 1988, Balke et al. 1991*). Durch diese kommt es u.a. zur Freisetzung von K-, Na- und Ca-Ionen, die zur Bildung von dioktaedrischem Illit benötigt werden (*Campbell & Claridge 1987, Heim 1990*)



Insbesondere bei der geringen chemischen Verwitterung von Feldspäten kommt es zu entsprechend höheren K<sup>+</sup>-Gehalten in den Verwitterungslösungen (*Balke 1988, Balke et al. 1991, Campbell & Claridge 1987, Heim 1990*). Ursache sind die mikroklimatisch bedingten positiven Temperaturen in den Südsommern, die einen Auftauprozess im Bereich der periglazialen Oberflächen bewirken (*Balke 1988*).

In Kern PG1215 ist eine im wesentlichen homogene quantitative Verteilung der Tonkomponenten Illit / Chlorit / Kaolinit festzustellen (Abb. 25-a). Hauptkomponente ist mit ± 90% der Illit. Chlorit und Kaolinit sind mit je ± 5% des Gesamttonmineralbestandes nur untergeordnet vertreten. Smektit tritt akzessorisch in der Größenordnung von einem Prozent des Gesamttonmineralbestandes auf. Auffällig ist der Kaolinit-/ Chloritpeak im Bereich 450 cm. Die in der Moränenfazies (484-460 cm) festgestellte Tonmineralzusammensetzung entspricht im wesentlichen der in der überlagernden Pelitfazies, deshalb liegt der Schluß nahe, daß die Tonminerale überwiegend als allochthone Bildungen älteren Alters zu betrachten sind. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der Interpretation der Pelitfazies als Gletschertrübe, da diese als erstes Abschmelzprodukt des Gletschereises die Zusammensetzung des Moränenmaterials aufweist (*Friedman et al. 1992*). In der unteren Psammitfazies kann der geringfügige Anstieg des prozentualen Kaolinitgehaltes auf Kosten des Chlorit- und Illitgehaltes als Hinweis auf ein relativ "wärmeres" Klima gedeutet werden. Parallel dazu ist die Volumenssuszeptibilität (Abb. 25-a) erniedrigt. Dies ist ein Anzeichen, daß die veränderte Akkumulation der Tonminerale mit einem veränderten Eintrag magnetischer Komponenten einherging. Außerdem ist in diesem Bereich eine Erhöhung des C<sub>org</sub>-, N- und S-Gehaltes im Gesamtsediment zu beobachten. Kaolinit kann das Endglied der Umsetzung eines Anorthosites darstellen; gewichtsmäßig kann nur soviel Kaolinit entstehen wie Anorthit zerfällt, da der Gewichtsverlust an Ca<sup>2+</sup> durch Gewinn an OH<sup>-</sup> ausgeglichen wird (*Heim 1990*):

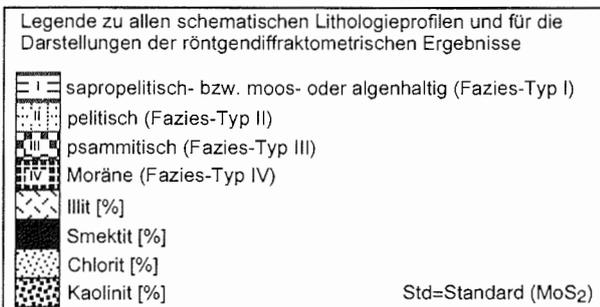
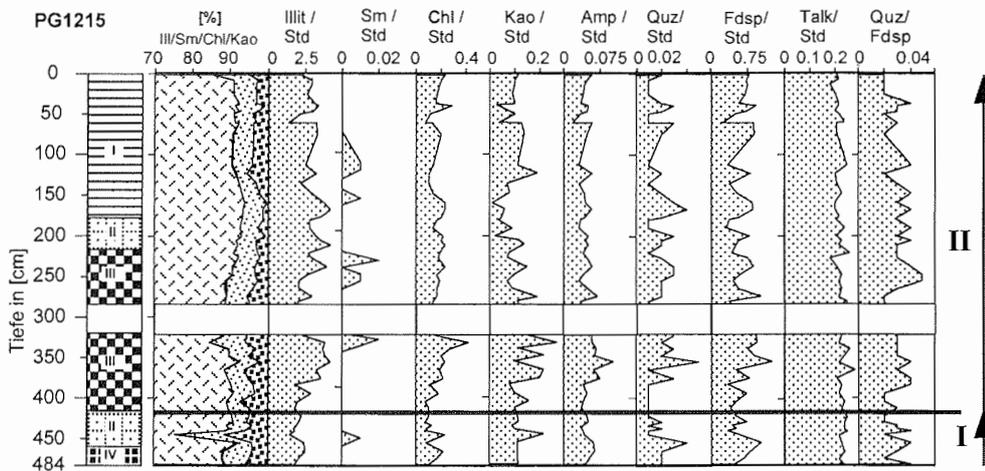


Das allmähliche Abfallen des Kaolinitgehaltes zur Sapropelfazies steht in Übereinstimmung mit der aufgrund der Korngrößen- und lithologischen Befunde anzunehmenden Verringerung der Schmelzwassertätigkeit. Eine weniger aktive chemische und physikalische Verwitterung hat eine geringere Kaolinitbildung zur Folge (*Heim 1990*). Das

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

prozentuale Kaolinit-Minimum im Übergangsbereich zur Sapropelfazies wird verständlich, wenn man die wesentlichen klimatischen Voraussetzungen (relative Abkühlung und geringe Niederschlagshöhe) zur für diesen Kernbereich anzunehmenden (s. Kap.5.1.) Ausbildung einer permanenten Eisdecke beachtet.

Generell kann die Verteilung der klimasensitiven Tonminerale entsprechend der sedimentologischen Befunde in die Teilsequenz I (Moräne / Gletschertrübe) und Teilsequenz II (fluviatile Schmelzwasserereignisse / Eisrandtausee) erfolgen (Abb. 29).



**Abb. 29:** Einteilung des Sedimentprofils PG1215 in Lithofaziestypen; Darstellung der prozentualen Verteilung des Tonmineralbestandes; der semiquantitativen MoS<sub>2</sub>-Standard bezogenen Tonmineral-, Quarz-, Feldspat- und Talkverhältnisse, sowie des Quarz / Feldspatverhältnisses

Die mit der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) ermittelten **Haupt- und Nebenelementgehalte** des Gesamtsedimentes charakterisieren die Sedimente in PG1215 geochemisch als im wesentlichen durch Verwitterungsprodukte des Anorthosites (Kap. 2.3.1.) geprägt. Im Dreiecksdiagramm Na<sub>2</sub>O-MgO-CaO liegen die Sedimente im Bereich der CaO-Spitze (Abb. 30). Entsprechend der Zusammensetzung der Plagioklase des anstehenden Anorthosites werden sie durch Gehalte im Bereich 50-60 Mol% An charakterisiert. Im Diagramm CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> kommen die Sedimente in der Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Spitze zur Darstellung (Abb. 30). Über das gesamte lakustrine Sedimentprofil in PG1215 ist eine Zunahme des Einflusses von MgO in den Proben der sapropelitischen Fazies festzustellen. Dieser drückt sich in den Dreiecksdiagrammen in Form der schweiförmigen Verteilung der Probenpunkte in Richtung MgO aus.

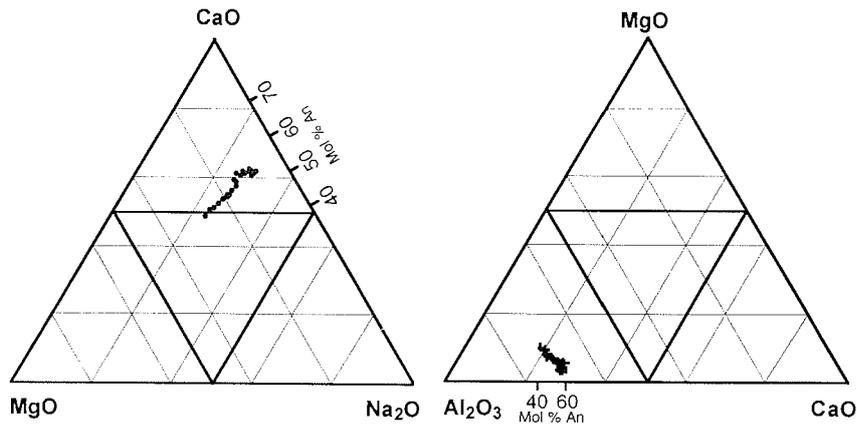


Abb. 30:  $\text{Na}_2\text{O}$  -  $\text{MgO}$  -  $\text{CaO}$  und  $\text{CaO}$  -  $\text{MgO}$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  Dreiecksdiagramme zur geochemischen Charakterisierung der lakustrinen Sedimente in PG1215 (Untersee)

Um biogen- und karbonatbedingte Verdünnungseffekte in der Elementzusammensetzung zu unterdrücken, erfolgte die Normierung der Elemente auf Aluminium. Der Aluminiumgehalt unterliegt gegenüber biogenen Prozessen keinen quantitativen Veränderungen (Mason & Moore 1985, Rollinson 1993).

Ausgewählte charakteristische Elementverhältnisverläufe im Profil von PG1215 werden im folgenden vorgestellt und in Abbildung 31 dargestellt. Prinzipiell sind Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der terrigenen Faziestypen und der Sapropelfazies zu erkennen. Der Übergang ist entsprechend der Lithologie fließend. Der Verlauf der  $\text{Si}/\text{Al}$ -,  $\text{Na}/\text{Al}$ -,  $\text{Sr}/\text{Al}$ -,  $\text{Zr}/\text{Al}$ -Kurven zeigt eine gute Korrelation zur Korngrößenverteilung (Abb. 25-a). Mit abnehmender Korngröße werden die Elementverhältnisse kleiner. Im Gegensatz dazu steigen die normierten Elementverhältnisse für Kalium, Barium und Molybdän mit der Zunahme der feineren Kornklassen und des organischen Kohlenstoffes.

Der Verlauf der Kaliumkurve ist aus dem Vergleich zu den tonmineralogischen und granulometrischen Ergebnissen als Folge der Zunahme der Tonmineralfraktion zu sehen. Haupttonmineral ist der schwerlösliche Kalium im Kristallgitter einbauende Illit (s.o.). Der Illitgehalt beträgt über das gesamte Profil unabhängig vom Anteil der Tonfraktion am Gesamtsediment ca. 90% des Gesamttongehaltes.

Der zur Kaliumkurve korrelierende Verlauf der Bariumkurve und die Annäherung des Al-normierten Gehaltes an die Ba-Zusammensetzung des mittleren Tonschiefers (Wedepohl 1971; 1991) deuten auf eine detritische Bindungsform.

Der zeitlich und räumlich versetzte Anstieg des Molybdängehaltes von <5 auf bis zu 112 mg/kg ist in enger Verbindung mit den anoxischen Bedingungen im Sapropel zu sehen. Mo in oxidierter Form ist als  $\text{Mo}^{(\text{VI})}$ - sehr gut löslich und kann daher in hohen Konzentrationen im Wasserkörper auftreten (Burton & Barker 1979, Volkov 1984). Als Quelle sind im Umfeld des Untersees Gangvererzungen (pers. Mitteil. E. Hoops) und im Moränenmaterial vorkommendes  $\text{MoS}_2$  anzusehen. Unter anoxischen Bedingungen wird das  $\text{Mo}^{(\text{VI})}$  zu  $\text{Mo}^{(\text{IV})}$  reduziert und als Sulfid ausgefällt oder an organisches Material gebunden (Emerson & Huested 1991, Goldhaber & Kaplan 1974). In den hier untersuchten sapropelitischen Sedimenten ist eine sehr gute Korrelation zwischen Mo und  $\text{C}_{\text{org}}$  zu beobachten. Teile des zur bakteriellen Sulfatreduzierung notwendigen Schwefels können durch die Lösung von  $\text{MoS}_2$  verfügbar gemacht werden (Mitchell et al. 1990). Der lineare Verlauf der  $\text{Ti}/\text{Al}$ -Kurve

5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

zeigt keine Parallelitäten zu den die anderen Elemente beeinflussenden Parametern. Ursache hierfür muß eine gleichförmige Verteilung von Titan in allen Korngrößen sein.

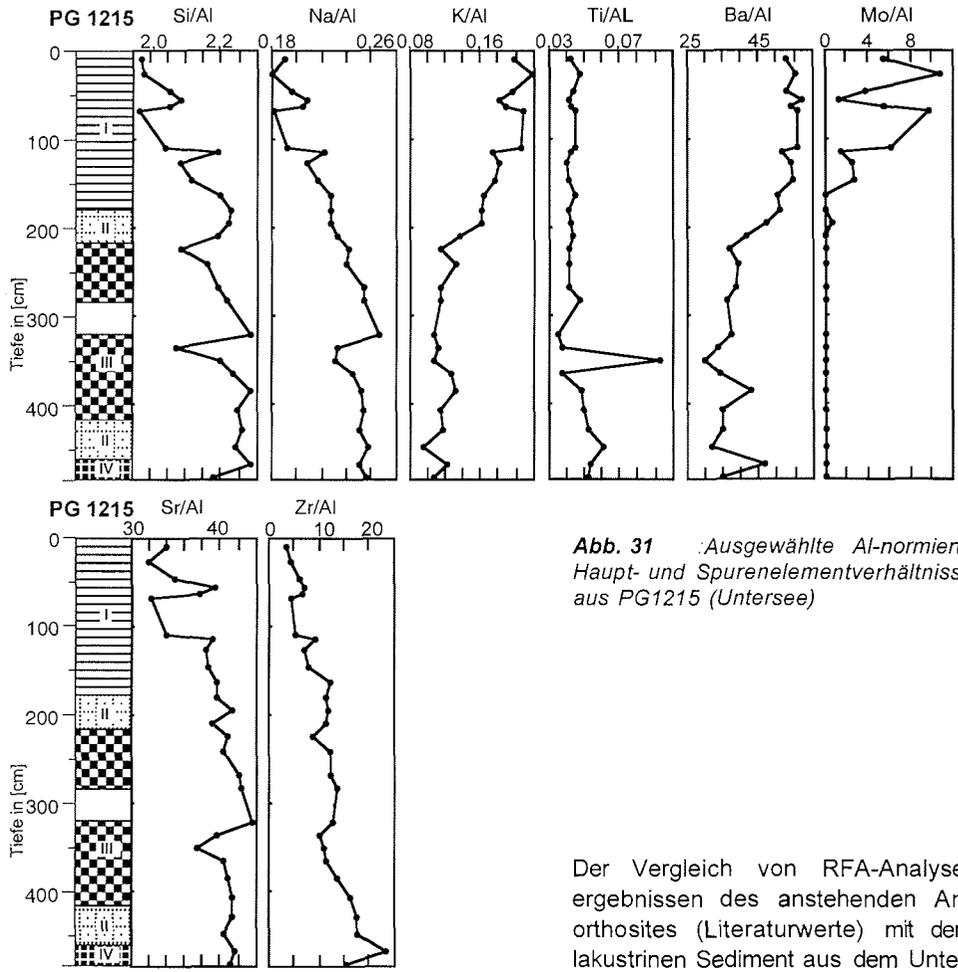


Abb. 31 :Ausgewählte Al-normierte Haupt- und Spurenelementverhältnisse aus PG1215 (Untersee)

Der Vergleich von RFA-Analyseergebnissen des anstehenden Anorthosites (Literaturwerte) mit dem lakustrinen Sediment aus dem Untersee und dem Obersee zeigt den vorherrschenden Einfluß des die Untersee Oase aufbauenden Gesteins auf den Sedimentchemismus (Abb. 32).

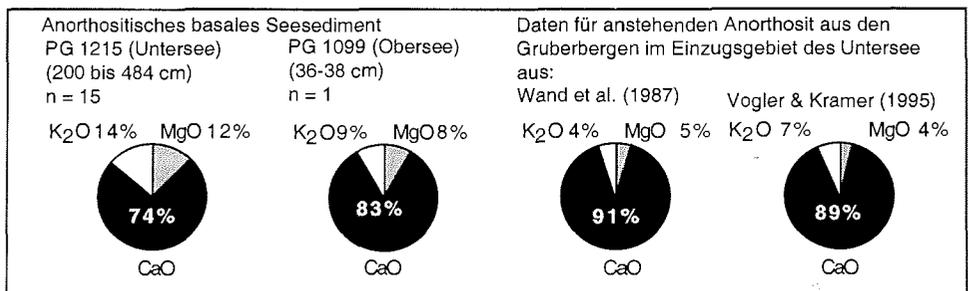
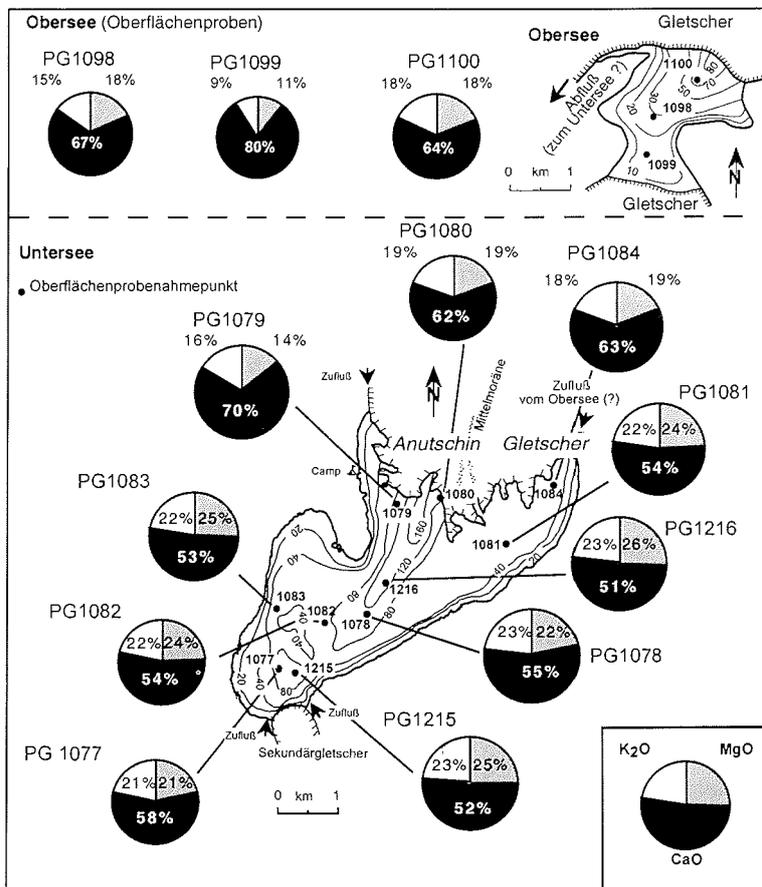


Abb. 32: Vergleich der quantitativen MgO-, CaO-, und K<sub>2</sub>O-Verteilung im terrigenen Sediment aus Kern PG1215 mit Literaturwerten von Anorthosit-Gesteinsproben der Gruberberge

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

Die in Abbildung 33 dargestellte Verteilung der den Anorthosit charakterisierenden  $K_2O$ - /  $MgO$ - /  $CaO$ -Gehalte in Oberflächenproben des Unter- und Obersees zeigt für den Untersee eine zunehmende Veränderung der Elementverhältnisse mit zunehmender Entfernung vom heutigen Hauptsedimentliefergebiet um den Anutschin Gletscher. Die Art der Verteilung befindet sich in Übereinstimmung mit der Korngrößenverteilung in den Oberflächenproben (Abb. 28). Der Gesamtsedimentchemismus zeigt sich demzufolge im wesentlichen als korngrößenabhängig und spiegelt die lithologische Einteilung in die Teilsequenzen **I** und **II** wider (siehe S.36).



**Abb. 33:** Quantitative Verteilung von  $MgO$ ,  $CaO$ , und  $K_2O$  in Oberflächenproben des Unter- und Obersees (Wohlthat Massiv)

Durch erhöhte  $C_{org}$ , N- und S-Gehalte werden Kernbereiche mit Biomasseakkumulation charakterisiert. Die terrigenen Sedimente zwischen 450 und 366 cm und 243 und 0 cm sind durch erhöhte S-Gehalte gekennzeichnet (Abb. 25-a und 25-b). Die S-Gehalte sind an Sulfid-Ausfällung durch bakterielle Sulfatreduktion gebunden. Das Sediment riecht in diesen Bereichen nach  $H_2S$  (Wand et al. 1996), organisches Material wird abgebaut. Das begrenzte Vorkommen von akkumuliertem  $C_{org}$  (0,1%), im Bereich 410 bis 390 cm wird

aufgrund der sedimentologischen Abfolge und des in diesem Bereich bestimmten  $^{14}\text{C}$ -Alters (9830 BP) als Zeichen einer "Erwärmung", d.h. des frühholozänen Klimaoptimums interpretiert (s. Kap. 5.1. und Seite 37).

Etwa ca. 90 cm gegenüber dem S-Anstieg in Richtung Oberfläche versetzt (bei 155 cm) ist in der Sapropelfazies ein Anstieg des positiv korrelierenden  $\text{C}_{\text{org}}$ - und N- Gehaltes zu verzeichnen. Als Ursache dieses versetzten Anstieges sind mikrobielle Abbauprozesse der organischen Substanz zu sehen. Als Hauptquelle der organischen Substanz kommen im Untersee planktonische Blau- und Grünalgen in Betracht. Diatomeen können wegen des hohen pH-Wertes nicht existieren ( $\text{SiO}_2$  bleibt in Lösung!). Allerdings konnte bisher lediglich eine einzige Grünalgenart (*Oocystis minuta* var. *ellipsoidea*) in der anaeroben Wassersäule bestimmt werden (Wand et al. in Vorbereitung).

Der Gesamtschwefel in PG1215 setzt sich im wesentlichen aus den reduzierten anorganischen Schwefelbindungsformen  $\text{FeS}_2$  (pyritischer Schwefel),  $\text{FeS}$  (säurelöslicher Schwefel) und  $\text{S}^0$  (elementarer Schwefel) zusammen (siehe Kap. 5.3.).

Messungen der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind wegen geringer  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte nur oberhalb 275 cm und an Einzelproben zwischen 360-390 cm möglich (Abb. 25-b). Generell sind aufgrund der im zeitlichen Verlauf nicht rekonstruierbaren permanenten Eisbedeckung des Untersees (Kapitel 5.1.) die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Mittelwert  $-19,7\text{‰}$  V-PDB; min.  $-23,5\text{‰}$  max.  $-14,9\text{‰}$ ) nur bedingt interpretierbar. Außergewöhnlich sind die im Sediment des Untersees über das gesamte Profil prinzipiell schwerer werdenden  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Böttger et al. 1993, Pankow et al. 1987, Wand et al. 1991, Wand & Mühle 1990). Durch die Eisbedeckung kommt es wegen des fehlenden bzw. stark reduzierten Gasaustausches mit der Atmosphäre zu einer Verarmung an gelöstem  $\text{CO}_2$ . Eine Erniedrigung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes führt zu einer geringeren C-Isotopenfraktionierung der Primärproduzenten, wie Laborexperimente gezeigt haben (Mizutani & Wada 1982, Pardue et al. 1978, Sirevag et al. 1977, Vogel 1980). Dadurch kommt es zu einer relativen  $^{13}\text{C}$ -Anreicherung in der Biomasse und zu einer Verschiebung zu schwereren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Bird et al. 1991, McKenzie 1985, Stuiver 1975). Kulbe (1997) zeigt für  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte lakustriner Sedimente der Bunger Oase eine indirekte Abhängigkeit von der Temperatur, da durch Änderungen des Klimas die Lebensbedingungen und damit die Produktivität der Biomasse verändert wird. Dies könnte auch für die gelösten anorganischen Kohlenstoff verarbeitenden anaeroben methanbildenden und die sulfatreduzierenden Bakterien des anoxischen Untersee-Teilbeckens zutreffen und sich im akkumulierten Sediment widerspiegeln. Zum jetzigen Zeitpunkt läßt der bestehende Kenntnisstand keine definitiven Schlüsse über die unikalenen biogenen Prozesse im Untersee, insbesondere im anoxischen Teilbecken (Abb. 11), zu (Wand et al. 1997; in Vorbereitung). Dadurch sind Wertungen der Einflüsse durch Artendiversitäten, Änderungen der biogenen Stoffwechselprozesse und biogener Abbauprozesse auf die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für die Sedimente des Untersees noch nicht möglich. Nicht ausgeschlossen werden können so u.a. der Einfluß hoher biogener Produktivität verbunden mit schwereren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (McKenzie 1985) und die von Stuiver (1975) für klimatisch kältere Zeiten generell als niedriger festgestellten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Die Diskussion der Ergebnisse (Abb. 25-b) erfolgt hier ausgehend von den rezenten Bedingungen der permanenten Eisbedeckung als maßgeblichen Faktor der Änderung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopensignals. Einflüsse durch gelöstes Karbonat auf das  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopensignal des organischen Kohlenstoffes sind aufgrund der detritischen Herkunft und der Bindung an die Grobsedimentfraktionen nicht zu erwarten (Stuiver 1975, McKenzie 1985).

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

In Kern PG1215 lassen sich unter diesen Voraussetzungen folgende Bereiche unterschiedlicher  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aushalten (Tab. 5):

**Tab. 5:** Mittlere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte [‰ V-PDB] nach Bereichen ähnlicher Isotopenzusammensetzung

Tiefe	Mittlerer $\delta^{13}\text{C}$ -Wert
0-48 cm	-16,8‰ (min. -20,1‰ / max. -14,9‰ n=10)
48-66,5 cm	-19,6‰ (min. -20,7‰ / max. -18,1‰ n=4)
66,5-140 cm	-18,5‰ (min. -19,1‰ / max. -17,4‰ n=8)
140-195 cm	-20,4‰ (min. -21,2‰ / max. -19,5‰ n=9)
195-275 cm	-21,6‰ (min. -22,2‰ / max. -20,1‰ n=12)

In den terrigenen Sedimenten von PG1215 sind aufgrund der geringen  $C_{\text{org}}$ -Gehalte nur im Bereich oberhalb 275 cm interpretierbare  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte meßbar (Abb. 25-b).

Die Isotopenzusammensetzung zwischen 275 und 195 cm zeigt die leichtesten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (22,2‰ bis -20,1‰). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte können in Anbetracht der geringen  $C_{\text{org}}$ -Gehalte nur mit Vorbehalten interpretiert werden. In Übereinstimmung mit der Lithologie (Abb. 25-a) ist für diesen Bereich ein bewegtes Sedimentationsmilieu mit einer relativ guten Durchmischung des Wasserkörpers und somit relativ hohem  $\text{CO}_2$ -Angebot (Kulbe 1997) anzunehmen. Der allmähliche Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zu leichteren Werten bis 236 cm (max. -21,2‰) bei gleichbleibender Biomasseakkumulation ist auf eine zunehmende Beruhigung der Sedimentationsverhältnisse, verbunden mit einem entstehenden  $\text{CO}_2$ -Defizit, zurückzuführen (Stuiver 1975). Indiz hierfür sind die im Sediment vorhandenen "Dropstones", die auf eine Bedeckung der Seeoberfläche mit aufschwimmendem Gletschereis bzw. Eisschollen weisen. Gleichzeitig deutet die Zunahme von S auf eine beginnende Biomasseakkumulation, die unter Berücksichtigung der Kenntnis der heutigen anoxischen Bedingungen als Frühphase dieser durch Sulfat reduzierende und Methan bildenden Bakterien gekennzeichneten Entwicklung betrachtet werden kann. Die deutlichen Sprünge im Isotopenverhältnis zu leichteren Werten (bei 236 cm von -21,3‰ auf -22,5‰, bei 210 cm von -20,4‰ auf -22,5‰) und der folgende allmähliche Anstieg auf das  $\delta^{13}\text{C}$ -Ursprungsniveau lassen dieses Stadium als relativ instabil erscheinen. Diese instabilen Bedingungen mit vermuteten Wasserdurchmischungen verhindern auch die Ausbildung eines stabilen anoxischen Sedimentationsmilieus, welches erst mit dem steilen Anstieg der S-Gehalte und der beginnenden Erhaltung des organischen Kohlenstoffes von 200 bis 140 cm zu vermuten ist (pers. Mitteil. W.A. Samarkin). Abgeschlossen wird dieser Bereich durch einen Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, der in Übereinstimmung mit der Korngrößenabnahme die Ausbildung eines permanent eisbedeckter Wasserkörpers vermuten läßt.

Die im Übergangsbereich von Pelit- zur Sapropelfazies (195-140 cm) ähnlichen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-21,1‰ bis -19,6‰) deuten auf einen Wasserkörper mit im Gleichgewicht befindlichen  $\text{CO}_2$ -Verhältnis (Stillwasserstausee). Entsprechend der linear abnehmenden Korngrößen ist mit gleichförmigen Sedimentationsbedingungen zu rechnen (Abb. 25-a, -b). Für die Etablierung eines anoxischen Milieus sind solche Bedingungen von Vorteil.

Durch einen relativ steilen Anstieg des  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopensignales (von -21,2‰ auf -17,4‰) ist der Übergang zum Bereich 140 bis 66,5 cm gekennzeichnet (Abb. 25-b). Unter den existierenden Bedingungen weisen diese Daten auf eine geringe C-Isotopenfraktionierung hin, bedingt durch ein entstehendes  $\text{CO}_2$ -Defizit in der Wassersäule. Ursache können eine permanente Eisbedeckung als auch erhöhte Bioproduktivitätsraten (steigender  $C_{\text{org}}$ -Gehalt) sein. Bis zur Obergrenze bleibt der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert dann relativ konstant. Die für die  $^{14}\text{C}$ -Alter

anzunehmenden Änderungen der Reservoireffekte (Kap. 5.1.) geben einen Hinweis auf die Möglichkeit von durch die  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen nicht erfaßten Änderungen des Systems, d.h. anzunehmenden Öffnungen des Systems gegenüber "frischem" atmosphärischen  $\text{CO}_2$  bzw.  $\text{CO}_2$ -reichem Schmelzwasser.

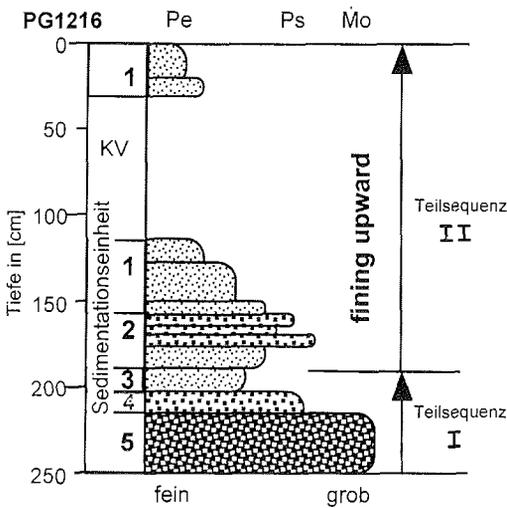
Innerhalb der Sapropelfazies wird der schwach sandige Bereich 66,5 bis 48 cm durch einen signifikanten Abfall (bei 66 cm), gefolgt von einem allmählichen Anstieg (66,5 bis 48 cm) der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse beschrieben. Ein in diesen Bereich fallender Einbruch "frischen",  $\text{CO}_2$ -reichen Wassers durch z.B. subaquatisches Abschmelzen des Anutschin Gletschers bzw. ein zeitweise zumindest randlich offener Wasserkörper und dadurch ermöglichter Gasaustausch Wasser / Atmosphäre ist anzunehmen. Auf eine solche zeitweise Veränderung in diesem Bereich deuten die  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen (Kap. 5.1.1.).

Das Sediment zwischen 48 cm und der Sedimentoberfläche ist durch einen relativ konstanten Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gekennzeichnet (Abb. 25-b). Dieser ist unter o.g. Voraussetzungen als durch die zunehmende  $\text{CO}_2$ -Verarmung eines während dieses Sedimentationszeitraumes im wesentlichen permanent eisbedeckten Wasserkörpers zu verstehen. Bekräftigt wird diese Annahme eines konstanten Sedimentationsmilieus durch die Homogenität der Korngrößenzusammensetzung, die keine Hinweise auf das Eindringen sedimentbeladener Schmelzwässer gibt (Abb. 25-a). Aufgrund der großen Schwankungsbreite der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-20,1‰ bis -14,9‰) und der parallel laufenden Veränderungen im Schwefelhaushalt (siehe Kap. 5.3.) können Einflüsse dieser Prozesse auf die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse nicht ausgeschlossen werden (Böttger et al. 1993).

5.1.2.2. Der Kern PG1216

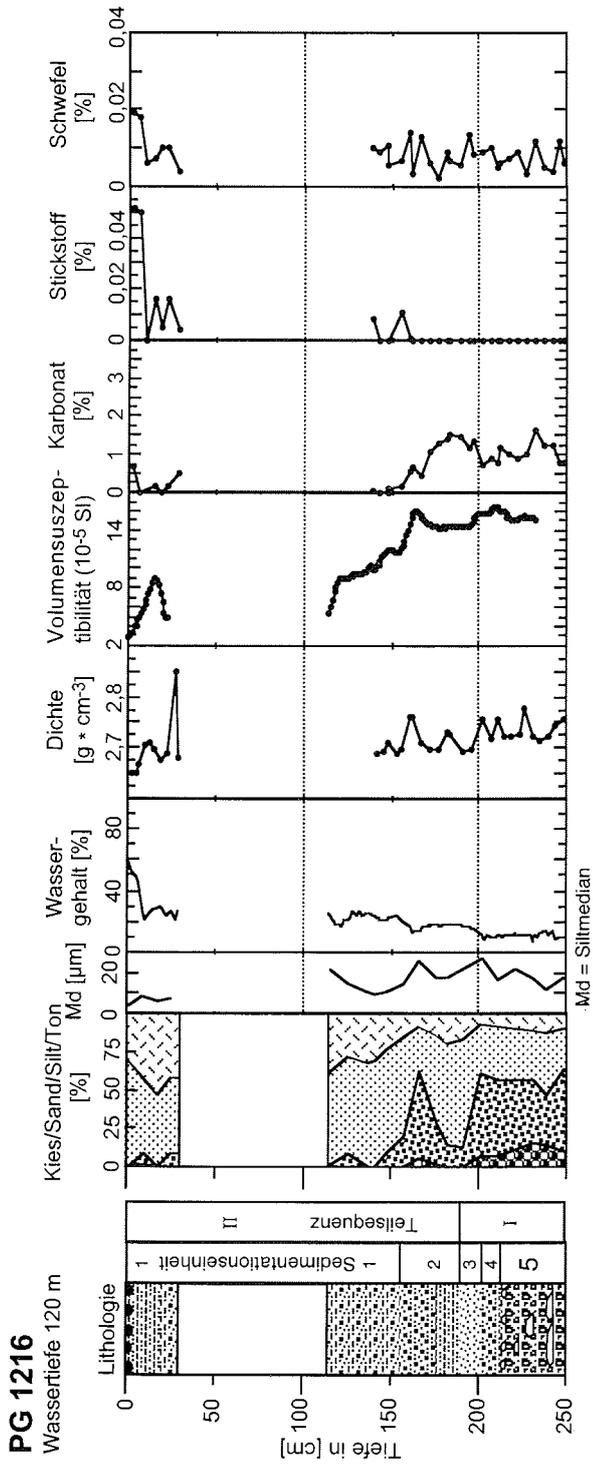
Der im "oxischen" Seebereich erbohrte Kern PG1216 läßt sich in fünf lithologische Sedimentationseinheiten gliedern. Wie in PG1215 scheint die Abfolge als *fining upward*

*sequence* aus zwei klimagesteuerten Teilfolgen (Sequenzen) aufgebaut zu sein (Abb. 34). In Abbildung 35-a und 35-b erfolgt die Lithologiedarstellung entsprechend der detaillierten Kernbeschreibung. Ebenfalls in diesen Abbildungen werden die sedimentphysikalischen und geochemischen Analyseergebnisse sowie die  $^{14}\text{C}$ -Alter der verschiedenen Tiefen wiedergegeben. Anhand des Faziestypen-Profiles wird die semiquantitative Zusammensetzung der Tonfraktion in Abbildung 36 erläutert.



KV=Kernverlust

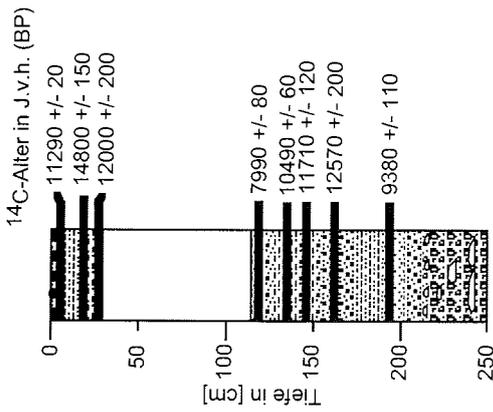
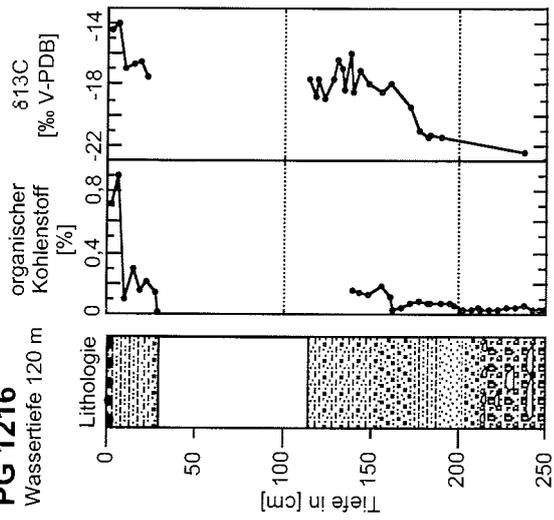
Abb. 34: Sedimentprofil des als *fining-upward*-Typ abgelagerten Kerns PG1216



**Abb. 35-a.** Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter Kern PG 1216 (Legende s. Abb. nächste Seite)

**PG 1216**

Wassertiefe 120 m



**Legende Korngrößenverteilung**

- 2-8 mm [%]
- 2-63 µm [%]
- 63-2000 µm [%]
- < 2 µm [%]

**Legende Lithologie**

	Sapropel		Wassermoos		Ton		Fein-bis Mittelsand
	Sapropel, siltig, sandig		Algen mit Wassermoos		toniger Silt / siltiger Ton		Grobsand
	Algen, solitär		Algen, fossil		sandig, siltiger Ton		kiesiger Sand
	Algen, legig		Gesteinsbruchstücke		Silt- bis Feinsand		Moräne
			Kernverlust				

**Abb. 35-b:** Lithologie, sedimentphysikalische, geochemische Parameter und Datierungen Kern PG 1216

Grundsätzlich sind die für Kern PG1215 bereits beschriebenen Sedimentationsenergien auch in der Sedimentation von PG1216 zu erkennen.

### **Teilsequenz I**

Über der olivgrauen Moränenfazies (*Sedimentationseinheit 5*) folgt als *Sedimentationseinheit 4* (201-210 cm) eine Psammifazies. Diese setzt sich aus einem kiesigen Mittel- bis Grobsand zusammen, zeigt aber nicht die Merkmale einer Moräne. In der "normalen" Abfolge nach dem Gletscherrückzug wird das Sediment wie PG1215 (Kap. 5.2.1.1.) durch eine "Gletschertrübe" gebildet. Grobe Sedimente deuten hingegen auf Rutschungen (*Füchtbauer 1988, Menzies 1995a*). Die tonmineralogischen Untersuchungen (siehe unten) zeigen eine dem Moränenmaterial entsprechende Zusammensetzung. Das Sediment wird aus diesem Grund als ein Rutschungsprodukt (Turbidit ?) von aus Moränenmaterial zusammengesetztem Material interpretiert. Darüber folgt eine zum Sediment in PG1215 vergleichbare Abfolge, welche die klimatischen Veränderungen widerspiegelt. Das in *Sedimentationseinheit 3* (Pelitifazies, 180-201 cm) abgelagerte tonig-siltige Material entspricht einer Gletschertrübe. Die nach oben abnehmende Korngröße und ein schwach ansteigender  $C_{org}$ -Gehalt sind als Indizien für die Entstehung des Sees und eine zunehmende Entfernung vom Liefergebiet durch den Rückzug des Anutschin Gletschers zu betrachten. Das  $^{14}C$ -Alter von 9380 BP in 194-197 cm Tiefe (Kap. 5.1.1.) deutet auf einen Rückzug des Anutschin Gletschers an der Wende Pleistozän / Holozän. Im Vergleich mit der Teilsequenz I in PG1215 (5.2.1.1.) erfolgt der Rückzug des Anutschin Gletschers also mehr oder weniger kontinuierlich in Gebiete, welche zumindest nördlich der Position von PG1216 liegen (siehe Kap. 6.1.).

### **Teilsequenz II**

In *Sedimentationseinheit 2* (157-180 cm) (Psammifazies) wird die gegenüber der Kernposition PG1215 proximale Lage zum Anutschin Gletscher deutlich. Während in PG1215 das Klimaoptimum durch einen relativ scharfen Wechsel von feiner zu gröberer Sedimentation gekennzeichnet ist, erfolgt in PG1216 ein allmählicher Übergang. Zwischen 167 und 180 cm ist ein allmählicher Anstieg des Sand- und Siltgehaltes feststellbar, welcher durch höher werdende Transportenergie zu erklären ist. Damit muß es zu einer Klimaveränderung gekommen sein, die durch verstärkte Niederschläge und Schmelzwassertätigkeit einen verstärkten Sedimentationstransport verursachen kann. Der Höhepunkt dieser "Klimaverbesserung" ist zwischen 157 und 167 cm in Form eines sortierten Mittel- bis Grobsandes dokumentiert. Das in dieser Tiefe an dispers verteiltem  $C_{org}$  bestimmte  $^{14}C$ -Alter von 12570 BP (160-162 cm) ist bereits als durch Reservoir-Effekte beeinflusst zu betrachten (Kap. 5.1.). Demnach setzt eine mehr oder weniger permanente Eisbedeckung des Untersees bereits während der Sedimentation dieses Kernabschnittes ein. Parallel sind auch die  $C_{org}$ -Gehalte rückläufig, und die  $\delta^{13}C$ -Werte werden zunehmend schwerer (siehe unten und Abb. 35-b). Diese Veränderungen werden ebenfalls mit einer permanenten Eisbedeckung begründet, welche durch eine Änderung zumindest des lokalen Klimas zu geringerer Niederschlagsmenge und "kälteren" Bedingungen möglich wird. Durch die Abkühlung des Klimas und der damit verbundenen permanenten Eisbedeckung wird die lateral wirkende Energie allmählich verringert, die Sedimentation geht allmählich in gravitativ bestimmte Pelitifazies der *Sedimentationseinheit 1* über.

Eine gradierte Abfolge vom Mittelsand der *Sedimentationseinheit 2* zu siltigem Ton bildet die Basis (154-157 cm) von *Sedimentationseinheit 1* (157 cm bis Oberfläche) (Pelitifazies). Zwischen 154 und 114 cm folgt eine Lage homogenen siltigen Tones, welcher die konstanten Sedimentationsbedingungen im permanent eisbedeckten Untersee an dieser

Position belegt. Die in diesem Bereich bestimmten  $^{14}\text{C}$ -Alter (Kap. 5.1.1.) zeigen eine in sich geschlossene Altersfolge, die keine Hinweise auf Änderungen des Reservoirreffektes liefern. Ein gleichfalls konstantes Sedimentationsmilieu impliziert der Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (siehe unten). Im nördlichen oxischen Untersee (Abb. 11) ist also, im Gegensatz zur entsprechenden Sedimentationseinheit 2 in Teilsequenz II des südlich gelegenen anoxischen Teilbeckens (PG1215), mit einer relativ guten Schmelzwasser-Durchmischung des Wasserkörpers zu rechnen.

Im Bereich 114 bis 30 cm trat bohrtechnisch bedingter Kernverlust auf. Sedimentschlieren an der durchsichtigen Linerinnenwand deuten auf eine Fortsetzung der Pelitfazies hin. Eine Änderung der Sedimentation kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, da sich die  $^{14}\text{C}$ -Reservoirreffekte ändern (Kap. 5.1.1.).

Zum Wasserkörper wird Kern PG1216 von einem teilweise schwach sandigen, siltigen Ton abgeschlossen (30-0 cm), welcher zur Oberfläche von rötlichen Algenfäden durchsetzt ist (2-0 cm). Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit wird dieses Sediment als zur *Sedimentationseinheit 1* zugehörig eingestuft. Die in den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (Kap. 5.1.1. und Abb. 35-b) und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (s. Abb. 35-b und unten) widergespiegelten Änderungen des Gehaltes an  $^{14}\text{C}$  und gelöstem  $\text{CO}_2$  sind nicht in der Sedimentzusammensetzung angezeigt. Dies kann als Ausdruck der relativen Stabilität des Sedimentationsregimes gegenüber kleineren klimatischen Veränderungen angesehen werden.

Vergleichbar zu Kern PG1215 zeigen die **Wassergehalte** eine positive Korrelation zu den Tongehalten und negative Korrelation zur Trockendichte. Der Wassergehalt ist aufgrund der geringeren Gehalte an  $\text{C}_{\text{org}}$  im oberflächennahen Sediment generell niedriger (max. 60%) als in PG1215. Die Volumenssuszeptibilität zeigt eine positive Korrelation zur Korngrößenverteilung in der Sand- und Kiesfraktion.

Die in der detaillierten Kernbeschreibung vorgenommene Untergliederung des Kernes kommt in der **Korngrößenverteilung** aufgrund des in Abhängigkeit vom Probenmaterial gewählten Probenabstandes nur summarisch zum Ausdruck (Abb. 35-a). Anhand der Korngrößenverteilung ist der Übergang von der Moränenfazies (250-211cm) zum lakustrinen Sediment beschrieben. Zwischen 211-201 cm ist deutlich die kiesig-sandige Schüttung der die Basis des Seesedimentes bildenden Rutschung zu erkennen. Der als Klimaoptimum interpretierte Bereich zwischen 167 und 157cm zeigt einen Sandpeak (57%) und geringe kiesige Anteile. Die Korngrößenveränderungen im Gesamtsediment der Psammfazies werden vom Median der Siltfraktion (Abb. 35-a) nachgezeichnet. In der Pelitfazies ist keine Interpretation des Medians möglich.

Die qualitative Zusammensetzung der Tonfraktion von Kern PG1216 entspricht im wesentlichen der in PG1215 festgestellten. Illit ist mit Gehalten von bis zu 92 % Haupttonmineral. Untergeordnet treten mit Gehalten von je  $\pm 10\%$  Chlorit und Kaolinit auf. Smektit ist mit Gehalten  $< 1\%$  nur akzessorisch vertreten. Generell scheint es sich um ein Mischsignal zu handeln, welches die mineralogische Tonzusammensetzung des Moränenmaterials und Verwitterungsschuttes im Umfeld des Untersees zeigt. Der Anstieg des Kaolinitgehaltes auf bis zu 14,5% und des Chloritgehaltes auf 10,8% in Teilsequenz I hat seine Basis in der Moränenfazies. Der weitere Anstieg in den Sedimentationseinheiten 4 und 3 erlaubt die Schlußfolgerung, daß es sich dabei um eine "Konzentration" dieser Tonminerale in dem Rutschungsmaterial und der "Gletschertrübe" aufgrund der längeren Sinkgeschwindigkeit der Tonfraktion handelt. Der genetische Ursprung dieser Tonminerale liegt bereits in präholozäner Zeit.

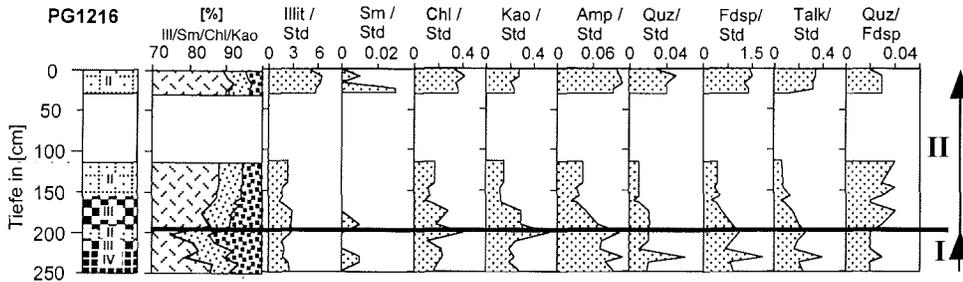


Abb. 36: Einteilung des Sedimentprofils PG1216 in Lithofaziestypen und die semiquantitative Zusammensetzung der Tonfraktion

In der Verteilung der **Haupt- und Nebenelemente** werden die Ergebnisse aus PG1215 im wesentlichen bestätigt. Ausnahme ist, daß infolge des Fehlens einer sapropelitischen Fazies keine der oben beschriebenen Austausch- und Anreicherungsreaktionen von redoxsensitiven Elementen stattfinden (z.B. Mo, Zn).

In den Dreiecksdiagrammen  $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO}$  und  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$  kommen die untersuchten Proben im Anorthositfeld zur Darstellung (Abb. 37).

Die in Abbildung 38 gezeigten Profile der Element / Aluminiumverhältnisse zeigen zwischen 30 cm und der Oberfläche mit Abnahme der Korngrößen eine Erniedrigung für Si, Na, Sr und Zr. Der Anstieg von Ba und Mn läuft parallel zum  $\text{C}_{\text{org}}$ , N-, und S- Anstieg und ist im oxischen Milieu des Kernes als an die organische Substanz (Phytoplankton und benthische Algen) gebunden zu betrachten. Die Schwankungen des detritisch gebundenen Ti sind in Abhängigkeit von Titanitvererzungen im Anstehenden zu sehen.

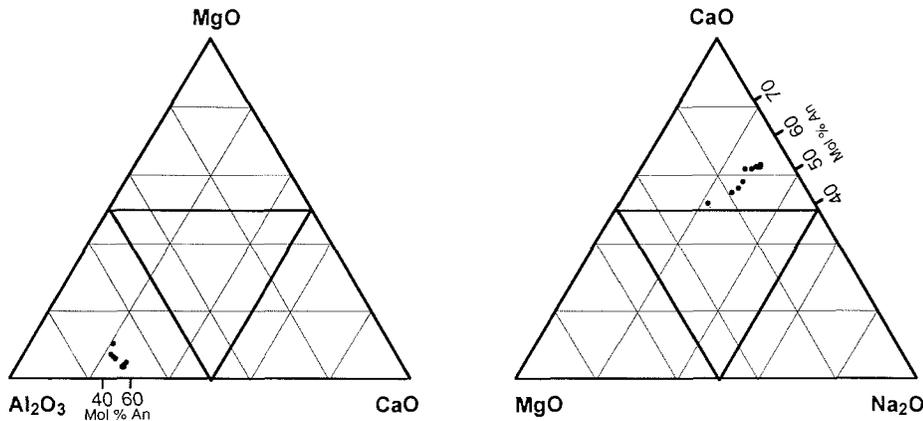
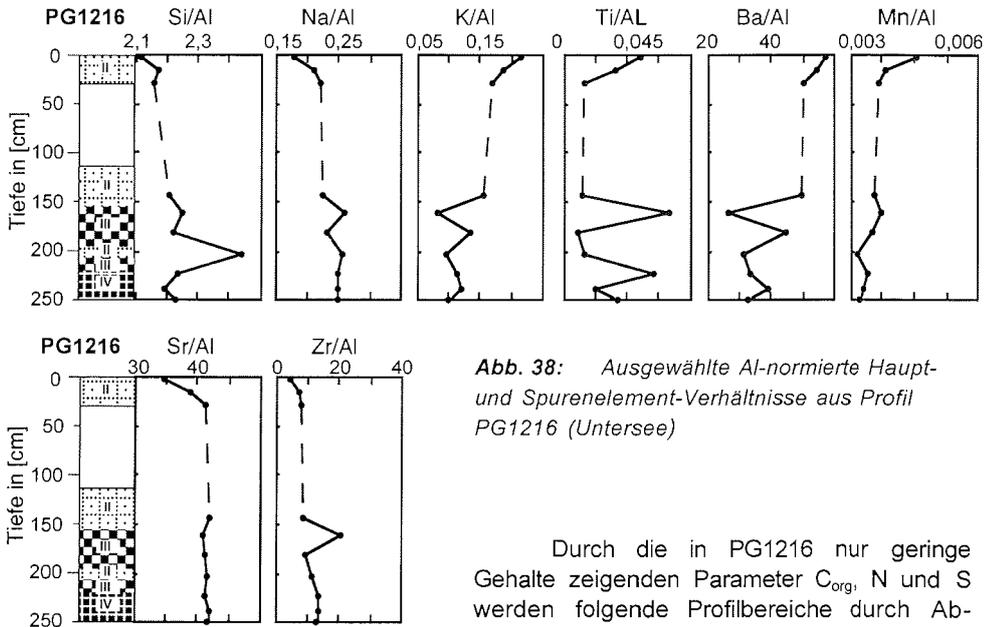


Abb. 37:  $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{CaO}$  und  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$  Dreiecks-Diagramme zur geochemischen Charakterisierung des lakustrinen Sedimentes in PG1216 (Untersee)

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion



**Abb. 38:** Ausgewählte Al-normierte Haupt- und Spurenelement-Verhältnisse aus Profil PG1216 (Untersee)

Durch die in PG1216 nur geringe Gehalte zeigenden Parameter  $C_{org}$ , N und S werden folgende Profilbereiche durch Abweichungen vom linearen Kurvenverlauf charakterisiert (Abb. 35-a und -b): zwischen 201 und 166 cm ist der  $C_{org}$ -Gehalt geringfügig erhöht (von  $\pm 0,02\%$  auf max.  $\pm 0,08\%$ ). In diesem Bereich liegt Stickstoff unter der Nachweisgrenze, und für die stark fluktuierenden geringen Schwefelgehalte (0,003 bis 0,014%) zeigt sich eine Streuung um  $\pm 0,01\%$ . Nach einem Rückgang von  $C_{org}$  (166-161 cm) auf den niedrigsten Wert (0,02%) erfolgt für den Bereich 160 - 18 cm ein Anstieg auf  $\pm 0,15\%$  ( $N \pm 0,01\%$ ,  $S \pm 0,01\%$ ). Ab 18 cm steigt der  $C_{org}$ -Gehalt auf max. 0,9% (6-7 cm), um zur Oberfläche auf 0,7 % zu sinken. Dieser oberflächennahe Verlauf wird durch N (max.  $\pm 0,05\%$ ) und S (max. 0,02 %) nachgezeichnet.  $\delta^{13}C$  und  $C_{org}$  korrelieren positiv.

Anhand der geochemischen Untersuchungsergebnisse ist die lakustrine Sedimentsäule in PG1216 in vier Bereiche zu gliedern:

- ◆ Sedimente ohne einen erkennbaren Einfluß von Biomasseakkumulation im Hangenden der Moränenfazies (210-201 cm)
- ◆ geringfügig erhöhte  $C_{org}$ -, N- und S-Werte als Proxis für die Biomasseproduktion zwischen 201 und 166 cm
- ◆ erneuter Rückgang der  $C_{org}$ -, N- und S-Werte bis zur Nachweisgrenze (166-161 cm)
- ◆ geringe Gehalte an  $C_{org}$ , N und S im Bereich 161 cm bis 18 cm; sprunghafter Anstieg der Gehalte zwischen 18 cm und Oberfläche.

Um einen lateralen Vergleich zu der im anoxischen Teilbecken gemessenen  $\delta^{13}C$ -Kurve (PG1215, Kap. 5.2.1.1.) zu erhalten, wurden im oxischen Milieu von PG1216 trotz der geringen Akkumulation organischer Substanz (Abb. 35-a) im Sediment Messungen der  $\delta^{13}C$ -Werte an  $C_{org}$  vorgenommen. Bedingt durch die extrem niedrigen  $C_{org}$ -Gehalte ist mit einem größeren Fehler der Isotopendaten zu rechnen. Deshalb sollen hier nur generelle Trends diskutiert werden.

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

Der Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenkurve zeigt wie in PG1215 zur Oberfläche hin schwerer werdenden organischen Kohlenstoff. Anhand der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind drei Bereiche unterschiedlicher Isotopencharakteristik unterscheidbar (Tab. 6).

**Tab. 6:** Mittlere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte [‰ V-PDB], nach Bereichen ähnlicher Isotopenzusammensetzung geordnet (PG1216)

Tiefe	Mittlerer $\delta^{13}\text{C}$ -Wert
0-8 cm	-14,2‰ (min. -14,4‰ / max. -14,0‰ / n=2)
8-175 cm	-17,6‰ (min. -16,0‰ / max. -19,5‰ / n=19)
175-200 cm	-21,3‰ (min. -21,5‰ / max. -21,0‰ / n=4)

Die untersten isotopisch noch analysierbaren terrigenen Seesedimente zeigen wie in PG1215 die niedrigsten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Durch diese Daten wird die Interpretation dieser Sedimente als erste Ablagerungen unmittelbar nach dem Gletscherrückzug bekräftigt. Die leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind auf eine gute Durchmischung des Sedimentationsmilieus zurückzuführen. Dadurch wird den Primärproduzenten ausreichend gelöstes  $\text{CO}_2$  bereitgestellt (siehe  $\delta^{13}\text{C}$  in Kap. 5.2.1.1.). Diesen anhand der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte abgeleiteten Sedimentationsraum mit einem zumindest teilweise offenen Grenzsystem Wasser / Atmosphäre stützt auch die durch einen verringerten (eventuell fehlenden)  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekt charakterisierte  $^{14}\text{C}$ -Datierung in 197-194 cm Tiefe (9830 BP).

Der deutliche Anstieg der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 35-b) zwischen 175 und 160 cm ist vermutlich auf eine durch permanente Eisbedeckung verursachte Verarmung an für Primärproduzenten verfügbarem, gelöstem  $\text{CO}_2$  zurückzuführen, was zu höheren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten führt (Bird et al. 1991, McKenzie 1985, Stuiver 1975). Die durch gesteigerte Primärproduktion zu erwartende Erhöhung der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegt nicht in der Größenordnung von über 2‰, wie sie durch verschiedene Autoren (McKenzie 1985, Schelske & Hodell 1991) an anderen Seen festgestellt wurde. Als Ursache für die  $\text{CO}_2$ -Partialdruckerniedrigung wird hier wie in PG1215 (Kap. 5.2.1.1.) eine permanente Eisbedeckung angenommen. Die vermutete permanente Eisbedeckung führt in diesem Kernbereich durch fehlenden Gasaustausch neben der möglichen Zufuhr isotopisch "alter" Gletscherschmelzwässer zum Anstieg des  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffektes (in 160-162 cm Tiefe  $^{14}\text{C}$ -Alter 12570 BP) (Kap. 5.1.1.). Durch fehlende Schmelzwasserzufuhr (Stillwasserbedingungen) in den abgeschlossenen Seekörper kommt es zur Abnahme der Korngrößen (Abb. 35-a).

Von 160 bis 8 cm zeigen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte keine signifikanten Schwankungen. Eine weitere permanente Eisbedeckung sollte eine Verringerung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes (Deuser et al. 1968) und einen konstanten bzw. steigenden  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekt verursachen (pers. Mitteil. W.-D. Hermichen). Die  $^{14}\text{C}$ -Alter (Kap. 5.1.1. und Abb. 35-b) zeigen jedoch zwischen 160 und 114 cm eine in sich geschlossene Altersabfolge ohne Hinweise auf möglicherweise stattgefundene  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffektveränderungen. Zumindest eine periodische Zufuhr mit an  $^{14}\text{C}$  relativ angereicherten Schmelzwässern bzw. zeitweiser Kontakt Wasser / Atmosphäre ist Voraussetzung für das Entstehen einer solchen Altersabfolge. Die  $^{14}\text{C}$ -Alter an der Basis des Bereiches 30 bis 8 cm deuten durch eine erneute inverse Altersabfolge (117-119 cm  $^{14}\text{C}$ -Alter 7990 BP / 28-30 cm  $^{14}\text{C}$ -Alter 12000 BP) auf einen in den bohrtechnisch bedingten Kernverlustbereich (114 bis 30 cm, s.o.) fallenden Wechsel der Eisbedeckungsbedingungen. Bei der Bildung dieser Sedimente ist eine permanente Eisbedeckung anzunehmen. Darauf deuten auch die schwerer werdenden  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 30 und 8 cm sowie die Alterszunahme nach oben infolge des Anwachsens eines  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffektes (28-30 cm  $^{14}\text{C}$ -Alter 12000 BP / 14-16 cm  $^{14}\text{C}$ -Alter

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

14800 BP). Die Korngrößenverteilung in *fining upward sequences* (s.o. und Abb. 35-a) läßt gleichfalls diesen Schluß einer permanenten Eisbedeckung zu.

Zwischen 8 cm und der Oberfläche werden die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sprunghaft deutlich schwerer (von -17,0‰ in 10-12 cm auf -14,0‰ in 6-7 cm). Dies und die  $^{14}\text{C}$ -Altersabnahme von 14800 BP (14-16 cm) auf 11290 BP (2-4 cm) lassen den Schluß zu, daß die obersten 8 cm die rezenten Sedimentationsbedingungen unter einer permanenten Eisdecke mit einem Defizit an verfügbarem gelösten  $\text{CO}_2$  widerspiegeln (s.o.). Die geringe Korngrößenzunahme (Abb. 35-a) weist auf sommerliche sedimentbeladene Schmelzwässer, jedoch bleibt der  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekt unverändert hoch. Durch teilweises randliches Auftauen des Untersees muß jedoch ein gewisser Eintrag an atmosphärischem  $^{14}\text{C}$  möglich sein, wodurch kein weiteres Anwachsen des  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekt erfolgen würde (Doran et al. 1994; 1996).

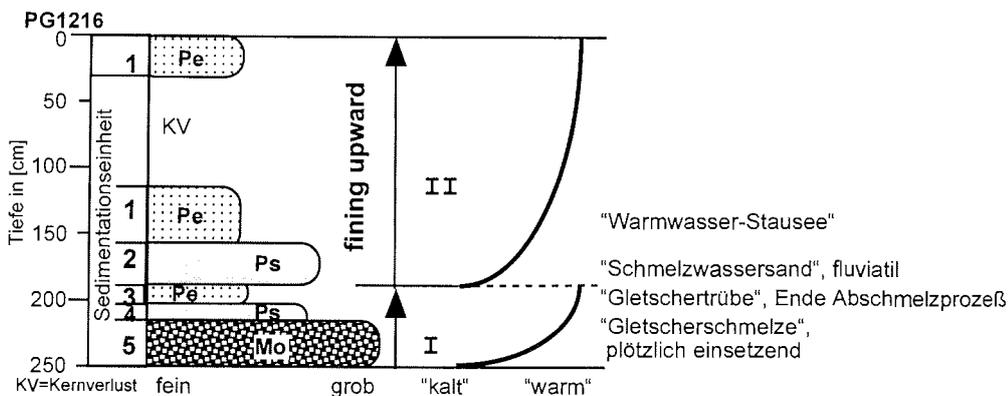


Abb. 39: Interpretation der Sedimentation in PG1216 als rhythmische Abfolge

### 5.2.2. See Glubokoje und See Sub - Schirmacher Oase

Die detaillierte Beschreibung der geringmächtigen lakustrinen Sedimente (max. Seesedimentdicke im See Glubokoje 168 cm PG1217, See Sub 241 cm PG1221) liegen für die Stationen PG1217, PG1219, PG1220 und PG1221 im Anhang (Kap. 10) vor.

Petrographisch können die in der Schirmacher Oase aus den Seen Glubokoje und Sub gewonnenen Seesedimentkerne in drei Sedimentationseinheiten untergliedert werden. Die im Liegenden auf das Moränenmaterial folgende Einheit setzt sich aus wechselgelagerten siltig-tonigen bis grobsandigen Partien zusammen. Wesentliches Merkmal ist der geringe Gehalt an  $\text{C}_{\text{org}}$ . Im See Glubokoje treten fossilisierte Reste von Algenlaminae auf. Im Hangenden folgt eine an organischem Kohlenstoff reiche Abfolge (max.  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalt im See Glubokoje 11,7% PG1220; im See Sub 21,2% PG1221), wobei der geringe terrigene Materialeintrag im wesentlichen durch tonige und siltige Komponenten vertreten wird. Untergeordnet sind geringmächtige, schwach sandige Lagen verbreitet.

Die in den Seen der Schirmacher Oase unterscheidbaren Fazies sind die:

**Moränenfazies:** im See Glubokoje in PG1217-4+5; PG1219 und PG1220 sowie im See Sub (PG1221) erbohrt. Die Fazies entspricht der im Untersee angetroffenen Moränenfazies, vgl. die Beschreibung im Kapitel 5.2.1.. Charakteristisch sind Wassergehalte  $\leq 20\%$  (See Glubokoje) bzw.  $\pm 30\%$  (See Sub), Trockendichten um  $2,7 \text{ g/cm}^3$  und niedrige  $C_{\text{org}}$ -, N- und S-Gehalte. Gering erhöhte  $C_{\text{org}}$ -Gehalte in PG1219 sind durch den Eintrag allochthonen organischen Materials älterer Herkunft bedingt.

**Pelitfazies und Psammitfazies:** Der Sedimentaufbau dieser beiden Fazies entspricht den für den Untersee beschriebenen Faziestypen, vgl. Kapitel 5.2.1..

**Wassermoosfazies:** gebildet von schichtungslosen Sedimentlagen von wenigen Millimetern bis Zentimetern Dicke. Hauptbestandteil sind Wassermoose, untergeordnet treten Algen auf. Die Wassermoose wirken als Sedimentfallen. Sie enthalten oftmals neben Ton- und Siltkomponenten größere Mengen der Sandfraktion. Typisch sind relativ scharfe Übergänge zur Algenfazies bzw. den terrigen dominierten Faziestypen. Die Wassergehalte schwanken um 70 Prozent. Die Trockendichten liegen charakteristisch zwischen  $2,4$  und  $2,7 \text{ g/cm}^3$ . Die  $C_{\text{org}}$ -, N- und S-Gehalte sind gegenüber denen der terrigenen Fazies deutlich erhöht. Die Wassermoosfazies tritt nur im See Glubokoje auf.

**Algenfazies:** aufgebaut aus Ablagerungen vorwiegend benthischer Blau- und Grünalgen (Pankow *et al.* 1987). Das Sediment ist oftmals laminiert, eine in Jahreslagen (Warven) ausgebildete Schichtung wird aufgrund der nur in unregelmäßigen Abständen eisfreien Seen nicht gebildet. Untergeordnet kann die tonig, siltige Algenfazies von Wassermoosen durchsetzt sein und sandige Partikel enthalten. In Verbindung mit Wassermoosen auftretende Sandeinträge deuten auf ein bewegteres Sedimentationsmilieu. Außerdem wurden während der Feldarbeiten äolisch transportierte, terrigene Sedimentablagerungen im Silt-Sandspektrum auf der Eisoberfläche der Seen festgestellt. Diese können in der folgenden Auftauphase direkt in die Laminae sedimentiert werden. Die stark wasserhaltige Fazies ( $\pm 80$  bis  $\pm 90\%$ , max.  $97\%$ ) ist durch Trockendichten zwischen  $2,0$  und  $2,7 \text{ g/cm}^3$ , hohe Karbonat-,  $C_{\text{org}}$ -, N- und S-Gehalte gekennzeichnet.

### 5.2.2.1. Die Stationen PG1217, PG1219, PG1220 (See Glubokoje)

Auf Grundlage der detaillierten Sedimentbeschreibung (Kapitel 10 im Anhang) und der Korngrößenbestimmungen erfolgt die Einteilung der Kerne in die Faziestypen (Abb. 43). Aus den Untersuchungsergebnissen ergibt sich für alle Kerne aus dem See Glubokoje ein vergleichbarer Sedimentaufbau. Für die Zielstellung der Arbeit relevante Unterschiede in der sedimentphysikalischen und -geochemischen Zusammensetzung der Kerne konnten nicht nachgewiesen werden. Exemplarisch werden die Ergebnisse aus Kern PG1217-4+5 (Station PG1217) beschrieben (Abb. 40-a, 40-b). Die Untersuchungsergebnisse für die hier nicht beschriebenen Kerne werden in den Abbildungen (41-a, 41-b, 42-a, 42-b) als Kernlogs dargestellt.

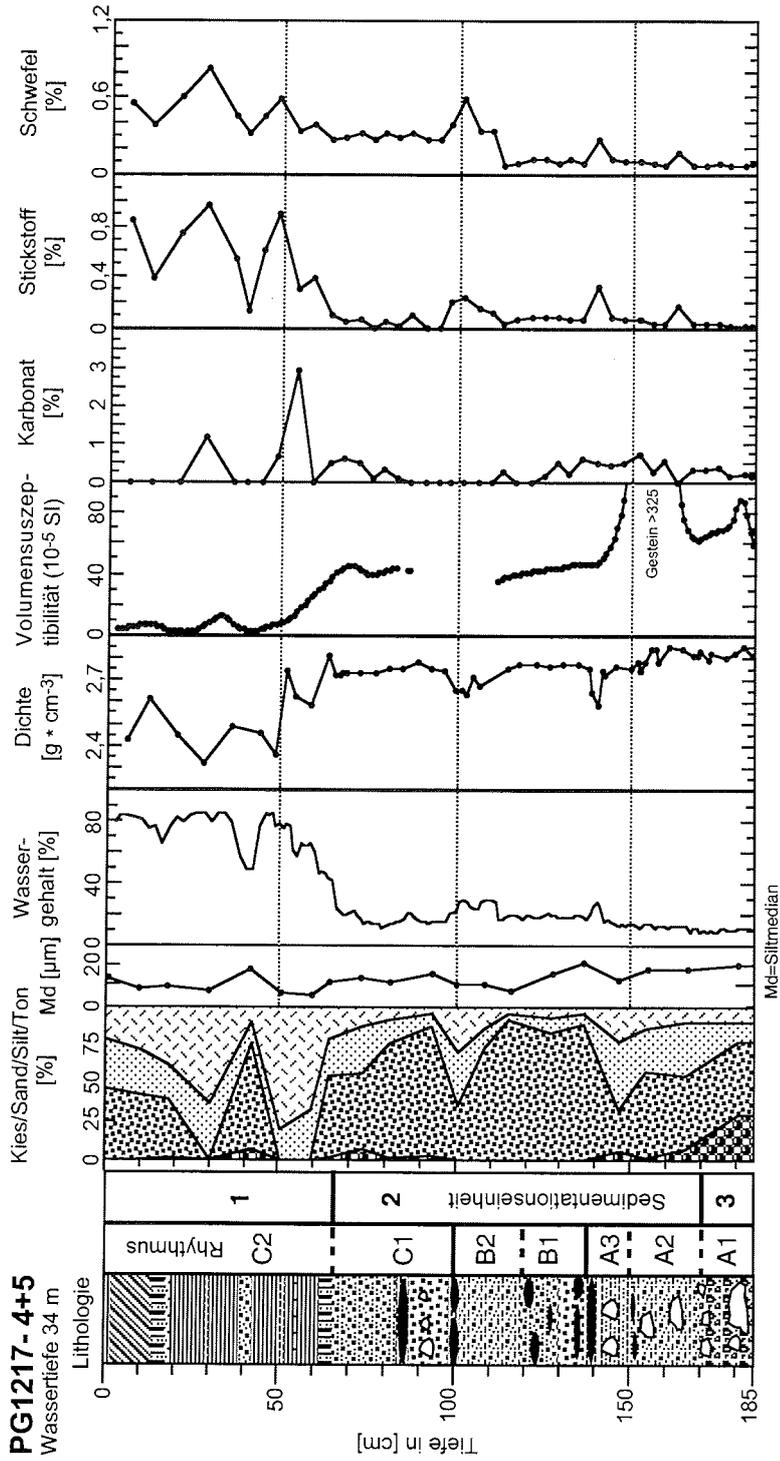
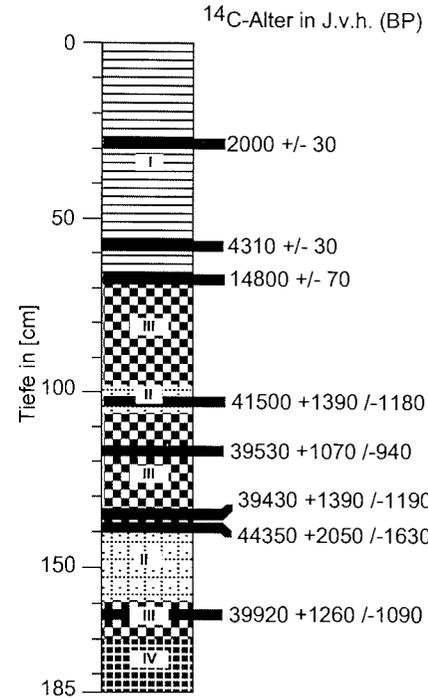
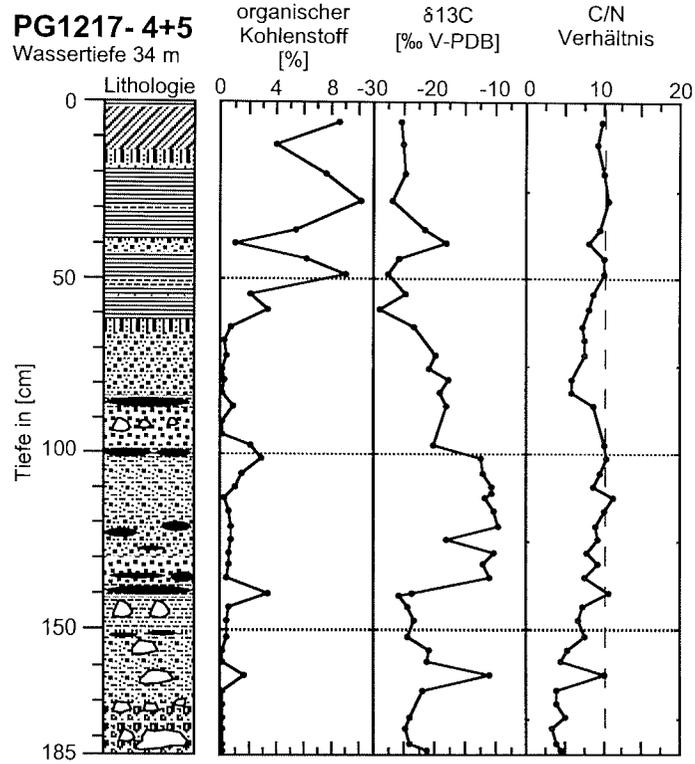


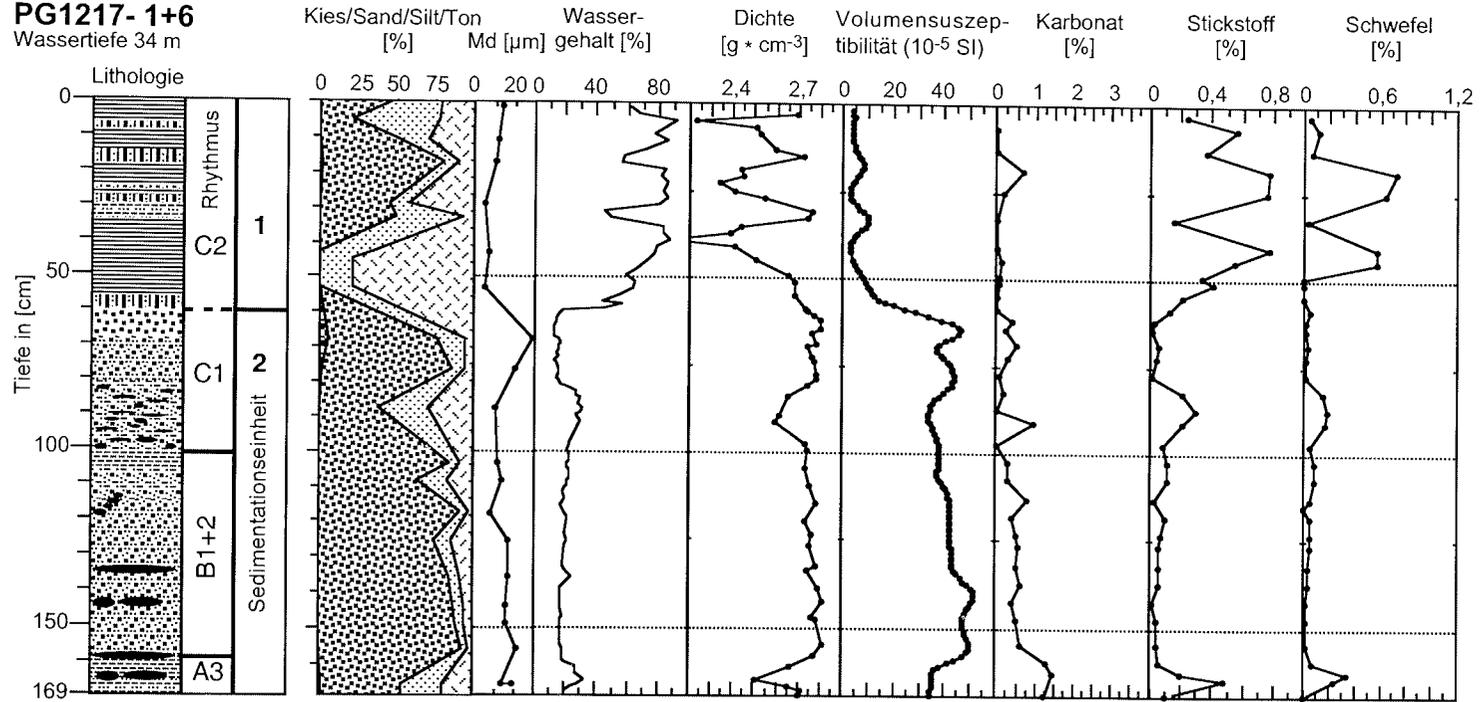
Abb. 40-a: Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter Kern PG 1217-4+5 (Legende s. Abb. 35-b)

**PG1217- 4+5**  
Wassertiefe 34 m



**Abb.40-b:** Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter,  $^{14}\text{C}$ -Alter Kern PG 1217-4+5 (Legende s. Abb.35-b)

**PG1217- 1+6**  
Wassertiefe 34 m



**Abb. 41-a:** Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter Kern PG1217-1+6(Legende s. Abb.35-b )

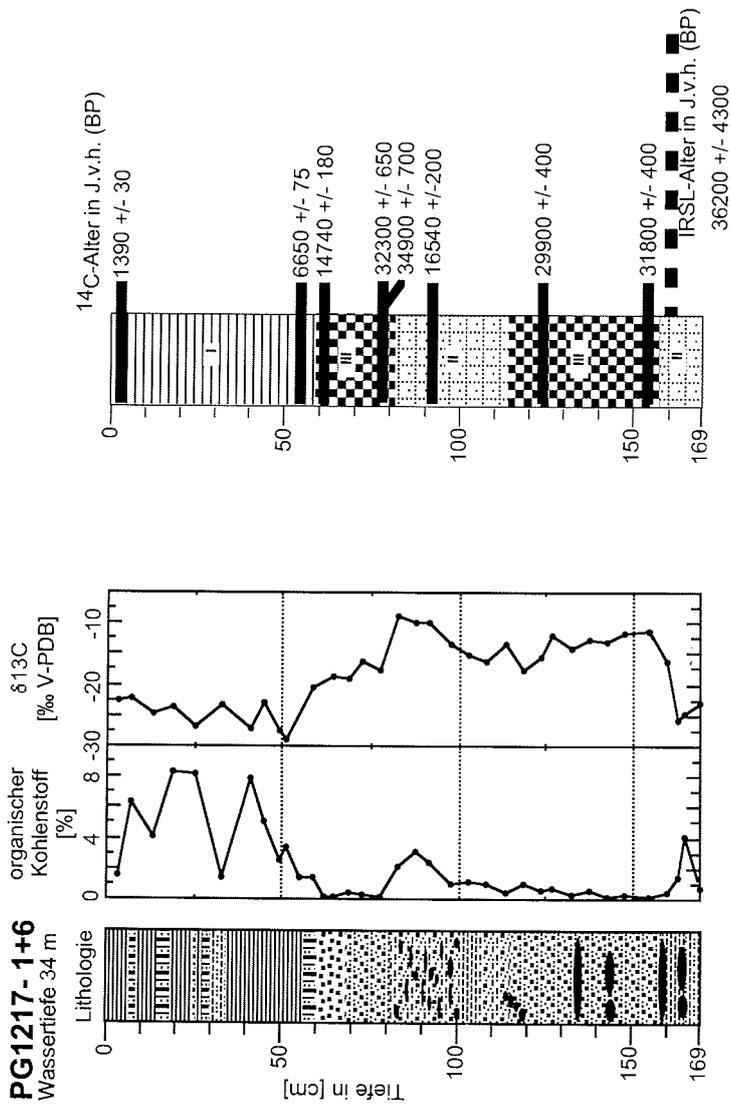


Abb. 41-b: Lithologie, sedimentphysikalische, geochemische Parameter und Datierungen Kern PG1217-1+6 (Legende s. Abb.35-b)

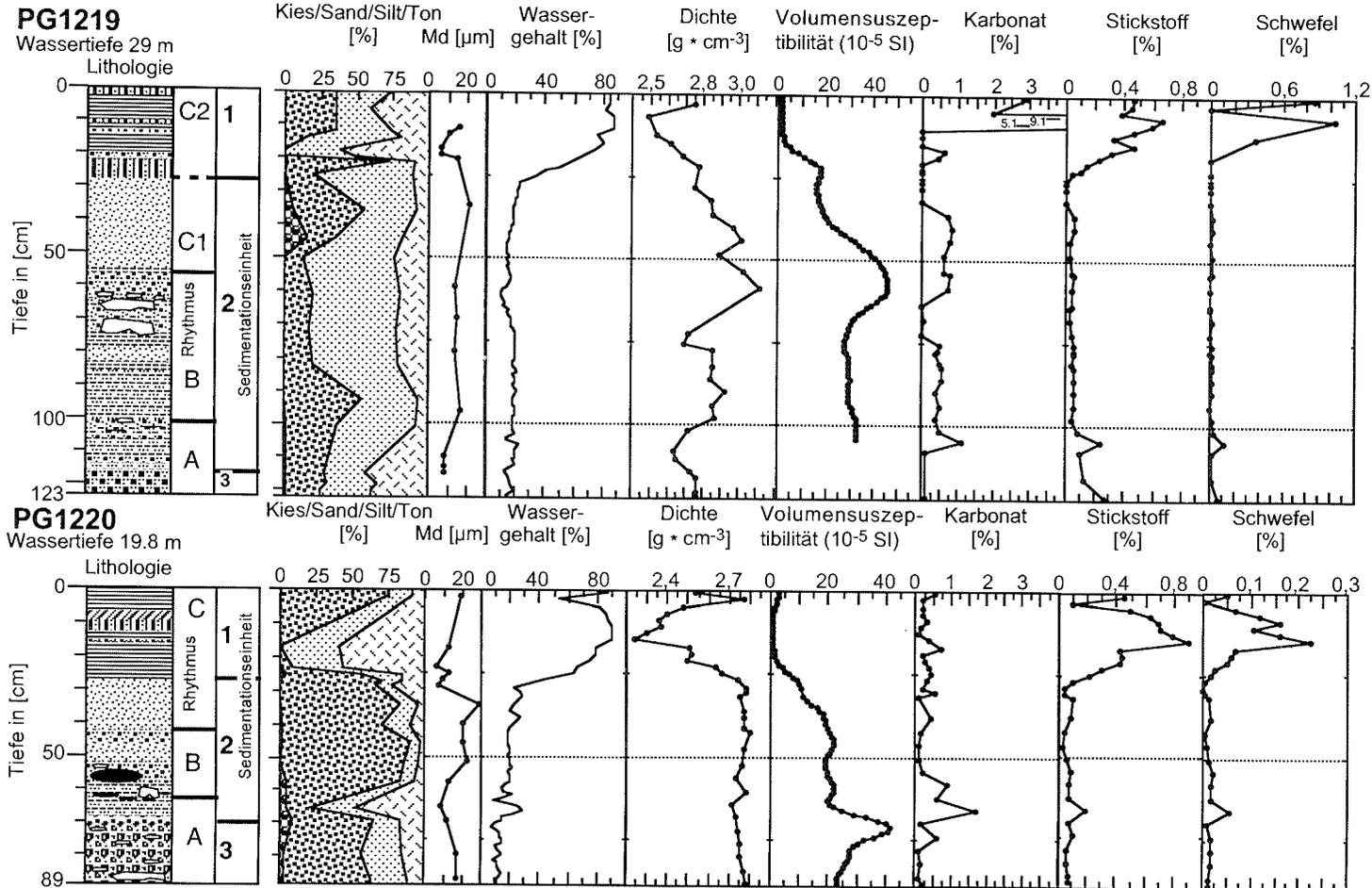


Abb. 42-a: Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter Kern PG1219 und PG1220 (Legende s. Abb. 35-b)

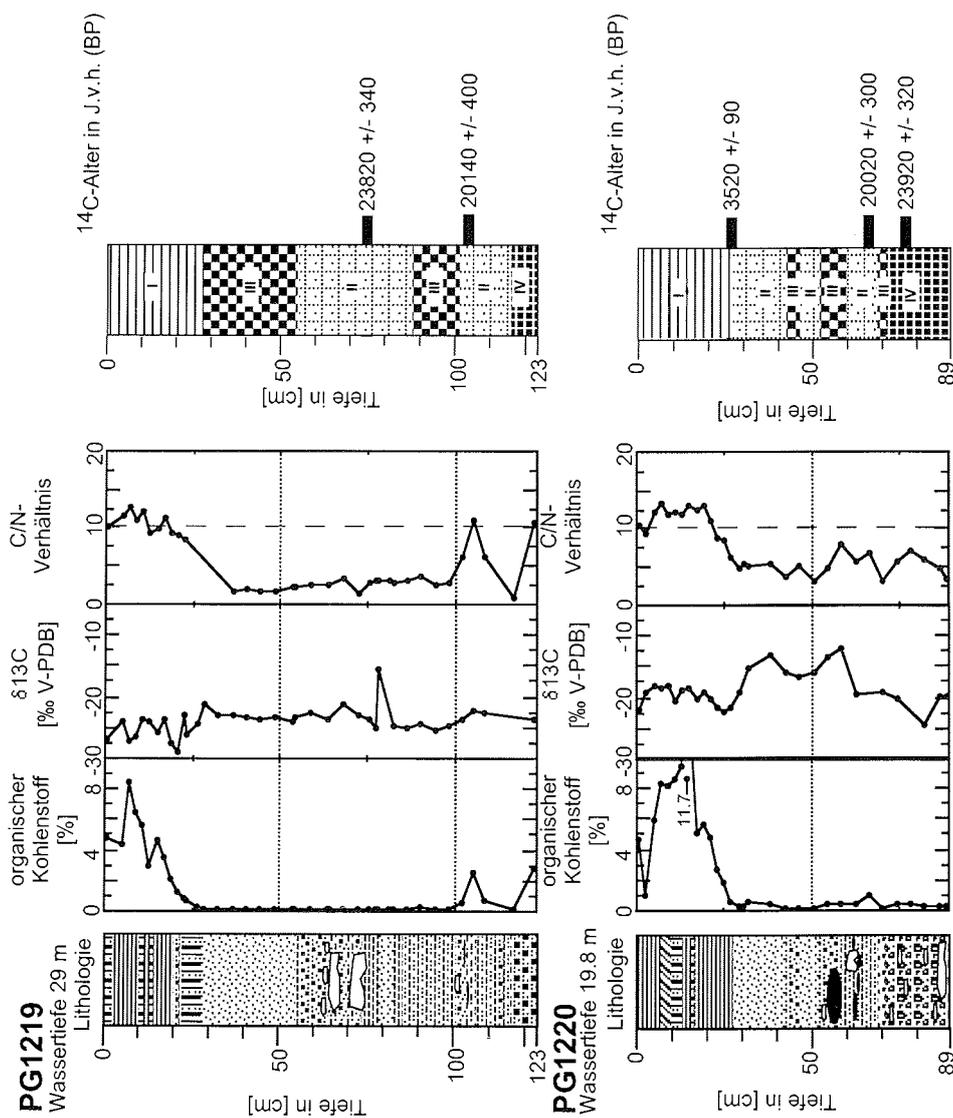
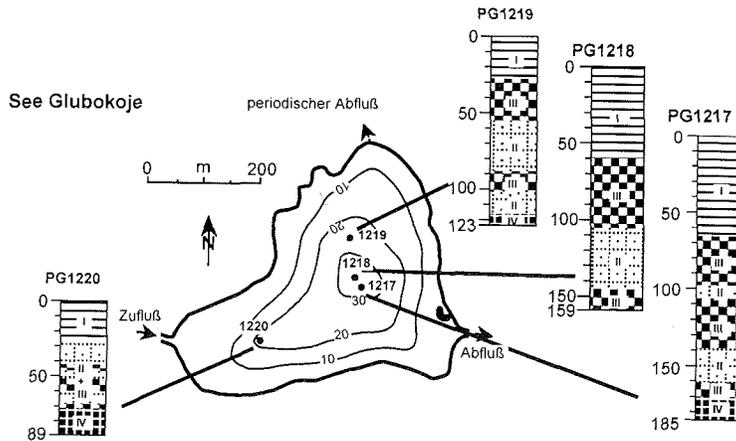


Abb. 42-b: Lithologische, sedimentphysikalische, geochemische Parameter,  $^{14}\text{C}$ -Alter Kern PG1219 und PG1220 (Legende s. Abb. 35-b)

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion



**Abb. 43:** Aufbau des Seesedimentes im See Glubokoje nach Faziestypen I bis IV  
I=Algen- und Moosfazies II=Psammitfazies III=Pelitfazies IV=Moränenfazies

Der Kern **PG1217-4+5** hat eine Länge von 185 cm und wurde in 34 m Wassertiefe entnommen. Insgesamt können makroskopisch drei Sedimentationseinheiten (1 bis 3) unterschieden werden, welche durch vier Fazies beschrieben werden. Diese treten teilweise wiederholt auf und kennzeichnen, unter Nichtbeachtung der durch die  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen vermuteten Hiaten (Kapitel 5.1.1.), eine Abfolge in drei *fining upward sequences* (Rhythmen A, B, C). Eine deutliche Schichtung des Kernes ist nur im Bereich der Algenfazies zu erkennen.

An der Kernbasis (185-170 cm) wurde als Sedimentationseinheit 3 die Moränenfazies erbohrt.

**RHYTHMUS A**  
Die kompaktierte, dunkelblaugraue, gesteinsbruchstückreiche Moräne wird von einer Pelit-Psammitwechsellagerung (Sedimentationseinheit 2 (170-66 cm)) überlagert. Diese lithologische Einheit baut im wesentlichen die drei Rhythmen als Mittel- und Endglied (A2, A3), vollständig (B) und als Basalglied (C1) auf (s. Abb. 44 und 40-a). Die Basis (170-151 cm) des lakustrinen Sedimentes bildet ein kiesig, siltiger Sand mit eingelagerten "Dropstones" (Psammit) als Mittelglied des Rhythmus **A2**.

Von 151 cm bis 138 cm ist das Sediment ein sandig, siltiger Ton mit eingelagerten tonig-blättrigen Linsen, welche als fossilisierte Algenmatten der den Glubokoje auch gegenwärtig besiedelnden Grünalge *Cosmarium laeve* identifiziert wurden (H. Pankow pers. Mitteil.)(Endglied des Rhythmus **A3**).

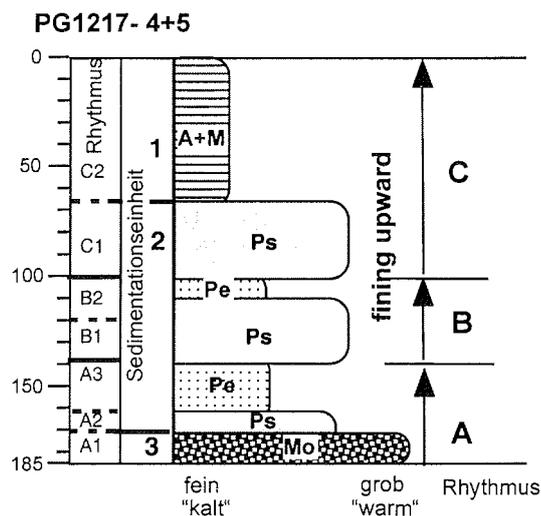
**RHYTHMUS B**  
Diese pelitische Lage wird durch eine Schicht gradierten Mittelsandes überlagert (138-130 cm), welche ab 130 cm in einen ungeschichteten Mittelsand mit fossilen Algenresten übergeht. Von 119 - 102 cm nimmt der Sandanteil der Psammitfazies ab, um in einen sandig bis siltigen Ton überzugehen, welcher an seiner Oberfläche (102-98 cm) durch eine Lage scharf begrenzten tonigen Fossilmaterials abgeschlossen wird (Pelitfazies von 108-98 cm) (Rhythmus **B1, B2**).

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

Die Reste fossilen organischen Materials sind makroskopisch in Kern PG1217-4+5 in den Bereichen 145-130 cm und 105 bis 95 cm am häufigsten. Anreicherungen solchen Materials sind ebenfalls in PG1217-1+6 (100-80 cm und 165-145 cm), PG1218 (150-140 cm), PG1219 (105-100 cm) und PG1220 (65-55 cm) zu finden. In diesen Bereichen ist parallel zum makroskopischen Befund ein Anstieg des  $C_{org}$ -Gehaltes festzustellen (Abb. 40-b bis 42-b).

Mit einer Abfolge ungeschichteten Mittelsandes mit wechselnden Silt- und Tonanteilen (98 - 66 cm; Psammitfazies) und einem Gesteinsbruchstückhorizont ("Dropstones") bei 93 cm, setzt die *Sedimentationseinheit 1* ein. "Dropstone"-Horizonte sind sowohl in PG1218 (70-75 cm und 85-93 cm), PG1219 (70-90 cm) als auch in PG1220 (52-63 cm) zu finden (Rhythmus C1).

Der organisch reiche obere Abschnitt der *Sedimentationseinheit 1* stellt eine engräumige Wechsellagerung von Algenlaminaepaketen mit teilweise terrigen angereicherten Wassermooshorizonten (66-62 cm, 19-17 cm, 17-15 cm) und Tonlagen im Millimeterbereich dar (siehe Kernbeschreibung Anhang, Kap. 10). Er wird als Endglied des Rhythmus C2 angesehen. Bioturbationen als Indiz für eine im Sediment aktive Fauna sind nicht erkennbar.



**Abb. 44:** Schematisches Profil des als fining-upward-Typ abgelagerten Kerns PG1217-4+5

Der Bereich 66 cm bis Sedimentoberfläche ist eine für den See Glubokoje typische Wechsellagerung Wassermoos / Algenfazies. Eine Korrelation verschiedener Horizonte dieser Fazies zwischen den einzelnen Stationen war aufgrund der

unterschiedlichsten Zusammensetzung dieser Wechsellagerung nicht möglich. Diese Unterschiede sind u.a. in den Sedimentationsbedingungen unter eisbedeckten Seen zu sehen. Das durch äolischen Transport auf das Eis gelangte Sediment sammelt sich in Eispalten und Hohlräumen / Vertiefungen an der Eisoberfläche. Durch Einschmelzen oder mit dem nächsten Auftauen des Sees gelangt das akkumulierte Material nur kleinräumig konzentriert in den Wasserkörper und führt zur Sedimentation von terrigenen Lagen geringer Flächenausdehnung (Andersen et al. 1993, Birnie 1990, Gore et al. 1994, Squyres et al. 1991, Wharton et al. 1993). Eigene Beobachtungen zeigten vier Wochen nach der Ausbildung einer geschlossenen Eisdecke bereits solche Akkumulationsstrukturen.

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

---

Wie auch in Kern PG1215 (Untersee) ist für die **Wassergehalte** der aus dem See Glubokoje stammenden Sedimentkerne eine positive Korrelation zum Tongehalt und negative Korrelation zur Trockendichte festzustellen. Deutlich werden die Bereiche hohen organischen Anteils (Wassermooshorizonte und Algenlaminae) nachgezeichnet. Die geringe Schwankungsbreite des Wassergehaltes im terrigenen Sediment läßt keine Rückschlüsse auf Kompaktionen durch möglicherweise erfolgte Gletscherüberfahrten zu.

Die Kurve der **Volumenssuszeptibilität** korreliert positiv mit der Korngröße. Die Maxima werden in Horizonten mit Gesteinsbruchstücken ("Dropstones") erreicht.

Als summarisch das oben lithologisch beschriebene Profil ergänzend und die beprobten Horizonte definitiv charakterisierend sind die Ergebnisse der **Korngrößenbestimmung** einzuschätzen. In der Zusammensetzung der Oberflächenproben ist eine Abnahme der Korngrößen zum Seezentrum hin festzustellen (Abb. 45). Anhand der Korngrößenverteilungen ist folgendes Sedimentationsszenario für die terrigenen Sedimente im See Glubokoje möglich (die Tiefenangaben beziehen sich auf PG1217-4+5)(siehe Abb. 40-a):

**Rhythmus A1)** Das Inlandeis bzw. vom Inlandeis ausgehende Gletscherzungen ziehen sich zurück und hinterlassen die Moränenfazies (Kernbasis bis 170 cm).

**Rhythmus A2)** Eine erste gröbere Sedimentschüttung deutet auf energetisch starke Schmelzwässer (170 bis 151 cm).

**Rhythmus A3)** Infolge des weiteren Gletscherrückzuges kommt es zu einer weiteren Korngrößenabnahme (151 bis ca.138 cm). "Dropstones" deuten auf ein Austauen von Gesteinsbruchstücken aus Eisschollen.

**Rhythmus B1)** Zwischen 150 und 140 cm steigt der Anteil Sandfraktion am Gesamtsediment von <50% auf >90% und bleibt bis 110 cm konstant. Das Restsediment setzt sich zu etwa gleichen Teilen aus Silt und Ton zusammen. Es müssen starke, gleichmäßige Transportkräfte wirken.

**Rhythmus B2)** Zwischen 110 und 95 cm kommt es zu einer Ton- und Siltzunahme auf ca. 60% am Gesamtsediment. Die Sedimentzufuhr wird geringer. Als "Dropstones" zu interpretierende Gesteinsbruchstücke deuten auf Eistransport.

**Rhythmus C1/C2)** Eine erneute Zunahme des Sandgehaltes auf bis zu 80% und Kiesgehalte um 5% (95-85 cm) markieren eine erneute Transportkraftverstärkung. Bis zum abrupten Wechsel zur Moos- und Algenfazies in 66 cm Tiefe nimmt die Grobfraction linear auf 50% des Gesamtsedimentes ab.

**In der Rhythmik der Abfolge spiegelt sich eine Klimafolge wider. So werden die Basalglieder (A1, B1, C1) als Ausdruck einer Erwärmung mit Zunahme der Schmelzwässer und ihrer Transportenergie betrachtet. Die feinkörnigen Endglieder der Rhythmen (A3, B2 und C2) stellen ein Abklingen der wärmeren Perioden dar.**

Durch den Vergleich der Korngrößenverteilung in den einzelnen Kernprofilen wird deutlich, daß die Mächtigkeitsschwankungen in der sedimentologischen Zusammensetzung der Profile PG1217-4+5 und PG1217-1+6 bohrtechnisch bedingt sein müssen. Durch das Erreichen der Moränenfazies kommt es zu einem größeren Bohrwiderstand, welcher eine Kompaktion der terrigenen Sedimenteinheiten zur Folge hat. Der Bereich in 146-143 cm Tiefe in PG1217-4+5 ist mit der Basis des Kernes 1217-1+6 korrelierbar. Die Kurven für  $C_{org}$ ,  $\delta^{13}C$  und Trockendichte bestätigen diese Schlußfolgerung. Die gesamte lakustrine

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

*in situ* Sedimentmächtigkeit für Station PG1217 ist dementsprechend mit größer als 169 cm anzugeben. Aus dieser Erkenntnis ist zu folgern, daß insbesondere in den Kernen die terrigenen Sedimentmächtigkeiten der Realität entsprechen, in denen das Ziel, die Moräne zu erbohren nicht erreicht wurde (PG1217-1+6 und PG1218). Für die überwiegend biogenen Sedimente der Moos- und Algenfazies sind keine Kompaktionserscheinungen festzustellen.

Anhand der Korngrößenverteilung in den Oberflächenproben ist deutlich das rezente Sedimentationsregime mit zum Seezentrum abnehmenden Korngrößen zu erkennen (Abb. 45). Die Mediane der Siltfraktion laufen parallel der Korngrößenverteilung. Dies ist als Indiz für die Abhängigkeit der Siltzusammensetzung von der zur Verfügung stehenden Transportenergie zu betrachten.

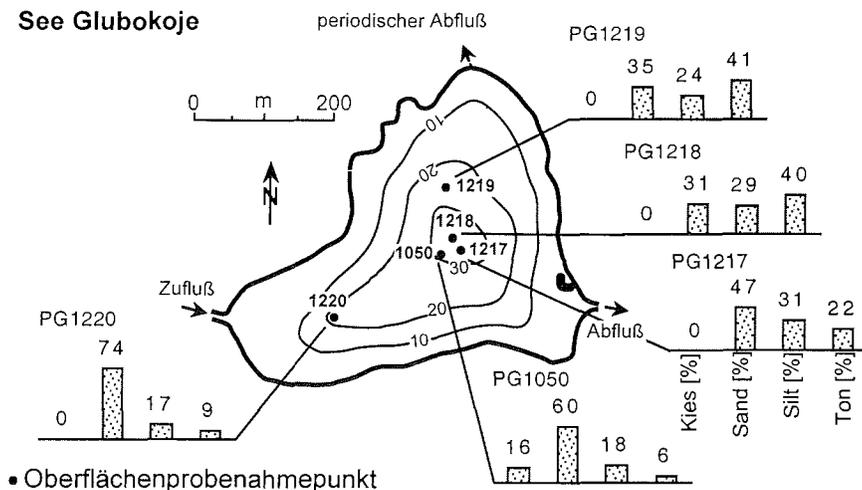


Abb. 45: Korngrößenverteilung der Oberflächenproben im See Glubokoje (Schirmacher Oase)

Wie in den Sedimenten des Untersees wird die **Tonmineralogische Zusammensetzung** im See Glubokoje durch Illit mit Gehalten von > 95% bestimmt (Abb. 46). Untergeordnet treten Kaolinit und Chlorit auf. Smektit ist nur akzessorisch vertreten.

Durch die Illit-Dominanz sind mittels der Fraktion < 2 µm nur begrenzt Aussagen zu Veränderungen der Sedimentationsbedingungen möglich. Die Verteilungen sind mit Ausnahme (?) der oberflächennahen Proben (geringer Kaolinit-Anstieg (< 1%) auf Kosten von Chlorit) über die gesamten Profile, einschließlich der Moränenfazies, als homogen zu betrachten. Als Ursache ist die Aufarbeitung und Ablagerung älterer Tone bzw. Tongesteine aus dem Bereich des Inlandeises in das Moränenmaterial und das lakustrine Sediment der Seen zu nennen. Übereinstimmende Zusammensetzungen sind aus dem marinen Schelfbereich nördlich der Schirmacher Oase bekannt (Gingele et al. 1997, Kuhn et al. 1993). Tertiäre Sedimente im marinen Bereich der Lazarev See zeigen Kaolinit- und Smektitgehalte in der Größenordnung von ± 20% (Ehrmann et al. 1992, Robert & Maillot 1990).

5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

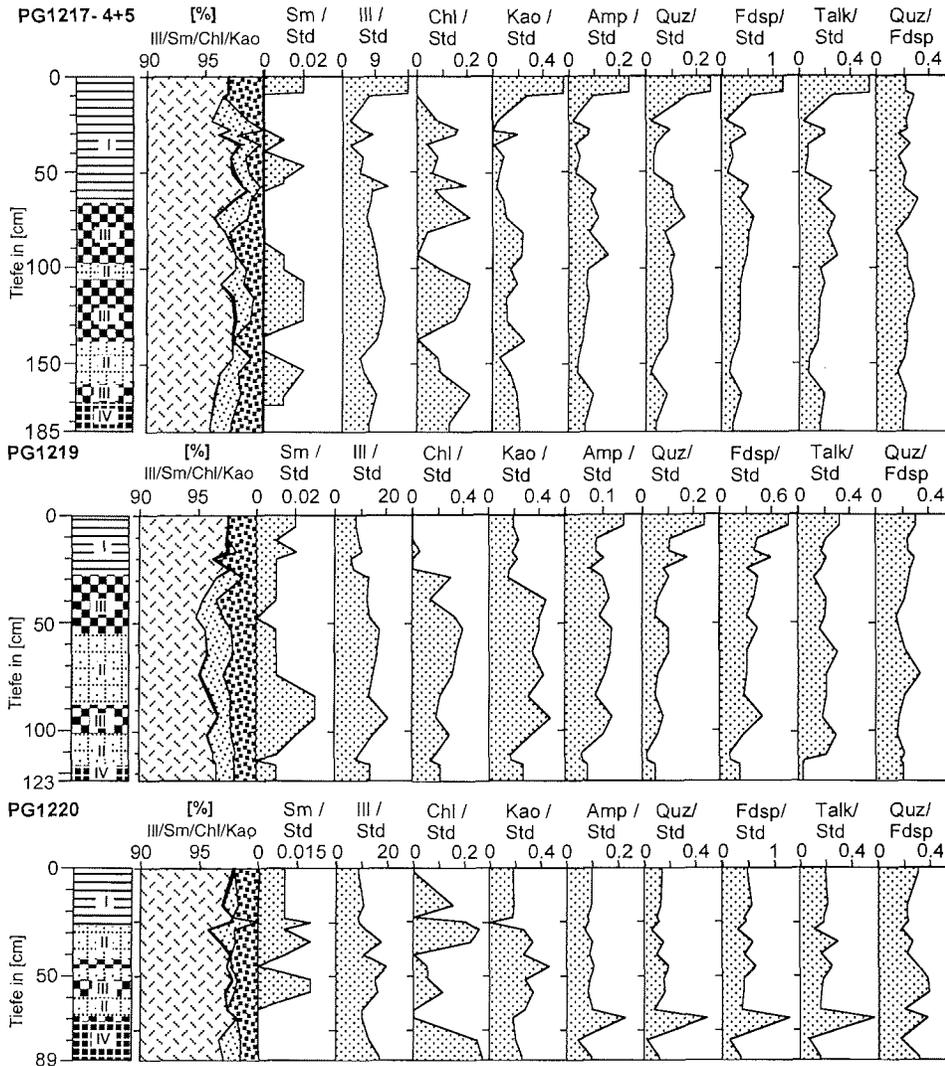


Abb. 46: Semiquantitative Zusammensetzung der Fraktion  $< 2\mu\text{m}$  in PG1217-4+5, PG1219 und PG1220 (See Glubokoje / Schirmacher Oase)

Die Verhältnisse von Talk, Quarz, Amphibol und Feldspat zum  $\text{MoS}_2$ -Standard in der Tonfraktion der Kerne PG1217-1+6, PG1219, PG1220 geben an der Basis der biogen dominierten Sedimente der Moos- und Algenfazies einen geringen Anstieg auf Kosten der Tonminerale an. In PG1217-4+5 erfolgt dieser Anstieg erst 30 cm oberhalb des Einsetzens der biogen Fazies. Dieser Unterschied ist im lokalen Eintrag von stärker terrigenem Material zu sehen (siehe oben).

Die organischen Bestandteile in der Algen- und Moosfazies und der fossilen organischen Reste in der terrigenen Fazies werden durch die  $\text{C}_{\text{org}}$ -, **N-** und **S-Gehalte** in

den Sedimentkernen des Sees Glubokoje beschrieben (Abb. 40-a bis 41-b). Im oberen Teil der Kerne wird die biogene Fazies durch die höchsten für den See Glubokoje festgestellten Biomasseproduktionsproxis gekennzeichnet (max. Gehalte in [%]: S=1,03 ; N=0,96; C<sub>org</sub>=11,71). Diese Maxima sind an reine Algenlaminae gebunden. Das in den Wassermooslagen enthaltene gröbere terrigene Material verursacht in der Moosfazies geringere Gehalte. In der terrigenen Fazies werden die dort im Vergleich zur o.g. Fazies geringeren Gehalte (max. in [%]: S=0,59 ; N=0,48; C<sub>org</sub>=4,00) vorwiegend durch das Auftreten des allochthonen, fossilen organischen Materials bestimmt. In der Moränenfazies sind die geringsten C<sub>org</sub>-, N- und S-Gehalte feststellbar, lediglich im Falle von fossilem Materialeintrag sind Peaks zu verzeichnen. Die gemessenen Schwefel- und Stickstoffgehalte korrelieren sehr gut positiv mit dem organischen Kohlenstoff in den gesamten Kernen (Bsp.: Kern PG1217-4+5: N vs. C<sub>org</sub> R=0,996; S vs. C<sub>org</sub> R=0,84). Beide Größen sind im wesentlichen an die organische Substanz gebunden. Die berechneten C/N-Verhältnisse liegen im für antarktische Algen typischen Spektrum von 4-16 (Weykam 1996). Erwartungsgemäß überdeckt die limnische Flora eventuelle Einflüsse terrestrischer Flora (Landmoose und Flechten). Trotz der quantitativ und qualitativ nicht kalkulierbaren Anteile allochthonen Materials ist die Aussage möglich, daß der Wechsel von terrigener zu biogener Fazies mit einem Anstieg des C/N-Verhältnisses verbunden ist.

Die Verteilung der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeichnet in der terrigenen Fazies des gesamten See Glubokoje die Verteilung der allochthonen organischen Substanz nach, so daß diese Daten in Bezug auf Biomasseproduktivitätsschwankungen und damit einhergehende Umweltveränderungen keine Informationen liefern. Eine Überlagerung der autochthonen Signale, wie sie z.B. für Seesedimente in der Bunger Oase zur Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte anwendbar sind (Kulbe 1997), muß angenommen werden (Deuser et al. 1968, McKenzie 1985, Stuiver 1975).

Generell kann dennoch festgestellt werden, daß im terrigenen Sediment drei Bereiche mit typischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten unterscheidbar sind. Zu den für PG1217-4+5 oben beschriebenen und lithologisch bestimmten Sedimentationsszenario verlaufen diese Bereiche teilweise synchron.

- ◆  $\delta^{13}\text{C}$ -Einheit A: Kernbasis bis 139 cm ( $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert  $\approx$  -22,3‰ V-PDB; min. -25,6‰ / max. -10,8‰; n=13)  
entspricht Rhythmen A1 bis A3
- ◆  $\delta^{13}\text{C}$ -Einheit B: 139 bis 100 cm ( $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert  $\approx$  -11,7‰ V-PDB; min. -18,0‰ / max. -9,7‰; n=11)  
entspricht Rhythmus B1
- ◆  $\delta^{13}\text{C}$ -Einheit C: 100 bis 66 cm ( $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert  $\approx$  -19,3‰ V-PDB; min. -20,9‰ / max. -17,8‰; n=6)  
entspricht Rhythmen B2, C1 und C2

In der Algen- und Moosfazies ( $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert  $\approx$  -24,7‰ V-PDB; min. -29,13‰ / max. -17,9‰; n=11) können keine den Fazies zugehörige mittlere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte festgestellt werden. Der Mittelwert entspricht bei der für den gesamten See Glubokoje typischen Schwankungsbreite dem an Wassermoosproben gemessenen Isotopenverhältnis ( $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von Wassermoos *Plagiothecium simonovii* = -23,7‰ V-PDB). An in der Algen- und Moosfazies vorkommenden terrigenen Lagen gemessene  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (disperser C<sub>org</sub>) spiegeln in ihren unterschiedlichen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten die lokalen Ablagerungs-Diversitäten wider. Eine Rekonstruktion der Bildungs- und Umweltbedingungen der Moos- und Algenfazies ist für den See Glubokoje dadurch mittels  $\delta^{13}\text{C}$  nicht möglich.

5.2.2.2. Der Kern PG1221 (See Sub)

Der aus dem zentralen See Sub in 5 m Wassertiefe genommene Kern **PG1221** hat eine Seesedimentmächtigkeit von 231 cm. Das lakustrine Sediment wird hier von 10 cm erbohrter, gesteinsbruchstückreicher Moränenfazies unterlagert. Auf Grundlage der detaillierten **Kernbeschreibung** (Kap. 10) und der **Korngrößenbestimmungen** (Abb. 48-a) erfolgt die Untergliederung in fünf Sedimentationseinheiten (Abb. 47). In der folgenden Beschreibung werden die Ergebnisse der Korngrößenbestimmung mitdiskutiert (Abb. 48-a, 48-b). Die vier hier anzutreffenden Faziestypen scheinen sich wie die Sedimente des Untersees als *fining upward sequence* aus zwei klimagesteuerten Teilfolgen (Sequenzen) aufzubauen (Abb. 47).

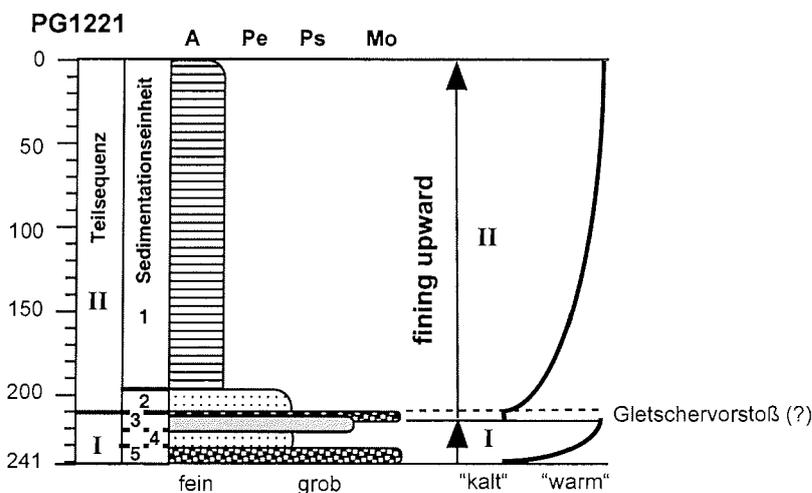


Abb. 47: Profil des als *fining-upward*-Typ abgelagerten Sedimentes in Kern PG1221

**Teilsequenz I**

Die Moränenfazies (Sedimentationseinheit 5) wird von der als Pelittfazies beschriebenen Sedimentationseinheit 4 (231-222 cm) überlagert. Dieser tonig, siltige Feinsand ist als abgelagerte Gletschertrübe zu interpretieren. Nach und während des Gletscherrückzuges kommt es zur Ablagerung der im Schmelzwasser enthaltenen terrigenen Feinkornfraktion (Friedman et al. 1992, Füchtbauer et al. 1988).

Durch eine zunehmende klimatische Erwärmung kann es zu einem weiteren Inlandeistrückzug und zur Ausbildung größerer Schmelzwassermengen kommen. Dadurch besteht die Möglichkeit zur Sedimentation toniger Fein- bis Grobsande, wie in Sedimentationseinheit 3 (222-217 cm) (Psammitfazies) beschrieben (s. Kap 10). Innerhalb dieser Sedimentationseinheit 3 (222-217 cm) geht das Sediment in einen siltigen, sandigen Ton mit eingelagerten "Dropstones" (Ø 2 bis 4 cm) über. Diese Sedimentationseinheit nach oben schließt eine Lage (217-213 cm) ab, die durch einen Anstieg des Grobkornanteils auf 87% (Kies 31%, Sand 56%) gekennzeichnet ist. Aufgrund fehlender Schichtung und der in die unsortierte kiesige bis sandige Matrix eingelagerten Gesteinsbruchstücke wird diese kompaktierte Lage unter Beachtung der anderen untersuchten Parameter (s.u.) als in das lakustrine Sediment eingeschaltete Moräne interpretiert (Tucker 1985). Als Ursache wird die erneute Überfahung des bereits existierenden Sees durch das heute ca. 500 m weiter

südlich liegende Inlandeis gesehen. An der Oberfläche ist diese Lage schwach gradiert, was als erste Ablagerung nach dem erneuten Eisrückzug zu betrachten wäre. Die Differenz der  $^{14}\text{C}$ -Alter aus 220-221 cm (18100 BP) und 196-197 cm (4010 BP) (Abb. 48-b und Kap. 5.1.1.) läßt die Vermutung eines Hiatus unterhalb dieser moränenartigen Lage infolge der Ausräumung von lakustrinem Sediment durch diesen Gletschervorstoß zu.

### **Teilsequenz II**

Zwischen 213 und 211 cm erfolgt ein allmählicher Übergang in die *Sedimentationseinheit 2 (Pelitfazies)*, welche unter o.g. Voraussetzungen als prograde (Anschüttung) Sedimentation von Gletschertrübe und terrigenem Schmelzwassermaterial zu betrachten ist (Friedman et al. 1992, Galloway & Hobday 1983). Diese geringmächtige, (Tiefenbereich 213-198 cm) schwach gradierte Lage ist durch eine zum Hangenden zunehmende Laminierung gekennzeichnet. Sie leitet allmählich in die *Sedimentationseinheit 1 (Algenfazies)* über.

*Sedimentationseinheit 1 (Algenfazies)* (198 cm bis Oberfläche) ist eine homogen aufgebaute Abfolge von Algenlaminae im 1/10-mm bis 1-Millimeterbereich. Rein biogene Algenmatten in dieser Mächtigkeit wurden bisher in keinem anderen See Antarktikas festgestellt. Auch in den anderen Seen der Schirmacher Oase liegt die max. Mächtigkeit der Algenfazies im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich (*pers. Mitteil. U. Wand*). Bei 183 cm sind eine kleinere Fein- bis Mittelsandlinse und bei 134 cm ein "Dropstone" ( $\varnothing$  4 cm) als einziges auffälliges terrigenes Inventar festzustellen. Die stark wasserhaltigen (80 bis 97% Wassergehalt) organischen Algenlaminae (bis 21%  $\text{C}_{\text{org}}$ ) sind im Mittel zu gleichen Teilen mit tonigen und siltigen Komponenten angereichert. Im Gegensatz zum See Glubokoje treten im See Sub keine Wassermoose auf. Auf eine jahreszeitliche Schichtung (Warven) weisen weder farbliche Unterschiede der Laminae noch terrigener Eintrag, welcher an Frühjahrsschmelzwasserereignisse gebunden sein müßte (Tucker 1985). Da Phytobenthos photosynthetisch aktiv ist und im wesentlichen durch den Wechsel von Polartag und Polarnacht im Wachstum bestimmt wird, besteht die Möglichkeit, daß es sich um Jahreslagen handelt. Auch während relativ kalter Südsommer, in denen der See eisbedeckt bleibt, können die im wesentlichen vom Lichtangebot abhängigen mattenbildenden Blau- und Grünalgen ein Wachstum zeigen (Pankow & Haendel 1995). Rechnerisch besteht die Möglichkeit der Bildung von ca. 2000 mm Algenfazies in ca. 4000 Jahren bei einem angenommenen jährlichen Laminaewachstum von ca. 0,5 mm. Dies entspricht der Beobachtung, daß die Laminae im allgemeinen zwischen 0,1 und 1 mm dick sind. Exemplarisch angefertigte Dünnschliffpräparate aus diesen Algenlaminae sind aufgrund des hohen Wasser- und  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehaltes (s.u.) und damit bei der Präparation entstehenden sekundären blasigen Strukturen analytisch nur schwer bzw. nicht auszuwerten. Soweit auswertbar, zeigen die Dünnschliffe keine mikroskopisch erkennbare gewarvte Sortierung terrigenen Materials.

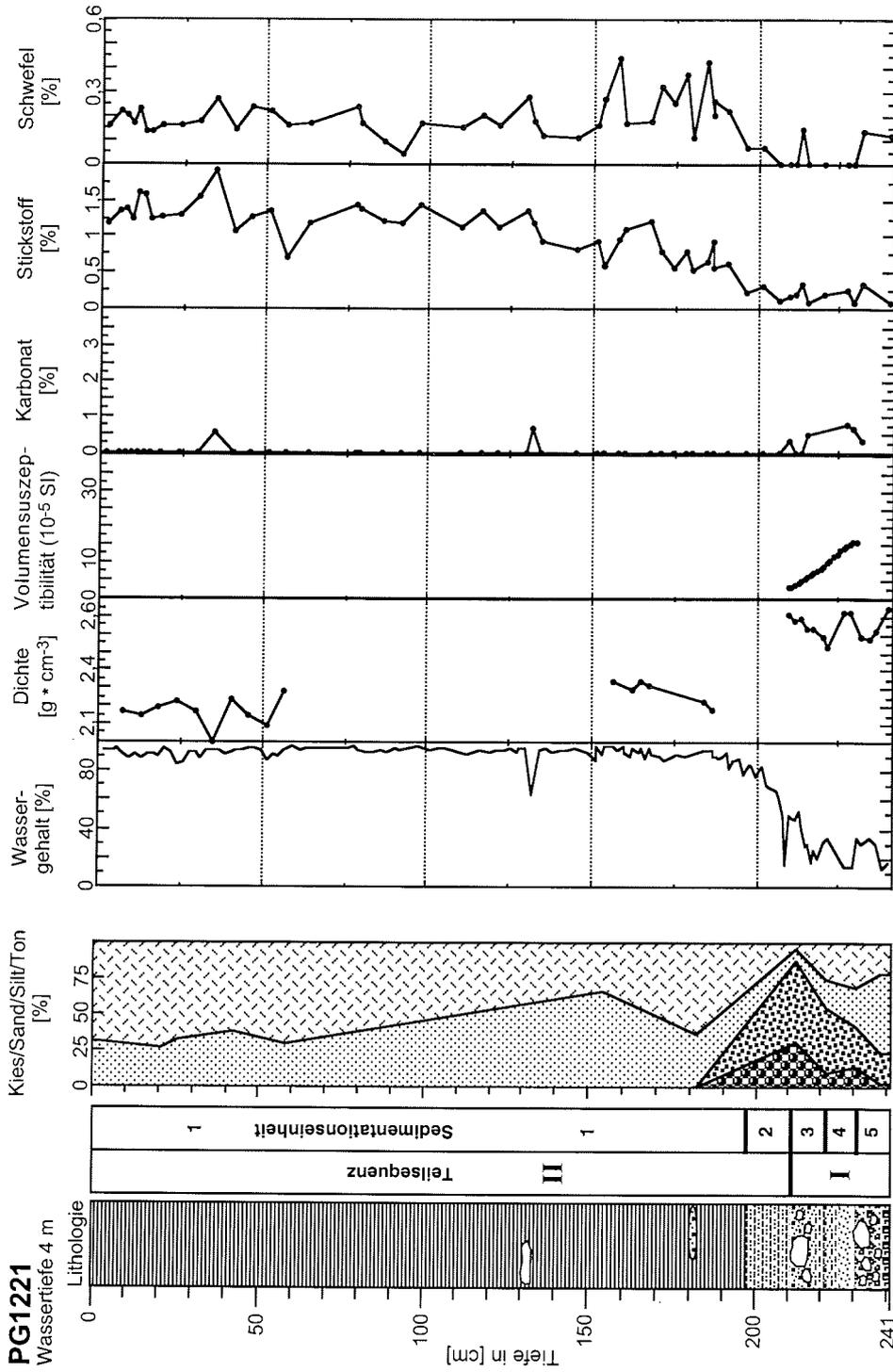


Abb. 48-a: Lithologische, sedimentphysikalische und geochemische Parameter Kern PG1221 (Legende s. Abb. 35-b)

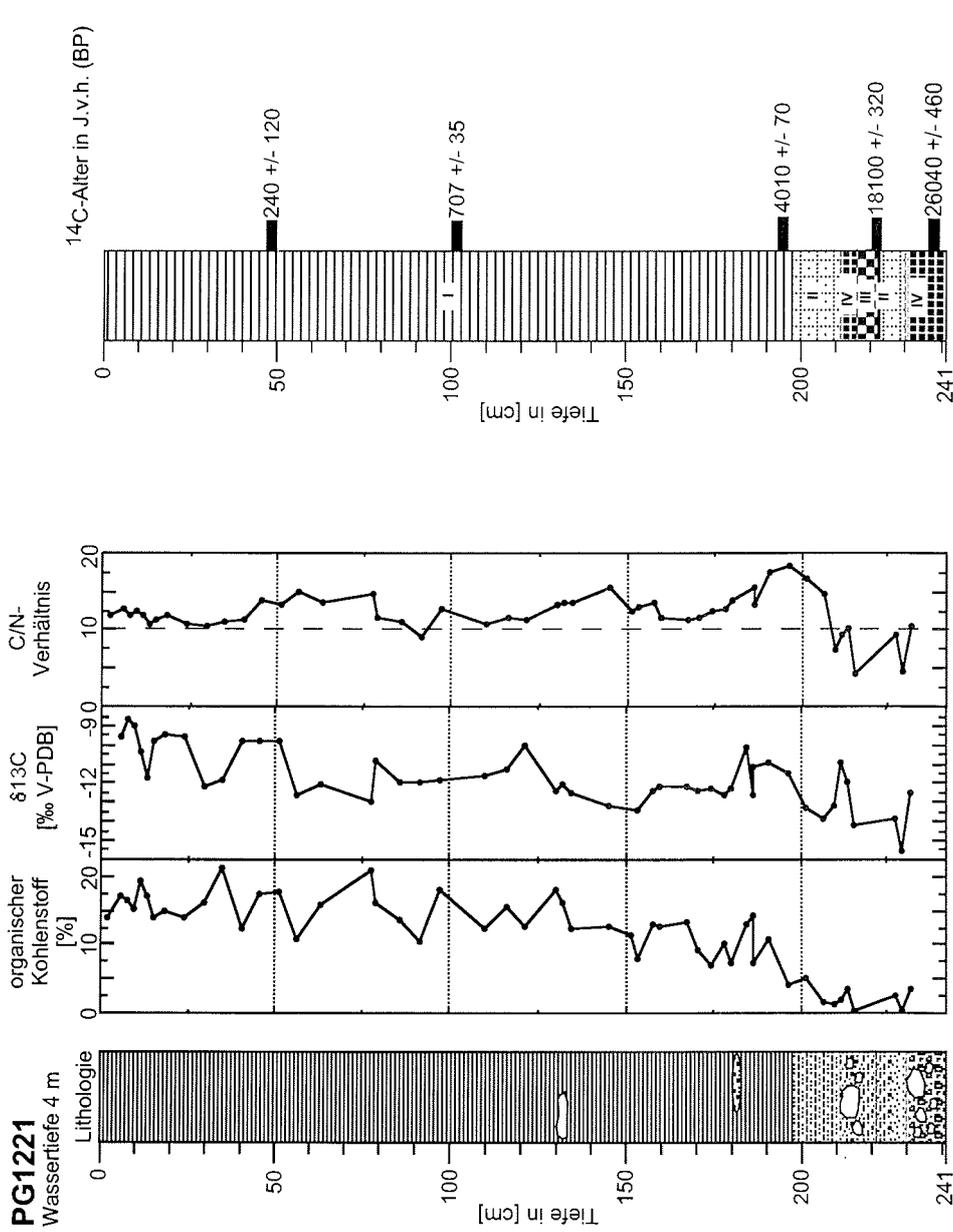


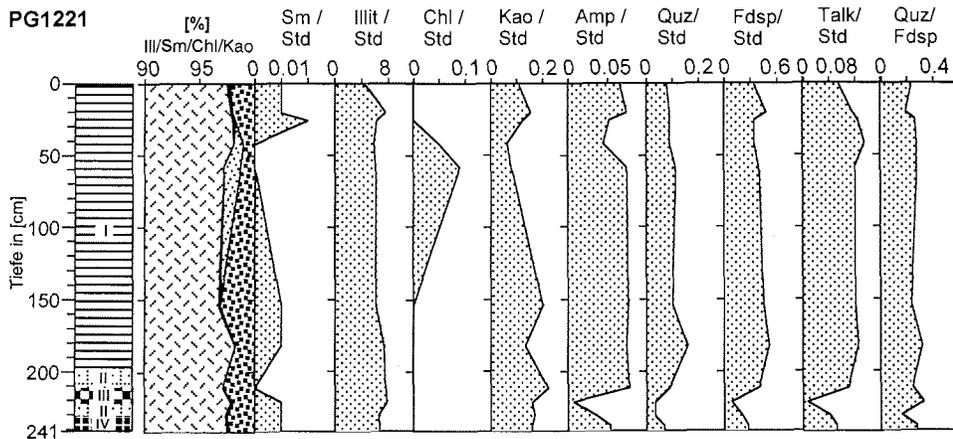
Abb. 48-b: Lithologische, sedimentphysikalische, geochemische Parameter und <sup>14</sup>C-Alter Kern PG1221 (Legende s. Abb. 35-b)

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

Die sedimentphysikalischen Parameter **Wassergehalt und Trockendichte** sind wie in den oben beschriebenen Kernen miteinander negativ korreliert. Beide zeichnen deutlich den Wechsel zur Algenfazies und die Bereiche gröberer Kornspektrums nach. Der Wassergehalt wird im terrigenen Sediment durch eine positive Korrelation zum Tongehalt beschrieben. Im Bereich 220 bis 210 cm deutet die Abnahme des Wassergehaltes und Zunahme der Trockendichte auf eine Kompaktion des hier teilweise (217-213 cm) an Gesteinsbruchstücken und Grobfraction angereicherten (s.o.) moränenartigen Sedimentes. Diese Kompaktion kann als Folge der Überführung des Sees durch den Inlandeisgletscher interpretiert werden. Das Sediment wäre somit als abgelagerter Grundschutt des Gletschers im Sinne einer Moräne zu betrachten. Jedoch ist in diesem Fall, wie das unterlagernde Sediment zeigt (s.o. und Abb. 48-a), nicht das gesamte lakustrine Sediment durch diesen Gletschervorstoß ausgeräumt worden.

Aufgrund des hohen Wassergehaltes konnten Messungen der **Volumenssuszeptibilität** nur im terrigenen Basisbereich erfolgen. Es ist ein Anstieg zur Moränenfazies festzustellen. Die Korngrößenveränderungen innerhalb der lakustrinen Sedimente werden jedoch nicht angezeigt, wofür wahrscheinlich meßtechnische Probleme im Übergangsbereich zur stark wasserhaltigen Algenfazies verantwortlich sind (*pers. Mitteil. F. Niessen*).

Die Zusammensetzung der **Tonfraktion** (Abb. 49) ist wie im See Glubokoje (Kap. 5.2.2.1.) homogen. Haupttonmineral ist Illit mit Gehalten von > 96%. Untergeordnet treten Chlorit und Kaolinit auf. Smektit ist akzessorisch. Die homogene Zusammensetzung über alle Fazies zeigt den allochthonen Ursprung der Tonminerale. Tonmineralneubildungen oder Veränderungen der Zusammensetzung, welche Paläoklimainformationen zur Seegeschichte beinhalten würden (*Tucker 1985*), sind nicht erkennbar.



**Abb. 49:** Semiquantitative Zusammensetzung der Fraktion < 2µm in PG1221 (See Sub / Schirmacher Oase)

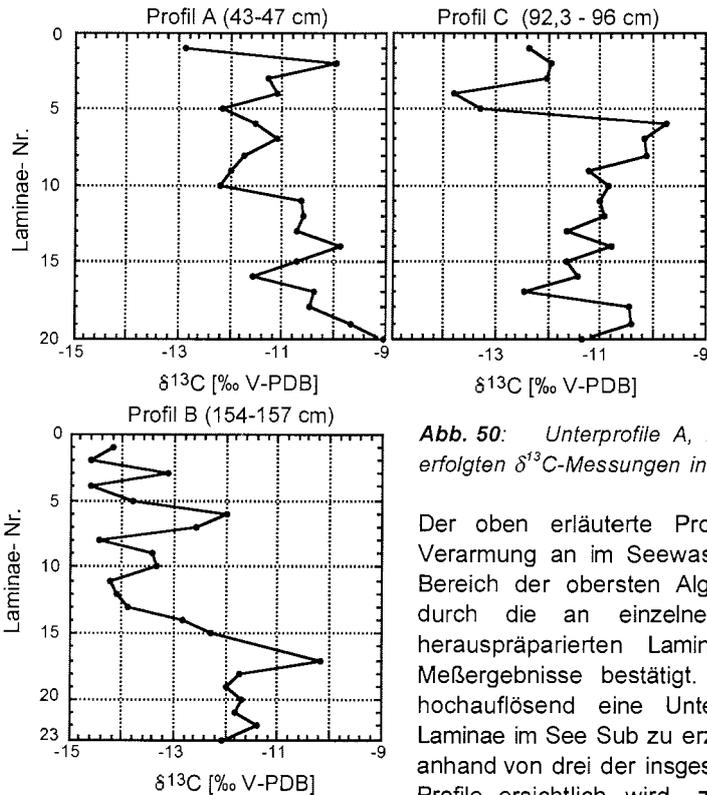
Wie im See Glubokoje (Kap. 5.2.2.1.) ist im Profil PG1221 des See Sub mittels der  $C_{org}$ -, **N- und S-Gehalte** eine Unterscheidung der terrigenen von der biogenen Fazies möglich.

In der terrigenen Fazies werden die dort im Vergleich zur Algenfazies (s.u.) geringeren Gehalte (max. Gehalte in [%]: S=0,14 ; N=0,34;  $C_{org}$ =3,48) (Abb. 48-a, 48-b) vorwiegend durch das Auftreten allochthonen fossilen Materials bestimmt. Schwefel ist an das als Moräne interpretierte Sediment (s.o.) detritisch gebunden. Ansonsten sind in der Moränenfazies erwartungsgemäß (*Friedman et al. 1992*) die geringsten  $C_{org}$ - und N-Gehalte feststellbar, welche jedoch den Eintrag dispersen, fossilen, organischen Materials aufzeigen. In den terrigenen lakustrinen Sedimenten sind ebenfalls nur geringe  $C_{org}$ - und N-Gehalte feststellbar, der Anteil allochthonen organischen Materials kann auch anhand der  $^{14}C$ -Alter (Abb. 48-b und Kap. 5.1.1.) nicht abgeschätzt werden. Mit dem Übergang zur Algenfazies (213-198 cm, s.o.) sind ansteigende  $C_{org}$ -, N- und S-Gehalte verbunden, die auf eine erhöhte Biomasseakkumulation und damit auf eine Klimaverbesserung (Erwärmung) weisen.

Die biogene Algenfazies (198 cm bis Sedimentoberfläche) des Kernes wird durch hohe Gehalte an  $C_{org}$  und N gekennzeichnet (max. Gehalte in [%]: S=0,58 ; N=1,92;  $C_{org}$ =21,19). Diese Maxima sind an reine Algenlaminae gebunden. Anhand der  $C_{org}$ -Gehalte lassen sich zwei Bereiche unterscheiden. Zwischen 198 und 140 cm weisen geringere  $C_{org}$ -Gehalte (Mittelwert 10,3%, Min. 4,1%, Max. 14,4%, n=15) im Vergleich zum Bereich 140 cm bis Sedimentoberfläche (Mittelwert 15,5%, Min. 10,6%, Max. 21,2%, n=27) (Abb. 48-b) auf weniger die Biomasseproduktivität begünstigende Umweltbedingungen hin. Dieser Trend wird von der S- und N-Kurve nachgezeichnet (Abb. 48-a).

Der Wechsel von terrigener zu biogener Fazies ist mit einem Anstieg des C/N-Verhältnisses verbunden.

Die  $\delta^{13}C$ -Werte des organischen Materials im See Sub zeigen für die untersuchten Seen vergleichsweise hohe Werte ( $\delta^{13}C$ -Mittelwert  $\approx -11,7\%$  V-PDB; min.  $-15,6$  / max.  $-8,7\%$  n=49) (Abb. 48-b). Ursache des Entstehens solch schwerer Werte in einem flachen See (Kap. 2.4.2.) wie dem See Sub ist nicht das Anwachsen eines gelösten  $CO_2$ -Defizites durch eine permanente Eisbedeckung, da diese Seen im allgemeinen während der strahlungsintensiven Südsommer teilweise oder, wie der See Sub, vollkommen eisfrei sind. Im See Sub verursachen die die Laminae bildenden benthischen Blau- und Grünalgen (*Pankow & Haendel 1995*) ein lokales Defizit an gelöstem  $CO_2$  in der jeweiligen Oberflächenlaminae. Diese Mikrostratifizierung in antarktischen Wasserkörpern mit vorwiegend benthischer Flora besteht solange, bis durch kräftige, nicht jährlich stattfindende vertikale Umwälzprozesse in der Wassersäule erneut an gelöstem  $CO_2$  reiches Oberflächenwasser in die bodennahen Wasserschichten gelangt (*pers. Mitteil. U. Wand*).



**Abb. 50:** Unterprofile A, B, C der laminaeweise erfolgten  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen in PG1221

Der oben erläuterte Prozeß der temporären Verarmung an im Seewasser gelöstem  $\text{CO}_2$  im Bereich der obersten Algenlaminae wird auch durch die an einzelnen aus der Fazies herauspräparierten Laminae erhaltenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Meßergebnisse bestätigt. Es wurde versucht, hochauflösend eine Unterscheidung einzelner Laminae im See Sub zu erzielen. Wie in Abb. 50 anhand von drei der insgesamt fünf gemessenen Profile ersichtlich wird, zeigen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte

keine jahresbedingte Zyklizität. An Profil B wird deutlich erkennbar, daß Laminae mit relativ schweren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Laminae-Nr. 23-17) z.B. von Laminae mit zunehmend leichteren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Laminae-Nr. 16 bis 11) überlagert werden.

Durch die schon zwischen einzelnen Laminae großen Schwankungsbreiten der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (bis  $> 3\text{‰}$ ) sind die an Laminaepaketen ermittelten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Gesamtkernes nicht interpretierbar.

### 5.3. Erste Erkenntnisse zum hydrologischen Aufbau und sedimentären Schwefelkreislauf im anoxischen Teilbecken des Untersees

Alle hydrologischen Parameter (T, pH, Eh,  $\text{O}_2$ , Leitfähigkeit) zeigen eine deutliche **Stratifizierung des Wasserkörpers** (Abb. 51). Mit zunehmender Tiefe folgt einer Thermokline (zwischen 40 und 50 m), eine Oxykline zwischen 70 und 80 Metern und eine Chemokline von 80 m bis zur Sedimentoberfläche. Unterhalb 80 m ist die Wassersäule anoxisch, der pH-Wert sinkt von 10.4 auf 6.1 nahe der Sedimentoberfläche (Wand *et al.* 1997, Wand *et al.* in Vorbereitung). Unterhalb 80 m Wassersäule genommene Wasserproben riechen stark nach  $\text{H}_2\text{S}$ , der Sulfatgehalt im Wasser nimmt drastisch ab (Abb. 52).

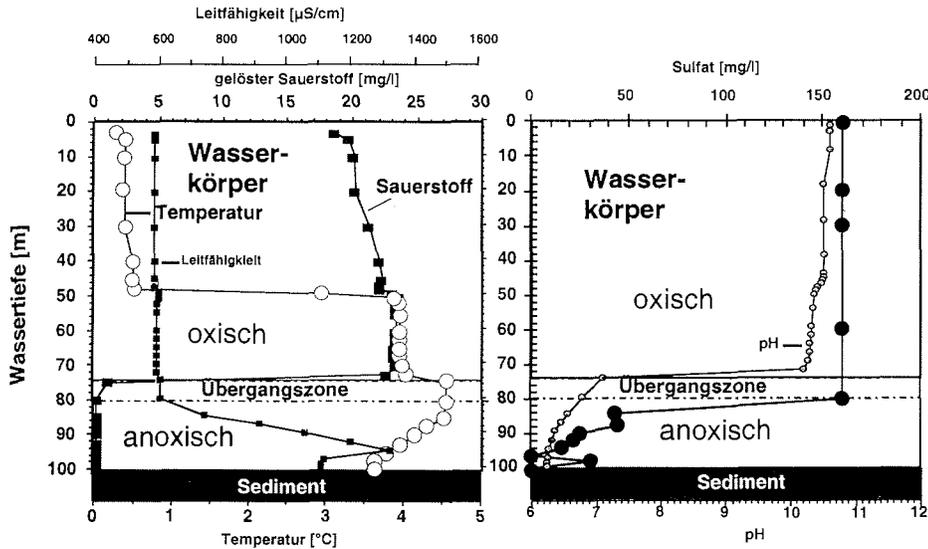


Abb. 51: Tiefenprofil Temperatur, elektrische Leitfähigkeit, gelöster Sauerstoff im Untersee (27.02.1995; anoxisches Teilbecken)

Abb. 52: Tiefenprofil gelöstes Sulfat und pH-Wert, Untersee (27.02.1995; anoxisches Teilbecken)

Im anoxischen Teilbecken des Untersees wurden im Kern PG1215 maximale Gesamt-Schwefelkonzentrationen von bis zu 5,04%  $S_{ges.}$  (30,5 bis 34 cm) festgestellt. Hauptschwefelträger ist stabiles Disulfid  $FeS_2$  (max. 4,82% in 32.25 cm). Instabiler, als  $FeS$  gebundener Schwefel tritt in seiner größten Konzentration oberflächennah (max. 0,42% des Gesamtsedimentes in 12 bis 14 cm Tiefe) auf. In 42,75 cm (41 bis 44,5 cm) liegt das Maximum der Konzentration von elementar gebundenem Schwefel ( $S^0$  0,92%). Organischer Schwefel tritt nur untergeordnet auf ( $< 5\%$  des Gesamtschwefelgehaltes, pers. Mitteil. W.A. Samarkin). In Abbildung 54 werden die in der Sedimentsäule analysierten Schwefelbindungsformen als Profile gegen die Tiefe dargestellt. Die obersten 50 cm werden in Abb. 53 vergrößert dargestellt. Aufgrund der in der Wassersäule festgestellten Konzentrationsabnahme des gelösten Sulfats gegen Null (s. oben, Abb. 52) können Diffusionsprozesse von gelöstem Sulfat als Schwefelquelle zumindest für das derzeit herrschende Sedimentationsmilieu ausgeschlossen werden (Hartmann & Nielsen 1969). Zwischen 17 und 23 cm erfolgt ein rapider Wechsel von instabilem  $FeS$  zu stabilem  $FeS_2$ , welcher als fröhdiaenetisch verursacht zu betrachten ist, da in aquatischen Sedimentationsräumen mit Biomasseproduktion der Abbau der organischen Substanz (hier durch die bakterielle Sulfatreduktion) einer der wesentlichen Prozesse für den Verlauf der Fröhdiaenese (Abb. 55) ist (Berner 1980, Ehrlich 1981). Die Konzentration von  $FeS$  nimmt bis 45 cm gegen Null Prozent ab. Parallel zu dieser Grenze läuft eine Zunahme des Siltgehaltes im Sapropel (44 - 65 cm), welcher möglicherweise auf eine Änderung des Sedimentationsmilieus in diesem Tiefenintervall weist (s. Kap. 5.2.1.1.).

5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

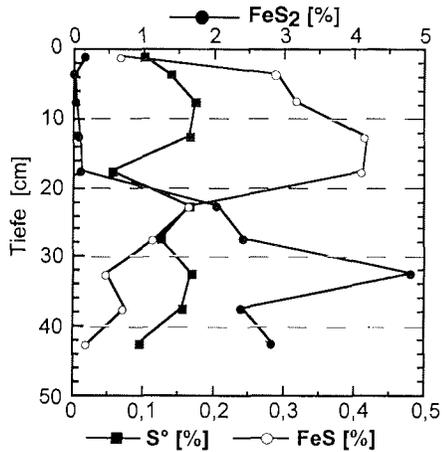


Abb. 53: Ausschnitt Tiefenintervall 0 bis 50 cm der vertikalen Verteilung der Schwefelbindungsformen in PG1215 (Beachte: S° und FeS 10-fach überhöht)

An der Oberkante dieses terrigen beeinflussten Bereiches kommt es zu einem sprunghaften Anstieg des S°-Gehaltes um das Zehnfache, von 0,09 auf 0,92%. Eine der möglichen Ursachen für die Anreicherung von elementarem Schwefel kann die chemische Oxydation von gelösten Sulfiden durch Mn<sup>IV</sup>- und Fe<sup>III</sup>-Oxyhydraten zu elementarem Schwefel- bzw. Mono- und Polysulfiden sein, da diese nicht nur beim mikrobiellen Abbau organischer Substanz, sondern auch bei der Reaktion mit Sulfiden abiotisch reduziert werden können (Buridge & Nealson 1986, Damm 1992). Andererseits existieren keine Daten über die chemische Zusammensetzung des Porenwassers, so daß keine Aussagen zu Diffusionsprozessen über das Porenwasser (Berner 1981, Damm 1992, Lyons 1997, Volkov 1984) gemacht werden können.

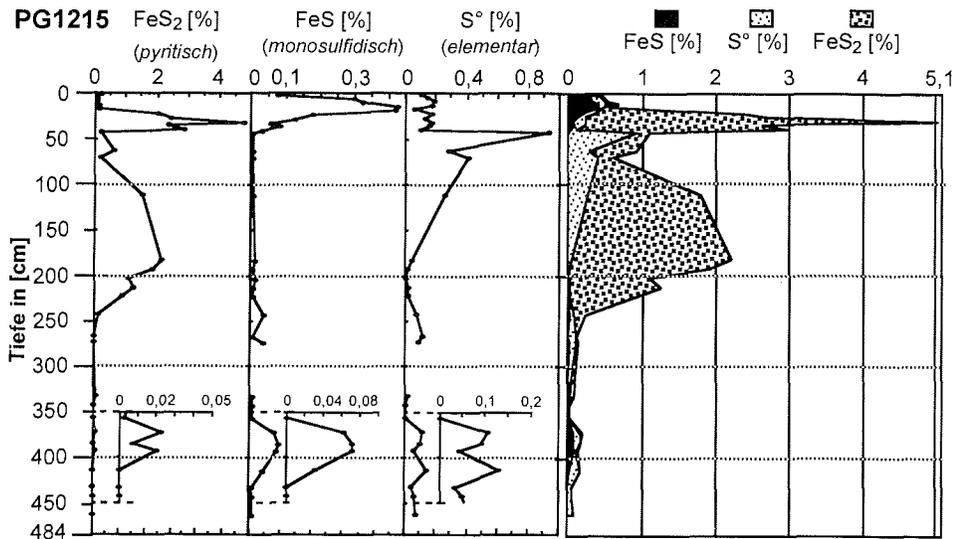
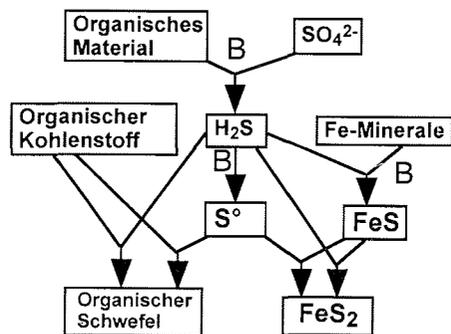


Abb. 54: Vertikale Verteilung der Schwefelbindungsformen in Kern PG1215 (Untersee) (Beachte: linke Diagramme mit unterschiedlichen Skalierungen)

Die Kenntnis dieser Prozesse ist ebenfalls unerlässlich für eine Interpretation der in Abb. 54 dargestellten erneuten Anstiege des pyritischen Schwefels ( $\text{FeS}_2$ ) auf Werte von bis zu 2,17% (182-184 cm) und der im Bereich 400 cm anhand der Schwefelphasen nachgewiesenen bakteriellen Aktivität (Giblin et al. 1992).



B = bakterielle Tätigkeit

Abb. 55: Schwefel-Diagenese-Modell für anoxische Sedimentationsräume (nach Henneke et al. (1997))

Von großer Bedeutung für diagenetische Prozesse sowie den bakteriellen Stoffwechsel können auch die Wechselbeziehungen zwischen bakteriellen Sulfat reduzierenden Prozessen und Methanogenese sein (Bernier 1980, Lovley & Klug 1986). Für das anoxische Teilbecken des Untersees werden durch (Wand et al. in Vorbereitung) biogene Methangehalte in der anoxischen Wassersäule und im Sediment festgestellt. Die maximale  $\text{CH}_4$ -Konzentration von 21,8 mmol/l stellt den höchsten jemals in einem natürlichen aquatischen Ökosystem festgestellten Wert dar. Diese von (Wand et al. in Vorbereitung) gezeigten ersten

Kenntnisse über diese Methananomalie belegen die Unikalität der biogeochemischen Prozesse im Untersee, welche auch von Bedeutung für den Schwefelkreislauf sind. Die hier ermittelten und aufgeführten Ergebnisse sind als Baustein zum Erlangen eines Bildes über den Schwefelkreislauf im Untersee gegenüber anderen antarktischen Seen (Arrigo et al. 1995, Gal'chenko 1994, Harris & Tibbles 1997) zu verstehen und zeigen den bestehenden Forschungsbedarf auf.

Auf der Basis der vorliegenden Datensätze müssen folgende Prozesse als mögliche Ursache der oberflächennahen Schwefelbindungsänderungen genannt werden (Bernier & Westrich 1985, Giblin et al. 1992, Hartmann & Nielsen 1969, Howes 1990, Kaplan et al. 1963, Wand et al. in Vorbereitung):

- Einflüsse durch Diffusionsprozesse von gelöstem Sulfid (Sulfid wird im Unterseewasser durch  $\text{SO}_4$ -Reduktion gebildet),
- die Abnahme des Sulfatgehaltes im Sediment und in der darüber liegenden Wassersäule infolge bakterieller Aktivität (siehe oben),
- Folge von klimatischen Änderungen und damit verbundenen Änderungen der Wassersäulenstratifizierung und der Zufuhr von reduzierbarem Schwefel.

Durch die Aktivität sulfatreduzierender Bakterien (Gattungen *Desulfovibrio*, *Desulfatamaculum*) kommt es zur Bildung isotopisch leichter Sulfide und schwerer Restsulfate (Hoefs 1987). Wesentlich für die Bildung der natürlich vorkommenden Schwefel-Isotopenvariationen sind kinetische Effekte während der bakteriellen Reduktion von Schwefel zu "leichtem"  $\text{H}_2\text{S}$ . Von vergleichsweise untergeordneter Bedeutung sind chemische Austauschreaktionen (z.B. zwischen Sulfat und Sulfid). Für die natürliche Reduktion von Sulfat zu Sulfid sind zwei Modelle repräsentativ (Hoefs 1987):

■ zum einen kommt es in stagnierenden anoxischen Wasserkörpern offener Systeme (z.B. Schwarzes Meer) zum schnellen Wachstum sulfatreduzierender Bakterien, und der

## 5. Sedimentationsgeschichte der Seen, Ergebnisse und Diskussion

Wasserkörper wird durch  $H_2S$ -Bildung vergiftet. In diesen Fällen sind nur unwesentliche Änderungen des  $\delta^{34}S$ -Wertes zu beobachten,

■ zum anderen kommt es in Systemen mit kontinuierlichem  $H_2S$ -Entzug (z.B. durch Ablagerung von Sulfiden) zu einer bakteriellen Sulfat-Reduzierung, bis kein Sulfat mehr verfügbar ist. Durch die Extraktion leichter S-Isotope verändern sich die beobachteten  $\delta$ -Muster drastisch, die  $\delta^{34}S$ -Werte von Restsulfat und  $H_2S$  werden im Verlauf des Reduktionsprozesses schwerer.

Das in Abb. 52 gezeigte Profil des gelösten Sulfats in der Wassersäule des anoxischen Teilbeckens weist mit der Abnahme der Gehalte gegen Null auf sulfatreduzierende Prozesse im Sediment und der Wassersäule. Gleiche Prozesse werden in der Antarktis z.B. im *Lake Fryxell* (Trockentäler) beobachtet (Howes 1990).

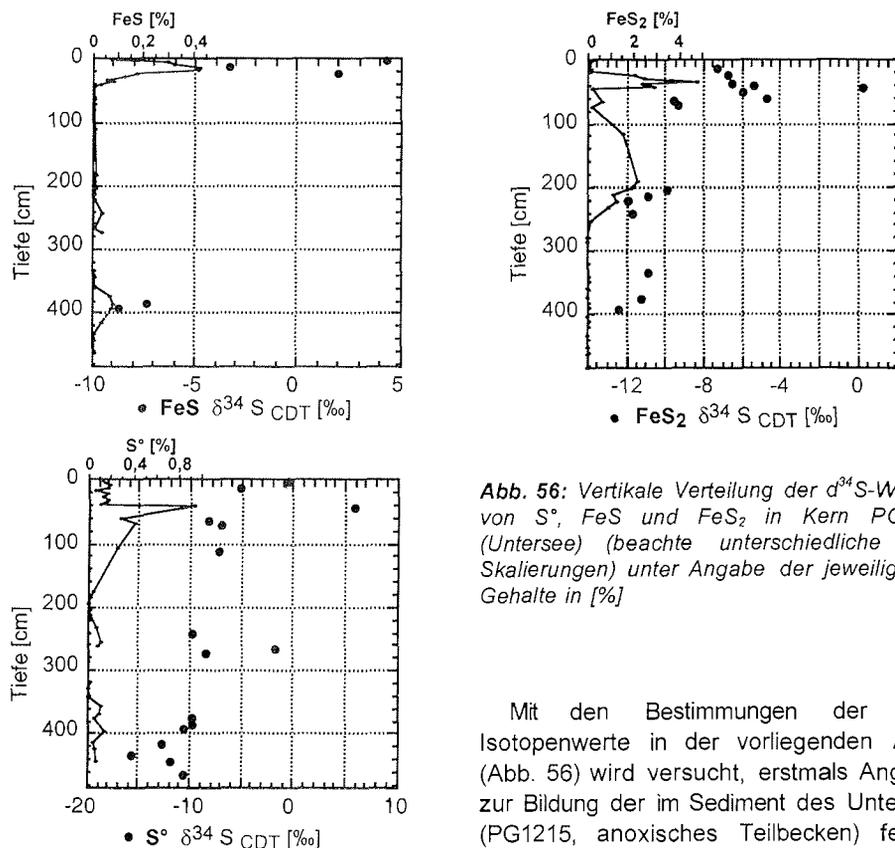


Abb. 56: Vertikale Verteilung der  $\delta^{34}S$ -Werte • von S<sup>0</sup>, FeS und FeS<sub>2</sub> in Kern PG1215 (Untersee) (beachte unterschiedliche  $\delta^{34}S$ -Skalierungen) unter Angabe der jeweiligen S-Gehalte in [%]

Mit den Bestimmungen der  $\delta^{34}S$ -Isotopenwerte in der vorliegenden Arbeit (Abb. 56) wird versucht, erstmals Angaben zur Bildung der im Sediment des Untersees (PG1215, anoxisches Teilbecken) festgestellten Schwefelverbindungen zu machen.

Erste Untersuchungen zur Schwefelherkunft im Gebiet des Untersees und im Untersee mittels  $^{34}S$ -Messungen geben auf die Herkunft des gelösten Sulfats im oxischen Bereich des Untersees ( $\delta^{34}S \approx +5,7\text{‰}$ ) Hinweise (Wand *et al.* 1991). Im Untersee ist der Einfluß von Meerwasseraerosolen im Vergleich zum im Gebiet der Trockentäler (Südvictoria-Land) festgestellten Einfluß auf das im Seewasser gelöste Sulfat wesentlich geringer. Als Herkunftsquelle sekundärer Sulfate (Gipskrusten) geben Wand *et al.* (1991) atmosphärisches Sulfat der Niederschläge und Sulfat an, das durch chemische

Verwitterung primärer Sulfide aus den anstehenden Metamorphiten gebildet wird. Zum relativen Anteil beider Quellen können keine Angaben gemacht werden. Zum Zeitpunkt dieser Untersuchungen war die Existenz des anoxischen Teilbeckens noch unbekannt. Aufgrund der nun festgestellten hohen Gehalte sedimentären Schwefels (bis >5%) muß der Anteil verwitterter primärer Sulfide gegenüber atmosphärischem Sulfat im abgeschlossenen System hoch sein. Untersuchungen über im Wasser des Untersees gelöstes Sulfid existieren leider nicht.

Gegenüber dem im Untersee-Wasser gelösten Sulfat ( $\delta^{34}\text{S} \approx +5,7\text{‰}$  CDT; *Wand et al. (1991)*) zeigen die sedimentären Schwefelverbindungen eine Verarmung an  $^{34}\text{S}$ . Die niedrigen (leichten)  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (min.  $-15,7\text{‰}$  CDT; max.  $+5,7\text{‰}$  CDT) sind als Indiz bakterieller Sulfatreduzierung interpretierbar (*Chambers & Trudinger 1979, Strauss 1997*). Mit zunehmenden Schwefelgehalten ab ca. 200 cm in Richtung Sedimentoberfläche verschiebt sich der  $\delta^{34}\text{S}$ -Mittelwert zu schweren Werten. Das charakteristische Merkmal der Schwefel-Isotopenverteilung im Sediment des Untersees ist das relativ kontinuierliche Ansteigen der  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (Abb. 56). Die Bindung relativ schwerer Werte an Bereiche mit relativ hohen Anteilen terrigenen Materials in der Sapropelfazies (44-65 cm) deuten auf die Abhängigkeit der Sulfatreduzierung von der Sedimentakkumulation. Möglicherweise wird durch die für diesen Bereich vermuteten veränderten Sedimentationsbedingungen, infolge von Änderungen des zumindest lokalen Klimas (Kap. 5.1. und 5.2.1.1.), die Verfügbarkeit isotopisch leichten Sulfates behindert. Der in dieser Tiefe an elementar gebundenem Schwefel ( $\text{S}^0$ ) bestimmte  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert ( $+5,7\text{‰}$  CDT) entspricht dem von *Wand et al. (1991)* an gelöstem Sulfat ermittelten  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von  $\approx +5,7\text{‰}$  CDT. Generell ist unterhalb von 62 cm anhand der leichteren  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in  $\text{FeS}_2$ ,  $\text{FeS}$  und  $\text{S}^0$  eine größere Verfügbarkeit isotopisch leichter, reduzierbarer Schwefelverbindungen zu vermuten (*Bates et al. 1995*). Eine mögliche Ursache kann auch die anhand des geringen Gesamtschwefelgehaltes angedeutete geringe bakterielle Tätigkeit sein. Dadurch würde ebenfalls eine ausreichende Verfügbarkeit isotopisch leichter Schwefelquellen (Sulfat, Sulfid,  $\text{H}_2\text{S}$ ) erklärt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: Die Ergebnisse der  $^{34}\text{S}$ -Isotopenmessungen der einzelnen Schwefelbindungsformen  $\text{FeS}_2$ ,  $\text{FeS}$  und  $\text{S}^0$  im Sediment des Untersees zeigen, daß die lithologische Veränderung zur Sapropelfazies und innerhalb der Sapropelfazies durch Änderungen der  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte widerspiegelt werden. Teilweise sind schwerer werdende  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte mit dem Anstieg des Schwefelgehaltes korrelierend, was auf höhere bakterielle Reduktionsraten im abgeschlossenen System weist. Leider liegen keine experimentellen Daten zur Sulfatreduktion in der Sedimentsäule vor. Der oberflächennahe geringe Schwefelgehalt aller S-Bindungsformen ist unter Beachtung des in der Wassersäule stratifizierten Sulfatgehaltes auf eine Verarmung an verfügbarem reduzierbarem Schwefel zurückzuführen. Darauf weist auch der bakterielle Einbau von isotopisch zunehmend schwerem Schwefel. Um zu eindeutigen Interpretationen zu kommen, sind weitere spezielle Untersuchungen des Schwefelkreislaufes notwendig. Dies sollten unter anderem sein:

- Qualitative, quantitative und Isotopenmessungen von gelöstem Sulfid, gelöstem  $\text{H}_2\text{S}$  sowie Sulfat, um die Herkunft des reduzierten Schwefels einengen zu können.
- Untersuchungen des Porenwasserkreislaufes, um Diffusionsprozesse quantifizieren zu können (*Hartmann & Nielsen 1969*).
- Entnahme von Proben unter Ausschluß von Luftsauerstoff, um Oxidationen authigener Eisensulfidminerale zu verhindern und Aussagen über frühdiagenetische Prozesse und zum Fe-S-Kreislauf (*Berner 1970, Rickard 1969*) machen zu können.

## 6. Klimamodell für das Spätquartär basierend auf Seesedimentuntersuchungen

Wie in Kapitel 1 ausgeführt, soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit versucht werden, offene Fragen zu folgenden Themenbereichen zu beantworten:

- Wie verlief zeitlich und räumlich die Sedimentakkumulationsgeschichte in ausgewählten Seen des Wohlthat Massivs und der Schirmacher Oase?
- Können Schichtlücken in den Seesedimenten in ihrer zeitlichen und räumlichen Verbreitung sowie ihrer Entstehung in Bezug zur Klimageschichte gefaßt werden?
- Besteht die Möglichkeit, mit der Interpretation sedimentologischer, geochemischer und isotopengeochemischer Parameter die spätquartäre Umweltgeschichte der untersuchten Oasen zu rekonstruieren?
- Wie verlief die regionale Klimageschichte anhand der Seesedimente und besteht die Möglichkeit, die Ergebnisse in Bezug zu regionalen und überregionalen Klimaschwankungen zu stellen?

### 6.1. Untersee - Wohlthat Massiv

Aus der Diskussion der Ergebnisse der Seesedimentuntersuchungen ergibt sich für den Untersee ein Entstehungsalter im Zeitraum von ca. 12000 bis 10000 Jahren vor heute. Dies steht in Übereinstimmung mit dem anhand von geomorphologischen Beobachtungen erstellten und im Kap. 3.2. (Abb. 16-1; 16-2, Seite 19f.) dargestellten Modell der spätquartären Glazialbedingungen im Gebiet des Untersees (Simonov et al. 1985, Stackebrandt 1995). Während das Untersee-Kar in der Zeit ca. >13000 BP noch vollständig durch den Anutschin Gletscher ausgefüllt war (Abb. 57b) (entspricht dem Spätweichsel), zeigt die Ausbildung von lakustrinen Sedimenten eine Veränderung des Klimas zu relativ "wärmeren" Bedingungen. Der See entstand zuerst im Süden des Untersee-Kars im Bereich der Station PG1215. Dies wird durch die  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen am  $\text{C}_{\text{org}}$  der ersten nachweisbaren Biomasseproduktion belegt. Die in Bezug zum sich nach Norden zurückziehenden Anutschin Gletscher distal gelegenen glazial-fluviatilen Sedimente in PG1215 zeigen ein  $^{14}\text{C}$ -Maximalalter von ca. 9800 BP. Dagegen weist die in der nördlich, zum Anutschin Gletscher proximal gelegenen Station PG1216 erste nachgewiesene akkumulierte Biomasseproduktion ein im Vergleich jüngeres  $^{14}\text{C}$ -Alter von ca. 9400 BP auf. Da die Biomasseproduktion infolge der Eintrübung der Wassersäule durch die Feinfraktionen der "Gletschertrübe" zeitlich versetzt zur Klimaänderung und damit verbundenen Änderung der Sedimentationsprozesse einsetzt (Kap. 5.2.1.1., S.36f.), ist die Ausbildung des Untersees im Zeitraum 12000 bis 10000 BP zu vermuten (Abb. 57c).

Der Sedimentaufbau zeigt eine typische postglaziale Sedimentation in *fining upward sequences* (Kap. 5.2.1.). Über dem infolge des Gletscherrückzuges abgelagerten Moränenmaterial folgt als Beleg von Gletscherabschmelzprozessen die feinkörnige "Gletschertrübe". Sie ist als deutliches Zeichen für vergleichsweise "warme" Klimabedingungen mit zumindest zeitweise positiven Temperaturen interpretierbar. Der Übergang in zunehmend gröbere Sedimente ("Schmelzwassersande") ist als Zeichen zunehmend glazial-fluviatiler Sedimentationsprozesse deutbar, welche als Folge verstärkter Niederschläge und Schmelzwasserbildung im Zusammenhang mit der relativen "Erwärmung" zu sehen sind. Ehemalige Uferlinien bis 60 m oberhalb der heutigen Uferlinie belegen einen größeren Wasserkörper, welcher vermutlich in diese Zeit der stärksten

## 6. Klimamodell für das Spätquartär basierend auf Seesedimentuntersuchungen

glazial-fluviatilen Sedimentation zu stellen ist. Im Sediment eingelagerte "Dropstones" deuten auf Abschmelzprozesse aus auf dem See schwimmenden Eisschollen (Kap. 5.2.1.1.).

In der auf diese Phase folgenden Zeit kommt es zur Ablagerung zunehmend feiner werdender Sedimente. Dies ist zum einen als Folge einer zunehmenden Entfernung zum Anutschin Gletscher als Sedimentliefergebiet und zum anderen als Folge einer "Abkühlung" mit geringer werdenden Niederschlägen und entsprechend abnehmender glazial-fluviatiler Sedimentationstätigkeit zu sehen. Auf eine Veränderung der Klimabedingungen und die Ausbildung einer zumindest zeitweise permanenten Eisbedeckung deuten gleichfalls die an  $C_{org}$  bestimmten  $^{14}C$ -Alter mit wechselnden Reservoireffekten (Kap. 5.1.1.) und die Änderungen der  $\delta^{13}C$ -Werte (Kap. 5.2.1.). Unter der Voraussetzung, daß der in dieser Zeit ausgebildete  $^{14}C$ -Reservoireffekt etwa dem heutigen entspricht (Kap.5.1.1.), ist diese Phase einer klimatisch bedingten Abnahme der Transportenergie in die Zeit < 7000 BP zu stellen (Abb. 57d).

Im Zeitraum zwischen 7000 BP und der klimatisch bedingten gegenwärtigen Sedimentationssituation des Untersees (Abb. 75a) deuten sich verschiedene kleinere klimatische Änderungen im Gebiet der Untersee Oase an (Kap. 5.2.1.). Bedingt durch die Datierungsproblematik (Kap. 5.1.1.) sind diese stratigrafisch nicht faßbar, jedoch absolut anhand der anzunehmenden Änderungen der  $^{14}C$ -Reservoireffekte, der Änderungen der  $\delta^{13}C$ -Werte und der teilweise geringfügig erkennbaren Änderungen der sedimentologischen Zusammensetzung ableitbar. Da es zum Gebiet des Wohlthat Massivs keine vergleichbaren Paläoklimarekonstruktionen gibt, ist eine altersmäßige Einordnung der holozänen klimatischen Schwankungen nicht möglich.

### a) Untersee: heutige Situation; permanent eisbedeckt

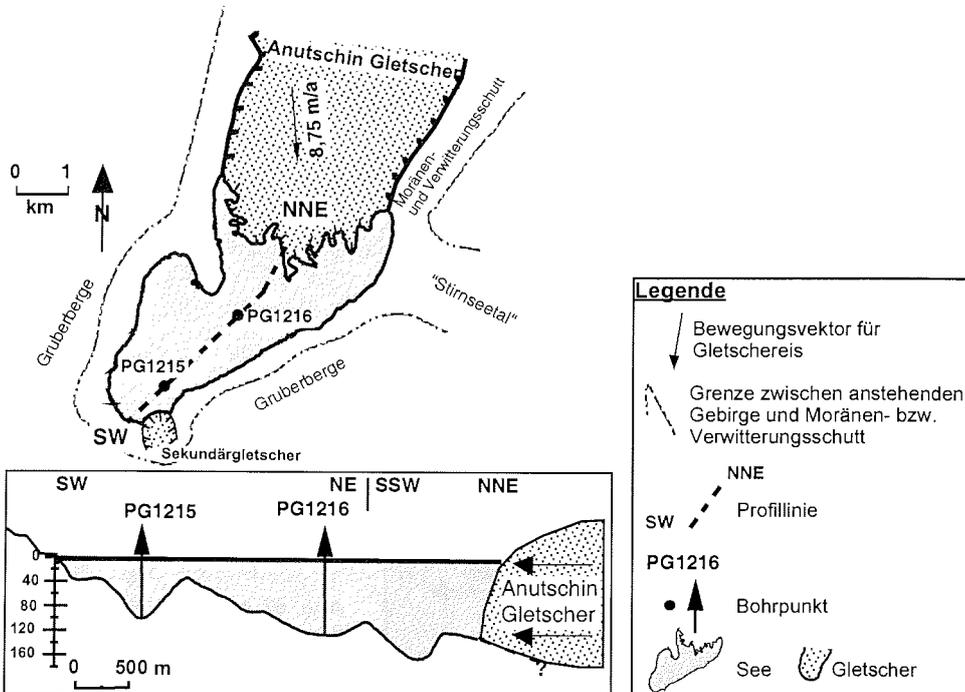
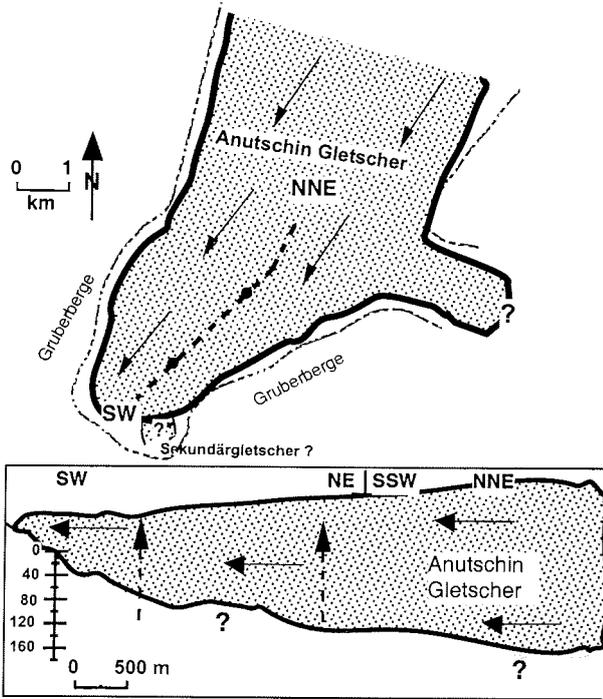
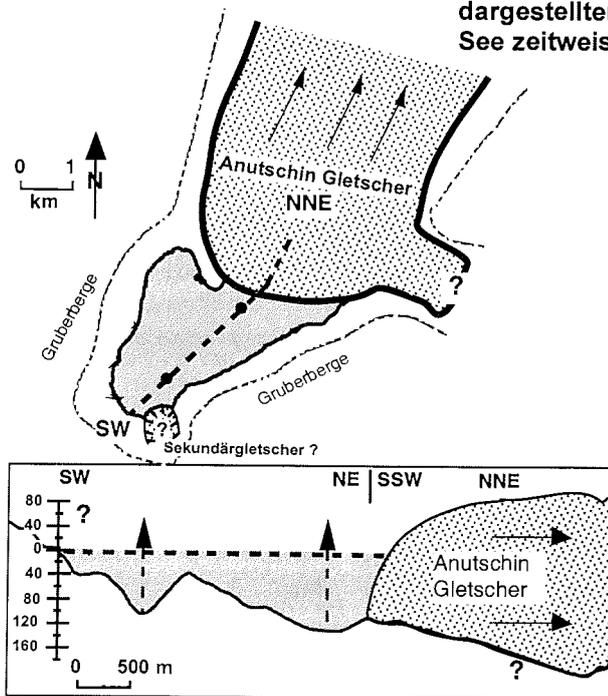


Abb. 57 a: Die verschiedenen Stadien der holozänen Entwicklung des Untersees im Wohlthat Massiv auf Basis der diskutierten Untersuchungsergebnisse (Stadium a)

**b) Untersee: ca. >13000 BP; Gletschervorstoß; Untersee-Kar vom Gletscher ausgefüllt**



**c) Untersee: ab ca. 10000-12000 BP; Gletscherrückzug, Erreichen der dargestellten Position ca. 9000 BP; See zeitweise eisfrei**



**Abb. 57 b und c:** Die verschiedenen Stadien der holozänen Entwicklung des Untersees im Wohlthat Massiv auf Basis der diskutierten Untersuchungsergebnisse (Stadium b und c)

d) Untersee: ca. <7000 BP-subrezent; weiterer Gletscherrückzug, zeitweise Gletscherstillstand und Gletschervorrücken; See mit "kurzen" Unterbrechungen permanent eisbedeckt

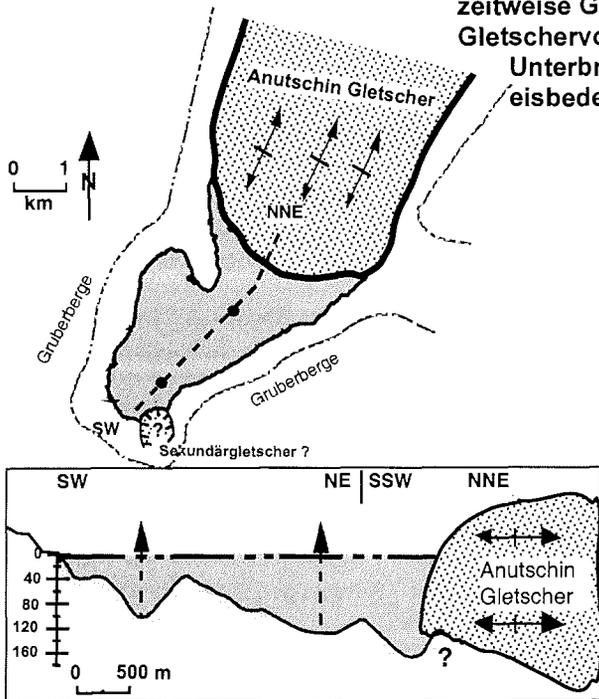


Abb. 57 d: Die verschiedenen Stadien der holozänen Entwicklung des Untersees im Wohlthat Massiv auf Basis der diskutierten Untersuchungsergebnisse (Stadium d)

## 6.2. See Glubokoje und See Sub - Schirmacher Oase

Anhand der in Kap. 5.2.2. diskutierten Ergebnisse ist für die Schirmacher Oase folgendes Szenario der spätquartären Klima- und Umweltentwicklung rekonstruierbar. Die glazialerosive Senken füllenden Seen Sub und Glubokoje wurden vermutlich schon im Pleistozän angelegt. Darauf deuten die  $^{14}\text{C}$ -Alter > 30000 BP im See Glubokoje und > 18000 BP im See Sub. Da die Alter der terrigenen lakustrinen Sedimente jedoch im wesentlichen durch autochthones, wahrscheinlich glazial-fluviatil umgelagertes, fossiles organisches Material geprägt werden (Kap. 5.1.1.), ist eine sichere stratigrafische Zuordnung der in Kap. 5.2.2. diskutierten Untersuchungsergebnisse für diese Fazies nicht möglich. Die Interpretation einer spätpleistozänen Seeentstehung wird jedoch durch die in den Kernen PG1217-4+5 und PG1217-1+6 übereinstimmenden  $^{14}\text{C}$ -Alter von ca. 14800 BP an der Oberfläche der terrigenen Sedimentabfolge im See Glubokoje bekräftigt. In beiden Seen sind zwischen terrigenen Sedimenten und darüber liegenden, überwiegend biogenen Sedimenten Hiaten als Folge von Eisvorstößen (Klimaveränderungen) zu vermuten.

Trotz der  $^{14}\text{C}$ -Datierungsproblematik durch allochthonen  $\text{C}_{\text{org}}$  (Kap. 5.1.1.) lässt sich in der Sedimentationsabfolge im **See Glubokoje** eine Rhythmik erkennen (Kap. 5.2.2.1.), die eine Klimafolge widerspiegelt. Unmöglich ist leider die Alterseinordnung dieser Rhythmen, jedoch kann ein generelles Modell der spätquartären Klima- und Umweltentwicklung abgeleitet werden.

## 6. Klimamodell für das Spätquartär basierend auf Seesedimentuntersuchungen

---

Die in das Spätpleistozän zu stellenden lakustrinen Sedimente zeigen eine Untergliederung in drei Rhythmen (Kap. 5.2.2.1., Abb. 44, Seite 69f). So werden die größeren Basalglieder (A1, B1, C1) als Ausdruck einer "Erwärmung" mit Zunahme der Schmelzwässer / Niederschläge und der Transportenergie betrachtet. Die feinkörnigen Endglieder der Rhythmen (A3, B2) spiegeln ein Abklingen der "wärmeren" Perioden dar. Für den Zeitraum zwischen ca. 14800 BP und 7000 BP ist ein Hiatus abzuleiten (Kap. 5.1.1., Kap. 5.2.2.1.), welcher möglicherweise durch die "Überfahung" der Schirmacher Oase durch das Inlandeis bedingt ist. Ein Hinweis auf eine solche Überfahung sind die größeren lakustrinen Sedimente unterhalb dieses Hiatus. Das Fehlen von typischem Moränenmaterial kann mit dem geringen terrigenen Inventar des "kalten" antarktischen Inlandeises begründet werden. Eine spätpleistozäne "Überfahung" der Schirmacher Oase wird von *Hermichen* (1995) bei einer 50 bis 100 m dickeren Inlandeisdecke für wahrscheinlich gehalten (Kap. 3.1.).

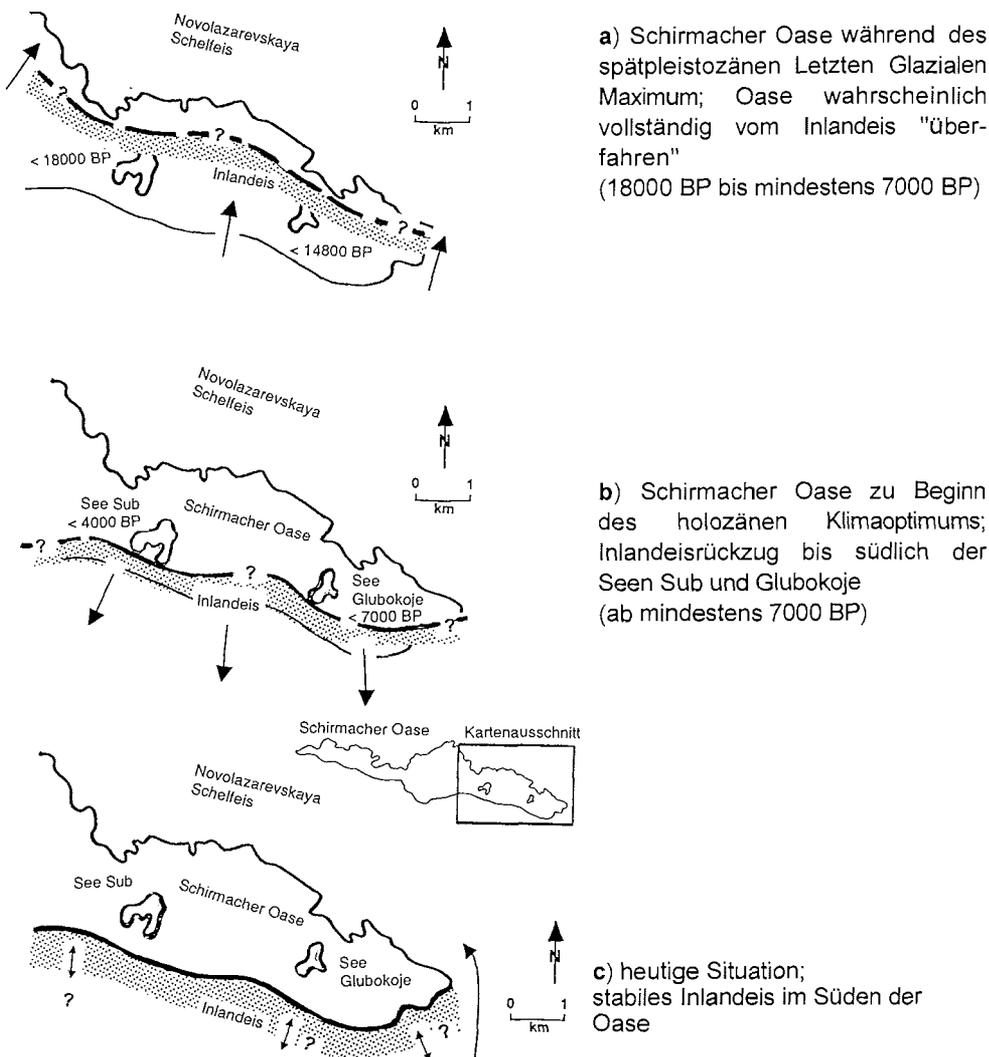
Der relativ scharfe Übergang zum holozänen Sediment des Rhythmus C2 (Kap. 5.2.2.1.) ist mit einem raschen Rückzug des Inlandeises erklärbar, wobei der Schmelzwasserzufluß nur von geringem Ausmaß zu sein scheint. Andererseits besteht die Möglichkeit, daß das Inlandeis durch die "Überfahung" der Schirmacher Oase das existierende Lockermaterial bis auf das anstehende Gestein ausgeräumt hat und die heute anzutreffende Lockergesteinsdecke im wesentlichen von holozänem Verwitterungsschutt gebildet wird. Der Rückzug des Inlandeises ist im Gebiet des See Glubokoje um ca. 7000 BP (korrigiert um den  $^{14}\text{C}$ -Reservoireffekt: ca. 6000 BP) abgeschlossen (Abb. 58). Innerhalb der holozänen Sedimente sind auflösende paläoklimarelevante Interpretationen weder mittels der sedimentologischen, geochemischen noch der Isotopengeochemischen Ergebnisse möglich.

Im **See Sub** sind ähnliche, von Klimaänderungen abhängige Sedimentationsprozesse zu beobachten. Jedoch sind hier die spätpleistozänen terrigenen Sedimente in einer *fining upward sequences* ausgebildet. Die im See Glubokoje festgestellte Ausbildung von drei pleistozänen Rhythmen fand möglicherweise im See Sub nicht statt, da der See Sub in näherer Position zum Inlandeis liegt, und die im Vergleich zum See Glubokoje geringmächtige pleistozäne Sedimentmächtigkeit auch die Folge von fehlenden Sedimentliefergebieten sein könnte. Eine andere Möglichkeit zur Erklärung der fehlenden spätpleistozänen Sedimentrhythmen ist in der flacheren Seebodenmorphologie gegeben, wodurch möglicherweise mächtigere Sedimenteinheiten durch die "Gletscherüberfahung" während des Letzten Glazialen Maximums erodiert werden konnten. Zum See Glubokoje vergleichsweise deutlich ist im See Sub die an der Basis der holozänen Sedimente ausgebildete Grobsedimentlage als Moräne abzuleiten (Kap. 5.2.2.2.). Die Basis dieser Sedimente zeigt ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von ca. 18000 BP, so daß unter der Voraussetzung, nicht durch fossilen  $\text{C}_{\text{org}}$  verfälschte Alter zu haben (Kap. 5.1.1.), von einer Überfahung durch das Inlandeis im Zeitraum < 18000 BP ausgegangen werden kann. Die holozäne Sedimentation setzt mit Gletschertrübe im Zeitraum > 4000 BP ein, eine allmähliche "Abkühlung" kann in dem Übergang von terrigenen Laminae zu reinen Algenmatten (ca. 4000 BP) ausgedrückt sein. In den bis zur Oberfläche abgelagerten Algenmatten sind keine Klimasignale erkennbar.

Insgesamt scheint das gesamte Holozän in der Schirmacher Oase durch relativ stabile klimatische Bedingungen gekennzeichnet zu sein. Als Ursache kann die von *Hermichen* (1995) angenommene Abhängigkeit der Stagnation des Inlandeises von einem größerem Reibungswiderstand zwischen Eisbasement und Untergrundrelief bei reduzierter Eismächtigkeit betrachtet werden (Kap. 3.1.). Die Untergrundmorphologie im Gebiet

## 6. Klimamodell für das Spätquartär basierend auf Seesedimentuntersuchungen

zwischen Wohlthat Massiv und Schirmacher Oase kann entsprechend einer Rinne betrachtet werden, deren tiefste Stelle heute ca. 700 m unter NN liegt. Die Rinne wird von dem bis zu 1700 m dicken Inlandeis gefüllt (Damm 1996, Fritzsche 1996, Hermichen 1995). Rezent umfließt das Inlandeis die als natürlichen Riegel wirkende Schirmacher Oase östlich. Die holozänen Eisdickenveränderungen des Inlandeises reichen nicht aus, um das auch heute bestehende Gleichgewicht zwischen Reibungswiderstand und Eisdruck zu stören. Dadurch kommen die in anderen Archiven Antarktikas festgestellten (Kulbe 1997, Mäusbacher 1991, Quilty 1992, Zhang 1992), gegenüber dem Letzten Glazialen Maximum relativ schwächeren Klimaschwankungen des Holozäns in den Sedimenten der Schirmacher Oase nicht zum Ausdruck. Es bildet sich in der Schirmacher Oase wahrscheinlich ein lokales, relativ stabiles Klima aus.



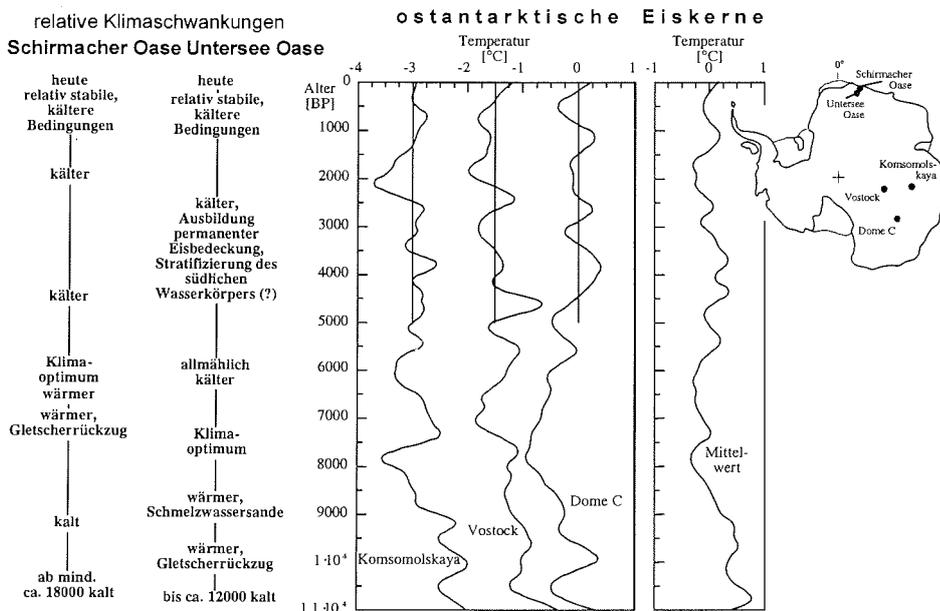
**Abb. 58:** Die verschiedenen Stadien der spätquartären Entwicklung der Schirmacher Oase auf Basis der für die Seen Sub und See Glubokoje diskutierten Untersuchungsergebnisse

## 7. Klimaentwicklung der Antarktis im Spätquartär

Der antarktische Eisschild mit einem Volumen von 25 bis 30 Millionen km<sup>3</sup> (Drewry *et al.* 1982) gilt als das stabilste Gletschersystem der Erde. Die Entstehung wird für das mittlere Tertiär vor 30 bis 40 Millionen Jahren angenommen (Hambrey *et al.* 1989). Für die letzten 14 Millionen Jahren gilt der antarktische Eisschild als in seiner Größe stabil (Sugden *et al.* 1993), jedoch belegen Untersuchungen zunehmend für Teile des Eisschildes Veränderungen während des Quartärs.

### 7.1. Rekonstruktionen an Eiskernen Ostantarktikas

Die in den Eiskernen der Nord- und Südhemisphäre gespeicherten Klimainformationen sind im wesentlichen durch globale Ereignisse geprägt (Mayewski *et al.* 1996). Lorius *et al.* (1979; 1985) interpretieren aus den Isotopenkurven der Eiskerne "Dome C" und Vostock ein relativ "warmes" Klima für die Zeit > 30000 BP, was in Übereinstimmung mit den eigenen Untersuchungen steht. Im Vergleich der ostantarktischen Eiskerne "Dome C", Vostock und Komsomolskaya durch Ciais *et al.* (1992) in Bezug auf ihre holozäne Klimarelevanz wird gezeigt, daß die aus den Eiskernen abgeleiteten Temperaturänderungen als Klimaschwankungen interpretierbar sind. Ciais *et al.* (1992) geben einen rapiden Temperaturanstieg von "kalten" zu "warmen" Bedingungen für die Zeit 12000 bis 11500 BP an. Die Fehlergrenze liegt bei max. 1000 Jahren.



**Abb. 59:** Relevante Klimaschwankungen der Schirmacher- und der Untersee Oase auf Basis der diskutierten Seesediment-Untersuchungsergebnisse im Vergleich zu Temperatur-Differenzkurven von Eiskerntemperatur gegen heutige Oberflächentemperatur unter Angabe des Mittelwertes für die letzten 5000 Jahre (Vostock um -1,5°C und Komsomolskaya um -3°C versetzt; verändert nach Ciais *et al.* (1992) und Kulbe (1997))

Diesem Übergang vom Pleistozän zum Holozän ist der Rückzug des Anutschin Gletschers in der Untersee Oase (12000-10000 BP) zuzuordnen. In der Schirmacher Oase erfolgt der Inlandeiserückzug zeitlich versetzt erst zwischen 7000 und 4000 BP (Abb. 58 und 60), was auf eine größere Stabilität des Inlandeises, möglicherweise infolge größerer Eismächtigkeiten weist.

Für den Zeitraum 9000 bis 11000 BP beschreiben *Ciais et al. (1995)* das holozäne Klimaoptimum mit Jahresmitteltemperaturen, welche durchschnittlich 1°C über den heutigen liegen (Abb. 59). Diesem Ereignis ist im Untersee die in den Sedimentkernen festgestellte glazifluviatile Sedimentation vor 9800 BP gleichzustellen. In der Schirmacher Oase ist ein solches Ereignis für die auf den Gletscherrückzug (7000 bis 4000 BP) folgende Zeit annehmbar, eventuell war die Oase während dieses holozänen Klimaoptimums noch durch den Inlandeiserückzug verdeckt. Die für die nachfolgende Zeit, anhand der Eiskerne interpretierten Klimaschwankungen sind in den holozänen Seesedimenten der Schirmacher Oase und der Untersee Oase nur kaum erkennbar. Jedoch ist der generelle Trend der Eiskerntemperaturkurven zu einem Klima mit relativ geringen Schwankungsamplituden in den untersuchten holozänen Sedimenten nachvollziehbar. Die Möglichkeit der Übereinstimmung mit lakustrinen Sedimenten beschreibt *Kulbe (1997)* für die Bungeer Oase.

### 7.2. Rekonstruktionen in ausgewählten eisfreien Gebieten Antarktiks

<sup>14</sup>C-Alter in der Größenordnung von 30000 bis 40000 BP, wie in der Schirmacher Oase gemessen, werden ebenfalls aus anderen Gebieten Antarktiks beschrieben. Anzeichen für wärmere Phasen im Mittelweichsel sehen *Yoshida (1983)* und *Maemoku et al. (1997)* in datierten marinen Fossilien aus Strandterrassen der Lützw-Holm Oase nahe der Syowa Station (40°E) sowie *Zhang et al. (1983)* aus Strandterrassen der Vestfold Oase (78°E). *Igarashi et al. (1995)* beschreiben für 33000 bis 42000 BP anhand von <sup>14</sup>C-Datierungen mariner Organismen aus Sedimenten der Lützw-Holm Bucht (Sōya Küste) ein Interstadial, welches dem letzten Weichsel-Interstadial der Nordhemisphäre gleichgesetzt wird. Sie interpretieren diese Alter mit einem mittelweichseleiszeitlichen Meeresspiegelanstieg, der einem Abschmelzen folgte. *Kulbe (1997)* leitet für das Gebiet der Bungeer Oase (ca. 101°E) anhand von <sup>14</sup>C-Altern (28000 bis 30000 BP), bestimmt an dispers verteiltem C<sub>org</sub> in basalem Moränenmaterial aus Seesedimentkernen, eisfreie Areale im Mittelweichsel her. Die Herkunft der organischen Substanz begründet er mit ihrer Inkorporation in das Moränensediment im Verlauf eines in diesem Gebiet Ostantarktiks während des letzten glazialen Maximums stattgefundenen Eisvorstoßes (ca. vor 18000 bis 20000 Jahren; *Colhoun & Adamson 1992*). Für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel existieren <sup>14</sup>C-Alter dieser Größenordnung von der James Ross Insel aus Tilliten und ehemaligen Strandsanden (*Ingólfsson et al. 1992*).

Der Übergang vom pleistozänen Letzten Glazialen Maximum zum Holozän setzt in den verschiedenen eisfreien Gebieten der Antarktis im allgemeinen zeitlich versetzt ein. So werden allein für das Gebiet der Antarktischen Halbinsel Deglaziations-Alter von 10000 bis 5000 BP angegeben. Die Ursache dieser zeitlichen Versätze liegt in den jeweiligen regionalen und lokalen Rahmenbedingungen (*Mäusbacher 1991, Mäusbacher et al. 1989, Ingólfsson et al. 1992, Birnie 1990, Hjort 1997*). In den räumlich am nächsten zum Untersuchungsgebiet liegenden eisfreien Gebieten Ostantarktiks sollten so am ehesten vergleichbare klimatische Bedingungen zu finden sein.

*Maemoku et al. (1997)* leiten aus <sup>14</sup>C-Datierungen am marinen Fossilinhalt ehemaliger Strandterrassen der Lützw-Holm Bucht eine marine Transgression um 5000 BP ab, die in

## 7. Klimaentwicklung der Antarktis im Spätquartär

---

Verbindung mit isostatischen Ausgleichbewegungen infolge reduzierter Eisauflast gesehen wird.

In der Vestfold Oase zeigen Seesedimente ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von ca. 8500 BP für den Beginn der Deglaziation (*Pickard 1984, Fitzsimons 1993*). Eine Enteisung der Vestfold Oase um 50% wird für 5000 BP angenommen (*Adamson & Pickard 1986*). Vergleichbare Zeiträume der Deglaziation deuten die holozänen  $^{14}\text{C}$ -Basialter der Seen Sub (> 4000 BP) und Glubokoje (> 7000 BP,  $^{14}\text{C}$ -Reservoir-Effekt korrigiert > 6000 BP) in der Schirmacher Oase an. Eine hochauflösende Rekonstruktion des holozänen Klimas für die Vestfold Oase existiert bisher nicht. Lediglich Trends der klimatischen Entwicklung werden von *Pickard et al. (1984; 1986)* angegeben, wobei von einem stabilen, dem heutigen Klima ähnlichen holozänen Klima ausgegangen wird. *Bronge (1992)* und *Björck et al. (1996)* leiten aus Seesedimenten eine langfristige Klimaänderung für die letzten 4300 BP bzw. 4700 BP ab.

Für die Bunger Oase wird anhand von Seesedimentuntersuchungen der Wechsel zum Holozän mit einer großflächigen Enteisung um 10000 BP in Verbindung gebracht (*Bolshiyarov 1990, Kulbe 1997, Melles et al. 1994b*). Ein Einsetzen von Biomasseproduktion wird durch *Kulbe (1997)* für 9500 BP angegeben, was mit dem im Untersee festgestellten  $^{14}\text{C}$ -Alter von ca. 9800 BP in guter Übereinstimmung stehen würde. Die folgende Sedimentation in Seen der Bunger Oase spiegelt jedoch vergleichbar zu den ostantarktischen Eiskernen die holozänen Klimaschwankungen wider. Im Sediment des Untersees hingegen ist, wahrscheinlich durch die extreme geographische Lage bedingt, eine Auflösung des holozänen Klimas in dieser Genauigkeit nicht möglich. Gleiches gilt für die holozänen Seesedimente der Schirmacher Oase, wobei hier die Ursache eher in der geringen Größe der Oase zu sehen ist.

### 7.3. Rekonstruktionen in ausgewählten marinen Bereichen vor Ostantarktika

Relativ hochauflösende Untersuchungsergebnisse der spätquartären Klimageschichte deuten sich in derzeit untersuchten marinen Kernen des ostantarktischen Kontinentalhangs an, in denen im Zeitraum um 10000 BP ein Hiatus vermutet wird (*pers. Mitteil. C.F. Forsberg, Forsberg 1997*). Eventuell ist dieser Hiatus mit dem in der Schirmacher Oase während des Letzten Glazialen Maximums entstandenen vergleichbar.

*Labracherie et al. (1989)* leiten aus der Interpretation von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen und  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen aus drei marinen Tiefseesedimentkernen (ca. 43 bis 55°S und 51 bis 73°E) im Indik-Sektor des Südozeans die volle Ausbildung der postglaziale Erwärmung für 12500 bis 13000 BP ab. Die Erwärmung zum klimatischen Optimum in diesen Kernen (ca. 10000 BP) startet entsprechend zur kalten Jüngeren Dryas in Europa um 11000 BP, woraus geschlußfolgert wird, daß in der südlichen Hemisphäre die Deglaziation um 1000 Jahre später gegenüber der Nordhemisphäre einsetzt.

Die für das zentrale Dronning Maud Land relevanten Untersuchungen im marinen Bereich wurden durch *Gingele et al. (1997)* auf dem Lazarev Schelf (ca. 8 bis 14°E und 69 bis 70°S) direkt vor dem Novolazarevskaya Schelfeis durchgeführt. Ihr Resümee ist, daß der Eisrückzug auf dem Schelf um 9500 BP begann und die postglaziale Sedimentation im wesentlichen durch die Morphologie des Schelfs und Abschmelzprozesses des Schelfeises bestimmt wird. Hinweise auf einen mittelholozänen Schelfeiseisvorstoß infolge einer Erwärmung und erhöhter Niederschläge können nicht erkannt werden. Eine Abpufferung der relativ schwachen holozänen Klimasignale durch das Ostantarktische Inlandeis (*Domack et al. 1991*) wird als Ursache gesehen. Dies steht in guter Übereinstimmung zu den holozänen lakustrinen Abfolgen der Schirmacher- und Untersee Oase.

## 8. Schlußfolgerung und Ausblick

### 8.1. Schlußfolgerungen

Erstmals wurden in beiden Oasen vollständige lakustrine Sedimentsequenzen des Holozäns gewonnen. Diese wurden datiert und sedimentologisch, geochemisch und isotopengeochemisch analysiert. Anhand dieser Untersuchungsergebnisse gelang erstmals im Bearbeitungsgebiet die Rekonstruktion der spätquartären Umwelt- und Klimageschichte mittels Seesedimenten.

Während in den Seen der küstennahen Schirmacher Oase lakustrine Sedimente pleistozänen Alters von > 30000 BP (Jahren vor 1950) bzw. > 18000 BP auf eine Existenz der Oase, und die Entstehung der Seen zumindest im Mittelweichsel deuten, sind solche "alten" lakustrinen Sedimente aus der Untersee Oase bisher nicht bekannt. Die Schirmacher Oase wirkt, aufgrund ihrer Höhe über NN gegenüber dem Hinterland, als Barriere für das Inlandeis und wird nur bei ausreichender Eismächtigkeit "überfahren". In der einhundert Kilometer südlich gelegenen Untersee Oase wirken die Gruberberge gleichfalls als Barriere für das aus Süden kommende Inlandeis. Das Untersee-Kar wird jedoch im Spätquartär nicht durch das Inlandeis, sondern durch den invers (von Nord nach Süd) fließenden Anutschin Gletscher ausgefüllt. Dieser weist scheinbar ein anderes Fließverhalten als das Inlandeis auf. Zusätzlich überwindet das Inlandeis aber das Gebirge in Form von Sekundärgletschern und füllt das Kar mit Gletschern zweiter Ordnung.

Die Sedimente in den Seen der Schirmacher Oase zeigen für das Spätpleistozän einen Hiatus an. Dieser wird als Folge der "Überfahung" der Oase durch das Inlandeis während des Letzten Glazialen Maximum betrachtet. Die Untersee Oase ist zu diesem Zeitpunkt vom Anutschin Gletscher ausgefüllt.

In der Untersee Oase setzt die aus der Morphologie und den Seesedimenten geschlußfolgerte Wende vom Pleistozän zum Holozän mit einem Rückzug des Anutschin Gletschers vor ca. 12000 bis 10000 Jahren ein. Dieser Zeitpunkt steht in Übereinstimmung mit der aus ostantarktischen Eiskernen abgeleiteten Klimaänderung um 12000 BP. Eine erste Seeentstehung erfolgte im Süden des Untersee-Kars, der nach Norden zurückweichende Anutschin Gletscher bildet die Nordbegrenzung des Untersees. Spätestens seit ca. 9000 BP ist der Untersee zumindest zeitweise eisfrei. Das Klima hat sich soweit erwärmt, daß die Sedimentation einer "Gletschertrübe" durch die Ablagerung von "Schmelzwassersanden" abgelöst wird. Zu diesem Zeitpunkt der Entwicklung des Untersees ist die Schirmacher Oase noch vom Inlandeis bedeckt. Der Vergleich mit Rekonstruktionen im Schelfbereich zeigt zu diesem Zeitpunkt einen beginnenden Eisrückzug im marinen Bereich. Aus der Erwärmung in der Untersee Oase im Süden und auf dem Schelfbereich im Norden der Schirmacher Oase wird geschlußfolgert, daß das die Schirmacher Oase bedeckende Inlandeis durch Abschmelzprozesse an Mächtigkeit verlieren kann.

Im Holozän zeigt die Sedimentation für den Untersee typische postglaziale Sedimente. Aufgrund geringer Gehalte an organischem Kohlenstoff, wechselnden <sup>14</sup>C-Reservoireffekten und einer unzureichenden UV-Belichtung des Sedimentes ist eine stratigraphische Gliederung über die Radiokohlenstoff- bzw. Lumineszenz-Datierung erschwert. Durch die Interpretation der Sedimentologie und isotopengeochemischer Daten kann für das Holozän ab ca. 7000 BP eine allmähliche Abkühlung festgestellt werden.

Insgesamt ist aber das Klima relativ stabil, die aus anderen Gebieten bekannten holozänen Schwankungen werden nur schwach im Sediment widergespiegelt. Als Ursache ist die exponierte geographische Lage des Untersees zu betrachten. In der Schirmacher Oase setzt die holozäne Sedimentation im See Glubokoje um 7000 BP (korrigiert um den <sup>14</sup>C-Reservoirereffekt im See Glubokoje 6000 BP) und im See Sub um 4000 BP ein. Dieser zeitliche Versatz in der beginnenden holozänen Sedimentation spiegelt den Rückzug und das Abschmelzen des Inlandeises wider. Insgesamt erscheint die holozäne Sedimentation als relativ homogen, was auf stabile klimatische Bedingungen weist. Dabei bildet sich in der Schirmacher Oase und auch in der Untersee Oase, bedingt durch die geographischen Gegebenheiten wie Relief und Kleinräumigkeit der Oasen, jeweils ein lokales Klima aus. Generell wird die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte jedoch durch das überregionale Klima bestimmt.

### 8.2. Ausblick

Mit den hier durchgeführten Untersuchungen liegt für das zentrale Dronning Maud Land eine zum jetzigen Stand der Wissenschaft recht vollständige Gliederung in Bezug zu der generellen spätquartären Klima- und Umweltgeschichte vor. Durch den Vergleich mit existierenden Ergebnissen aus dem Untersuchungsgebiet konnten diese bestätigt und ergänzt werden. In Bezug auf andere Gebiete der Antarktis sowie den aus dem marinen Bereich vorliegenden Rekonstruktionen wurde gezeigt, daß trotz der lokalen Prägung der klimatisch verursachten Ereignisse, eine Anbindung an die genannten Gebiete existiert.

Es wird gezeigt, daß in den Bereichen extremer Klimabedingungen zu erwartende Paläoklimainformationen nur durch eine enge Verknüpfung mit Untersuchungen im Umfeld der Seen erfolgversprechend zu entschlüsseln sind. Weitergehende Untersuchungen zur Klärung offener Fragen im Untersuchungsgebiet könnten daher sein:

- ⇒ Intensive analytische Studien der organischen Zusammensetzung von im Umfeld der Seen akkumulierten fossilisierten Magenölen (*Mumiyo*) der Schneesturmvögel zur Klärung stratigraphischer Fragen.
- ⇒ Eine auf die Untersuchung des bakteriellen Schwefel- und Methankreislaufes gerichtete Beprobung des anoxischen Untersee-Teilbeckens zur Klärung der Frage, wie sich unter den extremen Umweltbedingungen der Untersee Oase organisches Leben ansiedeln und entwickeln kann.
- ⇒ Längerfristige, vergleichende Klima-Meßreihen in beiden Oasen zur Erfassung der rezenten lokalen Klimaabläufe.
- ⇒ Eine Weiterentwicklung der zur Sedimentgewinnung, hier und in anderen Seen antarktischer Oasen, erfolgreich eingesetzten Beprobungstechnik (*Kulbe 1997, Mäusbacher 1991, Melles 1994a*), um z.B. stark gashaltige sapropelische Sedimente aus großen Tiefen (wie im Untersee) oder stark wasserhaltige, biogene laminierte Sedimente (wie im See Sub), störungsfrei in ausreichender Menge gewinnen zu können.

Um die Auswirkung, der nur schwach ausgebildeten holozänen Klimaschwankungen in den untersuchten Oasen voll zu erfassen, sind Untersuchungen im hochauflösenden Bereich notwendig. Die im Rahmen der Arbeit in dieser Richtung erfolgten Untersuchungen zeigen Möglichkeiten auf.

## Literaturverzeichnis

- Adamson, D. A. & Pickard, J. (1986): Cainozoic history of the Vestfold Hills.- In: Pickard, J., (ed.): Antarctic Oasis. Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills: Sydney, Acad. Press, 63-97.
- Aitken, M. J. (1985): Thermoluminescence dating: London, Acad. Press, 359.
- Andersen, D. W.; Wharton Jr., R. A. & Squyres, S. W. (1993): Terrigenous clastic sedimentation in Antarctic Dry Valley Lakes.- *Antarct. Res. Ser.*, 59: 71-81.
- Antarktida (1967): Zemlya Korolevy Mod., Leningrad, Minist. Morskogo Flota SSSR: Topographische Karte, 1:100 000.
- Arndt, N. T.; Todt, W.; Chauvel, C.; Tapfer, M. & Weber, K. (1991): U-Pb zircon age and Nd isotope composition of granitoids, charnockites and supra crustal rocks from Heimefrontjella, Antarctica.- *Geol. Rundsch.*, 80: 759-777.
- Arrigo, K. R.; Dieckmann, G.; Gosselin, M.; Robinson, D. H.; Fritsen, C. H. & Sullivan, C. W. (1995): High resolution study of the platelet ice ecosystem in McMurdo Sound, Antarctica: biomass, nutrient, and production profiles within a dense microalgal bloom.- *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 127: 255-268.
- ASTM-Kartei (1974): Selected powder diffraction data for minerals: Swarthmore, Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 833.
- Atlas-Antarktiki (1969): (Atlas der Antarktis Vol. II), Leningrad, Gidrometizdat 598.
- Balke, J. (1988): Wasser, Verwitterung und Bodenbildung in der Schirmacher-Oase (Ostantarktika) [unveröff. Diss. A]: Potsdam, Akad. Wiss. DDR.
- Balke, J.; Haendel, D. & Krüger, W. (1991): Contribution to the weathering-controlled removal of chemical elements from the active debris layer of the Schirmacher Oasis, East Antarctica.- *Z. geol. Wiss.*, 19: 153-158.
- Bankwitz, P. & Bankwitz, E. (1985): Photogeological structures in the basement of the Central Dronning Maud Land, Wohlthat Massif, East Antarctic Platform.- *Z. geol. Wiss.*, 13: 275-285.
- 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.
- Bates, A. L.; Spiker, E. C.; Hatcher, P. G.; Stout, S. A. & Weintraub, V. C. (1995): Sulfur geochemistry of organic-rich sediments from Mud Lake, Florida U.S.A.- *Chem. Geol.*, 121: 245-262.
- Berger, G. W. & Anderson, P. M. (1994): Thermoluminescence dating of an Arctic Lake Core from Alaska.- *Quat. Sci. Rev.*, 16: 497-501.
- Berner, R. A. (1970): Migration of iron and sulfur within anaerobic sediments during early diagenesis.- *Amer. J. Sci.*, 267: 19-42.
- Berner, R. A. (1980): Early diagenesis. A theoretical approach: Princeton University Press, 241.
- Berner, R. A. (1981): A new classification of sedimentary environments.- *J. Sed. Petrol.*, 51 (2): 359-365.
- Berner, R. A.; Baldwin, T. & Holdren, G. R., Jr. (1979): Authigenic iron sulfides as paleosalinity indicators.- *J. Sed. Petrol.*, 49: 1345-1350.
- Berner, R. A. & Westrich, J. T. (1985): Bioturbation and the early diagenesis of carbon and sulfur.- *Amer. J. Sci.*, 285: 193-206.
- 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.
- Bimie, J. (1990): Holocene environmentl change in South Georgia: evidence from lake sediments.- *J. Quat. Sci.*, 5: 171-187.
- Biscaye, P. E. (1964): Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction.- *Am. Miner.*, 49: 1281-1289.
- Biscaye, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 803-832.
- Björck, S.; Håkansson, H.; Zale, R.; Karlén, W. & Jönsson, B. L. (1991a): A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications.- *Antarct. Sci.*, 3: 61-72.
- 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.; Hjort, C.; Ingolfsson, O. & Skog, G. (1991b): Radiocarbon dates from the Antarctic Peninsula region - problems and potential.- *Quat. Proc.*, 1: 55-65.
- Björck, S.; Olsson, S.; Ellis-Evans, C.; Håkansson, H.; Humlum, O. & de Librio, J. M. (1996): Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 121: 195-220.
- Bolshiyarov, 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.
- Bormann, P. & Fritzsche, D. (1996): The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings: Gotha, Justus Perthes Verlag, 484.
- Böttger, T.; Schildowski, 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.

## Literaturverzeichnis

---

- Bronge, C. (1989): Holocene climatic fluctuations recorded from lake sediments in Nicholson Lake, Vestfold Hills, Antarctica.- Dept. Physical Geogr., Res. report, **76**: 0-22.
- Bronge, C. (1992): Holocene climatic record from lacustrine sediments in a freshwater lake in the Vestfold Hills, Antarctica.- Geogr. Annaler, **74A**: 47-58.
- Buridge, D. J. & Nealson, K. H. (1986): Chemical and microbiological studies of sulfide-mediated manganese reduction.- Geomicrobiol. J., **4**: 361-387.
- Burton, H. R. & Barker, R. J. (1979): Sulfur chemistry and microbiological fractionation of sulfur isotopes in a saline Antarctic lake.- Geomicrobiol. J., **1**: 329-340.
- Campbell, I. B. & Claridge, G. (1987): Antarctica: soils, weathering processes and environment.- Development in Soil Science, **16**: 368.
- Canfield, D. E.; Raiswell, R.; Westrich, J. T.; Reaves, C. M. & Berner, R. A. (1986): The use of chromium reduction in the analysis of reduced inorganic sulfur in sediments and shales.- Chem. Geol., **54**: 149-155.
- Chambers, L. A. & Trudinger, P. A. (1979): Microbiological fractionation of stable sulfur isotopes: a review and critique.- Geomicrobiol. J., **1**: 249-293.
- 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. Dynamics, **6**: 169-177.
- Ciais, P.; Tans, P. P.; Trolier, M.; White, J. W. C. & Francey, R. J. (1995): A large northern hemisphere terrestrial CO<sub>2</sub> sink indicated by the <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratio of atmospheric CO<sub>2</sub>.- Science, **269**: 1098-1102.
- Colhoun, E. A. & Adamson, D. A. (1992): Late Quaternary history of the Bunger Hills, East Antarctica.- In: Yoshida, Y. et al., (ed.): Recent progress in antarctic science: Tokyo, Terra Scientific Publ. Comp., 689-697.
- Coplen, T. B. (1995): Reporting of stable carbon, hydrogen, and oxygen isotopic abundances: IAEA-TECDOC-825: Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements: Vienna, IAEA, 31-34.
- Damm, E. (1992): Frühdiagenetische Verteilung von Schwermetallen in Schlicksedimenten der westlichen Ostsee.- Berichte, FB Geowiss., Uni Bremen, **31**: 115.
- Damm, V. & Eisenburger, D. (1996): Eisdickenmessungen vom Hubschrauber - Ergebnisse aus der Anwendung eines neuen Radarsystems im zentralen Königin Maud Land (Antarktika).- Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG) (Potsdam 1996): 303.
- Deevey jr., E. S.; Gross, M. S.; Hutchinson, G. E. & Kraybill, H. L. (1954): The natural <sup>14</sup>C contents of materials from hard-water lakes, Proc. Nat. Acad. Sci., Vol. **40**: 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.
- 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.; 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 Bunger Hills Oasis, East Antarctica.- Ant. Sci., **8**: 289-296.
- Doran, P. T.; Wharton jr, R. A.; Spaulding, S. A. & Foster, J. S. (1994): McMurdo LTER: paleolimnology of Taylor Valley, Antarctica.- Antarctic Journal, Review 1994: 234-237.
- Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (1990): On the description and modelling of glaciomarine sediments and sedimentation.- In: Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D., eds.: Glaciomarine Environments: Processes and Sediments, **53**: London, Geological Society, 1-13.
- Drewry, D. J.; Jordan, S. R. & Jankowski, E. (1982): Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configurations, ice thickness, volume and bedrock characteristics.- Ann. Glac., **3**: 83-91.
- Duan, W.-M.; Coleman, M. L. & Pye, K. (1997): Determination of reduced sulphur species in sediments - an evaluation and modified technique.- Chem. Geol., **141**: 185-194.
- Ehrlich, H. L. (1981): Geomicrobiology: New York, Marcel Dekker Inc., 393.
- Ehmann, W. U.; Melles, M.; Kuhn, G. & Grobe, H. (1992): Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean.- Mar. Geol., **107**: 249-273.
- Emerson, S. R. & Huested, S. S. (1991): Ocean anoxia and the concentration of molybdenum and vanadium.- Mar. Chem., **34**: 177-198.
- Fitzsimons, S. J. & Domack, E. W. (1993): Evidence for early Holocene deglaciation of the Vestfold Hills, Antarctica.- Polar Rec., **29**: 237-240.
- Forman, S. & Ennis, G. (1992): Limitations of thermoluminescence to date waterlain sediments from glaciated fjord environments of western Spitzbergen, Svalbard.- Quat. Sci. Rev., **11**: 61-70.
- Forsberg, C. F. (1997): The character of the Mid-Pleistocene transition and the last glacial millenium scale changes of the East Antarctic continental margin.- AGU 1997 Fall Meeting Abstracts: F353.
- Frechen, M. (1991a): Interpretation physikalischer Datierungen in der Quartärforschung.- Sonderveröffentlichungen Geol. Inst. Universität Köln, **82**: 99-112.
- Frechen, M. (1991b): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen aus dem Mittelrheingebiet. Ph.D. Thesis.- Sonderveröffentlichungen Geol. Inst. Universität Köln, **79**: 154.
- Frechen, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel.- Eiszeitalter Gegenw., **44**: 79-93.
- Frechen, M. (1995): Lumineszenz-Datierungen der Pleistozänen Tiefährten von Bottrop-Welheim.- Münchner Geowiss. Abh., **27**: 63-80.

- Frechen, M.; Boenigk, W. & Weidenfeller, M. (1995): Chronostratigraphie des "Eiszeitlichen Lößprofils" in Koblenz-Metternich.- Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 155-180.
- Friedman, G. M.; Sanders, J. E. & Kopaska-Merkel, D. C. (1992): Principles of sedimentary deposits: stratigraphy and sedimentology: New York, Macmillan, 717.
- Fritzsche, D. & Bormann, P. (1995): The Schirmacher Oasis as a part of Queen Maud Land.- In: The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings: 21-38.
- Fritzsche, D. (1996): Geophysikalische Untersuchungen in der Umgebung der Schirmacheroase, Februar bis April 1995.- Ber. Polarforsch., **215**: 127-136.
- Fry, B.; Brand, W.; Mersch, F. J.; Tholke, K. & Garnitt, R. (1992): Automated analysis system for coupled  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  measurements.- Analytical Chemistry, **64**: 288-291.
- Füchtbauer, H.; Heling, D.; Müller, G.; Richter, D. K.; Schmincke, H.-U.; Schneider, H.-J.; Valetton, I.; Walther, H. W. & Wolf, M. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), 1141.
- Fütterer, D. K. (1986): Geologie der Antarktis: Ein Überblick.- Naturwissenschaften, **73**: 586-592.
- Gal'chenko, V. F. (1994): Sulfate reduction, methane production, and methane oxidation in various water bodies of Bunge Hills oasis of Antarctica.- Microbiology, **63**: 388-396.
- Galloway, W. E. & Hobday, D. K. (1983): Terrigenous clastic depositional systems: Berlin-Heidelberg-New York, Springer, 423.
- Gemmell, A. M. D. (1985): Zeroing of the TL-Signal of sediments undergoing fluvial transportation: a laboratory experiment.- Nuclear Tracks, **10**: 695-702.
- Gemmell, A. M. D. (1988a): Thermoluminescence dating of glacially transported sediments: some considerations.- Quat. Sci. Rev., **7**: 277-285.
- Gemmell, A. M. D. (1988b): Zeroing of TL signal in sediments undergoing fluvio-glacial transport. An example from Austerdalen, western Norway.- Quat. Sci. Rev., **7**: 339-345.
- Gemmell, A. M. D. (1997): Fluctuations in the thermoluminescence signal of the suspended sediment in an alpine glacial meltwater stream.- Quat. Sci. Rev., **16**: 281-290.
- Gerland, S. (1993): Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente.- Ber. Polarforsch., **123**: 130.
- Gessner, H. (1931): Die Schlämmanalyse: Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m.b.H., 172.
- Geyh, M. A. (1971): Die Anwendung der  $^{14}\text{C}$ -Methode und anderer radiometrischer Datierungsverfahren für das Quartär.- Clausthaler Tektonische Hefte, **11**: 118.
- Geyh, M. A. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartärforschung.- Clausthaler Tektonische Hefte, **19**: 163.
- Geyh, M. A.; Krumbein, W. E. & Kudrass, H. R. (1974): Unreliable  $^{14}\text{C}$  dating of long-stored deep-sea sediments due to bacterial activity.- Mar. Geol., **17**: 45-50.
- Giblin, A. E.; Hole, W.; Likens, G. E.; Likens, M. & Howarth, R. W. (1992): The importance of reduced inorganic sulfur to the sulfur cycle of lakes.- Interactions of Biogeochemical Cycles in Aqueous Systems, SCOPE/UNEP Sonderband, **72**: 233-244.
- Gingele, F. X.; Kuhn, G.; Maus, B.; Melles, M. & Schöne, T. (1997): Holocene ice retreat from the Lazarev Sea shelf, East Antarctica.- Cont. Shelf Res., **17**: 137-163.
- Goldhaber, M. B. & Kaplan, I. R. (1974): The sulfur cycle, In: Goldberg, E. D., (ed.): Mar. Chemistry, Vol. 5: New York, Wiley-Interscience, 569-655.
- Gore, D. B.; Colhoun, E. A. & Bell, K. (1994): Derived constituents in the glacial sediments of the Vestfold Hills, East Antarctica.- Quat. Sci. Rev., **13**: 301-307.
- Haendel, D. & Kaup, E. (1986): Hydrochemische Untersuchungen im Unterseegebiet im Zentralen Wohlthatmassiv (Ostantarktika).- Geod. Geophys. Veröff., **1**: 72-92.
- Hambrey, M. J.; Larsen, B. & Ehmman, W. U. (1989): Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program.- Polar Rec., **25**: 99-106.
- Harris, J. M. & Tibbles, B. J. (1997): Factors affecting bacterial productivity in soils on isolated inland nunataks in continental Antarctica.- Microb. Ecol., **33**: 106-123.
- Hartmann, M. & Nielsen, H. (1969):  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der westlichen Ostsee.- Geol. Rundschau, **58**: 621-655.
- Haubitz, B. & Wellenhofer, P. (1989): Computertomographie bei Archeopterix: weiteres Vogelmerkmal.- Spektrum der Wissenschaft, **1**: 23-30.
- Hay, W. W.; DeConto, R. M. & Wold, C. N. (1997): Climate: is the past the key to the future?- Geol. Rundsch., **86**: 471-491.
- 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.
- 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.
- Heim, D. (1990): Tone und Tonminerale: Stuttgart, Enke, 157.
- Henneke, E.; Luther III, G. W.; de Lange, G. J. & Hoefs, J. (1997): Sulphur speciation in anoxic hypersaline sediments from the eastern Mediterranean Sea.- Geochim. Cosmochim. Acta, **61**: 307-322.
- Hermichen, W.-D.; Kowski, P. & Strauch, G. (1984): The isotope-glaciological situation in the surroundings of the Schirmacher Oasis, Dronning Maud Land; a first overview.- ZfL Leipzig Mitt., **89**: 87-102.

## Literaturverzeichnis

---

- Hermichen, W.-D.; Kowski, P. & Wand, U. (1985): Lake Untersee, a first isotopic study of the largest freshwater lake in the interior of East Antarctica.- *Nature*, **315**: 131-133.
- Hermichen, W.-D. & Kowski, P. (1988): Stable isotopic composition and regional climate features; a comparative study of the East-Antarctic ice sheet surface.- *ZfL Leipzig Mitt.*, **143**: 33-53.
- Hermichen, W.-D. (1995): The continental ice cover in the surroundings of the Schirmacher Oasis.- In: Bormann, P. & Fritzsche, D., (eds.): *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its Surroundings*: Gotha, 221-242.
- Heywood, R. B. (1972): Antarctic Limnology: a review.- *Br. Ant. Surv. Bull.*, **29**: 35-65.
- Hiller, A.; Wand, U.; Kämpf, H. & Stackebrandt, W. (1988): Occupation of the Antarctic Continent by Petrels during the past 35000 years: inferences from a <sup>14</sup>C study of stomach oil deposits.- *Polar Biol.*, **9**: 69-77.
- Hjort, C.; Ingólfsson, Ó.; Möller, P. & Lirio, J. M. (1997): Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula.- *J. Quat. Sci.*, **12**: 259-273.
- Hoefs, J. (1987): *Stable isotope geochemistry*, Springer, 241.
- Holler, P. & Kögler, F.-C. (1990): Computer tomography: a nondestructive, high-resolution technique for investigation of sedimentary structures.- *Mar. Geol.*, **91**: 263-266.
- Hoops, E. (1994): Petrographisch-geochemische Untersuchungen an Anorthositen und Ultramafiten des Anorthositmassivs Eliseev, Zentrales Wohlthatmassiv (Ostantarktis) [Diplomarbeit, unveröffentl.], Universität Hannover, 101.
- Hounsfield, G. N. (1973): Computerized transverse axial scanning (tomography): part I. description of system.- *British Journal of Radiology*, **46**: 1016-1022.
- Hounsfield, G. N. (1980): Computed medical imaging.- *Science*, **210**: 22-28.
- Howes, B. L. (1990): Sulfur cycling in a permanently ice-covered amictic antarctic lake, Lake Fryxell.- *Antarctic Journal*, 230-233.
- Igarashi, A.; Harada, N. & Moriwaki, K. (1995): Marine fossils of 30-40 ka in raised beach deposits, and late Pleistocene glacial history around Lützow-Holm Bay, East Antarctica.- *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **8**: 219-229.
- Ingole, B. S. & Parulekar, A. H. (1990): Limnology of Priyadarshani Lake, Schirmacher Oasis, Antarctica.- *Polar Rec.*, **26**: 13-17.
- Ingólfsson, Ó.; Hjort, C.; Björk, S. & Smith, R. I. L. (1992): Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula.- *Boreas*, **21**: 209-222.
- Jordan, H. & van der Wateren, F. M. (1993): The lakes of Litell Rocks, North Victoria Land - consequences for the deglaciation of the Rennick Valley.- *Geol. Jahrb.*, **E 47**: 371-388.
- Kaiser, G. & Wand, U. (1985): K-Ar dating of basalt dykes in the Schirmacher Oasis area, Dronning Maud Land, East Antarctica.- *Z. geol. Wiss.*, **13**: 299-307.
- Kämpf, H. & Höhndorf, A. (1995): Geochronologie Wohlthat-Massiv, Antarktika.- *Scientific Technical Report*, STR95/05: 50.
- Kämpf, H. & Stackebrandt, W. (1985a): Crustal evolution of the Eastern Antarctic Craton (Schirmacher Oasis, Dronning Maud Land).- *Gerlands Beitr. Geophysik*, **94**: 251-258.
- Kämpf, H. & Stackebrandt, W. (1985b): Geologic investigations in the Eliseev Anorthosite Massif, Central Dronning Maud Land, East Antarctica.- *Z. geol. Wiss.*, **13**: 321-33.
- Kämpf, H.; Stackebrandt, W.; Hahne, K. & Pilarski, J. (1991): Thematische Luftbildinterpretation einer alpinen Region im Zentralen Dronning-Maud-Land, Ostantarktika.- *Z. geol. Wiss.*, **19**: 423-431.
- Kämpf, H.; Stackebrandt, W.; Hahne, K.; Paech, H.-J. & Lepin, V. S. (1995): Wohlthat Massif.- In: Bormann, P. & Fritzsche, D., (eds.): *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings*: Gotha, 133-164.
- Kämpf, H. & Tobschall, H. J. (1997): Die Magmatite des Wohlthat-Massivs/Ostantarktika: Petrologie, Intrusionsmechanismen und tektomagmatische Stellung.- *DFG-Ergebnisbericht*, **Ka 902/4-1**, **To 53/13-1**: 108.
- Kaplan, I. R.; Emery, K. O. & Rittenberg, S. C. (1963): The distribution and isotopic abundance of sulfur in recent marine sediments of southern California.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**: 297-231.
- Kaup, E. (1986): Die Primärproduktion in Seen der Schirmacher- und Unterseeoase (Ostantarktika) in der Saison 1983/84 (29.SAE).- *Geod. Geophys. Veröff.*, **1**: 56-59.
- Kaup, E.; Loopmann, A.; Klokov, V.; Simonov, I. & Haendel, D. (1988): Limnological investigations in the Untersee Oasis (Queen Maud Land, East Antarctica).- In: Martin, J., (ed.): *Limnological Studies in Queen Maud Land (East Antarctica)*: Tallinn, Valgus, 28-42.
- Kawamura, T. (1990): Nondestructive, three-dimensional density measurements of ice core samples by x-ray computed tomography.- *J. Geophys. Res.*, **33**: 1269-1290.
- Kilian, M. R.; van der Plicht, J. & van Geel, B. (1995): Dating raised bogs: new aspects of <sup>14</sup>C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change.- *Quat. Sci. Rev.*, **14**: 959-966.
- Krause, W. E.; Krbetschek, M. R. & Stolz, W. (1997): Dating of Quaternary lake sediments from the Schirmacher Oasis (East Antarctica) by infra-red stimulated luminescence (IRSL) detected at the wavelength of 560 NM.- *Quat. Sci. Rev.*, **16**: 387-393.
- Krbetschek, M. R. & Rieser, U. (1995): Luminescence spectra of alkalifeldspars and plagioclases.- *Radiation Measurements*, **24**: 473-477.
- Krbetschek, M. R.; Rieser, U. & Stolz, W. (1996): Optical dating: some luminescence properties of natural feldspars.- *Radiation Protection Dosimetry*, **66**: 407-412.

- Kuhn, G.; Melles, M.; Ehmman, W. U.; Hambrey, M. J. & Schmiedl, G. (1993): Character of clasts in glaciomarine sediments as an indicator of transport and depositional processes. Weddell and Lazarev Seas. Antarctica.- J. Sed. Petrol., **63**: 477-487.
- Kulbe, T. (1997): Die Spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase, Ostantarktis.- Ber. Polarforsch., **254**: 130.
- Labracherie, M.; Labeyrie, L. D.; Duprat, J.; Bard, E.; Arnold, M.; Pichon, J.-J. & Duplessy, J.-C. (1989): The last deglaciation in the southern ocean.- Paleoceanogr., **4**: 629-638.
- Lawver, L.; Sclater, J. & Ciesielski (1985): Reconstruction of the south Atlantic.- Tectonophysics, **114**: 233-254.
- Lønne, I. (1995): Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems.- Sediment. Geol., **98**: 13-43.
- Loopmann, A.; Kaup, E.; Klokov, V.; Simonov, I. & Haendel, D. (1986): Zur Bathymetrie einiger Seen der Schirmacher- und Unterseeoase (Ostantarktika).- Geod. Geophys. Veröff., **1**: 60-71.
- Loopmann, A.; Kaup, E.; Klokov, V.; Simonov, I. & Haendel, D. (1988): The Bathymetry of some Lakes of the Antarctic Oases Schirmacher and Untersee.- In: Martin, J., (ed.): Limnological Studies in Queen Maud Land (East Antarctica): Tallinn, Valgus, 6-14.
- Loopmann, A. & Klokov, V. (1988): The formation of water run-off from lake catchments of the Schirmacher Oasis in East Antarctica during the summer season 1983/84.- In: Martin, J., (ed.): Limnological Studies in Queen Maud Land (East Antarctica): Tallinn, Valgus, 57-65.
- Loopmann, A. & Klokov, V. D. (1986): Hydrologische Untersuchungen in der Schirmacher-Oase (Ostantarktika) in der Saison 1983/84 (29.SAE).- Geod. Geophys. Veröff., **1**: 48-55.
- Lorius, C.; Jonzel, J.; Merlivat, L.; Barkov, N. I. & Korotkevich, E. S. (1985): A 150 000-year climatic record from Antarctic ice.- Nature, **316**: 591-596.
- Lorius, C.; Merlivat, L.; Jouzel, J. & Pourchet, M. (1979): A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice.- Nature, **280**: 644-648.
- Lovley, D. R. & Klug, M. J. (1986): Model for the distribution of sulfate reduction and methanogenesis in freshwater sediments.- Geochim. Cosmochim. Acta, **50**: 11-18.
- 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.
- Lyons, T. W. (1997): Sulfur isotopic trends and pathways of iron sulfide formation in upper Holocene sediments of the anoxic Black Sea.- Geochim. Cosmochim. Acta, **61**: 3367-3382.
- Lyons, W. B.; Mayewski, P. A.; Donahue, P. & Cassidy, D. (1985): A preliminary study of the sedimentary history of Lake Vanda, Antarctica: climatic implications.- N.Z. Jour. Mar. Freshwat. Res., **19**: 253-260.
- Maemoku, H.; Miura, H.; Saigusa, S. & Moriwaki, K. (1997): Stratigraphy of the late Quaternary raised beach deposits in the northern part of Langhovde, Lützow Holm Bay, East Antarctica.- Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., **8**: 178-186.
- Mason, B. & Moore, C. B. (1985): Grundzüge der Geochemie: Stuttgart, Enke, 340.
- Matthies, D.; Gerschwitz, M.; Hess, U.; Horn, P. & Kirschner, A. (1995): Gaspermeabilitätsmessungen in Bodenproben mittels Röntgen-Computertomographie.- Z. dt. geol. Ges., **146**: 442-449.
- Mäusbacher, R. (1991): Die jungquartäre Relief- und Klimageschichte im Bereich der Fildeshalbinsel Süd-Shetland-Inseln, Antarktis.- Heidelberger Geographische Arbeiten, **89**: 207.
- 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.
- Mayewski, P. A.; Twickler, M. S.; Whitlow, S. I.; Meeker, L. D.; Yang, Q.; Thomas, J.; Kreutz, K.; Grootes, P. M.; Morse, D. L.; Steig, E. J.; Waddington, E. D.; Saltzman, E. S.; Whung, P.-Y. & Taylor, K. C. (1996): Climate change during the last deglaciation in Antarctica.- Science, **272**: 1636-1638.
- McKenzie, J. A. (1985): Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment.- In: Stumm, W., (ed.): Chemical processes in lakes: New York, Wiley, 99-118.
- Melles, M. (1991): Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis.- Ber. Polarforsch., **81**: 190.
- Melles, M.; Kulbe, T.; Overduin, P. P. & Verkulich, S. (1994a): The expedition Bunger Oasis 1993/94 of the research unit Potsdam.- Ber. Polarforsch., **148**: 27-80.
- Melles, M.; Verkulich, S. R. & Hermichen, W.-D. (1994b): Radiocarbon dating of lacustrine and marine sediments from the Bunger Hills, East Antarctica.- Ant. Sci., **6**: 375-378.
- Menzies, J. (1995a): Modern glacial environments: processes, dynamics and sediments; Vol.1, Glacial Environments, 621.
- Menzies, J. (1995b): Past glacial environments: sediments, forms and techniques; Vol. 2, 598.
- Mitchell, M. J.; Owen, J. S. & Schindler, S. S. (1990): Factors affecting sulfur incorporation into lake sediments: paleoecological implications.- Journal of Paleolimnology, **4**: 1-22.
- Mizutani, H. & Wada, E. (1982): Effect of high atmospheric CO<sub>2</sub> concentration on  $\delta^{13}\text{C}$  of algae.- Origins of Life, **12**: 377-390.
- Morse, J. W. & Cornwell, J. C. (1987): Analysis and distribution of iron sulfide minerals in recent anoxic marine sediments.- Mar. Chem., **22**: 55-69.
- Munsell, Soil Color Charts (1992): Newburgh, New York, Munsell Color Corp., Inc., 26.
- Negendank, J. F. W. (1995): Paläoklima und aktuelles Klima.- Vortragstexte zur HGF-Tagung 1995: 5-7.

## Literaturverzeichnis

---

- 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.
- Omoto, K. (1983): The problem and significance of radiocarbon geochronology in Antarctica.- In: Oliver, R. L. et al., (eds.): *Antarctic earth science*: Canberra, Austral. Acad. Sci., 450-452.
- Paech, H.-J. (1985): Comparison of the geologic development of Southern Africa and Antarctica.- *Z. geol. Wiss.*, **13**: 399-415.
- Paech, H.-J. & Stackebrandt, W. (1995): Geology.- In: Bormann, P. & Fritzsche, D., (eds.): *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its Surroundings*: Gotha, 59-169.
- Pankow, H. & Haendel, D. (1995): Algae.- In: Bormann, P. & Fritzsche, D., (eds.): *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its Surroundings*: Gotha, 322-331.
- Pankow, H.; Haendel, D.; Richter, W. & Wand, U. (1987): Algologische Beobachtungen in der Schirmacher- und Unterseeoase (Dronning-Maud-Land, Ostantarktika).- *Arch. Protistenkd.*, **134**: 59-82.
- Pardue, J. W.; Scalan, R. S.; Van Baalen, C. & Parker, P. L. (1978): Maximum carbon isotope fractionation in photosynthesis by blue-green algae and a green alga.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 309-312.
- Pickard, J.; Adamson, D. A. & Heath, C. W. (1986): The evolution of Watts Lake, Vestfold Hills, East Antarctica, from marine inlet to freshwater lake.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **53**: 271-288.
- Pickard, J.; Selkirk, P. M. & Selkirk, D. R. (1984): Holocene climates of the Vestfold Hills, Antarctica and Maquarir Islands.- In: Vogel, J. C., (ed.): *Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere*: Rotterdam, A.A.Balkema, 173-182.
- Pickard, J. & Seppelt, R. D. (1984): Holocene occurrence of the moss bryum algens *Card.* in the Vestfold Hills, Antarctica.- *J. of Bryology*, **13**: 209-217.
- Quilty, P. G. (1992): Late neogene sediments of coastal East Antarctica - An Overview.- In: Yoshida, Y. et al., (eds.): *Recent progress in Antarctic earth science*: Tokyo, Terra Scientific Publishing Company, 699-705.
- Ragotzke, R. A. (1978): Heat budget of lakes.- In: Lerman, A., (ed.): *Lakes, chemistry geology physics*: Berlin Heidelberg New York, Springer, 1-19.
- Ravich, M. G. & Kamenev, E. N. (1972): *Kristallicheskiy fundament Antarkticheskoy platformy* (The crystalline basement of the Antarctic platform): Leningrad, 658.
- Ravich, M. G. & Solov'ev, D. S. (1966): *Geologiya i petrologiya tsentral'noy chasti gor Zemli Korolevy Mod* (Geologie und Petrologie des zentralen Teils des Dronning Maud Landes, Ostantarktis).- *Trudy Nauchno-Issledovatel'skogo Instituta Geologii Arktiki, Nedra*, **141**: 290-354.
- Reineck, H.-E. & Singh, I. B. (1973): *Depositional sedimentary environments*: Berlin-Heidelberg-New York, Springer, 439.
- Rendell, H. M.; Webster, S. E. & Sheffer, N. L. (1994): Underwater bleaching of signals from sediments crains: new experimental data.- *Quat. Sci. Rev.*, **13**: 433-435.
- Rhodes, E. J. & Bailey, R. M. (1997): The effect of thermal transfer on the zeroing of the luminescence of quartz from recent glaciofluvial sediments.- *Quat. Sci. Rev.*, **16**: 292-298.
- Richter, W. (1985): Relations between hydrography and tectonics in the Schirmacher Oasis, Dronning Maud Land, East Antarctica.- *Z. geol. Wiss.*, **13**: 381-387.
- Richter, W. (1986): Penitentes auch in Antarktika? Über Ablationsformen in der Schirmacheroase, Dronning-Maud-Land (Ostantarktika).- *Geod. Geophys. Veröff.*, **1**: 104-111.
- Richter, W. (1991): Schmelzwasser und Seen in der Polarwüste.- *Geogr. Rdsch.*, **H. 6**: 367-373.
- Richter, W. & Bormann, P. (1995a): Hydrology.- In: Bormann, P. & Fritzsche, D., (eds.): *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its Surroundings*: Gotha, 259-279.
- Richter, W. & Bormann, P. (1995b): Weather and climate.- In: Bormann, P. & Fritzsche, D., (eds.): *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its Surroundings*: Gotha, 207-220.
- Rickard, D. T. (1969): The microbiological formation of iron sulfides.- *Stockholm Contributions in Geology*, **20**: 49-66.
- Ritscher, A. (1942): *Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39*: Leipzig, 144.
- Robert, C. & Maillot, H. (1990): Paleoenvironments in the Wedell Sea area and Antarctic climates, as deduced from clay mineral associations and geochemical data, ODP leg 113.- *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, Texas*, **113**: 51-70.
- Rollinson, H. R. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*: New York, Wiley & Sons, 352.
- Rother, K. (1989): Petro- und paläomagnetische Untersuchungen an jungquartären Sedimenten der Ostsee.- *Veröff. ZIPE, Potsdam*, **109**: 229.
- 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.
- Schwab, M.; Wand, U. & Hubberten, H.-W. (1998): Rekonstruktion der quartären Umweltgeschichte im Gebiet des Untersees (Ostantarktika) anhand von Seesedimenten.- *IPPCCE Newsletter*, **11**: 90-100.
- Schwerdtfeger, W. (1984): *Weather and climate of the Antarctic*: Amsterdam, Elsevier, 261.

- Shingvi, A. K. & Wagner, G. A. (1986): Thermoluminescence dating and its applications to young sedimentary deposits.- In: Hurford, A. J. et al., (eds.): Dating young sediments, 16: Bangkok, CCOP Technical Secretariat, 159-197.
- Shumskiy, P. A. (1956): Glaciological and geomorphological reconnaissance in the Antarctic in 1956.- J. Glaciol., 3: 56-61.
- Simonov, I. M. (1971): Oazisy vostochnoy Antarktity (Oases of East Antarctica): Leningrad, Gidrometeoizdat, 176 p. (unveröff. deutsche Übersetzung von Wand, U. (1980), Zfl, Leipzig).
- Simonov, I. M.; Haendel, D.; Kaup, E.; Kämpf, H. & Loopmann, A. (1985): Komplexe naturwissenschaftliche Untersuchungen am Unter- und Obersee, zentrales Queen-Maud-Land.- Petermanns Geogr. Mitt., 2: 125-135.
- Sirevag, R.; Buchanan, B. B.; Berry, J. A. & Troughton, J. H. (1977): Mechanisms of CO<sub>2</sub> fixation in bacterial photosynthesis studied by carbon isotope fractionation technique.- Archiv. Microbiol., 112: 35-38.
- Squyres, S. W.; Andersen, D. W.; Nedell, S. S. & Wharton Jr., R. A. (1991): Lake Hoare, Antarctica: sedimentation through a thick perennial ice cover.- Sedimentology, 38: 363-379.
- Stackebrandt, W. (1995): Moraines around Lake Untersee - indicators of the Late-Quaternary regional glacial history.- In: Bormann, P. & Fritzsche, D., (eds.): The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings: Gotha, 237-242.
- Stackebrandt, W.; Kämpf, H. & Wetzell, H.-U. (1988): The Geological Setting of the Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica.- Z. geol. Wiss., 16: 661-665.
- Strauss, H. (1997): The isotopic composition of sedimentary sulfur through time.- Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 132: 97-118.
- Stuiver, M. (1975): Climate versus changes in <sup>13</sup>C content of the organic component of lake sediments during the Late Quaternary.- Quat. Res., 5: 251-261.
- Stuiver, M. & Braziunas, T. F. (1985): Complication of isotopic dates from Antarctica.- Radiocarbon, 27: 117-304.
- 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., (eds.): The last great ice sheets: New York, Wiley & Sons, 319-436.
- Stuiver, M. & Polach, H. A. (1977): Reporting of <sup>14</sup>C data.- Radiocarbon, 19: 355-363.
- Sugden, D. E.; Marchant, D. R. & Denton, G. H. (1993): The case for a stable East Antarctic ice sheet: The background.- Geografiska Annaler, 75A: 151-153.
- Sutter, I. (1997): Lumineszenz-Datierungen und Sedimentologisch-Petrographische Analysen an Lakustrinen Sedimenten der Ostantarktis (Wohlthat Massiv und Schirmacher Oase) [Diplomarbeit, unveröffentl.], Universität Köln, 127.
- Takada, M.; Hayashi, M.; Sawagaki, T.; Hirakawa, K. & Moriwaki, K. (1995): ESR and TL dating of Quaternary sediments in the Lützow Holm Bay region, East Antarctica.- Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., 8: 230-238.
- Tucker, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie: Stuttgart, Enke, 265.
- 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.
- Vogel, J. C. (1980): Fractionation of the carbon isotopes during photosynthesis.- Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., 3: 111-135.
- Volkov, I. I. (1984): Geochemie des Schwefels in ozeanischen Sedimenten (in russisch), in Ostroumov, E. A., ed., Nauka: Moskau, Akademie der Wissenschaften der UdSSR, 272.
- Volkov, I. I. (1985): Neue Methoden der Schwefelbestimmung in marinen Sedimenten (in russisch): Moskau, Akademie der Wissenschaften der UdSSR, 57.
- von Gruber, O. (1942): Wohlthat Massiv, Gotha: Topographische Karte, 1:50 000.
- Wand, U.; Fritzsche, D.; Wetzell, 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 (GEOAUD II).- In: Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS "Polarstern" 1992, Ber. Polarforsch. 152: 219-282.
- Wand, U.; Geisler, M. & Bothe, H.-K. (1987): Bestimmung von Haupt- und Spurenelementen in verschiedenen Magmatiten des Königin-Maud-Landes, Ostantarktika.- 4th Meeting on Nuclear Analytical Methods, 1: 314-322.
- Wand, U.; Hermichen, W.-D.; Höfling, R.; Mühle, K.; Klokov, V. D. & Ufimcev, A. V. (1986): Stable isotope and hydrogeochemical studies of Beaver Lake and Lake Radok, MacRobertson Land, East Antarctica.- 4th Working Meeting Isotopes in Nature, Proceedings: 647-659.
- Wand, U.; Maaß, I. & Haendel, D. (1991): <sup>34</sup>S-Messungen am Sulfat antarktischer Niederschläge, Seewasser und Salzausblühungen - ein Beitrag zur Untersuchung des natürlichen Schwefelkreislaufes.- Polarforsch., 61: 131-145.
- Wand, U. & Mühle, K. (1990): Extremely <sup>13</sup>C-enriched biomass in a freshwater environment: examples from Antarctic lakes.- Geodät. geophys. Veröff. Reihe 1, 16: 361-366.
- Wand, U.; Samarkin, V. A. & Hubberten, H.-W. (in Vorbereitung): Exciting biogenic methane anomaly in Lake Untersee, an Antarctic oligotrophic freshwater lake.
- Wand, U.; Schwab, M.; Samarkin, V. A. & Schachtschneider, D. (1996): Sedimentgeologische Arbeiten während der Expedition Schirmacheroase 1994/95 des AWI, Forschungsstelle Potsdam.- Ber. Polarforsch., 215: 73-122.

## Literaturverzeichnis

---

- Wand, U.; Schwarz, G.; Brüggemann, E. & Bräuer, K. (1997): Evidence for physical and chemical stratification in Lake Untersee (central dronning Maud Land, East Antarctica).- *Antarct. Sci.*, **9**: 43-45.
- Weber, M. (1992): Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalhang des südöstlichen Weddell Meeres, Antarctica.- *Ber. Polarforsch.*, **109**: 165.
- Wedepohl, K. H. (1971): Environmental influences on the chemical composition of shales and clays.- In: Ahrens, L. H. et al., (eds.): *Physics and Chemistry of the Earth*, **8**: Oxford, Pergamon, 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., (ed.): *Metals and their compounds in the environment*: Weinheim, VCH-Verlagsgesellschaft, 3-17.
- Wegener, A. (1929): *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*: Braunschweig, Verl. Vieweg & Sohn, 231.
- Weykam, G. (1996): Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategien antarktischer Makroalgen.- *Ber. Polarforsch.*, **192**: 132.
- Wharton, J., Robert A.; Mc Kay, C. P.; Clow, G. D. & Andersen, D. T. (1993): Perennial Ice Covers and their Influence on Antarctic Lake Ecosystems.- *Antarctic Research Series*, **59**: 53-70.
- Wintle, A. (1983): Thermoluminescence.- In: Creer, K. M. et al., (eds.): *Geomagnetism of baked clays and recent sediments*: Amsterdam, Elsevier, 63-75.
- Wintle, A. G. (1994): Infrared-stimulated luminescence dating of sediments.- *Radiation Measurements*, **23**: 607-612.
- Wisniewski, E. (1983): Bungee Oasis: the largest ice-free area in the antarctic.- *Terra*, **95**: 178-187.
- 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
- Yoshida, Y. & Moriwaki, K. (1979): Some consideration on elevated coastel features and their dates around Syowa Station, Antarctica.- *Mem. Nat. Inst. Pol. Res. Japan, Spec. Issue*, **13**: 220-226.
- Zale, R. & Karlén, W. (1989): Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands.- *Geogr. Ann.*, **71 A**: 211-220.
- Zhabina, N. N. & Volkov, I. I. (1978): A method of determination of various sulfur compounds in sea sediments and rocks.- In: Krumbein, W. E., (ed.): *Biogeochemistry and geomicrobiology: methods, metals and assessment*, Ann. Arbor. Science Publishers, 735-745.
- Zhang, Q. S. (1992): Late Quaternary environmental changes in the Antarctic and their correlation with global change.- In: Yoshida, Y. et al., (eds.): *Recent progress in Antarctic earth science*: Tokyo, Terra Scientific Publishing Company, 781-785.
- 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., (ed.): *Antarctic earth science*: Canberra, Austral. Acad. Sci., 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.

## Anhang

### 9. Material und Methoden

#### 9.1. Bathymetrische Vermessung und hydrologische Messungen

Die bathymetrischen Messungen erfolgten von der geschlossenen bis zu 4,8 m mächtigen Eisdecke aus. Die Eisdecke wurde mit Hilfe eines Motorbohrers (JIFFY POWER DRILL) aufgebohrt. Die Wassertiefe wurde mit einem Echolot (FURUNO FE6300) ermittelt und durch direkte Lotungen überprüft. Der größte festgestellte Fehler des Echolotes lag bei 5 m auf 100 m Wassersäule (Wand *et al.* 1996). Die Koordinaten der Probenahmepunkte wurden mittels Satellitennavigationssystem GPS mit einer Genauigkeit von etwa  $\pm 100$  m bestimmt. Außerdem erfolgte die Positionsbestimmung zu markanten Geländepunkten mittels Bandmaß, Schrittmaß und Ski-Doo-Kilometerzähler. Zusätzlich wurde am Untersee gemeinsam mit J. Perlt vom Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden die Einmessung der Bathymetrie- und Sedimentbohrpunkte mit dem Tachymeterautomaten RECOTA (VEB CARL ZEISS JENA) durchgeführt.

Für hydrophysikalisch-chemische Messungen der Parameter (T, pH, Eh, O<sub>2</sub>, Leitfähigkeit) wurden Mikroprozessor-Meßgeräte (OXI 196, pH 196T, Lf 196) und Tiefensonden der Fa. WISSENSCHAFTLICH-TECHNISCHE WERKSTÄTTEN Weilheim (WTW) verwendet und die o.g. Parameter simultan in verschiedenen Wassertiefen (bis maximal 100 m) *in situ* gemessen (Wand *et al.* 1996).

#### 9.2. Sedimentkerngewinnung

##### Bohrtechnik

Die Entnahme der Seesedimentkerne erfolgte mit verschiedenen, von der österreichischen Firma UWITEC entwickelten und für den Einsatz in hohen Breiten modifizierten Bohrgeräten. Als Arbeitsbühne diente eine Aluminium-Plattform (Grundfläche 3,5 x 2,7 m), die wahlweise mit Kufen (für Arbeiten auf zugefrorenen Seen) oder aufblasbaren Schwimmkörpern (offene Seen) versehen werden kann. Über einer rechteckigen Öffnung in der Plattform wird ein 4 m hoher Dreibock aufgestellt. Über Seilwinden werden die zur Kernentnahme notwendigen Seile per Hand bedient. Die Tiefenmessung erfolgt durch Makierungen an einem der Stahlseile und zusätzlich mittels eines mechanischen Zählwerks, das mit einer der Seilrollen gekoppelt ist.

Die verschiedenen Kerngeräte werden an Stahlseilen per Handkurbel über die Seilwinden zum Seeboden hinabgelassen und nach der Probenahme gehoben. Die verfügbare Seillänge gestattet prinzipiell Arbeiten bis zu max. 300 m Wassertiefe. Die verschiedenen Varianten von Kernentnahmegereäten werden ausführlich in Melles *et al.* (1994a) und Wand *et al.* (1996) beschrieben.

Das Schwerelot (SL) wurde für die Entnahme ungestörter, oberflächennaher Sedimente aus großen Wassertiefen verwendet. Das Eindringen in das Sediment erfolgt durch das Eigengewicht des Gerätes, wobei die Eindringtiefe durch die Fallhöhe in der Wassersäule festgelegt wird. In den Kernfänger wird ein 60 cm langes (Durchmesser: außen 63 mm; innen 59 mm), austauschbares Plastikrohr (PVC-Liner) gesetzt, in welches das zu beprobende Seesediment aufgenommen wird.

Zur Gewinnung von langen Sedimentkernen wurde das Kolbenlot (KOL) eingesetzt. In ein wahlweise 3 m oder 2 m langes Stahl-Kernrohr werden PVC-Liner, wie sie bei dem Schwerelot verwendet werden, eingeführt. Am unteren Ende des KOL wird eine Kernschneide mit einem pneumatischen oder auch wahlweise mechanischen Kernfänger ("Apfelsine") angeschraubt. Am oberen Ende wird das KOL durch einen Gewindeaufsatz mit Rammvorrichtung abgeschlossen. Das Kernrohr wird nach dem "Rambbar-Prinzip" in das Sediment eingeschlagen. Beim Heben des Kolbenlotes in der Wassersäule verschließt der Kernfänger das Kernrohr. Eine vollständige Aufnahme der Seesedimente in das Kernrohr ist

in der Regel gewährleistet. Probleme beim Einsatz des Stahllamellen-Kernfängers können sich bei sehr weichen, wasserreichen Sedimenten ergeben, da diese von den Lamellen des Kernfängers nur schlecht gehalten werden, und das Sediment aus dem Liner gleiten kann.

### 9.3. Probenahme und Aufbereitung

Sämtliche Sedimentproben und soweit möglich auch die Kerne wurden im Feld nach der Probennahme sedimentologisch beschrieben.

Von jeder Probenahmestation wurden, soweit die Konsistenz des Sediments es zuließ, die Kerne im Plastikliner belassen und transportiert. Die mit Sediment gefüllten Liner wurden auf max. 1 m Länge gekürzt und luft- und wasserdicht versiegelt.

Vor allem für die oberflächennahen, einen hohen Wassergehalt besitzenden und damit in Schichtung und Struktur instabilen Schichten und Laminae aus vorwiegend organischem Material (Algenmatten und Bakterienschlämme) ergab sich die Notwendigkeit, die Kerne vor Ort in 1 bis 2 cm dicke Scheiben zu schneiden. Damit wurde in diesen instabilen Sedimentbereichen eine größere Durchmischung und damit verbundene Zerstörung der Schichtung und Strukturen infolge der Abtrennung des Wasseranteils vom Sediment beim Transport (starke Bewegungen und Vibrationen) verhindert. An den einzelnen luft- und wasserdicht verschlossenen Proben sind Wassergehaltsbestimmungen und andere Untersuchungen möglich.

Alle lakustrinen Sedimentproben wurden vom Zeitpunkt der Entnahme bis zur Lagerung im AWI Potsdam unter gering positiven Temperaturen gelagert und transportiert.

Die Kernliner wurden im Labor entlang der Längsachse geöffnet. Die Kernhälften wurden fotodokumentiert und beschrieben. Die Charakterisierung der Sedimentfarben bei Tageslicht erfolgte zum einen unter Angabe der Schlüsselnummern nach der *Munsell Soil Color Charts* (1992). Zum anderen werden die subjektiven Farbbeschreibungen des Autors angegeben. Aus einer Kernhälfte wurden 1 bzw. 2 cm dicke Scheiben beprobt, die andere Kernhälfte wurde im Kühlcontainer (+4°C) archiviert.

Um fazielle Übergänge und die damit verbundenen Änderungen über die zu messenden Parameter zu erfassen, wurden Proben in einem Abstand von 4 bis 10 cm aus sämtlichen Kernen analysiert. Zusätzlich wurde im Bereich lithologisch scharfer Grenzen der Probenabstand verdichtet. Die Einzelproben für geochemische Analysen wurden in einer Achat-Planetenkugelmühle analysenfein (< 63 µm) gemahlen.

### 9.4. Sedimentphysikalische Untersuchungen

#### 9.4.1. Magnetische Suszeptibilität

Die materialspezifische Proportionalitätskonstante magnetische Suszeptibilität als Funktion der Menge ferrimagnetischer Minerale in einer Probe gilt unter der Voraussetzung, daß eine Magnetisierung  $J$  in einem magnetischen Feld  $H$  erzeugt wird:

$$X = J / H$$

Als komplexer Parameter zur Charakterisierung der magnetisierbaren Komponenten im Sediment muß für die Interpretation jedoch ihre Abhängigkeit von der Suszeptibilität der einzelnen Minerale im Sediment, der Korngröße und -gestalt beachtet werden (Rother 1989). Die magnetische Suszeptibilität kann unter Beachtung der für das Untersuchungsgebiet geltenden physikalischen und sedimentologischen Parameter somit Informationen zur Art des Sedimentes (hohe Suszeptibilitäten meist in terrigenen; niedrige in biogenen Sedimenten), zur Art der Sedimentation (Suszeptibilitätsmaxima an der Basis von Turbiditen infolge Korngrößen- aber auch Dichtezunahme) und zum Liefergebiet der terrigenen Sedimentkomponenten (Anteil magnetisierbarer Minerale) enthalten.

Die Messung der magnetischen Volumenssuszeptibilität  $\kappa$  wurde mit dem Sensorsystem MS-2 (Fa. Bartington) am geschlossenen Kern am AWI-Bremerhaven durchgeführt. Die

Angabe erfolgt in der Einheit  $10^{-5}$  SI ( $\text{m}^3 / \text{m}^3$ ). Detailliertere Angaben über die Art der Messung und das Meßsystem geben *Kulbe (1997)* und *Nowaczyk (1991)*.

#### 9.4.2. Feuchtraumdichte

Am geschlossenen Kern wurde die Feuchtraumdichte des Sedimentes mittels Gammastrahlabsorption an einem rechnergesteuerten Dichtemeßsystem hochauflösend (0,5 cm) und  $\text{Cs}^{137}$ -zerstörungsfrei gemessen. In Abhängigkeit von der Sedimentdichte wird ein 4 mm breiter  $\text{Cs}$ -Gammastrahl absorbiert, woraus sich die Feuchtraumdichte berechnen läßt. *Gerland (1993)* beschreibt Geräteentwicklung, Meßprinzip und Messablauf ausführlich. Sein Vergleich mit konventionell ermittelten Meßergebnissen (*Melles 1991, Weber 1992*) ergibt eine Maximalabweichung von ca.  $\pm 5\%$ .

#### 9.4.3. Wassergehalt

Zur Wassergehaltsbestimmung wurden die in vorher gewogene 50 ml Plastikdosen gefüllten Einzelproben gewogen, bei  $-24\text{ }^\circ\text{C}$  tiefgefroren, anschließend gefriergetrocknet und erneut gewogen. Die Bestimmung erfolgte kontinuierlich an jeder Probe.

#### 9.4.4. Mittleres spezifisches Gewicht (Trockendichte)

Die Messung der mittleren spezifischen Gewichte wurde an getrockneten, gemahlene Proben im Pycnometer Accupyc 1330 (MICROMERITICS) durchgeführt. Über die Veränderung eines Gasdruckes (Helium) durch die genau eingewogene Probe im Vergleich zu einem Referenzvolumen wird das Volumen der Probe bestimmt. Alle Proben wurden doppelt gemessen. Die Messungen wurde mit reinem Quarz als Standard überprüft. Um den Meßfehler klein zu halten ist von besonderer Bedeutung, daß das Probenvolumen  $> 10\%$  des Expansionsvolumens der Meßzelle ist (*Melles 1991, Weber 1992*). Die Reproduzierbarkeit der Doppelmessungen ist mit einer mittleren Standardabweichung von  $0,012\text{ g/cm}^3$  sehr gut.

### 9.5. Sedimentologische Untersuchungen

#### 9.5.1. Computer-Tomographie

Üblicherweise werden für eine detailliertere Beschreibung mariner Sedimentkerne, Grad und Typ von Bioturbationen, Orientierung und Verteilung von Gesteinsbruchstücken erfasst und zur präzisen Lokalisierung von Unterproben Radiographien angefertigt. Radiographien haben jedoch den Nachteil, daß für ihre Anfertigung zwischen 7 und 10 mm dünne Sedimentscheiben auf Röntgenplatten gebracht werden müssen. Dieses Material ist für weitere Untersuchungen nicht mehr verwendbar. Der Innendurchmesser der Kerne für die Gewinnung lakustriner Sedimente aus polaren Regionen ist im Interesse der Handhabbarkeit des Bohrgerätes auf maximal 5,9 cm beschränkt. Der für Radiographien notwendige Anteil an Probenmaterial liegt in einer Größenordnung von 30 Prozent des Gesamtmaterials der für die analytische Untersuchung zur Verfügung stehenden Kernhälfte. Im Verhältnis zu dem zu erwartenden Erkenntnisgewinn erscheint deshalb die Anwendung der Methode als nicht praktikabel.

Seit 1967 wurden die Grundlagen der Röntgen-Computer-Tomographie (CT) durch G. N. Hounsfield geschaffen. Die CT, vorwiegend in der Medizin angewendet, ermöglicht der Diagnostik einen bildlichen Eindruck von der inneren räumlichen Struktur des Untersuchungsobjektes zu erhalten (*Hounsfield 1973, Hounsfield 1980*). Bisherige Anwendungen der CT in den Geowissenschaften geschahen vorwiegend in der Paläontologie (*Haubitz & Wellhofer 1989*), Bodenkunde (*Matthies et al. 1995*) und Geotechnik (*Holler & Kögler 1990*) sowie bei der Untersuchung von Eiskernen (*Kawamura 1990*).

Die hier durchgeführten Messungen erfolgten am Ganzkörper-Computer-Tomographen SIEMENS SOMATOM PLUS SB30B der Neurochirurgischen Klinik der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg in Halle/Saale. Das Gerät ist für die hochauflösende und zerstörungsfreie

Untersuchung und quantitative Auswertung von Gewebe- und Knochenstrukturen des humanen Körpers ausgelegt.

Im folgenden soll kurz auf das Meßprinzip der TL eingegangen werden, ausführliche Beschreibungen der Methode geben *Hounsfield (1973)* und *Gerland (1993)*. Um eine Tomographie erzeugen zu können, muß das Untersuchungsobjekt mit einer gerichteten Welle oder Strahlung unter möglichst vielen Winkeln durchstrahlbar sein. Die Anzahl der Kreuzungspunkte der Strahlungswege soll möglichst hoch sein. Die Anzahl der Kreuzungspunkte ist letztendlich primär für die räumliche Auflösung der Ergebnisse (Tomogramme). Über Inversionsverfahren wird aus den Daten der einzelnen Strahlenwege das Tomogramm berechnet.

Hervorragend geeignet für die hier untersuchten Sedimente erwies sich die CT um im Vorfeld der Beprobung Kernentnahmeeffekte zu erkennen, Gesteinsbruchstücke zu lokalisieren und über die Messung der Dichte Änderungen in der Sedimentzusammensetzung räumlich zu erfassen. Das Ziel eine hochauflösende Aufnahme von Laminae (insbesondere wasserreichen biogenen Algenmatten) zu erzielen, konnte infolge der technischen Ausstattung des CT für humanmedizinische Zwecke nicht erreicht werden. Jedoch erscheint, mittels dem Untersuchungsgegenstand entsprechender technischer Modifikationen des Gerätes, eine hochauflösende Aufnahme prinzipiell möglich.

### **9.5.2. Korngrößenverteilung**

Eine ausführliche Beschreibung und Verweise auf die weiterführende Literatur über die angewandten Methodik geben *Melles (1991)* und *Weber (1992)*.

*Melles (1991)* und *Weber (1992)* dispergieren die Proben in 3 %-iger  $H_2O_2$ -Lösung. Um mögliche Oxidationsprozesse an Tonmineralen zu vermeiden, wurde im Rahmen dieser Arbeit eine Versuchsreihe mit Natriumpyrophosphat (5 ml 0,1 M  $Na_4P_2O_7$ -Lösung auf 1 l aqua dest.) als Suspensionsmittel durchgeführt. Probenmaterial der verschiedenen Lithofazies wurde parallel auf einem Schüttler in 3 %-iger  $H_2O_2$ -Lösung und in 0,1 M  $Na_4P_2O_7$ -Lösung in Suspension gebracht. Im Ergebnis der bis zu 30 Tage dauernden Dispersionsversuche zeigte es sich, daß nur die durch Oxidation der organischen Substanz in der 3 %-igen  $H_2O_2$ -Lösung suspendierten Proben eine vollständige Dispergierung aufwiesen. Mit Natriumpyrophosphat läßt sich für das vorliegende Probenmaterial, infolge des hohen Anteils an organischem Material im oberflächennahen Sediment und den hohen Glimmeranteil im klastischen Sediment keine ausreichende Dispergierung erreichen. Koagulationen sind besonders in der Ton- und Siltfraktion mikroskopisch zu beobachten.

Die Dispergierung der zu untersuchenden Proben erfolgte im Ergebnis dieser Versuchsreihe in 3 %-iger  $H_2O_2$ -Lösung.

### **9.5.3. Mineralverteilung in der Tonfraktion**

Die Analyse der Mineralverteilung in der durch die Schlämmanalyse nach Atterberg (*Gessner 1931*) abgetrennten Tonfraktion erfolgte röntgendiffraktometrisch an Texturpräparaten, welche mit einem Molybdänstandard ( $MoS_2$ ) versetzt wurden, wodurch semiquantiven Aussagen über absolute, von der Gesamtmineralverteilung unabhängige Schwankungen einzelner Minerale (Tab. 7) getroffen werden können (*Melles 1991*). Die Messungen geschahen am Röntgendiffraktometer PHILIPS 2PW1710 mit  $CoK\alpha$ -Strahlung (40 kV, 40 mA) im Spektrum 2 bis  $40^\circ 2\theta$  in Schritten von  $0,02^\circ 2\theta / sec.$  an glykolisierten und luftgetrockneten Proben. Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte mit Hilfe der *ASTM-Kartei (1974)* und dem Computer-Programm Mac Diff 3.0.6b von *R. Petschik (AWI)*. *Melles (1991)* gibt eine detaillierte Beschreibung der Methodik, ihrer Präzision und Querverweise zu weiterführender Literatur.

Aus der Summe der Flächen wurde der jeweilige prozentuale Anteil ermittelt. Für jedes der in Tab. 7. aufgeführten Minerale wurde das Verhältnis zum internen  $MoS_2$ -Standard berechnet. Voneinander abweichende Schwankungen dieser Parameter weisen auf Unterschiede zwischen absoluter Akkumulation eines Mineralen und der relativen Akkumulation zu der anderer Tonminerale. Weiterhin wurde das Quarz/Feldspat-Verhältnis berechnet.

**Tab. 7:** Mineralauflistung der zur semiquantitativen Auswertung herangezogenen Reflexflächenmaxima unter Angabe von  $2\theta^\circ$  Winkel; Netzebenenabstand [Å] und Miller'schen Indizes (hkl) für CoKa-Strahlung nach ASTM-Kartei (1974)

Reflexe	Winkel [ $2\theta^\circ$ ]	Netzebenenabstand d-Wert [Å]	Miller'sche Indizes (hkl)
Smektit gequollen	ca. 6	ca. 17	001
Illit I. Ordnung	9,96	10,0	001
Amphibole	12,16	8,52	110
MoS <sub>2</sub> -Standard	16,72	6,15	002
Chlorit III. Ordnung	21,84	4,72	003
Quarz	24,26	4,26	100
Chlorit IV. Ordnung	29,28	3,54	004
Feldspäte	32,07 & 32,53	3,24 & 3,19	002
Talk	33,26	3,13	006

Die Auswertung der ermittelten Peakflächen der Tonminerale Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit erfolgte durch Berechnung nach *Biscaye* (1964; 1965)

Smektit: = 1 • 17 Å Fläche  
 Illit: = 4 • 10 Å Fläche  
 Chlorit: = 2 • (5 • 4,72 Å Fläche)  
 Kaolinit: = 4 • {3,54 Å Fläche – (2,5 • 4,72 Å Fläche)}

## 9.6. Sedimentgeochemie

Die Einzelproben für geochemische Analysen wurden in einer Achat-Planetenkugelmühle analysenfein (hier: < 63 µm) gemahlen.

### 9.6.1. Karbonat, organischer Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel

Die Bestimmung der prozentualen Gehalte von Kohlenstoff ( $C_{ges}$ ), Stickstoff (N) und des Gesamtschwefels (S) im Sediment wurde in Doppelmessungen am Mikromengenanalysator CHNS-932 der Fa. LECO durchgeführt. Das Gerät ist für Mikromengen mit einer maximalen Einwaage von 10 mg ausgelegt. Die Bestimmung erfolgt infrarotspektroskopisch ( $C_{ges}$ , S) bzw. über die Wärmeleitfähigkeit (N).

Der nichtkarbonatische Kohlenstoff ( $C_{org}$ ), wurde am METALYT-CS-1000-S der Fa. ELTRA bestimmt. Doppelbestimmungen erfolgten aufgrund der geringen zur Verfügung stehenden Probenmengen an jeder zehnten Probe, sowie bei nicht eindeutig interpretierbaren Ergebnissen. Alle Meßreihen wurden mit Hersteller- und internationalen Standards auf systematische Fehler überprüft.

Folgende relative Standardabweichungen für die durchgeführten Bestimmungen werden akzeptiert:

- $C_{ges}$  und  $C_{org}$ : relative Standardabweichung von 5 % bei Gehalt > 1 Gewichtsprozent  
relative Standardabweichung von 10 % bei Gehalt < 1 Gewichtsprozent
- N- bzw. S-: relative Standardabweichung von 5 bzw. 15 %

Karbonatischer Kohlenstoff ( $C_{karb}$ ) als Differenz von  $C_{ges}$  und  $C_{org}$  läßt sich unter der Voraussetzung, daß er als Kalzit vorliegt und kein Dolomit vorhanden, oder wie in den hier zu untersuchenden Sediment nur in vernachlässigbaren Mengen, aus den unterschiedlichen Atomgewichten wie folgt berechnen:

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

### 9.6.2. Stabile Isotope des organischen Kohlenstoffs ( $\delta^{13}\text{C}$ )

Die Verhältnisse der stabilen Kohlenstoffisotope ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) im organischen Kohlenstoff des Sedimentes wurden an entkarbonatisierten (Zugabe von 200  $\mu\text{l}$  10 %-iger HCl auf die Probe, Abrauchen bei ca. 60°C über 120 min) Proben gemessen. Das durch Verbrennung der Probe in einem "HERAEUS-ELEMENT-ANALYSATOR" bei  $\approx 1000^\circ\text{C}$  entstandene  $\text{CO}_2$  wurde direkt in ein "FINNIGAN MAT Delta-S Gas-Massenspektrometer" eingeleitet und gegen ein  $\text{CO}_2$ -Standardgas gemessen (Fry et al. 1992). Die Gerätedrift wurde mit Pepton als interner Standard überprüft. An Polyethylen-Folie (-31,77 ‰V-PDB, Standard CH-7 der Internationalen Atom-Energie-Behörde) erfolgte die Bestimmung der Sollwerte gegen den internationalen Standard V-PDB (Vienna-Pee Dee Belemnite) für das Standardgas (-6,15 ‰V-PDB) und den internen Standard (-24,15 ‰V-PDB) (Coplen 1995). Der statistische Fehler von  $< \pm 0,3$  ‰ zeigt eine hinreichende Reproduzierbarkeit der Meßwerte. Der  $\delta$ -Wert ist definiert als:

$$\delta^{13}\text{C} [\text{‰V-PDB}] = \left[ \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \right] * 1000 \quad \text{wobei: } R = \text{Isotopenverhältnis } (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})$$

### 9.6.3. Schwefelkomponentenbestimmung

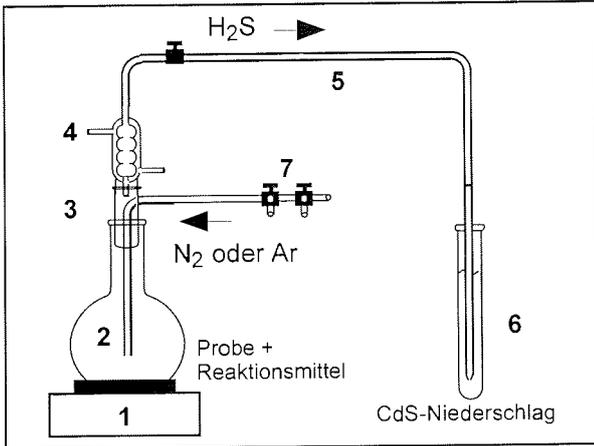
Das Prinzip der Chrom-Reduktionsmethode beruht auf der Zersetzung (Reduktion) der reduzierten Schwefelformen zu  $\text{H}_2\text{S}$  in einer erhitzten  $\text{CrCl}_2$ -Lösung und der Ausfällung des Gases in Cd-Azetat-Lösung als Sulfid. Das Cd-Sulfid ist spektrophotometrisch quantitativ meßbar und für Schwefelisotopenmessungen verwendbar (Berner et al. 1979, Hartmann & Nielsen 1969, Volkov 1985). Arbeiten verschiedener Autoren zeigen, daß mit dieser Methode organische Schwefelverbindungen und Sulfate weder gelöst noch freigesetzt werden (Canfield et al. 1986, Duan et al. 1997, Giblin et al. 1992, Morse & Cornwell 1987).

Unter Anleitung von Dr. W. A. Samarkin wurden am Institut für Photosynthese der Russischen Akademie der Wissenschaften in Pushchino (Rußland) die analytischen Arbeiten in modifizierter Apparatur nach Volkov (1985) durchgeführt (Abb. 60). Um keine Verluste des entstehenden  $\text{H}_2\text{S}$  zu erhalten, muß die gesamte Zersetzungsapparatur gasdicht sein.

Die Sedimentprobenahme (10 g Naßsediment je Probe) erfolgte aus den frisch geöffneten Kernsegmenten unter Stickstoffatmosphäre, so daß unerwünschte Oxidationen der Sulfide unterbunden wurden.

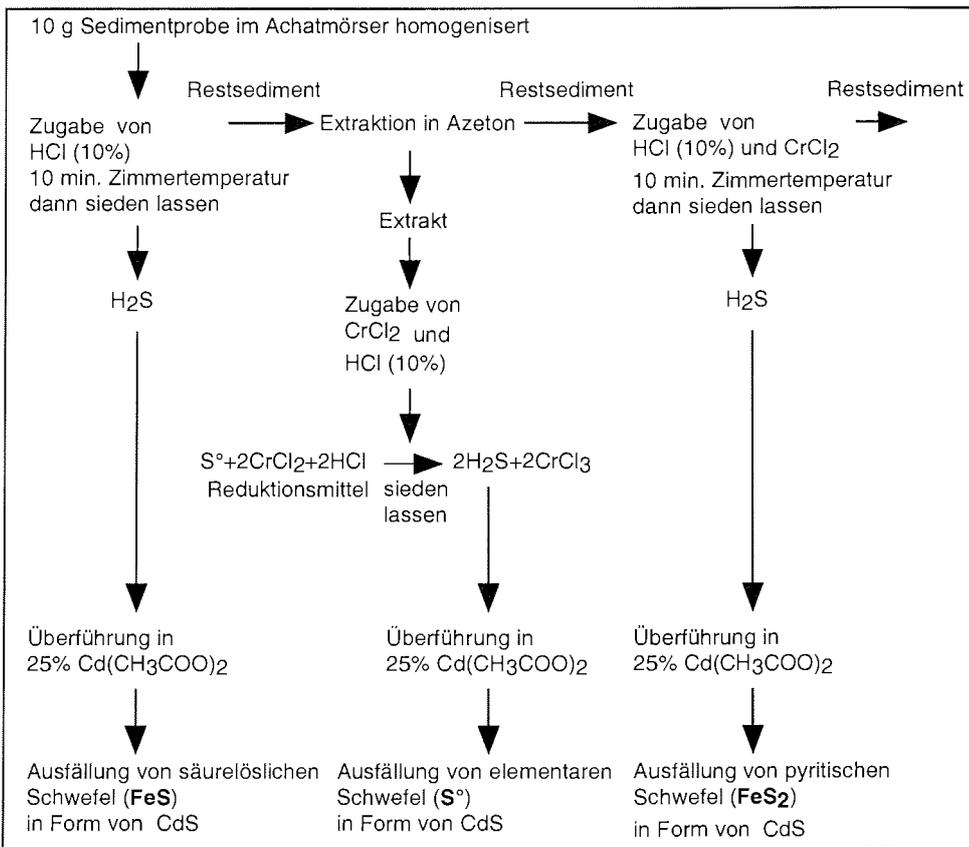
Die gesamte Zersetzungsapparatur, einschließlich der mit 20 ml  $\text{Cd}(\text{CH}_3\text{COO})_2$  (25%-ig) gefüllten Cd-Azetatfalle (6), wurde 2 min. mit Argon (reinst) gespült. Als Träger- und Reinigungsgas ist sowohl Argon als auch Stickstoff (reinst) verwendbar. Die unter Stickstoffatmosphäre aufbewahrten Sedimentproben wurden im Achatmörser homogenisiert. Die eingewogene Sedimentprobe wurde sofort in den 2 min. mit Argon (reinst) gespülten Zersetzungskolben (2) gegeben. Nach weiteren 2 min. Spülen der Zersetzungsapparatur folgt über den Gaseinfüllstutzen (3) die Zugabe von 20 ml HCl (10%-ig), die 2 min. mit Argon gespült wurde. Für die Chemikalienzugabe ist der Gasversorgungsschlauch mit einer Dreiweghahnparallelschaltung (7) überbrückbar. Nach 10 min. Reaktionszeit bei Zimmertemperatur wurde die Probe bis zum Sieden erhitzt (1). Nach weiteren 50 min. Reaktionszeit ist der gesamte säurelösliche Schwefel ( $\text{FeS}$ ), welcher als  $\text{H}_2\text{S}$  durch den Wasserrückflußkühler (4) und ein im Durchmesser immer kleiner werdendes Silikonleitungssystem (5) zur Cd-Azetatfalle überführt wurde, in Form von CdS ausgefällt. Die Stärke des Argongasdurchflusses wurde anhand der Gasbläschen in der Cd-Azetatfalle auf eine Durchflußrate von 2 bis 3 kleinen Gasbläschen pro Sekunde eingestellt.

Das im Zersetzungskolben verbliebene Restsediment wurde in Azeton extrahiert und zentrifugiert, das Restsediment mit pyritisch und organisch gebundenem Schwefel abfiltriert. Der nun in Lösung vorliegende elementare Schwefel  $\text{S}^0$  wurde, in der wie für die  $\text{FeS}$ -Abtrennung vorbereiteten Apparatur, unter Zugabe von 75 ml  $\text{CrCl}_2$  und mit Argon gespülten 20 ml HCl (10%-ig) zu  $\text{H}_2\text{S}$  reduziert und in 20 ml  $\text{Cd}(\text{CH}_3\text{COO})_2$  (25%-ig) als CdS ausgefällt. Die Reaktion erfolgte erst 10 min. bei Zimmertemperatur und danach ca. 10 bis 15 min. bei Siedetemperatur. Die Herstellung von  $\text{CrCl}_2$  erfolgte über amalgamisiertes elementares Zink durch Aufgabe von Chrom(III)-Chlorid (Canfield et al. 1986, Volkov 1985).



**Abb. 60:** Skizze der Zersetzungsapparatur für die Gewinnung und Bestimmung der anorganischen reduzierten Schwefelformen  $S^\circ$ ,  $FeS$  und  $FeS_2$   
 (1 Heizplatte;  
 2 Zersetzungskolben 400 ml;  
 3 Gaseinfüllstutzen;  
 4 Wasserrückflußkühler;  
 5 Gasüberführung;  
 6 Auffangglas als Cd-Azetatfalle  
 7 Dreiwegehahnparallelschaltung Gasversorgung und Chemikalienzugabe

Das bei der  $S^\circ$ -Extraktion entstandene Restprobenmaterial wurde im dritten Analyseschritt in der gleichen Weise wie das  $S^\circ$ -Extrakt behandelt. Das ausgefällte  $CdS$  beinhaltet nun die pyritisch gebundenen Schwefelverbindungen ( $FeS_2$ )(Abb.60).



**Abb. 61:** Flußdiagramm zur Trennung der Schwefelformen  $S^\circ$ ,  $FeS$  und  $FeS_2$  im lakustrinen Sediment

#### 9.6.4. Stabile Isotope des anorganischen Schwefels ( $\delta^{34}\text{S}$ )

Die Messung der Verhältnisse der stabilen Schwefelisotope ( $^{32}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$ ) erfolgte am Umweltforschungszentrum (UFZ) Leipzig-Halle in Zusammenarbeit mit Dr. G. Strauch. Dazu mußte das als CdS vorliegende Probenmaterial durch Lösung in erhitzter verdünnter  $\text{HNO}_3$  in  $\text{Ag}_2\text{S}$ -überführt werden.

Die  $\text{Ag}_2\text{S}$ -Proben wurden mit Kupferoxid ( $\text{CuO}$ ) homogenisiert und bei  $1100^\circ\text{C}$  in einem Elementaranalysator zu  $\text{SO}_2$  umgesetzt. Nach der Entfernung von  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  aus dem Gasgemisch wurde das  $\text{SO}_2$  massenspektrometrisch (Finnigan MAT Delta-S Gas-Massenspektrometer) gemessen. Die Schwefelisotopenwerte sind auf den internationalen Standard Troilit ( $\text{FeS}$ ) des Cañon Diablo Eisen-Meteoriten (CDT) in [‰] bezogen. Die Sollwerte wurden an einem internen  $\text{Ag}_2\text{S}$ -, einem  $\text{BaSO}_4(\text{BL3})$  (+0,81 ‰)- und einem  $\text{BaSO}_4$  (NBS)- Standard (+20,39 ‰) kalibriert. Die Schwefelisotopendaten sind mit einem statistischen Fehler von  $\pm 0,1$  bis  $\pm 0,6\%$  hinreichend reproduzierbar. Der  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert ist definiert als:

$$\delta^{34}\text{S} [\text{‰ CDT}] = [(R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}) / R_{\text{Standard}}] * 1000 \quad \text{wobei: } R = \text{Isotopenverhältnis } (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})$$

#### 9.6.5. Haupt- und Spurenelemente

Die Bestimmung der Konzentration der Haupt- und Spurenelemente erfolgte mit dem sequentiellen Röntgenfluoreszenzspektrometer PW 2400 (Fa. PHILIPS) aus 56 Sedimentproben des Untersees in Form einer Silikatvollanalyse nach Schmelzaufschluß. Die Messungen wurden im Brandenburgischen Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Kleinmachnow durchgeführt.

### 9.7. Altersdatierung

#### 9.7.1. Radiokarbonaltersbestimmungen ( $^{14}\text{C}$ -Datierungen)

Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen erfolgten mit der AMS-Methode (Accelerator Mass Spectrometry; *Hedges et al. 1989; 1992*). 20 Proben wurden im "Research Laboratory for Archeology and the History of Art" zu Oxford, 13 Proben im "Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung" der Universität Kiel und 8 Proben im "R. J. Van de Graaff Laboratorium" der Universität Utrecht bestimmt.

Die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter wurden entsprechend der Konventionen nach *Stuiver & Polach (1977)* berechnet. Das heißt u.a.: die Angabe in "Jahre vor heute" (J.v.h.) für die  $^{14}\text{C}$ -Alter bezieht sich auf 1950; nicht die physikalisch korrekte Halbwertszeit von  $5730 \pm 40$  Jahren, sondern die "Libby"-Halbwertszeit von 5568 Jahren wird zur Berechnung der  $^{14}\text{C}$ -Alter benutzt; die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität wird  $\delta^{13}\text{C}$ -korrigiert indem alle Werte auf den  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -25 ‰ V-PDB bezogen werden. Weitergehende Beschreibungen der Methodik finden sich u.a. bei *Geyh (1971; 1983)*, *Geyh et al. (1974)* und *Kulbe (1997)*. Eine Einführung in die Problematik von AMS-Messungen in der Antarktis gaben *Stuiver & Braziunas (1985)*.

#### 9.7.2. Lumineszenz-Datierungen

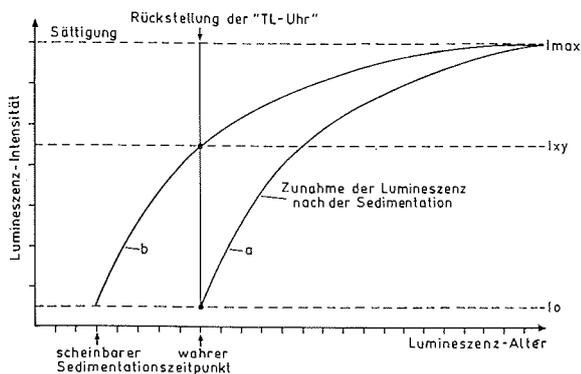
Ausführliche Beschreibungen der Methode der Lumineszenz-Datierungen sind u.a. in *Frechen (1991a; 1991b; 1994)*, *Frechen et al. (1995)* und *Shingvi & Wagner (1986)* zu finden. Auf dem Anwachsen von " $\alpha$ - $\beta$ - und  $\gamma$ -Strahlenschäden" vom Zeitpunkt der Sedimentation an, die durch natürliche Radioaktivität im Sediment (Isotope der  $^{238}\text{U}$ -,  $^{235}\text{U}$ - und  $^{232}\text{Th}$ -Zerfallsreihen, Radioaktivität von  $^{40}\text{K}$ , kosmische Strahlung) verursacht werden, basiert das Datierungsprinzip der Lumineszenz-Altersbestimmungsmethoden. Durch Zufuhr thermischer Energie emittieren Quarze, Feldspäte und andere Minerale Licht (Lumineszenz). Diese Emission beruht auf der Fähigkeit der Minerale, bei Anregung durch energiereiche Strahlung einen Teil der Anregungsenergie in Form von potentieller Energie zu speichern. Ausführliche Angaben zu den physikalischen Grundlagen der TL-Datierung geben *Aitken (1985)* und *Frechen (1991b)*. Die gemessene Lichtintensität ist proportional zu der vom

Mineral seit der Ablagerung absorbierten Strahlungsdosis. Diese akkumulierte Dosis (ED) ist mit der jährlichen natürlichen Strahlungsdosis (AD) korrelierbar, der Quotient ergibt, vereinfacht ausgedrückt, das Alter.

$$\text{Alter} = \text{Akkumulierte Dosis} / \text{Jährliche Dosis} = \text{ED} / \text{AD}$$

Die Thermolumineszenz (TL)-Methode wurde zu Beginn der 1960-iger Jahre erstmals in der Archäologie zur Datierung von Abkühlungsaltern angewendet. Eine Übersicht zum Forschungsstand der TL, in den 70-iger Jahren vorwiegend zur Datierung äolischer Sedimente genutzt, geben Aitken (1985), Frechen (1991b; 1994) und Wintle (1983). Erste Untersuchungen zur Infrarot Optisch Stimulierten Lumineszenz (IRSL) werden seit Mitte der 80-iger Jahre durchgeführt (Frechen 1995, Wintle 1994). Untersuchungen zur Datierung glazial-fluviatiler und -lakustriner Sedimente erfolgten seit Mitte der 80-iger Jahre (u.a. Berger & Anderson 1994, Gemmell 1985; 1988a; 1988b; 1997, Krause et al. 1997, Rhodes & Bailey 1997 und Takada et al. 1995). Anwendungen mit kombinierten TL / Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)-Messungen folgten zu Beginn der 90-iger Jahre (u.a. Frechen 1994).

Datierungsvoraussetzung ist für die IRSL die vollständige und für die TL eine bis auf einen unbleichbaren Rest ( $I_0$ ) erfolgte Bleichung durch Sonnenlicht als Anregungsenergie während des Sedimenttransportes (Abb. 62). Fehlstellen im Kristallgitter (Strahlenschäden) werden so "ausgeheilt", die "Lumineszenz-Uhr" auf Null gestellt (Kurve a). Bei unvollständiger Bleichung ergeben sich "scheinbare" Sedimentationsalter (Kurve b). Unter erneutem Lichtabschluß baut die natürliche Radioaktivität im Sediment bis zum Erreichen einer Sättigungsgrenze erneut einen Strahlenschaden (siehe oben) auf.



**Abb. 62:** Prinzip TL- und OSL-Methode, siehe Text, aus Frechen (1995)

Bei der IRSL-Methode werden Lumineszenzzentren im Bereich geringer Energieniveaus stimuliert, welche innerhalb weniger Minuten durch Sonnenlicht gebleicht werden. Rendell et al. (1994) zeigen in Belichtungsexperimenten, daß für die IRSL-Methode auch unter einer Wassersäule von mehreren Metern eine vollständige

Bleichung durch Sonnenlicht erfolgt. Die für die TL-Methode stimulierten Lumineszenzzentren auf höheren Energieniveaus benötigen hingegen mehrere Stunden Belichtungszeit. Der Vergleich von TL- und IRSL-Ergebnissen läßt infolge der unterschiedlichen Sensitivitäten Schlußfolgerungen über Bleichungsgrad und Umlagerungsprozesse zu. Mittels Belichtungsexperimenten und Messungen in verschiedenen Spektralbereichen wird die bei Ablagerung lakustriner und fluviatiler Sedimente überlagernde Wassersäule simuliert.

Die Bestimmung der Akkumulierten Dosis und die Datierungen erfolgten über die Additive Methode. Die Auswertung der Meßergebnisse geschah mit dem Computerprogramm SIMPLEX AND AGE und TL-ANALYSE 6.37 durch Integralbildung unter den Meßkurven. Grundlage ist, daß die Umwandlung radioaktiver Strahlung in gespeicherte (Lumineszenz-) Energie durch eine berechnete exponentielle Kurvenregression, die sich den gemessenen Werten optimal anpaßt, als mathematische Funktion ausgedrückt werden kann.

Die vorliegenden Ergebnisse wurden in Kooperation mit dem Geologischen Institut der Universität Köln in Form einer Diplomarbeit (Sutter 1997) ermittelt, in welcher die einzelnen Untersuchungsschritte dokumentiert sind.

### 9.8. Sedimentkernkorrelation

Anhand der Kernbeschreibung, den ermittelten sedimentphysikalischen Eigenschaften und den geochemischen Ergebnissen wurde die Korrelation der bis zu 3 m langen Segmente eines Kernes durchgeführt. Im Bereich der Überlappungsbereiche wurde der Probenabstand zur Verbesserung der Korrelation verdichtet. Lediglich in Kern PG1216 (Untersee) konnte keine Korrelation der Segmente infolge von Kernverlust im Überlappungsbereich durchgeführt werden.

### 9.9. Automatische Wetterstation (AWS) Untersee

Die AWS der Firma Campbell Scientific, die mit einem Datenlogger (CR 10) ausgerüstet ist und von einer Lithiumbatterie mit Strom versorgt wird, verfügt über Sensoren bzw. Geräte, die zur Messung folgender meteorologischer Parameter dienen: Luft- und Bodentemperatur, Windstärke und -richtung, Global- und Nettostrahlung.

Es war ursprünglich beabsichtigt, die Wetterstation auf der Eisdecke des Untersees zu errichten, um vor allem über die Strahlungsbilanz der Seeoberfläche Aufschluß zu erhalten. Aus Gründen der Standsicherheit mußte die AWS auf dem NE-Ufer der Moränenhalbinsel an der NW-Flanke des Untersees installiert werden (Abb. 11). Die mittels GPS (Global Positioning System) ermittelte Grobposition ist 71°19'56"S/13°27'03"E (Höhe: ca. 560 m ü. NN)(Wand *et al.* 1996).

## 10. Kernbeschreibungen

**Untersee**                      **Station PG1215 (anoxisches Teilbecken)**  
    **Station PG1216 (Seebereich mit oxischem Bodenwasser)**

Mit 456 cm lakustrinen Sediment besitzt Station **PG1215** das längste, bisher im Wohlthat Massiv und in der Schirmacher Oase erbohrte Seesedimentprofil.

#### **Sedimentationseinheit 1 (0-178 cm) Sapropelfazies:**

Tiefe [cm]	Beschreibung
0-44	toniger Sapropel, tw. schwach siltig, dunkelgrüngrau bis oliv (5GY4/1 bis 5Y4/3), stark gashaltig
44-65	tonig, siltiger Sapropel, dunkelolivgrau (5Y4/1 bis 5Y4/3)
65-125	toniger Sapropel, tw. schwach siltig, olivgrau bis grau (5Y4/2 bis 5Y5/1)
125-165	tonig, siltiger, tw. feinsandiger Sapropel, grau bis dunkelgrau (5Y5/1 bis 5Y4/2), zur Basis steigender Silt- und Sandanteil, Abnahme des Anteils an organischen Material
165-178	tonig, feinsandiger Silt, sapropelartig, dunkelgrau (5Y4/2)

#### **Sedimentationseinheit 2 (178-217cm) Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
178-194	sandig, toniger Silt, zur Basis gröber werdend, dunkelolivgrau (5Y4/1 bis 5Y4/3),
194-195	schluffiges Tonband, dunkelolivgrau (5Y4/1)
195-204	sandiger Silt, schwach kiesig, zur Basis in gesteinsbruchstückreichen Mittel- bis Grobssand übergehend, olivgrau bis grau (5Y4/2 bis 5Y5/1)
204-208	tonig, sandiger Silt, dunkelolivgrau (5Y4/1), zur Basis gröber
208-217	tonig, sandiger Silt, dunkelgrau (5Y4/2)

**Sedimentationseinheit 3 (217-415 cm) Psammitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
217-260	kiesiger, teilweise siltig- bis feinsandsandiger Grobsand, wechselgelagert ohne deutliche Schichtgrenzen, dunkelolivgrau (5Y4/1),
260-330	gut sortierter Fein- bis Mittelsand, olivgrau (5Y4/2)
330-332	schluffiges Tonband, dunkelolivgrau (5Y4/1)
332-385	kiesiger Grobsand, ab 350 cm in kiesig, mittelsandigen Grobsand übergehend, dunkelolivgrau (5Y4/1) bis olivgrau (5Y4/2), an der Basis Gesteinsbruchstücke; von 366 bis 425 cm nach Schwefelwasserstoff riechend, schwarzgrau (5Y4/1 bis 5Y4/2)
385-394	siltiger Fein- bis Mittelsand, Gesteinsbruchstücke, schwarzgrau (5Y4/2)
394-415	teilweise grobsandiger Mittelsand, schwarzgrau (5Y4/1)

**Sedimentationseinheit 4 (415-460cm) Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
415-425	tonig, siltiger Feinsand, schwarz (5Y4/1)
425-460	Feinsand- bis Mittelsand, olivgrau (5Y4/2)

**Sedimentationseinheit 5 (460-484 cm) Moränenfazies**

460-484	Moräne; bindiger Grobsand mit Gesteinsbruchstücken, dunkelgrau (5Y5/1)
---------	--

In Station **PG1216** wurden auf 250 cm Bohrfortschritt infolge bohrtechnisch bedingten Kernverlustes 166 cm Sediment gekernt. Erstmals wurde im Bereich mit sauerstoffhaltigen (oxischen) Bodenwasser die Moräne erbohrt.

**Sedimentationseinheit 1 (0-157 cm) Pelitfazies:**

Tiefe [cm]	Beschreibung
0-2	von rötlichen Algenfäden (<1 mm) durchsetzter, toniger Silt, olivgrau (5Y5/2)
2-30	siltiger Ton, teilweise schwach sandig, olivgrau (5Y5/2)
30-114	Kernverlust
114-154	siltiger Ton, teilweise schwach sandig, helloliv-gelblichgrau (5Y5/3)
154-157	Übergang von siltigen Ton zu sortierten Mittelsand, helloliv-gelblichgrau (5Y5/3)

**Sedimentationseinheit 2 (157-180 cm) Psammitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
157-167	schwach siltig, toniger sortierter Mittel- bis Grobsand, hellolivgrau (5Y5/2)
167-171	siltige Tonlage, hellolivgrau (5Y5/2)
171-175	feinsandiger Silt, hellolivgrau (5Y5/2)
175-180	Übergang von feinsandigen Silt zu tonigen Silt, hellolivgrau (5Y5/2)

**Sedimentationseinheit 3 (180-201 cm) Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
180-188	toniger Silt, dunkelolivgrau (5Y4/2)
188-201	Übergang von tonigen Silt zu siltigen Mittelsand, dunkelolivgrau (5Y4/2)

**Sedimentationseinheit 4 (201-210 cm) Psammitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
201-210	kiesiger Mittel- bis Grobsand, dunkelolivgrau (5Y4/2)

**Sedimentationseinheit 5 (ab 210 cm) Moränenfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
210-250	Moräne; bindiger Mittel- bis Grobsand mit Gesteinsbruchstücken, olivgrau (5Y6/2)

See Glubokoje      **Station PG1217 (Seezentrum)**  
                          **Station PG1219 (Zufluß)**  
                          **Station PG1220 (Ausfluß)**

Mit gekernten 185 cm Gesamtsediment besitzt die im Beckenzentrum gelegene Station **PG1217-4+5** die größte angetroffene Sedimentmächtigkeit.

**Sedimentationseinheit 1 (0-66 cm) Moos- und Algenfazies:**

Tiefe [cm]	Beschreibung
0-2	Algenlaminae, olivgrau (5Y4/1 bis 4/2), 0,1-1 mm dick
2-14	Algenlaminae, wassermoosdurchsetzt, olivgraugrün, 0,1-1 mm dick
14-17	Wassermooshorizont, olivgrau (5Y4/2), schwach siltig
17-19	Silt-bis Feinsandband, wassermoosdurchsetzt, olivgrau (5Y4/1)
19-39	Algenlaminae, olivgrau, -grün, -braun (5Y4/1 bis 4/2), 0,1-1 mm dick,
bei 30	3mm dicke tonige Lage, olivgrau (5Y4/2) eingeschaltet
39-43	scharf begrenzte, gradierte siltige Feinsandlage, grauoliv bis grünoliv
43-51	Algenlaminae, olivgrau, -grün, -braun (5Y4/1 bis 4/2), 0,1-1 mm dick,
51-52	Tonlage, scharf begrenzt, olivgrau (5Y4/2)
52-62	Algenlaminae, olivgrün (5Y4/2), 0,1-1 mm dick, zunehmender Tongehalt,
bei 55	5 mm dickes Siltband eingeschaltet
62-66	Wassermooshorizont, sandig, siltig, grauoliv (5Y4/2)

**Sedimentationseinheit 2 (66-170 cm) Psammit- und Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
66-84	siltig, toniger Fein- bis Mittelsand, grau (5Y4/1), ungeschichtet
ab 74	Übergang zu siltig, tonigen Mittelsand, dunkelgrau (5Y3/1), ungeschichtet
84-87	tonige Lage, blättchenartig, sandig, schwarzgrau (5Y2.5/1)
87-98	sortierter Grobsand, schwarzgrau (5Y2.5/1)
bei 93	Gesteinsbruchstücke
98-102	scharf begrenzter siltig, sandiger Ton, blättchenartig, schwarzgrau (5Y2.5/1), fossilisiertes Material
102-119	sandig, siltiger Ton, dunkelgrau (5Y2.5/1), allmählicher Übergang in tw. tonigen Fein- bis Mittelsand, dunkelgrau (5Y4/1)
119-130	feinsandiger Mittelsand, dunkelgrau (5Y4/1), ungeschichtet mit linsenartig eingeschalteten fossilisierten, tonigen Material, dunkelschwarzgrau (5Y2.5/1)
130-138	Mittelsand, dunkelgrau (5Y4/1), ungeschichtet, zum Liegenden in mittelsandigen Grobsand übergehend
138-142	scharf begrenzter siltig, sandiger Ton, blättchenartig, schwarzgrau (5Y2.5/1) fossilisiertes Material
142-151	sandig, siltiger Ton, grau (5Y3/1)
bei 151	toniges, fossilisiertes Material, blättchenartig, schwarzgrau (5Y2.5/1)
151-170	siltiger Sand, schwach tonig, Gesteinsbruchstücke, dunkelgrau (5Y4/1)

**Sedimentationseinheit 3 (ab 170 cm) Moränenfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
170-185	unsortierter, kiesig, toniger Mittel- bis Grobsand, Gesteinsbruchstücke, dunkelblaugrau (2.5Y3/1)

Bohrung **PG1219** ist im durch den periodisches Ausfluß geprägten nordöstlichen Seebereich lokalisiert. Das lakustrine Sediment besitzt eine Mächtigkeit von 121 cm.

**Sedimentationseinheit 1 (0-28 cm) Moos-und Algenfazies:**

Tiefe [cm]	Beschreibung
0-2	Wassermooshorizont, olivgrün (5Y4/3), siltig bis feinsandige terrigene Partikel, an der Basis scharf begrenzt
2-9	Algenlaminae, olivgraugrün bis olivgraubraun (5Y4/1 bis 5Y5/1), 0,1-1 mm dick
bei 3,5	Feinsandlinse in Laminae
9-10	Wassermooslage, olivgrau (5Y4/1), siltig, scharf begrenzt
10-11,5	Algenlaminae, olivgrün (5Y4/3), 0,1-1 mm dick, an der Basis scharf begrenzt
11,5-12	gradierete Silt- bis Mittelsandlage, grau (5Y4/1), an der Basis scharf begrenzt
12-12,5	Wassermooslage, olivgrau (5Y4/1)
12,5-20	Algenlaminae, grünolivgrau bis grauoliv (5Y4/1 bis 5Y5/1), 0,1-1 mm dick, zur Basis Zunahme siltiger Partikel, an der Basis scharf begrenzt
20-23	Fein- bis Mittelsandlage, dunkelgrau (5Y3/1); an der Basis von 1 mm dicker Tonlage, dunkelblaugrau (2.5Y3/1), scharf begrenzt
23-28	tonig- bis siltiger Wassermooshorizont, hellolivgrau (5Y5/2), Basis scharf begrenzt

**Sedimentationseinheit 2 (28-113 cm) Psammit- und Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
28-57	gradierter Silt- bis Mittelsand, olivgrau (5Y5/1),
57-59	Tonlage, hellgrau (5Y4/1)
59-66	gradierter Ton bis Mittelsand, hellgrau (5Y4/1)
66-76	toniger Silt, dunkelblaugrau (5Y3/1), ungeschichtet, Gesteinsbruchstücke, an der Basis scharf begrenzt
76-81	siltiger Ton, dunkelblaugrau (5Y3/1), an der Basis scharf begrenzt
81-85	siltiger Feinsand, dunkelblaugrau (5Y3/1), an der Basis scharf begrenzt
85-88	siltiger Ton, dunkelblaugrau (5Y3/1)
88-103	Wechselagerung tonige und siltig / sandige Lagen, dunkelblaugrau (5Y3/1)
103-109	tonig, feinsandiger Silt, schwarzgrau (5Y2.5/1), tw. schwarz gebändert
109-113	siltiger Ton, schwarzgrau (5Y2.5/1)
113-115	siltiger Ton, schwarzgrau (5Y2.5/1) schwach kiesig
115-121	siltig, fein- bis mittelsandiger Ton, schwarzgrau (5Y2.5/1), gradiert, an der Basis scharf begrenzt

**Sedimentationseinheit 3 (ab 121 cm) Moränenfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
121-125	unsortierter, kiesig, toniger Mittel- bis Grobsand, Gesteinsbruchstücke, dunkelblaugrau (2.5Y3/1)

## Anhang 10. Kernbeschreibungen

---

Im durch den periodisches Zufluß geprägten Sedimentationsmilieu im westlichen Seebereich ist Bohrung **PG1220** lokalisiert. Mit 71 cm besitzt das lakustrine Sediment die geringste im See Glubokoje festgestellte Mächtigkeit.

### **Sedimentationseinheit 1 (0-27 cm) Moos- und Algenfazies:**

Tiefe [cm]	Beschreibung
0-6	Algenlaminae, olivgrau bis olivgrüngrau (5Y4/2 bis 5Y4/3), 0,1-1mm dick, durchsetzt von glimmerreichen Fein- bis Mittelsandlagen (rötlichbraun)
6-10	Algenlaminae, olivgrau bis olivgrüngrau (5Y4/2 bis 5Y4/3), 0,1-1mm dick, wassermoosdurchsetzt
10-13	kompakter Wassermooshorizont, dunkelolivgrau (5Y4/2), feinsandig
13-15	Algenlaminae, olivgrau bis olivgrüngrau (5Y4/2 bis 5Y4/3), 0,1 mm dick
15-16	Wassermooshorizont, dunkelolivgrau (5Y4/2)
16-27	Algenlaminae, olivgrau bis olivgrüngrau (5Y4/2 bis 5Y4/3), 0,1-1mm dick, zum Liegenden in feiner werdenden Laminae ansteigender Anteil terrigener Partikel

### **Sedimentationseinheit 2 (27-71 cm) Psammit- und Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
27-31	gradierte Fein- bis Mittelsandlage, dunkelolivgrau (5Y4/2), im Hangenden feine Laminierung erkennbar
31-47	gradierte Fein- bis Mittelsandlage, grau (5Y4/1)
47-55	gradierte Fein- bis Mittelsandlage, grau (5Y4/1),
bei 54	Gesteinsbruchstücke
55-60	Mittel bis Grobsandlage, grau (5Y4/1), zur Basis Zunahme der Feinfraktion
bei 56-59	fossiles Algenpaket eingeschaltet, schwarzgrau (5Y2.5/1), plattig spaltbar
60-68	siltige Tonlage, blaugrau (5Y4/1), an der Basis scharf begrenzt, kleinere fossile Algenpakete unregelmäßig eingeschaltet
bei 60-62	Gesteinsbruchstücke
68-71	Mittel- bis Grobsandlage, schwarzgrau (5Y5/1), an der Basis scharf begrenzt

### **Sedimentationseinheit 3 (ab 71 cm) Moränenfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
71-89	unsortierter, kiesig, toniger Fein -bis Mittelsand, Gesteinsbruchstücke, grau (5Y4/1)

**See Sub Station PG1221**

Die im Seezentrum gelegene Station **PG1221** besitzt mit 230 cm die größte erbohrte Mächtigkeit an lakustrinen Sediment im See Sub.

**Sedimentationseinheit 1 (0-198 cm) Algenfazies besitzt folgenden Aufbau:**

Tiefe [cm]	Beschreibung
0-198	Algenlaminae, olivgrün (5Y3/2), olivgrau (5Y5/2), rötlicholivgrüngrau (2.5Y4/3), 0,1-1 mm dick, schwach siltig, schwach tonig
bei 134	Gesteinsbruchstück
bei 183	Fein- bis Mittelsandlinse

**Sedimentationseinheit 2 (198-213cm) Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
198-211	tonig, siltige Algenlaminae, Laminae zur Basis feiner werdend, terrigener Anteil steigend; olivgrau (5Y5/2)
bei 201	siltige Feinsandlage, undeutlich laminert, olivgrau (5Y5/2)
211-213	Wechsellagerung tonige und sandige Laminae, undeutlich laminiert, grauoliv (5Y5/2), an der Basis scharf begrenzt

**Sedimentationseinheit 3 (213-222) Psammitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
213-217	Fein- bis Grobsandlage, olivgrau (5Y5/2), gradiert, keine Laminierung, zur Basis ansteigender Tongehalt, Gesteinsbruchstücke
217-222	siltiger Ton, olivblaugrau (5Y5/2), Gesteinsbruchstücke, ungeschichtet

**Sedimentationseinheit 4 (222-231 cm) Pelitfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
222-231	tonig, siltiger Feinsand, olivgrüngrau (5Y5/2)

**Sedimentationseinheit 5 (ab 231 cm) Moränenfazies**

Tiefe [cm]	Beschreibung
231-241	unsortierter, kiesig, toniger Mittel- bis Grobsand, Gesteinsbruchstücke, dunkelgrüngrau (5GY4/1)

11. Tabellen

Die hier aufgeführten Daten bilden die wesentliche Grundlage der vorliegenden Ergebnis-Diskussion. Um das Volumen der Arbeit nicht zu "sprengen", sind die die vorliegenden Daten bestätigenden oder die Arbeit ergänzenden Daten nicht aufgeführt. Diese Daten sind in der Bibliothek des Alfred-Wegener-Institutes, Forschungsstelle Potsdam, einsehbar und werden der interessierten Öffentlichkeit durch das Alfred-Wegener-Institut über das Internet (<http://www.awi-potsdam.de>) in Kürze zugänglich gemacht.

Der Autor bittet zu beachten, daß Dezimalstellen durch Punkte und nicht durch Kommata dargestellt sind.

**Tab. 8:** <sup>14</sup>C-Alter der in dieser Arbeit beprobten Kerne  
 KIA= Labor Kiel      OxA= Labor Oxford      UTC= Labor Utrecht  
 BP=<sup>14</sup>C-Alter vor 1950 (alle Alter ohne Korrekturen)

Station	See	Teufe [cm]	Labor-Nr.	Breitengrad (Süd)	Längengrad (Ost)	Alter [BP]	Fehler [+/-]	δ 13C [‰-V-PDB]
PG1215	Untersee	0	OxA-7308	71°21.2'	13°25.3'	10170	130	-9.99
PG1215	Untersee	1	OxA-7309	71°21.2'	13°25.3'	12120	130	-12.77
PG1215	Untersee	13	OxA-7310	71°21.2'	13°25.3'	15410	130	-14.68
PG1215	Untersee	114	KIA-1387	71°21.2'	13°25.3'	13930	180	-17.30
PG1215	Untersee	138	KIA-1388	71°21.2'	13°25.3'	13440	60	-20.20
PG1215	Untersee	184	KIA-1390	71°21.2'	13°25.3'	17580	250/-240	-19.65
PG1215	Untersee	389	KIA-1391	71°21.2'	13°25.3'	9830	170	-25.68
PG1216	Untersee	2	OxA-7311	71°20.4'	13°27.4'	11290	90	-16.27
PG1216	Untersee	14	OxA-7312	71°20.4'	13°27.4'	14800	150	-17.45
PG1216	Untersee	28	OxA-7317	71°20.4'	13°27.4'	12000	200	-31.70
PG1216	Untersee	117	UTC-6241	71°20.4'	13°27.4'	7990	80	-18.80
PG1216	Untersee	134	UTC-6242	71°20.4'	13°27.4'	10490	60	-18.40
PG1216	Untersee	147	UTC-6243	71°20.4'	13°27.4'	11710	120	-17.90
PG1216	Untersee	160	UTC-6244	71°20.4'	13°27.4'	12570	200	-18.00
PG1216	Untersee	194	UTC-6245	71°20.4'	13°27.4'	9380	110	-18.00
PG1217-4+5	Glubokoje	27	KIA-1393	70°45.92'	11°50.16'	2000	30	-24.65
PG1217-4+5	Glubokoje	58	KIA-1394	70°45.92'	11°50.16'	4310	30	-30.47
PG1217-4+5	Glubokoje	66	KIA-1395	70°45.92'	11°50.16'	14800	70	-19.88
PG1217-4+5	Glubokoje	101	KIA-1396	70°45.92'	11°50.16'	41500	1390/-1180	-9.91
PG1217-4+5	Glubokoje	116	KIA-1397	70°45.92'	11°50.16'	39530	1070/-940	-9.28
PG1217-4+5	Glubokoje	134	KIA-1398	70°45.92'	11°50.16'	39430	1390/-1190	-9.13
PG1217-4+5	Glubokoje	139	KIA-1399	70°45.92'	11°50.16'	44350	2050/-1630	-23.14
PG1217-4+5	Glubokoje	162	KIA-1400	70°45.92'	11°50.16'	39920	1260/-1090	-10.28
PG1217-1+6	Glubokoje	2	KIA-1392	70°45.92'	11°50.16'	1390	30	-23.01
PG1217-1+6	Glubokoje	54	OxA7314	70°45.92'	11°50.16'	6650	75	-33.70
PG1217-1+6	Glubokoje	61	OxA7318	70°45.92'	11°50.16'	14740	180	-15.00
PG1217-1+6	Glubokoje	78	OxA7320	70°45.92'	11°50.16'	32300	650	-23.80
PG1217-1+6	Glubokoje	78	OxA7321	70°45.92'	11°50.16'	34900	700	-24.20
PG1217-1+6	Glubokoje	91	OxA7319	70°45.92'	11°50.16'	16540	200	-12.70
PG1217-1+6	Glubokoje	123	UTC-6247	70°45.92'	11°50.16'	29900	400	-11.20
PG1217-1+6	Glubokoje	154	UTC-6248	70°45.92'	11°50.16'	31800	400	-16.50
PG1219	Glubokoje	73	OxA7323	70°45.88'	11°50.16'	23820	340	-20.30
PG1219	Glubokoje	116	OxA7315	70°45.88'	11°50.16'	20140	400	-27.60
PG1220	Glubokoje	26	OxA7324	70°45.97'	11°49.16'	3520	90	-26.30
PG1220	Glubokoje	66	OxA7325	70°45.97'	11°49.16'	20020	300	-25.40
PG1220	Glubokoje	78	OxA7326	70°45.97'	11°49.16'	23920	320	-23.00
PG1221	Sub	48	OxA7328	70°45.44'	11°45.20'	240	120	-11.70
PG1221	Sub	100	UTC-6249	70°45.44'	11°45.20'	707	35	-10.80
PG1221	Sub	196	OxA7374	70°45.44'	11°45.20'	4010	70	-15.30
PG1221	Sub	220	OxA7375	70°45.44'	11°45.20'	18100	320	-14.70
PG1221	Sub	239	OxA7376	70°45.44'	11°45.20'	26040	460	-31.70

Tab. 9: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PG1215

Teufe [cm]	Illit		Smektit		Chlorit		Kaolinit		Amph. / MoS <sub>2</sub>	Quarz / MoS <sub>2</sub>	Fdspt. / MoS <sub>2</sub>	Talk / MoS <sub>2</sub>	Quarz / Fdspt.
	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>					
1	85	2.11	0	0.00	10	0.24	5	0.12	0.06	0.02	0.78	0.21	0.02
7	91	2.97	0	0.00	6	0.20	3	0.10	0.05	0.01	0.72	0.22	0.02
13	91	2.91	0	0.00	6	0.19	3	0.10	0.04	0.01	0.75	0.18	0.02
25	91	2.60	0	0.00	6	0.17	3	0.09	0.04	0.01	0.68	0.20	0.02
37	92	3.08	0	0.00	5	0.16	3	0.10	0.04	0.02	0.55	0.22	0.04
39	91	3.34	0	0.00	8	0.29	1	0.03	0.05	0.03	0.91	0.22	0.03
46.5	92	2.90	0	0.00	5	0.16	3	0.08	0.05	0.02	0.70	0.20	0.03
49.75	91	2.17	0	0.00	5	0.12	4	0.10	0.03	0.01	0.51	0.22	0.02
60.25	91	1.31	0	0.00	6	0.08	3	0.04	0.02	0.01	0.25	0.24	0.03
61	92	3.16	0	0.00	4	0.13	4	0.13	0.06	0.03	0.85	0.21	0.03
74.25	91	3.27	0	0.00	5	0.20	4	0.14	0.05	0.02	0.87	0.21	0.02
113	90	2.46	0	0.01	5	0.14	4	0.11	0.03	0.01	0.34	0.25	0.04
123	91	3.18	0	0.01	3	0.11	5	0.19	0.06	0.02	0.80	0.20	0.02
135	92	2.13	0	0.00	5	0.11	3	0.07	0.03	0.01	0.37	0.21	0.03
147	93	2.97	0	0.00	4	0.14	2	0.08	0.04	0.02	0.53	0.23	0.04
159	94	3.71	0	0.01	6	0.24	0	0.01	0.05	0.03	0.83	0.20	0.03
167	94	4.15	0	0.00	5	0.23	1	0.06	0.06	0.04	0.84	0.20	0.04
177	93	3.52	0	0.00	5	0.20	1	0.05	0.04	0.02	0.55	0.22	0.03
180.5	93	2.71	0	0.00	6	0.17	1	0.04	0.03	0.01	0.38	0.21	0.03
190.5	93	2.74	0	0.00	5	0.14	3	0.09	0.03	0.01	0.33	0.24	0.04
200.5	93	3.22	0	0.00	6	0.22	1	0.02	0.05	0.03	0.78	0.21	0.03
205.5	92	3.55	0	0.00	5	0.20	3	0.12	0.05	0.02	0.56	0.23	0.04
210.5	92	4.20	0	0.00	5	0.23	3	0.14	0.05	0.02	0.52	0.22	0.03
220.5	91	2.65	0	0.00	7	0.19	3	0.08	0.04	0.01	0.43	0.26	0.03
226.5	92	2.85	0	0.00	6	0.18	2	0.07	0.05	0.02	0.75	0.18	0.03
237.5	90	3.90	0	0.02	6	0.24	3	0.15	0.06	0.03	0.85	0.21	0.04
247.5	90	2.57	0	0.00	6	0.17	3	0.10	0.04	0.03	0.60	0.23	0.05
255.5	89	2.08	1	0.01	8	0.19	3	0.07	0.03	0.02	0.45	0.22	0.05
264.5	89	2.08	1	0.01	7	0.17	4	0.09	0.05	0.02	0.57	0.23	0.03
274.5	89	2.96	0	0.00	5	0.17	6	0.19	0.07	0.02	1.01	0.22	0.02
280	89	1.98	0	0.00	6	0.14	5	0.11	0.04	0.01	0.38	0.25	0.02
322.5	88	2.34	0	0.00	6	0.16	6	0.15	0.06	0.03	0.90	0.23	0.03
331.5	85	3.83	0	0.00	9	0.43	6	0.27	0.06	0.02	0.92	0.22	0.03
338.5	89	3.60	1	0.02	7	0.28	3	0.12	0.07	0.03	0.74	0.26	0.03
347.5	90	3.80	0	0.01	5	0.20	5	0.22	0.06	0.02	0.87	0.24	0.03
355.5	92	4.18	0	0.00	5	0.24	2	0.10	0.10	0.05	1.22	0.22	0.04
365.5	89	3.17	0	0.00	5	0.19	6	0.22	0.06	0.01	0.51	0.28	0.03
375.5	89	3.53	0	0.00	6	0.22	5	0.20	0.08	0.03	0.77	0.21	0.04
383.5	90	1.80	0	0.00	6	0.12	4	0.08	0.04	0.01	0.36	0.23	0.04
394.5	91	2.87	0	0.00	6	0.18	3	0.10	0.05	0.01	0.71	0.22	0.02
404.5	89	1.92	0	0.00	4	0.08	7	0.16	0.04	0.01	0.52	0.24	0.02
412.5	89	1.79	0	0.00	5	0.11	5	0.10	0.04	0.01	0.39	0.23	0.03
422.5	90	2.19	0	0.00	5	0.11	5	0.11	0.05	0.01	0.52	0.25	0.02
430.5	91	2.08	0	0.00	4	0.08	5	0.12	0.05	0.02	0.71	0.24	0.02
434.5	89	1.83	0	0.00	7	0.13	4	0.09	0.04	0.01	0.42	0.24	0.03
438.5	90	1.65	0	0.00	5	0.09	5	0.10	0.04	0.02	0.52	0.24	0.03
440.5	89	1.81	0	0.00	5	0.10	6	0.13	0.04	0.01	0.34	0.25	0.04
445.5	76	1.40	0	0.00	13	0.23	12	0.22	0.04	0.01	0.56	0.22	0.02
455.5	92	2.42	0	0.00	4	0.09	4	0.11	0.06	0.04	1.01	0.23	0.04
465.5	88	2.53	0	0.01	8	0.22	4	0.11	0.07	0.02	0.80	0.24	0.03
476	88	2.02	0	0.00	7	0.17	5	0.11	0.05	0.02	0.66	0.22	0.02
482	88	1.78	0	0.00	5	0.11	6	0.12	0.05	0.02	0.47	0.24	0.04

Tab. 10: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PG1216

Teufe [cm]	Illit		Smektit		Chlorit		Kaolinit		Amph. / MoS <sub>2</sub>	Quarz / MoS <sub>2</sub>	Fdspt. / MoS <sub>2</sub>	Talk / MoS <sub>2</sub>	Quarz / Fdspt.
	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>					
0	98	4.72	0	0.01	0	0.00	2	0.11	0.07	0.08	0.35	0.11	0.23
2	98	4.72	0	0.01	0	0.00	2	0.11	0.07	0.08	0.35	0.11	0.23
21	98	7.58	0	0.01	0	0.00	2	0.15	0.08	0.09	0.47	0.15	0.19
26	98	6.37	0	0.02	0	0.00	2	0.12	0.05	0.09	0.35	0.17	0.26
42	98	5.85	0	0.00	1	0.05	1	0.06	0.05	0.09	0.35	0.19	0.27

Anhang 11. Tabellen

Fortsetzung Tab. 10: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PG1216

Teufe [cm]	Illit		Smektit		Chlorit [%]	Kaolinit		Amph. / MoS <sub>2</sub>	Quarz / MoS <sub>2</sub>	Fdspt. / MoS <sub>2</sub>	Talk/ MoS <sub>2</sub>	Quarz/ Fdspt.	
	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>		MoS <sub>2</sub>	MoS <sub>2</sub>						
58	97	6.07	0	0.00	1	0.09	1	0.08	0.08	0.11	0.40	0.16	0.27
154	97	6.06	0	0.01	0	0.00	3	0.20	0.08	0.10	0.44	0.16	0.23
182	98	7.40	0	0.01	0	0.00	2	0.13	0.08	0.16	0.50	0.17	0.32
212	97	7.61	0	0.00	0	0.00	3	0.22	0.08	0.09	0.39	0.14	0.24
222	98	7.71	0	0.01	0	0.00	2	0.16	0.01	0.03	0.08	0.01	0.33
231	97	6.47	0	0.01	0	0.00	2	0.17	0.04	0.03	0.20	0.08	0.16
238	98	6.66	0	0.01	0	0.00	2	0.16	0.06	0.07	0.26	0.10	0.27
241	98	6.66	0	0.01	0	0.00	2	0.16	0.06	0.07	0.26	0.10	0.27

Tab. 11: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PG1217-4+5

Teufe [cm]	Illit		Smektit		Chlorit [%]	Kaolinit		Amph. / MoS <sub>2</sub>	Quarz / MoS <sub>2</sub>	Fdspt. / MoS <sub>2</sub>	Talk/ MoS <sub>2</sub>	Quarz/ Fdspt.	
	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>		MoS <sub>2</sub>	MoS <sub>2</sub>						
8.5	97	17.80	0	0.02	0	0.00	3	0.55	0.23	0.25	1.18	0.54	0.21
10	97	7.68	0	0.00	0	0.00	3	0.27	0.10	0.16	0.57	0.26	0.28
23.5	96	2.35	0	0.00	3	0.08	1	0.03	0.02	0.02	0.10	0.04	0.21
28	97	5.66	0	0.00	3	0.16	0	0.00	0.08	0.09	0.40	0.19	0.23
30	96	8.37	0	0.00	2	0.15	2	0.19	0.08	0.07	0.46	0.19	0.16
35.5	98	2.44	0	0.01	2	0.04	0	0.01	0.03	0.04	0.16	0.07	0.25
42	97	5.82	0	0.00	1	0.08	2	0.09	0.04	0.03	0.21	0.07	0.16
50.5	97	5.16	0	0.02	1	0.06	1	0.06	0.03	0.03	0.12	0.05	0.22
57.5	98	12.29	0	0.01	1	0.19	0	0.03	0.09	0.10	0.51	0.25	0.19
59.5	99	8.28	0	0.01	1	0.07	1	0.05	0.11	0.10	0.49	0.24	0.21
64.5	97	7.97	0	0.00	1	0.11	1	0.09	0.09	0.11	0.34	0.15	0.31
73.5	96	6.97	0	0.00	3	0.21	1	0.11	0.12	0.15	0.63	0.28	0.24
81.5	97	7.87	0	0.00	0	0.04	3	0.24	0.08	0.07	0.51	0.21	0.14
93.5	98	9.28	0	0.00	0	0.00	2	0.23	0.15	0.11	0.48	0.29	0.23
100.5	98	9.78	0	0.01	1	0.09	1	0.14	0.08	0.09	0.41	0.16	0.23
108.5	96	10.47	0	0.01	2	0.21	2	0.19	0.07	0.10	0.36	0.19	0.27
115.5	97	11.81	0	0.02	2	0.20	1	0.11	0.08	0.10	0.35	0.16	0.28
127.5	98	11.05	0	0.02	1	0.15	1	0.12	0.07	0.08	0.34	0.15	0.23
137.5	97	9.45	0	0.02	0	0.00	3	0.25	0.06	0.08	0.32	0.14	0.23
146.5	97	5.10	0	0.00	2	0.08	1	0.06	0.04	0.04	0.19	0.08	0.20
154.5	96	6.00	0	0.00	1	0.09	2	0.14	0.03	0.02	0.15	0.07	0.15
165.5	96	9.48	0	0.02	2	0.21	2	0.19	0.10	0.08	0.38	0.19	0.21
180.5	95	7.49	0	0.01	2	0.13	3	0.22	0.07	0.04	0.23	0.16	0.19

Tab. 12: Mineralverteilung in der Tonfraktion an der Station PG1221

Teufe [cm]	Illit		Smektit		Chlorit [%]	Kaolinit		Amph. / MoS <sub>2</sub>	Quarz / MoS <sub>2</sub>	Fdspt. / MoS <sub>2</sub>	Talk/ MoS <sub>2</sub>	Quarz/ Fdspt.	
	[%]	MoS <sub>2</sub>	[%]	MoS <sub>2</sub>		MoS <sub>2</sub>	MoS <sub>2</sub>						
0	98	4.72	0	0.01	0	0.00	2	0.11	0.07	0.08	0.35	0.11	0.23
2	98	4.72	0	0.01	0	0.00	2	0.11	0.07	0.08	0.35	0.11	0.23
21	98	7.58	0	0.01	0	0.00	2	0.15	0.08	0.09	0.47	0.15	0.19
26	98	6.37	0	0.02	0	0.00	2	0.12	0.05	0.09	0.35	0.17	0.26
42	98	5.85	0	0.00	1	0.05	1	0.06	0.05	0.09	0.35	0.19	0.27
58	97	6.07	0	0.00	1	0.09	1	0.08	0.08	0.11	0.40	0.16	0.27
154	97	6.06	0	0.01	0	0.00	3	0.20	0.08	0.10	0.44	0.16	0.23
182	98	7.40	0	0.01	0	0.00	2	0.13	0.08	0.16	0.50	0.17	0.32
212	97	7.61	0	0.00	0	0.00	3	0.22	0.08	0.09	0.39	0.14	0.24
222	98	7.71	0	0.01	0	0.00	2	0.16	0.01	0.03	0.08	0.01	0.33
231	97	6.47	0	0.01	0	0.00	2	0.17	0.04	0.03	0.20	0.08	0.16
238	98	6.66	0	0.01	0	0.00	2	0.16	0.06	0.07	0.26	0.10	0.27
241	98	6.66	0	0.01	0	0.00	2	0.16	0.06	0.07	0.26	0.10	0.27

Anhang 11. Tabellen

Tab. 13: Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung und Median der Siltfraktion an den Stationen PG1215; PG1216; PG1217-4+5; PG1221

Station	Teufe [cm]	Median [µm]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Station	Teufe [cm]	Median [µm]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
PG1215	0	-	0.0	0.0	6.2	93.8	PG1216	0	3.6	0.0	0.0	68.6	31.4
PG1215	6	3.6	0.0	0.0	32.4	67.6	PG1216	8	8.3	1.7	7.4	46.7	44.2
PG1215	12	3.2	0.0	0.0	49.4	50.6	PG1216	16	5.9	0.0	0.0	47.3	52.7
PG1215	20	4.9	0.0	0.0	38.7	61.3	PG1216	24	7.1	0.0	8.5	49.5	42.0
PG1215	24	3.4	0.0	0.0	42.0	58.0	PG1216	115	21.7	0.0	2.0	20.3	4.0
PG1215	36	4.5	0.0	0.0	41.4	58.6	PG1216	125	14.9	0.0	8.0	39.0	14.2
PG1215	37.5	6.4	0.0	0.0	36.9	63.1	PG1216	136	10.6	0.0	0.7	24.6	8.4
PG1215	46	8.8	0.0	15.5	55.0	29.5	PG1216	140	9.4	0.0	0.0	68.6	31.4
PG1215	48	7.4	0.0	0.0	43.5	56.5	PG1216	146	10.7	0.0	8.8	67.5	23.7
PG1215	58.5	6.2	0.0	0.0	48.7	51.3	PG1216	156	14.5	0.1	19.5	64.8	15.6
PG1215	60	-	0.0	0.0	53.4	46.6	PG1216	165	25.8	5.1	56.9	30.2	7.8
PG1215	72.5	5.8	0.0	0.0	41.6	58.4	PG1216	175	17.6	1.0	28.0	57.5	13.5
PG1215	112	12.1	0.0	0.0	67.1	32.9	PG1216	182	17.6	0.6	12.9	67.0	19.4
PG1215	122	9.3	0.0	0.0	58.1	41.9	PG1216	191	22.3	0.0	12.4	70.4	17.3
PG1215	134	18.0	0.0	7.2	68.5	24.3	PG1216	201	27.3	7.2	53.1	32.4	7.3
PG1215	146	10.1	0.1	13.3	58.4	28.2	PG1216	211	16.6	7.4	49.5	34.1	9.0
PG1215	158	11.7	0.0	19.4	56.7	23.9	PG1216	221	21.8	11.1	45.7	33.4	9.8
PG1215	166	13.5	0.0	27.9	57.7	14.4	PG1216	231	17.5	16.2	40.2	33.1	10.5
PG1215	176	12.1	0.0	19.2	61.8	19.1	PG1216	238	11.7	14.1	32.9	40.3	12.7
PG1215	180	13.9	0.0	20.6	58.0	21.3	PG1216	247	17.8	9.6	53.6	26.6	10.1
PG1215	190	12.6	0.4	18.6	57.9	23.2	Station	Teufe [cm]	Median [µm]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
PG1215	200	14.6	7.4	19.0	55.3	18.4	PG1217-4+5	0	13.9	0.0	46.6	31.5	22.0
PG1215	205	12.3	9.7	28.4	46.3	15.6	PG1217-4+5	9	8.1	0.0	41.8	30.1	28.1
PG1215	210	12.6	6.8	33.7	45.8	13.7	PG1217-4+5	17	8.8	0.6	39.0	22.4	38.0
PG1215	220	10.6	5.5	39.3	40.3	14.9	PG1217-4+5	29	6.8	0.0	0.0	36.5	63.5
PG1215	226	9.5	5.5	38.3	40.1	16.1	PG1217-4+5	41	17.3	6.8	68.6	15.1	9.6
PG1215	237	11.6	9.9	33.8	42.3	14.0	PG1217-4+5	50	5.8	0.0	0.0	18.9	81.1
PG1215	247	19.7	26.2	27.2	37.4	9.3	PG1217-4+5	59	5.2	0.0	0.0	31.5	68.5
PG1215	255	16.3	22.9	37.2	31.9	8.0	PG1217-4+5	64	11.7	0.4	53.8	25.0	20.8
PG1215	264	17.3	13.1	52.7	27.0	7.2	PG1217-4+5	73	13.8	7.0	48.6	30.8	13.5
PG1215	274	25.4	15.6	58.0	21.1	5.3	PG1217-4+5	81	11.4	1.6	73.7	15.7	9.1
PG1215	278	19.4	8.4	57.5	26.9	7.2	PG1217-4+5	93	15.6	1.9	85.8	7.3	5.1
PG1215	322	40.8	0.0	72.2	25.7	2.1	PG1217-4+5	100	10.5	0.0	34.2	35.8	29.9
PG1215	331	19.5	25.4	35.0	29.5	10.2	PG1217-4+5	108	10.4	0.0	72.3	12.8	14.9
PG1215	338	21.9	24.6	31.3	34.6	9.5	PG1217-4+5	115	7.2	0.1	91.7	3.6	4.7
PG1215	347	24.4	16.0	35.2	38.6	10.2	PG1217-4+5	127	15.2	0.1	83.2	9.5	7.2
PG1215	355	15.5	25.2	40.0	27.1	7.7	PG1217-4+5	136	21.2	0.2	88.6	6.6	4.7
PG1215	365	22.1	21.8	45.6	23.8	8.8	PG1217-4+5	146	12.7	4.8	27.3	45.4	22.5
PG1215	375	22.5	24.8	43.8	24.2	7.3	PG1217-4+5	154	17.3	1.2	55.9	28.6	14.3
PG1215	383	19.5	7.8	58.1	28.5	5.6	PG1217-4+5	165	18.3	6.6	48.5	34.9	10.0
PG1215	394	18.4	14.6	52.8	21.3	11.2	PG1217-4+5	180	19.9	29.1	47.9	13.5	9.6
PG1215	404	19.4	13.2	54.2	26.6	5.9	Station	Teufe [cm]	Median [µm]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
PG1215	412	18.6	6.4	56.3	31.4	5.9	PG1221	0	-	0.0	0.0	30.3	69.7
PG1215	422	24.5	6.7	54.9	31.3	7.1	PG1221	19	-	0.0	0.0	25.8	74.2
PG1215	430	32.6	7.8	63.9	24.5	3.8	PG1221	24.8	-	0.0	0.0	31.9	68.1
PG1215	434	23.6	16.6	72.0	7.0	4.4	PG1221	41	-	0.0	0.0	38.0	62.0
PG1215	438	21.5	6.2	65.7	22.5	5.7	PG1221	57.2	-	0.0	0.0	29.7	70.3
PG1215	440	17.9	6.4	63.7	17.9	11.9	PG1221	152.7	-	0.0	0.0	65.9	34.1
PG1215	445	27.8	0.0	90.2	6.9	2.8	PG1221	181	-	0.0	0.0	35.7	64.3
PG1215	455	23.2	9.1	66.7	21.2	3.0	PG1221	211	-	30.8	55.8	8.8	4.7
PG1215	465	24.1	5.5	34.8	46.8	12.9	PG1221	220	-	9.4	44.9	20.1	25.6
PG1215	474	-	18.1	56.8	9.7	15.3	PG1221	230	-	13.0	28.6	26.7	31.6
PG1215	480	9.7	13.8	52.8	26.2	7.2	PG1221	237	-	1.8	21.4	54.9	21.9

Tab. 14: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter des Sedimentkernes PG1215 (Untersee)

Teufe [cm]	Wasser-Dichte gehalt [g/cm <sup>3</sup> ] [%]	Karbonat [%]	N- Gehalt [%]	Org.- Gehalt [%]	$\delta^{13}\text{C}$ [%V-PDB]	FeS [%]	S <sup>0</sup> [%]	FeS <sub>2</sub> [%]	S-Gehalt [%]	Feucht- raum-dichte (g/cm <sup>3</sup> )	Volumen- suszeptibilität (10 <sup>-3</sup> SI)
0.0	95.4					0.07	0.10	0.17	0.34		
2.0	92.0			10.31	-16.9						
4.0	89.3	2.3				0.29	0.14	0.04	0.46		
8.0	85.0		0.0	0.85	7.52	-14.9	0.32	0.17	0.04	0.54	
10.0	87.1	2.4									
12.0	85.6					0.42	0.17	0.09	0.68		
14.0	85.8			0.80	8.17	-16.0					
16.0	83.1	2.2				0.41	0.05	0.13	0.59		
20.0	79.1		0.0	0.48	5.82	-17.1					
22.0	81.0	2.5				0.17	0.17	2.06	2.40		
23.5	85.5		0.0	0.84	7.73	-15.1					
26.0	78.0		0.0	0.51	4.95	-20.1	0.12	0.12	2.44	2.68	
27.0	87.2	2.4									
28.0	79.1	2.4									
30.5	86.8					0.05	0.17	4.82	5.04		
32.0	73.1		0.0	0.57	5.41	-16.6					
33.0	76.3	2.3									
34.0	85.4	2.4	0.0	0.78		-16.4	0.07	0.16	2.41	2.64	
37.5	85.3					-18.3					
40.0							0.02	0.09	2.85	2.97	
41.0	85.6	2.4					0.00	0.92	0.18	1.28	
44.5	82.4			0.62		-16.9					
48.0	84.1					-18.1					
51.5						-19.4					
55.0	83.9	2.6	0.0	0.34		-20.3					
62.0	82.0	2.6				-20.7	0.00	0.28	0.64	1.83	
65.5	80.5		0.5	0.44	4.76	-18.1					
69.0	79.7	2.5					0.00	0.40	0.20	1.21	
76.0	80.4	2.5	0.4	0.49	4.50	-18.2					
108	75.8		0.0	0.59	6.60	-17.5					
110	79.5	2.6					0.00	0.25	1.54	1.84	
114	55.0		0.0	0.21	1.72	-17.7					
116	57.7	2.6									
120	66.4	2.5	0.0	0.42	4.14	-17.4					
124	58.0	2.6									
126	59.2		0.0	0.29	2.00	-18.7				1.70	
130	59.3	2.6									
132	57.9		0.0	0.32	2.21	-18.9					
136	34.6	2.7									
138	40.1		0.8	0.16	0.74	-19.1					
142	51.2	2.6									
144	53.1		0.3	0.29	2.01	-21.2				1.90	
148	37.4	2.7									
150	35.8		0.7	0.14	0.45	-20.2					
154	33.3	2.7									
156	31.7		1.1	0.13	0.38	-21.2					
160	29.7	2.7									
162	25.8		1.3	0.10	0.15	-20.3				2.01	
166	25.3	2.7									
168	24.2		1.7	0.08	0.11						
170	23.4					-20.6					
172	26.1	2.7									
174	25.9		1.6	0.09	0.10	-20.4					
176	23.4	2.7									
179	20.4		1.6	0.07	0.08	-19.6					3.41
182							0.00	0.03	2.18	2.23	3.70
184	15.6	2.7	1.9	0.07	0.14					1.95	4.10
188	20.0	2.7								1.99	4.40
189	19.8		2.1	0.10	0.07	-20.0				2.07	4.41
192							0.00	0.01	1.90	1.91	4.62
193	19.5	2.7								1.47	4.73
194	19.9		2.4	0.10	0.08	-20.2				1.51	4.83
198	16.7	2.7								1.76	5.25

Anhang 11. Tabellen

Fortsetzung Tab. 14: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter PG1215

Teufe [cm]	Wasser-Dichte gehalt [g/cm <sup>3</sup> ] [%]	Karbonat [%]	N- Gehalt [%]	Org.- Gehalt [%]	δ <sup>13</sup> C [‰V-PDB]	FeS [%]	S <sup>o</sup> [%]	FeS <sub>2</sub> [%]	S-Gehalt [%]	Feucht- raumdicke (g/cm <sup>3</sup> )	Volumen- suszeptibilität (10 <sup>-9</sup> SI)
199	17.3		2.3	0.09	0.06					2.20	5.36
201	17.1	2.7								2.10	5.37
202						0.00	0.00	1.10	1.12	2.31	5.37
204	17.2		2.1	0.08	0.05					2.26	5.48
206	16.1	2.7								2.18	5.79
209	15.7		2.5	0.06	0.05					2.23	6.01
211	15.2	2.7								2.27	6.32
212						0.00	0.00	1.25	1.27	2.30	6.62
214	11.4		1.8	0.05	0.04					2.36	7.13
216	13.5	2.7								2.22	7.44
219	14.7		1.8	0.05	0.06					2.20	8.06
221	14.5	2.7								2.36	8.37
222						0.00	0.01	0.90	0.92	2.27	8.37
224	10.7		1.7	0.03	0.03					2.22	7.98
225	10.5	2.7								2.28	7.79
227	12.0	2.7								2.22	7.60
228	12.1	2.8	1.7	0.05	0.05					2.28	7.40
235	13.1	2.7			0.05					2.15	8.64
236	14.1		1.9	0.07	0.05					2.14	9.04
240	12.7	2.7								2.38	10.36
241	11.6		1.8	0.07	0.03					2.42	11.47
242						0.03	0.06	0.14	0.24	2.42	12.17
245	12.4	2.7								2.41	14.99
246	11.4		1.6	0.06	0.04					2.34	15.89
250	10.4	2.7								2.40	18.21
251	10.1		1.7	0.04	0.03					2.27	18.32
254	9.4	2.8								2.27	18.53
256	9.2		1.7	0.03	0.03					2.17	18.94
257	10.5	2.7								2.16	19.25
263	8.2	2.8	1.4	0.03	0.03					2.24	22.08
266						0.00	0.11	0.01	0.12	2.29	23.99
267	9.7	2.7								2.23	24.40
268	10.0		1.0	0.05	0.08					2.25	23.70
271	9.4	2.7								2.31	
272						0.03	0.09	0.01	0.14	2.21	
273	8.6		1.5	0.05	0.04						
276	9.3	2.7									
278	11.4	2.8	1.4	0.05	0.03						
320	12.4		0.8	0.03	0.03						
321	12.8	2.8									
323	12.2	2.7									
329	11.7		1.1	0.02	0.04					2.22	
330	11.2	2.7								2.30	
332						0.00	0.00	0.06	0.08	2.21	
334	10.2		2.0	0.05	0.03					2.14	18.12
335	9.9	2.7								2.24	18.52
339	7.1		1.6	0.03	0.03					2.28	19.29
340	3.7	2.8								2.13	18.88
342						0.00	0.00	0.01	0.01	2.26	18.56
344	7.6		2.0	0.03	0.03					2.11	18.95
345	5.0	2.8								2.29	19.34
349	8.2		1.2	0.05	0.03					2.12	22.51
350	8.7	2.7								2.17	24.10
353	10.0	2.7								2.13	26.18
354	9.6		1.5	0.06	0.03					2.17	24.97
356						0.00	0.00	0.00	0.01	2.31	22.76
358	8.8	2.7								2.24	22.24
359	7.7		1.6	0.05	0.03					2.15	22.24
363	6.0	2.7								2.35	20.71
364	9.5		1.3	0.04	0.03					2.32	20.60
368	9.7	2.7								2.28	21.87
369	7.1		1.1	0.01	0.02					2.32	22.36
371	9.0	2.7								2.32	22.15
372						0.06	0.11	0.02	0.20	2.30	21.54
374	9.2		1.1	0.03	0.04					2.24	20.52
376	8.1	2.7								2.27	19.80

Anhang 11. Tabellen

Fortsetzung Tab. 14: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter PG1215

Teufe [cm]	Wasser-Dichte gehalt [g/cm <sup>3</sup> ] [%]	Karbonat [%]	N- Gehalt [%]	Org- Gehalt [%]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰V-PDB]	FeS [%]	S <sup>o</sup> [%]	FeS <sub>2</sub> [%]	S-Gehalt [%]	Feucht- raumdichte (g/cm <sup>3</sup> )	Volumen- suszeptibilität (10 <sup>-6</sup> SI)
379	8.4		1.3	0.05	0.03						19.97
380	9.1	2.8				-21.9					20.06
381	2.4	2.9									20.36
384							0.07	0.09	0.01	0.18	19.03
385	9.6		1.2	0.06	0.03	-22.6					18.12
386	9.4	2.7									17.51
390	10.7		0.1	0.06	0.18					2.23	15.67
391	10.3	2.7	0.0		0.16					2.18	15.47
392			0.0			0.07	0.05	0.02	0.14	2.26	15.26
395	8.4		1.0	0.06	0.03					2.29	14.46
396	10.1	2.7								2.25	14.36
400	9.2		1.1	0.05	0.03					2.21	15.15
401	10.2	2.7								2.20	15.35
403	10.0	2.7			0.16					2.24	15.41
405	9.9	2.8	0.0	0.06	0.18					2.25	15.64
410	9.7	2.8								2.22	15.33
411	10.1		0.9	0.06	0.02					2.22	15.43
413						0.03	0.13	0.00	0.17	2.23	15.33
415	8.9	2.7								2.21	15.43
416	10.3		1.0	0.05	0.03					2.28	15.52
420	9.8	2.7								2.27	15.72
421	9.6		0.9	0.05	0.03					2.27	16.02
427	8.4		1.1	0.05	0.03					2.28	21.01
428	9.0	2.8								2.36	22.10
431	8.5	2.8	1.0	0.04	0.02					2.31	22.50
432						0.00	0.04	0.00	0.04	2.35	21.80
435	7.8	2.7								2.40	19.29
436	7.8	2.8	1.0	0.03	0.02					2.51	18.89
441	7.9	2.8	1.2	0.03	0.02					2.14	17.98
442						0.00	0.05	0.00	0.06	2.13	18.18
446	7.5	2.8	1.2	0.02	0.03					2.31	20.57
447	7.6	2.8								2.24	21.17
452	8.2		0.9	0.02	0.01					2.27	21.86
453	8.0	2.7								2.24	21.86
457	9.0		0.8	0.03	0.05					2.36	20.56
458	8.6	2.7								2.42	20.26
461	7.1		0.9	0.02	0.03					2.35	20.15
462						0.00	0.07	0.00	0.07	2.39	20.25
464	7.9	2.7								2.32	20.25
466	7.0		0.8	0.02	0.02					2.42	
469	6.5	2.8								2.27	
471	7.9		0.9	0.02	0.03					2.63	
473		2.7									
476	6.3		1.4	0.02	0.03						
478	8.0	2.7									
480	7.7	2.7									
482	7.6		1.0	0.02	0.02						

**Tab. 15:** Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter des Sedimentkernes PG1216 (Untersee)

Teufe [cm]	Wasser-Dichte gehalt [g/cm <sup>3</sup> ]	Karbonat [%]	N- Gehalt [%]	S- Gehalt [%]	Corg- Gehalt [%]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰V-PDB]	Feucht- raumdichte (g/cm <sup>3</sup> )	Volumen- suszeptibilität (10 <sup>-5</sup> SI)
2	51.5	2.7	0.7	0.05	0.02	0.73	-14.4	3.40
4	49.4	2.7						4.10
6	45.0	2.7	0.0	0.05	0.02	0.90	-14.0	4.90
10	20.9	2.7		0.00	0.01	0.09	-17.0	1.53
12	25.2	2.7						1.72
14	28.7	2.7	0.2	0.02	0.01	0.30	-16.6	2.10
18	29.0	2.7	0.0	0.01	0.01	0.15	-16.6	
22	24.2	2.7	0.1	0.02	0.01	0.20	-17.4	4.80
26	20.4	2.8				0.14		
28	26.1	2.7	0.5	0.00	0.00	0.01		
114	25.7						-17.6	5.36
117	19.0						-18.8	7.56
119	17.7						-17.6	1.80
122	19.0						-18.9	1.89
127	27.2						-17.6	1.82
130	23.3						-16.4	1.81
133	23.6						-17.0	1.84
134	24.2						-18.4	1.74
138	25.0						-16.0	
139	24.3		0.0	0.01	0.01	0.15	-18.5	10.33
141	22.8	2.7						9.97
143	21.3		0.0	0.00	0.01	0.13	-17.0	10.27
145	20.8	2.7						10.77
147	21.3		0.0	0.00	0.01	0.12	-17.9	1.97
148	21.7	2.7	0.1	0.00	0.01	0.12		1.86
153	23.2	2.7						1.96
155	20.5	2.7	0.2	0.01	0.01	0.18	-18.4	1.92
160	16.1	2.8	0.5	0.00	0.01	0.11	-18.0	1.98
161	12.6		0.7	0.00	0.00	0.02		2.15
162	12.2	2.8						2.30
166	13.7		0.5	0.00	0.01	0.04		2.33
167	15.7	2.7						2.22
171	17.5		1.1	0.00	0.01	0.07	-19.5	2.09
172	17.3	2.7						2.13
176	17.7		1.3	0.00	0.00	0.08	-21.0	2.15
177	17.0	2.7						2.05
181	18.0	2.7	1.4	0.00	0.01	0.07	-21.5	2.01
183	18.2	2.7	1.5	0.00	0.01	0.07	-21.4	2.04
189	17.7		1.5	0.00	0.01	0.06	-21.5	2.05
190	17.1	2.7						2.11
194	16.1		1.2	0.00	0.01	0.06		2.12
195	16.0	2.7						2.09
196	15.5		1.3	0.00	0.01	0.05		2.18
202	9.5	2.8	0.8	0.00	0.01	0.03		2.19
206	9.1	2.7						2.44
207	10.1		0.9	0.00	0.01	0.03		2.29
210	10.5	2.8	0.8	0.00	0.01	0.04		2.33
212	10.6		1.2	0.00	0.01	0.03		2.33
214	10.4	2.7						2.24
217	11.3		1.0	0.00	0.01	0.03		2.31
218	11.5	2.7						2.31
222	10.9		0.9	0.00	0.01	0.03		2.36
223	11.5	2.7						2.30
226	10.6	2.8						2.30
227	10.8		1.0	0.00	0.00	0.04		2.32
230	7.4	2.7						2.31
232	10.8		1.7	0.00	0.01	0.03		2.50
237	13.3		1.2	0.00	0.01	0.05	-22.4	
239	11.1	2.7						
241	13.3		1.2	0.00	0.00	0.02		
243	8.9	2.7						
245	9.6		0.8	0.00	0.01	0.02		
247	9.6	2.8	0.8	0.00	0.01	0.03		

Anhang 11. Tabellen

Tab. 16: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter des Sedimentkernes PG1217-4+5 (See Glubokoje)

Teufe [cm]	Wasser-gehalt [%]	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Karbonat [%]	N-Gehalt [%]	S-Gehalt [%]	Org.-Gehalt [%]	C/N-Verhältnis	δ <sup>13</sup> C [‰V-PDB]	Feucht-raumdichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Volumen-suszeptibilität (10 <sup>-5</sup> SI)
5	85.0	2.4	0.0	0.85	0.56	8.5	9.9	-25.59	1.07	4.77
11	76.7	2.6	0.0	0.39	0.39	4.0	9.4	-25.02	1.22	6.96
19	82.8	2.4	0.0	0.74	0.61	7.5	10.1	-24.89	1.02	1.95
27	85.7	2.3	1.2	0.96	0.83	10.1	10.6	-26.94	1.11	6.53
35	81.0	2.5	0.0	0.54	0.46	5.4	9.6	-21.59	1.09	7.42
39	49.6	0.0	0.13	0.32	1.1	8.1	10.1	-17.90	1.01	3.02
43	77.5	2.5	0.0	0.60	0.46	6.2	10.2	-25.69	1.10	3.61
48	77.6	2.4	0.7	0.90	0.60	9.0	10.1	-27.69	1.18	7.10
51	78.9	2.7							1.35	10.00
54	58.0	2.6	2.9	0.30	0.34	2.2	8.6	-24.65	1.32	15.39
58	66.7	2.6	0.0	0.39	0.39	3.4	8.2	-29.13	2.08	24.89
63	43.1	2.8	0.5	0.11	0.28	0.7	7.3	-23.33	2.19	35.78
65	24.3	2.7							2.26	40.58
66	21.7	2.7							2.27	42.47
67	19.9	2.7	0.6	0.05	0.29	0.3	7.5		2.23	43.97
68	19.5	2.7							2.26	44.87
71	19.6		0.5	0.06	0.33	0.4	7.6	-19.95	2.29	43.17
72	16.3	2.7							2.22	41.76
75	13.8		0.1	0.00	0.26	0.1		-20.84	2.04	39.46
76	13.5	2.7							1.88	39.56
78	10.5		0.3	0.04	0.32	0.2	6.0	-17.80	2.03	41.16
80	14.1	2.8							2.18	42.85
82	14.7		0.1	0.02	0.28	0.1	5.8	-19.07	2.14	43.25
84	16.7	2.8								
86	21.3		0.0	0.11	0.31	1.0	8.6	-18.12	2.18	42.44
88	16.1	2.8								
90	14.9		0.0	0.00	0.28	0.1				
92	14.7	2.8								
94	15.0		0.0	0.00	0.27	0.1				
96	15.2	2.7								
97	20.6		0.0	0.19	0.40	2.2	10.2	-20.17		
99	23.0	2.7								
101	29.7	2.7	0.0	0.24	0.59	2.9	10.4	-12.35		
102	28.6	2.6								
104	24.2	2.7								
105	24.4		0.0	0.14	0.34	1.6	9.6	-12.11		
106	28.7	2.7								
109	29.6		0.0	0.11	0.34	1.1	8.7	-10.53		
111	16.8							-10.68		35.52
112	16.7		0.3	0.03	0.06	0.3	11.3	-11.76		36.70
114	19.4	2.8							2.00	38.38
116	19.2		0.0	0.07	0.08	0.7	10.1	-10.27	1.97	39.25
117	18.4	2.8							2.01	39.84
120	20.1		0.0	0.08	0.12	0.7	8.9	-9.67	2.04	41.41
122	17.5	2.8							1.99	42.10
124	19.7		0.2	0.08	0.11	0.7	9.2	-17.96	2.05	42.78
126	19.7	2.8							1.90	43.16
128	18.6		0.5	0.07	0.09	0.5	7.9	-10.24	2.03	43.05
130	18.1	2.8							2.05	44.93
131	18.7		0.2	0.07	0.11	0.6	9.3	-12.17	2.03	45.32
134	19.1	2.8							2.07	46.20
135	17.8		0.6	0.06	0.09	0.4	7.6	-10.80	1.96	46.19
137	20.3	2.8							2.07	46.07
138	25.1	2.6							2.15	46.27
139	28.1		0.5	0.32	0.27	3.4	10.8	-23.61	1.98	46.76
140	25.5	2.6						-25.67	1.88	48.05
141	15.0	2.7							1.82	50.14
142	16.1	2.7							1.69	53.53
143	15.7		0.5	0.08	0.12	0.5	7.2	-24.34	2.10	58.22
145	12.4	2.8							1.97	71.11
147	12.7		0.5	0.07	0.10	0.4	6.6	-23.20	2.21	89.59
149	13.3	2.8							2.26	121.58
151	11.2	2.8	0.7	0.07	0.10	0.4	7.6	-24.39	2.24	181.06
152	14.1	2.7							2.25	222.45
153	14.0	2.8							2.31	266.74
155	11.5	2.8	0.3	0.04	0.08	0.2	5.4	-20.90	2.39	320.93
156	11.9	2.8							2.33	312.62
157	13.0	2.8							2.33	281.51
158	12.5		0.5	0.03	0.07	0.1	4.5	-21.09	2.17	238.40
160	12.6	2.9							2.65	153.09

Fortsetzung Tab. 16: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter PG1217-4+5

Teufe [cm]	Wassergehalt [%]	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Karbonat [%]	N-Gehalt [%]	S-Gehalt [%]	Org.-Gehalt [%]	C/N-Verhältnis	δ <sup>13</sup> C [‰V-PDB]	Feuchtraumdichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Volumensuzugsfähigkeit (10 <sup>-5</sup> SI)
162	12.0		0.0	0.16	0.17	1.7	10.1	-10.79	2.37	100.47
164	12.3	2.8							2.33	75.55
166	11.4		0.3	0.03	0.07	0.1	4.0	-21.87	2.55	65.04
167	11.1	2.8							2.46	63.03
168	8.3	2.8							2.26	62.32
169	9.5	2.8							2.36	62.91
170	8.7		0.3	0.03	0.06	0.1	4.0		2.31	64.20
171	9.2	2.8							2.47	65.80
172	8.3	2.8							2.43	66.99
174	10.8		0.4	0.03	0.08	0.1	5.0	-24.12	2.39	68.57
176	9.9	2.8							2.36	70.36
177	9.2		0.2	0.02	0.07	0.1	3.5	-24.71	2.38	72.16
179	11.1	2.8							2.26	82.76
181	10.7	2.9	0.2	0.02	0.06	0.1	3.9	-23.97		88.16
183	9.8		0.1	0.02	0.08	0.1	4.5	-21.21		67.16
184	10.9	2.8								58.86

Tab. 17: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter des Sedimentkernes PG1221 (See Sub)

Teufe [cm]	Wassergehalt [%]	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Karbonat [%]	N-Gehalt [%]	S-Gehalt [%]	Org.-Gehalt [%]	C/N-Verhältnis	δ <sup>13</sup> C [‰V-PDB]	Feuchtraumdichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Volumensuzugsfähigkeit (10 <sup>-5</sup> SI)
0.0	95.0		0.0	1.18	0.16	13.8	11.7			
5.0	96.7		0.0	1.34	0.22	17.1	12.8	-9.6		
6.8	92.0	2.2	0.0	1.39	0.20	16.6	11.9	-8.7		
8.6	89.3		0.0	1.23	0.17	15.2	12.3	-9.0		
10.4	92.2		0.0	1.62	0.23	19.3	11.9	-10.3		
12.2	89.0	2.1	0.0	1.58	0.13	17.0	10.7	-11.7		
14.0	91.5		0.0	1.24	0.13	14.0	11.3	-9.8		
17.6	89.7	2.2	0.0	1.27	0.16	14.9	11.7	-9.5		
23.0	85.3	2.2	0.0	1.31	0.16	13.9	10.6	-9.6		
28.4	92.9	2.2	0.0	1.55	0.18	16.3	10.5	-12.2		
33.8	95.1	2.0	0.6	1.92	0.27	21.2	11.1	-11.8		
39.2	93.0	2.2	0.0	1.08	0.14	12.3	11.4	-9.8		
44.6	96.1	2.2	0.0	1.27	0.24	17.5	13.7	-9.8		
50.0	87.7	2.1	0.0	1.34	0.22	17.8	13.3	-9.7		
55.4	93.9	2.3	0.0	0.71	0.16	10.7	15.0	-12.7		
62.1	96.3		0.0	1.18	0.17	15.9	13.4	-12.1		
76.6	97.0		0.0	1.44	0.24	21.1	14.7	-12.9		
78.0	95.0		0.0	1.39	0.17	16.2	11.7	-10.8		
84.6	93.9		0.0	1.22	0.09	13.5	11.1	-11.9		
91.2	94.5		0.0	1.18	0.04	10.6	9.0	-11.9		
96.7	96.7		0.0	1.43	0.17	18.0	12.6	-11.8		
109	92.9		0.0	1.13	0.15	12.2	10.8	-11.6		
115	95.0		0.0	1.34	0.20	15.4	11.5	-11.3		
120	94.6		0.0	1.13	0.16	12.6	11.2	+10.1		
129	96.2		0.0	1.36	0.28	18.2	13.3	-12.4		
131	62.9		0.7	1.19	0.18	16.1	13.6	-12.0		
133	94.9		0.0	0.93	0.12	12.4	13.5	-12.5		
144	95.7		0.0	0.82	0.11	12.8	15.5	-13.2		
150	96.9		0.0	0.93	0.16	11.4	12.3			
152	91.9		0.0	0.60	0.27	7.8	13.1	-13.4		
155	97.2	2.3								
157	94.5		0.0	0.97	0.44	13.1	13.4	-12.4		
158	97.1		0.0	1.09	0.17	12.7	11.7	-12.1		
161	96.5	2.3								
164	96.4	2.3								
166	95.4	2.3	0.0	1.20	0.18	13.4	11.2	-12.2		
169	90.5		0.0	0.79	0.32	9.2	11.7	-12.4		
174	90.6		0.0	0.56	0.25	6.9	12.4	-12.3		
177	90.3		0.0	0.80	0.37	10.1	12.7	-12.6		
179	91.6		0.0	0.53	0.11	7.4	13.9	-12.3		
183	93.9	2.2								
184	94.6		0.0	0.64	0.42	12.9		-10.1		
185	93.9	2.2	0.0	0.93	0.20	14.4	15.5	-12.6		
186	90.2		0.0	0.56	0.26	7.4	13.3	-11.1		
190	93.5		0.0	0.63	0.22	10.9	17.4	-10.9		

Anhang 11. Tabellen

Fortsetzung Tab. 17: Sedimentphysikalische, geochemische und isotopengeochemische Parameter PG1221

Teufe [cm]	Wasser-gehalt [%]	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Karbonat [%]	N-Gehalt [%]	S-Gehalt [%]	Corg.-Gehalt [%]	C/N-Verhältnis	δ <sup>13</sup> C [‰V-PDB]	Feucht-raumdichte (g/cm <sup>3</sup> )	Volumen-suszeptibilität (10 <sup>-2</sup> SI)
196	81.1		0.0	0.22	0.07	4.1	18.3	-11.5		
201	82.8		0.0	0.30	0.07	5.0	16.8	-13.3		
206	61.6		0.0	0.11	0.00	1.6	14.6	-13.9		
209	49.5	2.7	0.3	0.16	0.00	1.2	7.3	-13.1	1.23	3.01
211	45.9	2.7	0.0	0.19	0.00	1.7	9.4	-11.0	1.40	3.99
213	41.3	2.7	0.0	0.34	0.14	3.5	10.1	-12.0	1.41	4.97
215	29.2	2.6	0.5	0.09	0.00	0.4	4.3	-14.2	1.83	5.95
217	25.4	2.6							2.11	7.03
220	31.0	2.6		0.18	0.00				1.73	9.20
221	33.1	2.5							1.78	10.00
226	13.2	2.7								14.10
227	14.2		0.8	0.26	0.00	2.4	9.2	-13.8		14.70
228	14.5	2.7								15.10
229	13.5		0.7	0.09	0.00	0.4	4.4	-15.6		15.60
231	29.7	2.6	0.3	0.33	0.13	3.4	10.4	-12.5		
233	33.2	2.6								
235	30.0	2.6								
239	16.2	2.7		0.07	0.12					

Tab. 18: Kies/Sand/Silt/Ton-Verteilung oberflächennaher Proben des Unter- und Obersees

Station	Teufe [cm]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]	Station	Teufe [cm]	Kies [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
PG1217	1	0.0	46.6	31.5	22.0	PG1083	1	0.0	3.8	36.1	60.1
PG1217	10	0.0	41.8	30.1	28.0	PG1078	1	0.0	2.5	38.5	59.0
PG1050	1	16.2	59.8	17.6	6.3	PG1216	1	0.0	0.0	68.6	31.4
PG1218	3	0.0	31.4	28.8	39.8	PG1079	1	8.2	15.8	32.3	43.7
PG1218	7	0.0	53.9	24.7	21.4	PG1080	1	0.0	6.0	38.1	55.9
PG1219	5	0.0	34.7	24.0	41.3	PG1081	1	0.0	4.3	58.3	37.5
PG1220	2	0.0	74.5	16.7	8.8	PG1084	1	0.0	8.2	59.3	32.6
PG1077	10	6.2	2.1	35.6	56.2	PG1098	0.5	0.0	0.4	61.7	38.0
PG1215	1	0.0	0.0	6.2	93.8	PG1099	0.5	0.0	4.4	50.8	44.9
PG1082	1	0.0	1.0	28.1	70.9	PG1100	1	9.2	1.2	38.5	51.1

Tab. 19: δ<sup>13</sup>C-Isotopenwerte der laminaeweise untersuchten Profile A bis F des Kernes PG1221 (See Sub) und δ<sup>34</sup>S-Isotopenwerte des Sedimentkernes PG1215 (Untersee)

Profil	Nr.	δ <sup>13</sup> C-Wert [‰V-PDB]	Nr.	δ <sup>13</sup> C-Wert [‰V-PDB]	Nr.	δ <sup>13</sup> C-Wert [‰V-PDB]	Nr.	δ <sup>13</sup> C-Wert [‰V-PDB]	Teufe [cm]	FeS δS <sup>34</sup> [‰-CDT]	S δS <sup>34</sup> [‰-CDT]	FeS <sub>2</sub> δS <sup>34</sup> [‰-CDT]			
A	1	-12.88	B	1	-14.17	C	1	-12.37	D	1	-10.03	0	4.3	-0.5	n.n.
A	2	-9.94	B	2	-14.59	C	2	-11.95	D	2	-7.79	12	-3.3	-5.2	-7.3
A	3	-11.25	B	3	-13.13	C	3	-12.04	D	3	-7.97	22	2.0	n.n.	-6.8
A	4	-11.11	B	4	-14.62	C	4	-13.82	D	4	-8.86	34	n.n.	n.n.	-6.5
A	5	-12.14	B	5	-13.80	C	5	-13.28	D	5	-8.56	40	n.n.	n.n.	-5.4
A	6	-11.52	B	6	-11.99	C	6	-9.75	D	6	-9.94	41	n.n.	5.8	0.2
A	7	-11.11	B	7	-12.56	C	7	-10.14	D	7	-10.07	48	n.n.	n.n.	-6.0
A	8	-11.72	B	8	-14.45	C	8	-10.12	D	8	-8.28	59	n.n.	n.n.	-4.7
A	9	-11.99	B	9	-13.43	C	9	-11.22	D	9	-10.24	62	n.n.	-8.3	-9.6
A	10	-12.18	B	10	-13.33	C	10	-10.83	D	10	-10.85	69	n.n.	-7.0	-9.3
A	11	-10.63	B	11	-14.24	C	11	-11.01	F	1	-11.14	110	n.n.	-7.3	n.n.
A	12	-10.59	B	12	-14.09	C	12	-10.93	F	2	-16.64	202	n.n.	n.n.	-9.9
A	13	-10.73	B	13	-13.89	C	13	-11.64	F	3	-15.15	212	n.n.	n.n.	-10.9
A	14	-9.87	B	14	-12.82	C	14	-10.81	F	4	-15.19	222	n.n.	n.n.	-12.0
A	15	-10.69	B	15	-12.26	C	15	-11.63	F	5	-13.30	242	n.n.	-9.7	-11.8
A	16	-11.56	B	16	n.n.	C	16	-11.43	F	6	-13.99	266	n.n.	-1.7	n.n.
A	17	-10.37	B	17	-10.16	C	17	-12.46	F	7	-12.88	272	n.n.	-8.5	n.n.
A	18	-10.46	B	18	-11.73	C	18	-10.45	F	8	-12.54	332	n.n.	n.n.	-10.9
A	19	-9.65	B	19	-11.99	C	19	-10.43	F	9	-12.57	372	n.n.	-9.8	-11.3
A	20	-9.04	B	20	-11.67	C	20	-11.37	F	10	-13.75	384	-7.3	-9.7	n.n.
			B	21	-11.80						392	-8.8	-10.7	-12.4	
			B	22	-11.37						413	n.n.	-12.8	n.n.	
			B	23	-12.05						432	n.n.	-15.7	n.n.	
											442	n.n.	-12.0	n.n.	
											462	n.n.	-10.7	n.n.	

Tab. 20: Röntgenfluoreszenz-Analysen - Hauptelemente in [%] und Spurenelemente in [mg/kg] Unter- und Obersee

Station	Teufe [cm]	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	(SO3)	(As)	Ba	Bi	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
PG1215	8	43.11	0.71	18.81	6.59	0.055	2.55	5.28	2.56	2.37	0.364	0.04	9	526	<5	84	18	50	73	24	6	37	54	6	41	9	108	338	<5	14	4	105	<5	14	123	37
PG1215	26	45.02	0.81	19.56	7.77	0.064	2.88	5.04	2.52	2.72	0.412	0.08	11	572	<5	76	26	59	63	25	<5	26	112	10	43	18	129	331	<5	13	6	156	<5	18	146	45
PG1215	44	46.95	0.76	19.70	6.69	0.064	2.45	5.66	2.75	2.46	0.382	0.07	6	549	<5	64	17	54	49	25	<5	24	40	11	43	11	111	364	<5	11	8	95	<5	18	119	66
PG1215	56	50.92	0.77	21.06	6.50	0.063	2.29	6.39	3.13	2.44	0.333	0.16	13	638	<5	69	15	54	28	24	<5	33	14	7	37	12	102	440	<5	9	<3	87	<5	21	108	79
PG1215	62	48.38	0.75	20.29	6.57	0.061	2.36	6.12	2.95	2.45	0.395	0.11	8	577	<5	58	15	51	37	25	<5	48	59	11	47	15	107	404	<5	11	10	88	<5	19	113	70
PG1215	66	45.34	0.78	19.84	7.28	0.063	2.79	5.44	2.56	2.62	0.433	0.08	16	586	<5	63	20	56	60	25	<5	32	102	11	42	11	121	338	<5	13	8	139	<5	17	143	44
PG1215	108	44.96	0.76	18.96	6.77	0.061	2.55	5.37	2.60	2.50	0.408	0.04	8	563	<5	54	16	55	54	24	<5	38	62	10	38	13	117	341	<5	13	9	107	<5	18	125	55
PG1215	114	52.03	0.76	20.51	5.88	0.061	2.08	6.88	3.25	2.28	0.315	0.21	8	557	<5	58	16	48	30	24	<5	22	15	11	31	13	92	424	<5	7	5	92	<5	22	107	102
PG1215	126	50.11	0.74	20.74	6.38	0.060	2.28	6.54	3.08	2.40	0.381	0.16	7	596	<5	61	22	48	33	25	<5	27	28	10	35	17	101	422	<5	13	8	89	<5	18	116	76
PG1215	144	50.66	0.76	20.68	6.17	0.061	2.20	6.58	3.19	2.34	0.350	0.14	9	598	<5	46	13	52	31	25	<5	39	30	10	43	18	97	422	<5	9	4	76	<5	21	109	87
PG1215	162	53.33	0.82	20.99	5.76	0.064	2.00	7.39	3.42	2.19	0.285	0.37	9	559	<5	58	12	47	18	24	<5	27	0	11	36	19	86	440	<5	6	5	77	<5	23	93	136
PG1215	179	53.51	0.76	20.74	5.48	0.061	1.90	7.54	3.36	2.14	0.275	0.04	8	557	<5	61	10	45	19	23	<5	28	0	10	32	15	83	435	<5	6	<3	65	<5	23	91	128
PG1215	194	53.17	0.77	20.66	5.54	0.059	1.95	7.77	3.36	2.14	0.268	0.02	3	516	<5	54	13	58	19	23	<5	32	8	9	31	23	86	453	6	10	3	66	<5	19	94	128
PG1215	209	54.00	0.81	21.30	4.98	0.057	1.68	8.08	3.55	1.87	0.226	0.08	7	471	<5	50	8	45	17	22	<5	24	0	9	24	13	67	440	<5	<5	<3	74	<5	20	74	129
PG1215	224	54.02	0.82	22.36	4.37	0.052	1.36	8.71	3.85	1.62	0.201	0.11	4	434	<5	26	8	43	11	23	<5	<5	0	9	20	12	53	483	<5	<5	<3	54	<5	17	54	107
PG1215	241	54.29	0.78	21.71	4.61	0.054	1.57	8.38	3.71	1.82	0.211	0.13	5	448	<5	55	9	45	13	22	<5	33	0	10	17	14	65	465	<5	<5	<3	67	<5	18	67	143
PG1215	268	55.19	0.79	21.76	4.17	0.052	1.35	8.45	3.93	1.58	0.195	0.03	4	443	<5	58	7	43	<10	23	<5	28	0	8	17	10	47	486	<5	<5	<3	45	<5	17	55	142
PG1215	278	55.58	0.91	21.65	4.38	0.056	1.37	8.32	3.92	1.58	0.208	0.23	3	412	<5	37	<5	43	<10	22	<5	12	0	11	19	13	46	484	<5	<5	<3	54	<5	20	57	157
PG1215	320	56.85	0.66	21.55	3.41	0.044	1.14	8.45	4.09	1.46	0.242	<0.01	<3	429	<5	56	7	43	<10	22	<5	25	0	7	14	16	41	498	<5	<5	<3	52	<5	19	86	145
PG1215	334	53.59	0.74	22.31	4.63	0.051	1.59	8.65	3.71	1.60	0.202	0.03	5	398	<5	36	12	49	13	23	<5	32	0	9	26	9	49	468	<5	<5	<3	55	<5	16	72	120
PG1215	349	52.43	1.69	20.62	8.05	0.092	1.83	8.13	3.39	1.42	0.372	<0.01	5	326	<5	37	19	36	<10	23	<5	39	0	13	27	13	42	408	<5	<5	<3	114	<5	27	101	122
PG1215	364	56.07	0.72	21.70	4.03	0.049	1.29	8.03	3.80	1.77	0.182	<0.01	4	395	<5	30	<5	47	<10	21	<5	12	0	5	21	16	56	464	<5	<5	<3	52	<5	15	55	132
PG1215	385	56.06	0.92	21.23	4.39	0.055	1.30	7.99	3.81	1.80	0.219	0.03	4	483	<5	53	9	45	<10	22	<5	25	0	9	16	17	53	459	<5	<5	<3	61	<5	22	59	152
PG1215	405	55.70	0.95	21.43	4.46	0.056	1.36	8.03	3.87	1.55	0.208	<0.01	<3	396	<5	47	8	47	<10	23	<5	13	0	8	17	17	46	469	<5	<5	<3	56	<5	23	56	184
PG1215	427	56.21	1.00	21.49	4.55	0.058	1.36	7.99	3.83	1.62	0.192	<0.01	<3	394	<5	14	7	48	<10	23	<5	29	0	10	18	22	52	470	<5	<5	<3	64	<5	24	54	202
PG1215	446	56.13	1.16	21.66	4.75	0.069	1.27	8.30	3.99	1.31	0.166	<0.01	4	367	<5	39	7	45	<10	20	<5	9	0	10	14	11	35	463	<5	<5	<3	58	<5	24	52	202
PG1215	466	55.32	0.98	20.95	5.67	0.070	1.30	8.25	3.75	1.64	0.321	<0.01	4	515	<5	73	7	34	<10	23	<5	46	0	13	15	14	47	461	<5	<5	<3	57	<5	35	86	259
PG1215	480	55.56	1.01	22.05	4.18	0.053	1.26	8.41	4.03	1.50	0.193	0.07	3	408	<5	54	8	44	<10	22	<5	32	0	8	16	13	42	480	<5	<5	<3	58	<5	18	57	180
PG1216	2	49.41	0.86	20.66	7.62	0.071	3.25	6.33	2.63	2.82	0.220	0.02	12	624	<5	60	16	62	38	26	<5	54	0	10	44	17	123	379	<5	11	<3	83	<5	20	135	48
PG1216	14	52.39	0.81	21.36	6.38	0.060	2.37	6.70	3.20	2.56	0.267	<0.01	7	618	<5	66	18	62	27	24	<5	57	0	10	37	15	105	438	<5	11	<3	74	<5	23	110	82
PG1216	28	52.90	0.73	21.69	5.79	0.058	2.09	7.14	3.42	2.33	0.260	<0.01	5	575	<5	65	16	53	24	25	<5	30	0	9	31	20	88	474	<5	9	<3	72	<5	20	100	88
PG1216	143	54.01	0.72	21.65	5.28	0.056	1.85	7.31	3.48	2.15	0.264	<0.01	4	571	<5	77	9	50	20	25	<5	17	0	9	27	17	77	482	<5	<5	<3	68	<5	22	84	99
PG1216	161	56.23	1.01	22.11	4.13	0.060	1.17	8.76	4.10	1.17	0.245	<0.01	<3	312	<5	31	<5	43	<10	23	<5	10	0	9	10	16	30	478	<5	<5	<3	52	<5	22	46	237
PG1216	181	53.59	0.70	21.35	4.72	0.054	1.68	8.42	3.54	1.84	0.241	<0.01	4	506	<5	53	11	48	16	23	<5	<5	0	10	21	18	61	468	<5	<5	<3	57	<5	20	75	106
PG1216	202	58.11	0.71	21.07	3.49	0.046	1.06	8.31	3.85	1.29	0.180	<0.01	3	347	<5	19	7	42	<10	22	<5	13	0	10	11	15	34	463	<5	<5	<3	35	<5	17	44	128
PG1216	222	55.42	0.95	21.94	4.13	0.053	1.25	8.48	3.89	1.57	0.204	0.02	4	391	<5	45	9	43	<10	22	<5	5	0	11	16	17	48	478	<5	<5	<3	63	>	19	52	152
PG1216	237	54.10	0.77	21.80	4.28	0.051	1.43	8.58	3.85	1.67	0.202	<0.01	3	454	<5	45	8	52	10	24	<5	17	0	8	18	14	51	485	<5	<5	<3	54	<5	18	60	151
PG1216	247	56.03	0.85	22.23	3.82	0.050	1.14	8.46	3.95	1.41	0.192	<0.01	4	384	<5	29	<5	46	<10	23	<5	16	0	9	15	8	41	491	<5	<5	<3	44	>	17	56	151

**Fortsetzung Tab. 20: Röntgenfluoreszenz-Analysen - Hauptelemente in [%] und Spurenelemente in [mg/kg] Unter- und Obersee**

Station	Teufe [cm]	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	(SO3)	(As)	Ba	Bi	Ce	Co	Cr	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
PG1077	3	44.10	0.74	19.04	7.10	0.065	2.86	9.66	2.51	2.47	0.176	0.10	6	521	<5	80	16	232	43	22	<5	52	0	12	76	11	112	351	<5	9	4	79	<5	17	120	39
PG1078	3	50.71	0.79	21.58	6.66	0.066	2.44	6.31	3.00	2.58	0.256	<0.01	11	586	<5	74	21	142	42	25	<5	26	0	9	57	17	109	398	<5	10	3	87	<5	20	119	68
PG1079	3	55.49	0.75	20.87	4.57	0.055	1.67	8.32	3.70	1.90	0.297	<0.01	4	568	<5	58	<5	44	16	22	<5	38	0	11	16	20	66	508	<5	<5	<3	60	<5	25	71	169
PG1080	3	53.21	0.84	20.98	6.02	0.066	2.25	7.20	3.30	2.21	0.230	0.03	5	543	<5	70	13	49	18	24	<5	33	<5	11	24	11	85	428	<5	<5	<3	85	<5	21	90	97
PG1081	3	49.22	0.82	20.93	7.07	0.065	2.83	6.52	2.90	2.68	0.209	0.03	4	582	<5	62	23	61	31	25	<5	27	<5	8	38	14	114	405	<5	11	<3	81	<5	19	124	52
PG1082	3	47.62	0.79	20.49	7.17	0.065	2.94	6.76	2.70	2.66	0.196	0.04	5	585	<5	83	14	56	33	24	<5	35	<5	8	36	10	117	380	<5	11	<3	84	<5	19	123	46
PG1083	2	47.58	0.82	20.41	7.37	0.067	3.05	6.63	2.68	2.70	0.206	0.06	7	563	<5	72	19	66	34	26	<5	50	<5	8	40	10	120	381	<5	13	3	76	<5	18	147	44
PG1084	7	51.84	0.72	22.24	5.47	0.054	2.24	7.50	3.34	2.21	0.192	<0.01	4	512	<5	60	11	48	22	26	<5	19	<5	7	32	10	77	474	<5	6	<3	70	<5	16	88	55
PG1098	3	48.95	0.58	23.55	4.46	0.046	2.03	7.54	3.33	1.67	0.119	<0.01	<3	389	<5	<8	12	44	27	24	<5	10	<5	4	34	<5	29	473	<5	<5	<3	74	<5	5	65	22
PG1099	4	52.60	0.75	25.77	2.87	0.030	1.15	8.53	4.01	1.00	0.048	<0.01	<3	219	<5	14	8	53	<10	23	<5	<5	<5	5	27	<5	10	521	<5	<5	<3	58	<5	<3	27	27
PG1099	36	52.95	0.77	25.74	2.89	0.034	0.92	9.21	4.41	0.97	0.058	<0.01	<3	202	<5	<8	8	266	16	23	<5	<5	<5	5	93	<5	8	536	<5	<5	<3	51	<5	<3	30	13
PG1100	7	49.81	0.65	24.06	5.19	0.049	2.02	7.07	3.10	1.93	0.114	<0.01	<3	446	<5	<8	20	48	40	24	<5	<5	<5	5	42	5	39	483	<5	<5	<3	66	<5	5	77	22





## Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- \* **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“  
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- \* **Heft-Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“  
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge  
zusammengestellt von Norbert Klages.
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“  
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen  
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- \* **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“  
by G. Hempel and R. B. Heywood
- \* **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“  
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei  
zusammengestellt von R. Schneppenheimer
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“  
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- \* **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“  
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982  
zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“  
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“  
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundscheppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- \* **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Köhnen
- \* **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“  
zusammengestellt von Heinz Köhnen
- \* **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“  
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls  
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“  
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“  
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,  
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,  
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas–Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Köhnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘ und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“  
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

**Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stablein, Wolfgang Zick

\* **Heft-Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.

\* **Heft-Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.

**Heft Nr. 27/1986** – „Spatpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe

**Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985“ mit Beiträgen der Fahrteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde

\* **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms

**Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“ by Marianne Gube and Friedrich Obleitner

**Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann

**Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer

**Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4“ von Dieter Karl Fütterer

**Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“ von U. Piatkowski

**Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen

**Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke

**Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)“ 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt

**Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“ by M. Gube-Lehnhardt

**Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel

**Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986“ by Werner Rabe

**Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt

**Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“ by Werner Beckmann

**Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“ Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede

**Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“ by Hans-Jürgen Hirche

**Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß

**Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“ by Eberhard Fahrbach

**Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski

**Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl

\* **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen

**Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg

**Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau

**Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg

\* **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig

**Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach

**Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)“ by Elke Mizdalski

**Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“ by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“  
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5 von H. Miller und H. Oerter
- \* **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“  
von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“  
von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“  
von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- \* **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV ‚Polarstern‘ in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“ by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,  
edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV ‚Polarstern‘ in 1989“,  
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hair
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes.
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“  
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthal von King George Island (Südschottlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des  $\beta$ -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,  
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meeresseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis - numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit „FS Polarstern“ 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII / 5“, von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI / 1-4 of RV „Polarstern“ in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel

- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeres vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft-Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS „Polarstern“, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- \* **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes „Polarstern“ 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meewasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanalige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS „Polarstern“ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS „Polarstern“ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
- \* **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause.
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV „Polarstern“ (EPOS II)“, by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schülze.
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
- \* **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P.A. Wöhrmann.
- \* **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarlo and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV „Dalnie Zelentsy““, by D. Nürnberg and E. Groth.

- \* **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas.
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- \* **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dörrien.
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meer eis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjewit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfríer- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lúpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- \* **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrbach und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- \* **Heft-Nr. 137/1994** – „Die kánozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov und Rüdiger Stein
- \* **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- \*\* **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpuy.
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional und seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft-Nr. 155/1995** – "Benthos in polaren Gewässern", herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft-Nr. 156/1995** – "An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients", by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – "Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden", von Kirsten Fahl.
- \*\* Heft-Nr. 158/1995** – "Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis", von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – "The distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocli and the sources of deep and bottom waters", by Dorothea Bauch.
- \* Heft-Nr. 160/1995** – "Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen", von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – "Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin", von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – "Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentrale östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße", von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/94", herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – "Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis", von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – "Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischer Gewässern", von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – "Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer", von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – "Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik", von Hans-Stefan Niebler.
- Heft-Nr. 168/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2", herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – "Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf ein antarktischen Forschungsstation", von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – "Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)", von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – "Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen", von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – "Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane", von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – "The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994", edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994", edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyayov.
- Heft-Nr. 176/1995** – "Russian-German Cooperation: Laptev Sea System", edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – "Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität", von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – "Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report", by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – "Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean", von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen an antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – "Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)", von Michael Stiller.
- Heft-Nr. 186/1996** – "Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{231}\text{Pa}$  and  $^{238}\text{U}$ : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Arctic Circumpolar Current System", by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – "The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994", by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – "Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.

- Heft-Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft-Nr. 191/1996** – "Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen", von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 192/1996** – "Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen", von Gabriele Weykam.
- Heft-Nr. 193/1996** – "Heterogene Reaktionen von  $N_2O_5$  und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre", von Sabine Seisel.
- Heft-Nr. 194/1996** – "Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)", von Corinna Dahm.
- Heft-Nr. 195/1996** – "Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis", von Doris Berberich.
- Heft-Nr. 196/1996** – "Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis", von Birgit Heese.
- Heft-Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 198/1996** – "Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen", von Frank Lisker.
- Heft-Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft-Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann.
- Heft-Nr. 201/1996** – "Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)", von Katrin Iken.
- Heft-Nr. 202/1996** – "Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)", von Michael K. Schmid.
- Heft-Nr. 203/1996** – "Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell", von Markus Harder.
- Heft-Nr. 204/1996** – "Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis", von Dörthe Handorf.
- Heft-Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft-Nr. 206/1996** – "Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten", von Kerstin Fieg.
- Heft-Nr. 207/1996** – "Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer", von Cornelia Metz.
- Heft-Nr. 208/1996** – "Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern", von Christoph Oelke.
- Heft-Nr. 209/1996** – "Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereisererkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen", von Axel Bochert.
- Heft-Nr. 210/1996** – "Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna", von Kathrin Kunzmann.
- Heft-Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995", by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 213/1996** – "Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtung, Histologie und Experimente", von Barbara Niehoff.
- Heft-Nr. 214/1996** – "Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf", von Christoph Mayer.
- Heft-Nr. 215/1996** – "Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95", herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft-Nr. 216/1996** – "Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien", von Uta Brathauer.
- Heft-Nr. 217/1996** – "Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung", von Jörn Behrens.
- Heft-Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft-Nr. 219/1997** – "Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3", herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 220/1997** – "Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1", von Tilo Schöne.
- Heft-Nr. 221/1997** – "Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96", herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas and Victor Smetacek.
- Heft-Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft-Nr. 223/1997** – “Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren”, von Christian Haas.
- Heft-Nr. 224/1997** – “Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen”, von Silke Wessel.
- Heft-Nr. 225/1997** – “Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises”, von Michael Poltermann.
- Heft-Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995”, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 227/1997** – “Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kyroprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis”, von Katharina Kück.
- Heft-Nr. 228/1997** – “Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal”, von Katrin Linse.
- Heft-Nr. 229/1997** – “Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer”, von Hinrich Hanssen.
- Heft-Nr. 230/1997** – “Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung”, von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft-Nr. 231/1997** – “Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten”, von Christopher Zimmermann.
- Heft-Nr. 232/1997** – “Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen”, von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997** – “Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*”, von Doris Meyerdieks.
- Heft-Nr. 234/1997** – “Die Expedition ARCTIC ‘96 des FS ‘Polarstern’ (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)”, von Ernst Augstein und den Fahrteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** – “Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres”, von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic”, by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996”, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyakov.
- Heft-Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae”, by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** – “Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1996”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – “Untersuchungen zur Chrom-Speziation im Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis”, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris”, by Seung-Il Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – “Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen”, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996”, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Rogenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – “Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen”, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – “Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises”, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – “Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen”, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995”, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‘Polarstern’ to the eastern Weddell Sea in 1996”, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – “Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis”, von Andreas Starman.
- Heft-Nr. 251/1997** – “Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimente des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel”, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – “Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik”, von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean”, by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – “Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunge-Oase, Ostantarktis”, von Thomas Kulbe.

- Heft-Nr. 255/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV ‘Polarstern’ in 1997”, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – “Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer”, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – “Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischen Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis”, von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – “Bellinghausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells”, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – “The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV ‘Polarstern’ in 1997”, by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – “Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung”, von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/1998** – “Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen”, von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/1998** – “The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV ‘Polarstern’ in 1997”, by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/1998** – “Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen”, von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/1998** – “Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie”, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/1998** – “Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft-Nr. 266/1998** – “Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV ‘Akademik Boris Petrov’ in 1997“, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 267/1998** – “Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‘Polarstern’ 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 268/1998** – “Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft-Nr. 269/1998** – “Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG ‘97)“, by Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 270/1998** – “Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies“, by Vera Schlindwein.
- Heft-Nr. 271/1998** – “Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice“, by Dirk Dethleff, Peter Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 272/1998** – “FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft-Nr. 273/1998** – “Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus (‘SETA-RAP’)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft-Nr. 274/1998** – “The Expedition ANTARKTIS XIV/2“, by Gerhard Kattner.
- Heft-Nr. 275/1998** – “Die Auswirkung der ‘NorthEastWater’-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelwechsel“, von Hanne Notholt.
- Heft-Nr. 276/1998** – “Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft-Nr. 277/1998** – “Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms “Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft-Nr. 278/1998** – “Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft-Nr. 279/1998** – “Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)“, edited by Ruediger Stein.
- Heft-Nr. 280/1998** – “Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“, von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft-Nr. 281/1998** – “Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirring.
- Heft-Nr. 282/1998** – “Scavenging of <sup>231</sup>Pa and <sup>230</sup>Th in the South Atlantic: Implications for the use of the <sup>231</sup>Pa/<sup>230</sup>Th ratio as a paleoproductivity proxy“, by Hans-Jürgen Walter.
- Heft-Nr. 283/1998** – “Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft-Nr. 284/1998** – “Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft-Nr. 285/1998** – “Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft-Nr. 286/1998** – “Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft-Nr. 287/1998** – “Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea“, edited by Eike Rachor.

**Heft-Nr. 288/1998** – “Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.

**Heft-Nr. 289/1998** – “Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.

**Heft-Nr. 290/1998** – “Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.

**Heft-Nr. 291/1998** – “Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.

**Heft-Nr. 292/1998** – “Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean. Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.

**Heft-Nr. 293/1998** – “Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.

\* vergriffen / out of print.

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