

**Sedimente des Changeable-Sees,
Oktoberrevolutions-Insel (Severnaja Zemlja),
als Archive der Paläoumwelt Mittelsibiriens
seit dem Frühweichsel**

**Changeable Lake sediments, October Revolution
Island (Severnaya Zemlya), as an archive for the
environmental history in Central Siberia
since the Early Weichselian**

Alexandra Raab

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 435 (2003)
ISSN 1618-3193**

Alexandra Raab
Alfred-Wegener-Institut
für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam
Telegrafenberg A43
I4473 Potsdam

Diese Arbeit ist die leicht veränderte Fassung einer Dissertation, die im August 2000 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Potsdam vorgelegt wurde.

VORWORT	V
ZUSAMMENFASSUNG	VII
ABSTRACT	X
1 EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG	1
2 ASPEKTE DER SPÄTQUARTÄREN UMWELTGESCHICHTE IM EURASISCHEN NORDEN	4
2.1 Maximaler weichselzeitlicher Vergletscherungsbereich und die entsprechenden Evidenzen in der Landschaft	5
2.2 Spätweichselzeitliche Vergletscherung und die entsprechenden Evidenzen in der Landschaft	10
3 UNTERSUCHUNGSGEBIET	18
3.1 Severnaja Zemlja-Archipel.....	18
3.1.1 Geographische Lage	18
3.1.2 Klima	20
3.1.3 Vegetation	23
3.1.4 Geologie, Relief und Böden	25
3.1.5 Vergletscherung.....	26
3.2 Changeable-See.....	27
3.3 Torfstandort Solnechnaya-Bucht.....	31
4 MATERIAL UND METHODEN	32
4.1 Beprobung der Archive	32
4.1.1 Seesedimente.....	32
4.1.2 Torfe	33
4.2 Bestimmung der Sedimentzusammensetzung	34
4.2.1 Sedimentphysikalische Eigenschaften.....	34
4.2.2 Photodokumentation, Beprobung und Probenvorbereitung	34
4.2.3 Wassergehalt	37
4.2.4 Korngrößenverteilung	37
4.2.5 Gehalte an karbonatischem und organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel	38
4.2.6 Semiquantitative Gesamtmineralogie	38
4.2.7 Haupt- und Spurenelemente	39
4.2.8 Wasserlösliche Kationen und Anionen	39
4.2.9 Foraminiferen	40
4.2.10 Pollen und Mikrofossilien	40

4.3	Absolute Altersdatierungen.....	41
4.3.1	Radiokarbondatierungen	41
4.3.2	Lumineszenz-Datierungen.....	45
4.4	Statistik.....	45
5	ERGEBNISSE UND DISKUSSION	46
5.1	Klassifikation und Interpretation der Sedimentfazies	46
5.1.1	<i>Glacigenic Facies</i>	50
5.1.2	<i>In Situ Marine Facies</i>	53
5.1.3	<i>Drying-up Facies</i>	62
5.1.4	<i>Reworked Marine Facies</i>	62
5.1.5	<i>Evaporative Facies</i>	65
5.1.6	<i>Lacustrine Facies</i>	68
5.2	Chronologie der Seesedimente.....	73
5.3	Torfprofile in der Solnechnaya-Bucht.....	78
6	REKONSTRUKTION DER KLIMA- UND UMWELTGESCHICHTE.....	81
6.1	Früh- und Mittelweichsel	83
6.2	Spätweichsel.....	86
6.3	Übergang Pleistozän - Holozän und Holozän	88
7	SCHLUSSFOLGERUNGEN.....	92
8	LITERATURVERZEICHNIS.....	94
9	ANHANG.....	108

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

AAA	<i>alkali-acid-alkali</i>
AARI	Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Rußland
AMS	accelerator mass spectrometry
ANOVA	analysis of variance
IRD	ice-rafted debris
EC	electrical conductivity
ESR	Elektronen Spin Resonanz
GRD	gamma-ray density
GPS	global positioning system
KBI	Komarov Botanical Institute, Moskau, Rußland
LOI	loss on ignition
LSD	least significant difference
MHH	Markhida-Harbei-Halmer Moränen
m. ü. H.H.W.	Meter über Höchstem Hochwasser
m. ü. NN	Meter über Normalnull
MS	Magnetische Suszeptibilität
MSCL	multi-sensor core logger
OSL	Optisch Stimulierte Lumineszenz
PALE	Paleoclimates of arctic Lakes und Estuaries
QUEEN	Quaternary Environments of the Eurasian North
RAW	Russische Akademie der Wissenschaften, Moskau, Rußland
RDA	Röntgendiffraktionsanalyse
RFA	Röntgenfluoreszenzanalyse
SEE	Severtsov Institute of Ecology and Evolution
Vp	p-wave velocity

VORWORT

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam. Daher gilt mein Dank zunächst dem Forschungsstellenleiter sowie dem Leiter der Periglazialgruppe in Potsdam, Herrn Professor Dr. Hans-Wolfgang HUBBERTEN, der diese Arbeit unterstützte und mit großem Interesse begleitet hat. Darüber hinaus förderte er das Forschungs- und Promotionsvorhaben, indem er meine Teilnahme an internationalen Tagungen in San Francisco, Øystese, Bern und Straßburg ermöglichte, wo ich meine Ergebnisse einem fachkundigen Publikum präsentieren konnte. Daneben danke ich Professor Dr. HUBBERTEN dafür, daß er stets den für das wissenschaftliche Arbeiten nötigen Freiraum ließ und es möglich war, Arbeit und Privatleben zu verbinden.

Für die freundliche Übernahme der Co-Referate danke ich den Herren Professoren Dr. Jörg Negendank (GeoForschungsZentrum Potsdam) und Dr. Jörg Völkel (Friedrich-Schiller-Universität Jena).

Ich danke auch dem Koordinator des „Taimyr“-Projektes Dr. Martin MELLES, der diese Arbeit betreute. Mit seiner steten Unterstützung, Diskussionsbereitschaft und konstruktiven Kritik war es möglich, die Arbeit in einem vernünftigen Zeitraum abzuschließen. Daneben danke ich ihm dafür, daß ich im Jahre 1997 unter seiner Leitung an einer Expedition nach Sibirien („Norilsk 1997“) an den Lama-See teilnehmen konnte, um an der Erbohrung von Seesedimenten mitzuwirken sowie bodenkundliche und geomorphologische Untersuchungen durchzuführen.

Weiterhin gilt mein Dank den Teilnehmern der „Taimyr/Severnaja Zemlja 1996“ Expedition Dr. Martin MELLES, Dr. D.YU. BOLSHIYANOV, Thomas MÜLLER-LUPP, Arthur ZIELKE, die unter zum Teil extremen Bedingungen das einzigartige Sedimentmaterial des Changeable-Sees erbohrten, welches die Basis der vorliegenden Arbeit ist.

Daneben bedanke ich mich bei allen Mitarbeitern des AWI-Potsdam, die in irgendeiner Form, sei es in verwaltungstechnischen oder analytischen Fragen bei der Durchführung der Arbeiten mitgewirkt haben. Stellvertretend danke ich Dr. Christine SIEGERT, die mit ihrem fachlichen Wissen und insbesondere ihren Kenntnissen der russischen Fachliteratur sowie mit Übersetzungen aus dem Russischen und der Beschaffung der Torfproben der Solnechnaya-Bucht maßgebend zu dieser Arbeit beigetragen hat. Für die Bereitstellung dieser Proben danke ich an dieser Stelle auch Olga L. MAKAROVA und Nadya V. MATVEEVA. Dr. Birgit HAGEDORN danke ich für die Begleitung der geochemischen Analysen, für die fachkundigen Diskussionen sowie für die Durchsicht verschiedener Manuskripte. Mein Dank gilt weiterhin Dr. Ulrike KIENEL,

die von Anfang an mit konstruktiver Kritik und moralischer Unterstützung die Arbeit voranbrachte, sowie Dr. Thomas KUMKE, der mir hinsichtlich statistischer Methoden auf die Sprünge half. Maren STAPKE, Ute BASTIAN, Antje EULENBURG und Lutz SCHÖNICKE danke ich für die Unterstützung im Labor. Ebenso bedanke ich mich bei den Technikern Günther STOOFF, Arthur ZIELKE und Gerald MÜLLER, die für alle Probleme des Alltags stets eine Lösung fanden.

Die Literaturrecherche wurde mit großem Engagement von der Bibliothekarin Ingeborg SASS unterstützt. Ihr sage ich Dank für die unverzügliche Bearbeitung meiner Literaturwünsche. Helga HENSCHEL möchte ich sowohl für die Erledigung organisatorischer Arbeiten als auch für ihre moralische Unterstützung danken.

Meinem Mitdoktoranden, Mitbewohner und Zimmergenossen Dr. Bernd WAGNER sage ich Dank für die Unterstützung beim „Kernschlachten“ und für die Durchführung der Korngrößenbestimmungen. Aufgrund seiner tatkräftigen Hilfe war es möglich, diese Arbeiten in extrem kurzer Zeit durchzuführen, wobei die oft von frühmorgens bis in die späten Abendstunden andauernden Arbeiten nie langweilig wurden. Daneben danke ich Dr. Bernd WAGNER sowie den weiteren Mitdoktoranden, stellvertretend Johannes MÜLLER, Carsten ECKERT, Dr. Stefanie HARWART, Tobias EBEL und Dr. Erich HOOPS, für die anregenden Diskussionen.

Für die Durchführung und Unterstützung verschiedener Analysen danke ich herzlich folgenden Personen außerhalb des AWI-Potsdam: Dr. Andreas MACKENSEN (AWI-Bremerhaven, Foraminiferenbestimmung), Dr. Frank NIESSEN (AWI-Bremerhaven, sedimentphysikalische Eigenschaften), Dr. Dieter DEMSKE und Dr. Andrej ANDREEV (Naturkundemuseum Berlin und AWI-Potsdam, Palynologie), Dr. Thomas SCHMIDT (Naturkundemuseum Berlin, RFA-Analysen), Prof. Dr. W. KRETZSCHMER und seiner Arbeitsgruppe (Universität Erlangen-Nürnberg, Aufbereitung der Pollenproben für die Radiokarbondatierung sowie AMS-¹⁴C-Altersbestimmung), Prof. Dr. Jörg VÖLKEL und Doris MELCHNER (Friedrich-Schiller-Universität Jena und ehemals Universität Regensburg, Aufbereitung der Pollenproben).

Bedanken möchte ich mich auch bei Elke BERNKLAU und Dipl.-Geogr. Martin SCHEIDLER für die zügige Durchsicht des Manuskriptes.

Nicht zuletzt gilt mein Dank meinem Ehemann und Kollegen Dr. Thomas RAAB, der meine wissenschaftliche Tätigkeit stets unterstützte, die fast drei Jahre andauernde Wochenendbeziehung ertrug und der mir während dieser Zeit auch alle Alltagsbelange soweit wie möglich abgenommen hat. Daneben möchte ich meiner Tochter Linnéa schon jetzt für die vielen glücklichen Momente danken, die diese Arbeit beflügelt haben. Thomas und Linnéa ist diese Arbeit gewidmet.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderten deutsch-russischen „Taimyr“-Projektes (1994 bis 1997) wurden Paläoumweltuntersuchungen entlang eines sich über 1400 km erstreckenden Transektes, ausgehend vom westlichen Putoran-Plateau über die Taimyr-Halbinsel bis zum Severnaja Zemlja-Archipel im Norden, durchgeführt. Die Geländearbeiten auf dem Archipel fanden weitestgehend im Jahre 1996 statt. Sie konzentrierten sich auf die Gewinnung von Seesedimenten, die als vielversprechendes Archiv der spätquartären Glazial- und Umweltgeschichte sowie der Geschichte des regionalen Meeresspiegels im Bereich des hocharktischen Archipels angesehen werden.

Zwei lange Sedimentkerne (10,4 m und 12,7 m lang) wurden im Changeable-See (79°07'N, 95°00'E) auf der Oktoberrevolutions-Insel erbohrt. Der See bedeckt heute eine Fläche von 10,6 km² und besitzt mit mindestens vier getrennten Becken und einer maximalen Wassertiefe von 18,5 m eine komplexe Bathymetrie. Der Changeable-See liegt in einer ovalen Depression, die sich unter den Vavilov-Gletscher erstreckt und die vermutlich eine alte Karstform darstellt, welche in Karbonat- und Gipsgestein angelegt ist. Der See erhält hauptsächlich Zufluß von glazialen Schmelzwässern (Juli bis September) aus Norden. Der Ausfluß des Sees liegt am Südufer und führt über einen 40 m tiefen Canyon in die Karasee.

Die Sedimentkerne des Changeable-Sees wurden mit einem multidisziplinären Ansatz untersucht, der sedimentologische, biogeochemische, mineralogische und paläoökologische Methoden beinhaltet. Trotz der geringen Menge an organischem Kohlenstoff im Sediment und eines Hartwassereffektes aufgrund einer Zufuhr alten und ¹⁴C-abgereicherten Materials aus dem karbonathaltigen Ausgangsgestein im Einzugsgebiet konnten einige chronologische Informationen mittels Radiokarbondatierungen an verschiedenen organischen Fraktionen (Foraminiferen, Huminsäuren, Insekten- und Pflanzenresten, Pollenkörner) gewonnen werden.

Beide Sedimentkerne weisen die gleiche Faziesabfolge auf. Da sie aus verschiedenen Becken des Changeable-Sees gewonnen wurden, sind die Änderungen in der Sedimentzusammensetzung nicht auf lokale Effekte, sondern auf regionale Effekte, die durch Klima- und Umweltveränderungen geprägt sind, zurückzuführen. Die

Zusammenfassung

vorliegende Arbeit basiert hauptsächlich auf den Untersuchungen des Sedimentkerns PG1238.

Ein Diamikt an der Basis des Sedimentkerns wird als Till interpretiert. Er wurde bei der letzten Vergletscherung des Changeable-Sees abgelagert.

Der Till wird von strukturlosem marinem Sediment überlagert, das eine benthische Foraminiferenfauna enthält. Dieses Sediment wurde wahrscheinlich während einer marinen Transgression im Anschluß an den Eisrückzug akkumuliert. Die Radiokarbondatierungen der Foraminiferen belegen eine Bildung der marinen Sedimente und des unterlagernden Tills vor mehr als 48 ka BP. Die infiniten ¹⁴C-Alter zusammen mit zwei OSL-Datierungen, welche an dem marinen Sediment durchgeführt wurden mit Altern von 35±4 ka BP und 86±6 ka BP, geben das Minimalalter für die Tillgenese an. Demnach dürfte der Till eher der frühweichselzeitlichen als der mittel- oder spätweichselzeitlichen Vergletscherung zuzuordnen sein. Jedoch kann ein noch höheres Alter nicht ausgeschlossen werden.

Daran schließt eine Austrocknungsphase des Sees an, die von einer Lage karbonat- und sulfathaltigen Sediments belegt wird. Die mit zwei Zentimetern nur geringe Mächtigkeit dieser Lage und die Altersdatierungen weisen auf einen Hiatus von mehr als 20000 Jahren hin.

Bei den darüber lagernden Sedimenten handelt es sich erneut um Sedimente marinen Ursprungs, die jedoch nicht in situ abgelagert wurden. Das Fehlen einer autochthonen marinen Fauna und eine horizontale Schichtung weisen darauf hin, daß es sich um umgelagerte marine Sedimente handelt. Die Ablagerung dieser umgelagerten marinen Sedimente dauerte bis zum Übergang Spätpleistozän-Holozän (20-30 ka BP).

Es folgen schwarze laminierte Sedimente mit extrem geringen organischen Kohlenstoffgehalten. Gemäß der Radiokarbondatierungen in den Sedimenten im Hangenden und Liegenden ist das schwarze Sediment mit einer geringen durchschnittlichen Sedimentationsrate von 5 cm/ka während des Spätweichsels entstanden. Die geochemischen Analysen (wasserlösliche Elementgehalte) zeigen, daß die Evaporation von Meerwasser, das in das Seebecken eingeschlossen wurde, zu einem Niederschlag von leicht löslichen gemischten Salzen führte.

Das ausgehende Spätweichsel und das Holozän werden in der Sedimentabfolge von laminierten rotbraunen lakustrinen Sedimenten repräsentiert. Die Sedimentationsrate ist gegenüber den weichselzeitlichen Sedimenten deutlich erhöht

Zusammenfassung

(durchschnittlich 70 cm/ka) und sie nimmt tendentiell zur Sedimentoberfläche zu. Ferner deutet eine weitgehend gleichförmige Sedimentzusammensetzung nur geringe Änderungen in den Sedimentationsbedingungen während des Holozäns an. Dies trifft insbesondere auf die biochemischen Parameter zu, welche offensichtlich die aus Sauerstoffisotopenuntersuchungen der Eiskerne des Vavilov-Gletschers und des Akademii-Nauk-Gletschers bekannten Klimafluktuationen nicht widerspiegeln.

Um die Ergebnisse der Sedimentuntersuchungen zu ergänzen, wurde ein Torfprofil aus der Solnechnaya-Bucht (Bol'shevik-Insel), das von russischen Kollegen beprobt und zur Verfügung gestellt wurde, palynologisch und chronologisch untersucht. Das Pollenspektrum in den Torfen wird dominiert von Nichtbaumpollenarten, hauptsächlich von Gräserpollen. Daneben sind Baumpollen von *Salix* und *Betula* vorhanden. Insbesondere letztere deuten auf klimatisch günstigere Bedingungen hin. Zusammen mit den an verschiedenen organischen Resten (*Salix*-Holz, Insekten, Pflanzenreste) durchgeführten Radiokarbondatierungen mit Altern zwischen 8000 und 9000 a BP ist das ein weiterer Beleg für das Auftreten eines thermischen Klimaoptimums auf dem Severnaja Zemlja-Archipel, das bereits aus den Eiskernuntersuchungen bekannt ist.

Zusammenfassend zeigen die Resultate, daß die letzte größere Vergletscherung auf dem Severnaja Zemlja-Archipel vermutlich während des Frühweichsels stattfand. Der Eisrückzug begann im Gebiet des Changeable-Sees wahrscheinlich während des frühen Mittelweichsels. Dieser war verbunden mit einer marinen Transgression. Für das Mittel- und Spätweichsel ist zumindest zeitweilig ein kalt-arides Klima anzunehmen. Die spätweichselzeitliche Vergletscherung auf dem Severnaja Zemlja-Archipel hatte kein größeres Ausmaß, im Gegensatz zur frühweichselzeitlichen Vergletscherung auf dem Archipel.

ABSTRACT

Within the scope of the German-Russian research project „Taymyr“, funded between 1994 and 1997 by the German Research Ministry (BMBF), paleoenvironmental investigations were carried out along a more than 1400 km long transect from the western Putorana Plateau in the south via the Taymyr Peninsula to the Severnaya Zemlya Archipelago in the north. The major field work on Severnaya Zemlya was conducted in 1996. It was focused on coring of lake sediments, due to the high potential of this archive to supply information concerning the Late Quaternary glacial, environmental and sea-level histories on the high-arctic environment of the archipelago.

Two sediment cores (10,4 m and 12,7 m lengths) were recovered from Changeable Lake on October Revolution Island (79°07'N, 95°00'E). Today, the lake covers an area of 10,6 km², and exhibits a rather complicate bathymetry with at least four separated basins of up to 18,5 m water depth. Changeable Lake is located in an oblong depression that penetrates below the Vavilov Ice Dome 4 km to the north and is believed to represent an old karst form developed in calciferous and gypsiferous bedrock. The lake is predominantly fed by glacial meltwater (July to September) from the north; the outflow takes place at the southern shore through a 40 m deep canyon to the Kara Sea.

The sediment cores from Changeable Lake were investigated with a multidisciplinary approach that covered sedimentological, biochemical, mineralogical and paleoecological methods. Despite low amounts of organic carbon in the sediments and a hardwater effect due to a supply of old, ¹⁴C-depleted material from carbonaceous bedrock, some geochronological information was obtained by radiocarbon dating of different organic fractions (foraminifera, humic acids, insect and plant remains, pollen grains).

Both sediment cores show the same facies succession. Since they were recovered from different basins of Changeable Lake, this indicates that changes in the sediment composition are not dependent on local effects but on regional effects caused by climatic and environmental changes. The presented study is mainly focused on investigations of sediment core PG1238.

A diamicton at the core base is interpreted as a till, derived from the last glaciation of the Changeable Lake area.

Abstract

The till is overlain by a massive marine sediment rich in benthic foraminifera that probably represents a marine transgression following the deglaciation. Radiocarbon dating of the foraminifera indicates ages of > 48 ka BP for both facies. The infinite ^{14}C -ages in combination with two OSL ages determined on the marine sediment with ages of 35 ± 4 ka BP and 86 ± 6 ka BP indicate the minimum age for the till. Therefore, the till corresponds rather to the Early Weichselian than to the Middle or Late Weichselian glacial, and the transgression consequently to a Middle Weichselian interstadial. However, an even older age for the till can not be ruled out.

The transgression is followed by a temporary drying up of the lake, which is indicated by the occurrence of a layer of calciferous and sulfate containing sediment. The layer with its small thickness in combination with the age determinations probably hint on a hiatus of more than 20000 years.

The overlying sediments have a marine origin, again. However, these sediments were not accumulated in situ. Due to the lack of an autochthonous marine fauna and the occurrence of horizontal lamination, these sediments are rather reworked marine sediments. They were accumulated until the Late Pleistocene to Holocene transition (20-30 ka BP).

The section is succeeded by a black, laminated sediment with very low carbon contents. According to radiocarbon dating in horizons below and above, the black sediment was formed during the Late Weichselian, with a very low mean sedimentation rate of 5 cm/ka. Geochemical analyses (water-soluble elements) indicate that evaporation of sea water trapped in the lake basin has led to precipitation of easily soluble mixed salts.

The late glacial and Holocene is represented by laminated, reddish-brown lacustrine sediments. Their sedimentation rates are much higher (mean ca. 70 cm/ka) than those during the Weichselian, and show the tendency to increasing values in more recent times. Besides the differences in sedimentation rates, very little changes in the sedimentation conditions during the Holocene are documented in the sediment composition. This is particularly valid for the biochemical parameters which have very constant values and therefore obviously do not mirror the Holocene climatic fluctuations on the Severnaya Zemlya Archipelago known from isotope studies of the Vavilov Ice Dome and the Academy of Sciences Glacier.

Abstract

To complement the lake sediment studies, palynological and chronological investigations were carried out on a peat profile from the Solnechnaya Bay (Bol'shevik-Island), which was sampled and put to my disposal by Russian colleagues. The pollen spectrum in the peat is dominated by non-aboreal pollen. Besides, aboreal pollen of *salix* and *betula* are present. Particularly, the latter points at climatically more favourable conditions. This is, in combination with the radiocarbon dating carried out on different organic remains (*salix* wood, insects, plant remains) with ages between 8000 and 9000 a BP, a further evidence for the occurrence of a thermic climatic optimum on the Severnaya Zemlya Archipelago, which is known from the ice-core investigations.

In conclusion, the results indicate, that the last greater glaciation on the Severnaya Zemlya Archipelago presumably appeared during the Early Weichselian. The deglaciation of the Changeable Lake area probably commenced during the early Middle Weichselian. It was associated with a marine transgression. For the Middle and Late Weichselian, an at least temporary cold and dry climate is assumed. In contrast to the Early Weichselian glaciation, the Late Weichselian glaciation had no greater extent on the Severnaya Zemlya Archipelago.

1 EINLEITUNG UND FRAGESTELLUNG

Die Umwelt der nordhemisphärischen Polar- und Subpolargebiete hat sich mit dem Auftreten der quartären Klimaschwankungen vielgestaltig, zumeist komplex und multizyklisch verändert. Die Landschaft als Spiegelbild der Umweltgeschichte wurde infolge des klimatisch bedingten mehrmaligen Ausbreitens und Abschmelzens beziehungsweise Rückschreitens kontinentaler Eisschilde sowie der damit verbundenen Zu- und Abnahme der Meereis- und Schelfeisgebiete grundlegend umgestaltet. Dabei besaßen die enormen Eismassen, die zu den Maximalständen der Eiszeiten ein Vielfaches der Fläche des rezenten grönländischen Eisschildes eingenommen haben, auch eine rückkoppelnde Wirkung auf das Klima, indem sie unter anderem die Albedo, die Niederschläge sowie die atmosphärische und ozeanische Zirkulation beeinflussten.

Mit dem Ziel, die Reaktionen der Landschaft auf die natürlichen Klimaschwankungen während des Spätquartärs im Zentralen Mittelsibirien zu rekonstruieren, wurde das multidisziplinäre deutsch-russische „Taimyr“-Projekt („Die Umweltgeschichte Mittelsibiriens im Spätquartär“) initiiert, das von 1994 bis 1997 vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert und unter Federführung des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam durchgeführt wurde. Dabei erstreckt sich das Untersuchungsgebiet über einen etwa 1400 km langen Süd-Nord-Transekt, der die verschiedenen Vegetations- und Landschaftszonen von der nördlichen Taiga im Süden bis zur polaren Wüste beziehungsweise hocharktischen Tundra im Norden umfaßt (Abb. 1). Das „Taimyr“-Projekt hat als zentrales Ziel, die Veränderungen der Eisausdehnung, der Lage der Landschafts- und Vegetationszonen und der Stabilität des Permafrostes im Verlauf des Spätquartärs zu rekonstruieren. Dafür werden verschiedene Paläoumweltarchive, unter anderem Seesedimente, Torfe, und Eiskomplex- (*Yedoma*-) Ablagerungen untersucht (MELLES et al., 1996a). Erste Resultate des Projektes sind bereits veröffentlicht (z.B. HAHNE & MELLES, 1997, 1999; EBEL et al., 1998; HARWART et al., 1999; KIENEL, 1999; SIEGERT, C. et al., 1999).

I Einleitung und Fragestellung

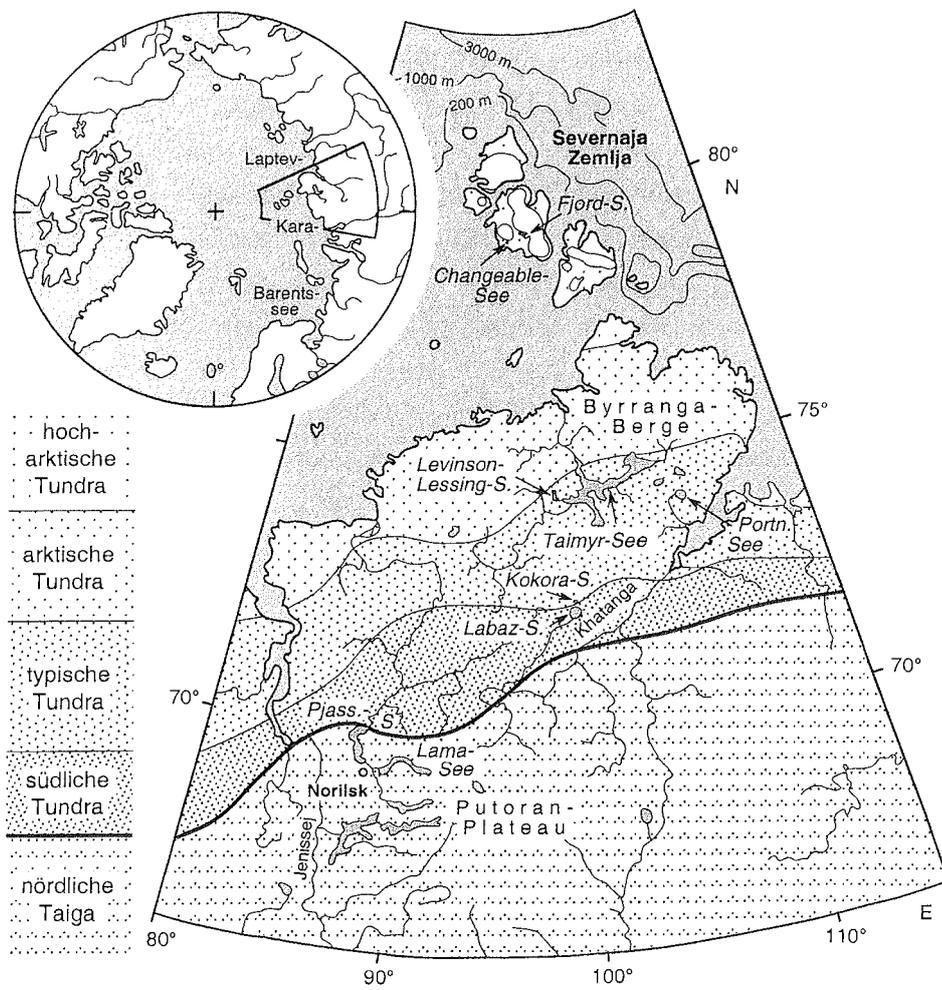


Abb. 1: Karte des Untersuchungsgebietes des „Taimyr“-Projektes mit der aktuellen Verbreitung der Vegetationszonen (verändert nach MELLES et al., 1996b).

Der erst im Jahre 1913 von B. A. Vil'kitsky entdeckte Severnaja Zemlja (*North Land*)-Archipel ist der nördlichste Untersuchungsstandort des Transektes (Abb. 1). Aufgrund seiner geographischen Lage in den hohen Breiten und seiner Position im Übergangsbereich zwischen dem maritim geprägten Klima Westsibiriens und dem kontinentalen Klima Ostsibiriens sind die Ökosysteme und die Landschaft extrem sensibel für Klima- und Umweltveränderungen. Der Severnaja Zemlja-Archipel ist somit eine Schlüsselregion für das Verständnis der spätquartären Umweltgeschichte der russischen Hocharktis. Darüber hinaus ist die Inselgruppe (78-81° N, 96-106° E) das östlichste Gebiet, welches rezent eine großflächige Vergletscherung aufweist (VAIKMÄE, 1991; STIÉVENARD et al., 1996; PAVLIDIS et al., 1997; ASTAKHOV, 1998). Das macht das Gebiet besonders interessant für die Rekonstruktion der weichselzeitlichen Vergletscherung Nordwest-Eurasiens, deren räumliches und zeitliches Ausmaß bereits seit Jahrzehnten kontrovers diskutiert wird (siehe Kap. 2).

Als Paläoumweltarchiv wurde auf dem Severnaja Zemlja-Archipel der im Westen der Oktoberrevolutions-Insel gelegene Changeable-See (russ. *Ozero Izmenchivoje*) ausgewählt, der im Rahmen des Projektes der nördlichste beprobte und untersuchte See ist. Einer Pilotstudie im Jahre 1995 zum Severnaja Zemlja-Archipel folgend wurden im Jahre 1996 zwei Sedimentkerne, PG1238 und PG1239 (10,4 m und 12,7 m lang), aus dem Changeable-See gewonnen (BOLSHIYANOV & HUBBERTEN, 1996; MELLES et al., 1997). Dieses einzigartige Material ist die Basis dieser Studie.

Ziel der Arbeit ist es, mit Hilfe der multidisziplinären Untersuchungen an den Sedimenten des Changeable-Sees die spätquartäre Umweltgeschichte im Bereich des Severnaja Zemlja-Archipels zu rekonstruieren. Zur Ergänzung und Stützung der Seesedimentuntersuchungen werden Resultate von palynologischen Untersuchungen und absoluten Altersdatierungen an Torfen der Solnechnaya-Bucht im Süden der Bol'shevik-Insel herangezogen.

2 ASPEKTE DER SPÄTQUARTÄREN UMWELTGESCHICHTE IM EURASISCHEN NORDEN

Die Vergletscherung im Weichselglazial verlief auf der Nordhemisphäre asynchron. Während die Eisschilde im Bereich des nordwestlichen Eurasiens im Frühweichsel ihre größte Ausdehnung hatten, erreichte die Vergletscherung Europas und Nordamerikas erst im Spätweichsel ihr Maximum (VELICHKO et al., 1997). Dabei wird die räumliche und zeitliche Dimension der weichselzeitlichen Vergletscherung im eurasischen Norden bereits seit mehreren Jahrzehnten kontrovers diskutiert (u.a. ARKHIPOV, 1998). Dies betrifft insbesondere die spätweichselzeitliche Vergletscherung, in jüngster Zeit steht jedoch auch das Ausmaß der frühweichselzeitlichen beziehungsweise der saalezeitlichen Eisausdehnung in der Diskussion (SVENDSEN et al., 1999).

Obwohl die spätquartären Vergletscherungen mit einer Dimension von mehreren Millionen km² eine immense Größe hatten, sind sie anhand der korrelierten Sedimente und Formen nur schlecht dokumentiert (SVENDSEN et al., 1999). Die Grenzen des Vergletscherungsbereichs sind sowohl mittels Fernerkundung als auch mit Hilfe von Geländemethoden im marinen und terrestrischen Bereich häufig nur schlecht faßbar, da der glaziale Formenschatz unterschiedlich gut ausgeprägt ist, beziehungsweise von der nachfolgenden periglazialen Morphodynamik überprägt wurde. Ferner ist es wegen der oftmals fehlenden und wenig zuverlässig datierbaren Materialien schwierig, die Genese der glazialen Formen und Sedimente chronologisch einzuordnen. Obgleich die im Rahmen des *Quaternary Environments of the Eurasian North* (QUEEN) Programmes (THIEDE & BAUCH, 1999) in verschiedenen Schlüsselregionen im Norden Eurasiens durchgeführten Untersuchungen zahlreiche neue Erkenntnisse erbracht haben, ist das Wissen über die spätquartäre Umweltgeschichte immer noch lückenhaft. Der derzeitige Forschungsstand hinsichtlich der räumlichen Ausmaße und der entsprechenden Evidenzen in der Landschaft werden in den anschließenden Unterkapiteln dargestellt.

Als Grundlage für die nachfolgenden Kapitel ist an dieser Stelle Abbildung 2 zur stratigraphischen Nomenklatur des Spätquartärs in Europa und Eurasien vorangestellt. Nach V. ASTAKHOV (pers. Mitt.) sollten jedoch Begriffe wie Karginisk und Zyriansk generell nicht als stratigraphische Bezeichnungen verwendet werden, da sie Lokalbezeichnungen seien. Um eine einheitliche Nomenklatur zu verwenden, wird

daher in der vorliegenden Arbeit, wie von der QUEEN *Scientific Community* empfohlen (SVENDSEN et al., 1999), dem Vorschlag von MANGERUD (1989) (Tab. 1) gefolgt.

Age ka	Western Europe		European Russia	Central Siberia
	HOLOCENE			
10	WEICHSELIAN	LATE	VALDAIAN	(UPPER ZYRYANSK) SARTAN
22 25		MIDDLE		KARGINSK
55				(LOWER) ZYRYANSK
74		EARLY		KAZANTSEVO
110 117	EEMIAN		MIKHULINIAN	
130	SAALIAN		MOSCOWIAN	BAKHTAN

Abb. 2: Stratigraphische Nomenklatur des Spätquartärs in Europa und Eurasien (aus LARSEN et al., 1999: 7).

Tab. 1: Chronologische Abfolge der verschiedenen Abschnitte des Weichselglazials und die Korrelation mit den Sauerstoffisotopenstadien (nach MANGERUD, 1989).

	Isotopenstadien	ka BP
Frühweichsel	5d-5a	117-74
Mittelweichsel	4-3	74-25
Spätweichsel	2	25-10

2.1 Maximaler weichselzeitlicher Vergletscherungsbereich und die entsprechenden Evidenzen in der Landschaft

Den aktuellen Forschungsstand zum maximalen weichselzeitlichen Vergletscherungsbereich fassen SVENDSEN et al. (1999) zusammen und präsentieren eine vorläufige Rekonstruktion der räumlichen Grenzen während des Früh-/Mittel- und Spätweichsels (Abb. 3).

2 Aspekte der spätquartären Umweltgeschichte im Eurasischen Norden

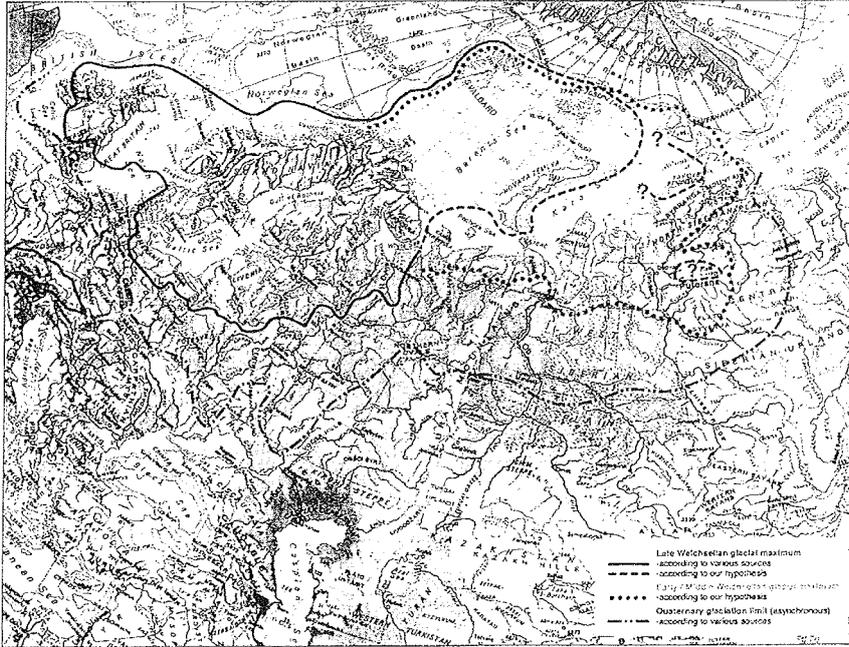


Abb. 3: Rekonstruktion der eurasischen Eisschilde während des Früh-/Mittelweichsels und des spätweichselzeitlichen Maximums (aus SVENDSEN et al., 1999: 235).

Diese vorläufige Rekonstruktion basiert auf den Erkenntnissen geomorphologischer und stratigraphischer Untersuchungen an Paläoumweltarchiven, die von Satellitenbild- und Luftbildinterpretationen gestützt wurden und bei Geländearbeiten in verschiedenen Regionen der Russischen Arktis, vom Weißen Meer bis zur Taimyr-Halbinsel, gesammelt wurden. Darüber hinaus werden verfügbare geophysikalische Daten (Seismik) aus dem marinen Bereich einbezogen.

Den maximalen Vereisungsbereich während des Weichselglazials begrenzt im Norden der Kontinentalrand zum Nordpolarmeer. Hier wird angenommen, daß über den Kontinentalhang aufschwimmende Eismassen durch Kalbungsprozesse abgebaut wurden, und damit eine Ausbreitung der Eurasischen Eisschilde in tieferes Wasser verhinderte (ANDERSEN et al., 1996; SVENDSEN et al., 1999).

Dagegen ist die westliche Grenze der eurasischen Vergletscherung im Bereich der Barentssee noch nicht geklärt. Ebenso unklar ist, ob es Interaktionen zwischen dem Skandinavischen Eisschild und dem Barentssee-Eisschild gab (LARSEN et al., 1999a).

2 Aspekte der spätquartären Umweltgeschichte im Eurasischen Norden

Die südliche maximale Vergletscherungsgrenze markieren teilweise die Markhida-Harbei-Halmer¹ Moränen (MHH), die vereinfacht als *Markhida Line* bezeichnet werden. Es handelt sich dabei um einen über 700 km verfolgbaren Moränenzug, der vom Timanrücken im Westen ausgehend, das Pechora Becken querend, bis zum polaren Ural im Osten reicht (ASTAKHOV et al., 1999) (Abb. 4). Die *Markhida Line* besitzt von Westen nach Osten ein morphologisch zunehmend frischeres Erscheinungsbild. Im Westen wurde der Moränenzug von dem Vorrücken eines Eisschildes in der Karasee geschaffen. Dabei handelte es sich vermutlich um einen geringmächtigen, weniger als 200 m hohen mobilen Eisschild (TVERANGER et al., 1999). Insgesamt bildet die *Markhida Line* eine von der Mezen bis zum Ural reichende ununterbrochene Front, die als Indiz für einen zusammenhängenden Karasee- und Barentssee-Eisschild gewertet wird (ASTAKHOV et al., 1999).

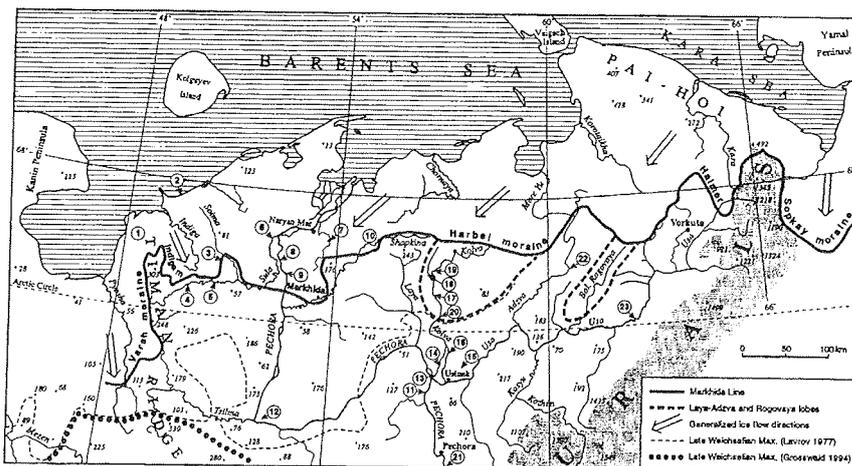


Abb. 4: Lage der *Markhida Line* sowie der Laya-Adzva und Rogovaya Loben im Pechora-Becken (aus MANGERUD et al., 1999: 48).

Aus der stratigraphischen Position der *Markhida Line*-Moränen, welche eemzeitliche Sedimente überlagern, ist ein weichselzeitliches Alter dieser Moränen ableitbar (MANGERUD et al., 1999). Bislang nahmen ASTAKHOV et al. (1999) an, daß die

¹ Insgesamt handelt es sich um die Varsh-Indiga-Markhida-Harbei-Halmer-Sopkay-Moränen, die sich als Gürtel vom Weißen Meer bis zum Ural von West nach Ost erstrecken (MANGERUD et al., 1999).

Bildung der Moränen älter als 45 ka BP ist. Auch MANGERUD et al. (1999) gingen aufgrund einer Reihe von Radiokarbon- und OSL-Datierungen aus nördlich der *Markhida Line* liegenden Aufschlüssen von einem mittelweichselzeitlichen oder frühweichselzeitlichen Alter aus, konnten aber eine saalezeitliche Genese der Moränen nicht ausschließen. Aufgrund neuester Ergebnisse von zahlreichen OSL-Datierungen an fluvialen Sedimenten, welche unter den Moränen liegen und Alter von 60 bis 50 ka BP haben stellen SVENDSEN et al. (2000) und HENRIKSEN et al. (eingereicht) die Genese der *Markhida Line*-Moränen in das Mittelweichsel.

Zugleich ging man bisher davon aus, daß vermutlich die Eismassen der *Markhida Line* im Pechora Tiefland einen großen Eisstausee, den Komi-See (*Lake Komi*) aufstauten, der mittels OSL-Datierungen an Strandsedimenten auf ein Alter von 76-93 ka BP datiert ist (ASTAKHOV et al., 1999; MANGERUD et al., 1999). Insgesamt achtzehn neue OSL-Datierungen dieser Sedimente haben Alter von 100 bis 80 ka ergeben. Damit ist die Existenz des Eisstausees in das Frühweichsel zu stellen und steht nicht wie bislang angenommen mit der Genese der *Markhida Line*-Moränen in Zusammenhang. Mit dieser frühweichselzeitlichen Vereisungsphase korrespondieren möglicherweise auch die Laya-Adzva und Rogovaya Loben. Diese beiden Loben befinden sich südlich der Harbei-Moräne und werden von letzterer geschnitten (Abb. 4).

Zusammenfassend leiten SVENDSEN et al. (2000) aus den neuesten Ergebnissen der OSL-Datierungen an den *Markhida Line*-Moränen und an Sedimenten des Komi-Sees folgende gegenwärtige Arbeitshypothese ab: Es sind generell zwei weichselzeitliche Vereisungsphasen zu unterscheiden. Während der Komi-See von den Eismassen einer frühweichselzeitlichen Vergletscherung (100-80 ka BP) aufgestaut wurde, reichte der letzte Eisvorstoß erst 20000 bis 30000 Jahre später während des Mittelweichsels (60-50 ka BP) bis zur *Markhida Line*. Diese Arbeitshypothese muß nach SVENDSEN et al. (2000) noch geologisch bestätigt werden.

Nördlich der *Markhida Line* erstreckt sich bis 67° N eine Zone mit frischer *hummock-and-lake glaciokarst* Landschaft (ASTAKHOV et al., 1999). Dieser Gürtel ist geprägt vom Austauen stagnierenden begrabenen Gletschereises und der Degradation von pleistozänem Permafrost. Die Landschaft kann aufgrund ihrer postglazialen Modifikation in eine Markhida-, eine Harbei- und eine Halmer-Landschaft unterteilt werden. Dabei ist die Halmer-Landschaft, die am weitesten östlich auf der Piedmontfläche des Urals liegt, die morphologisch frischeste Landschaft und die

2 Aspekte der spätquartären Umweltgeschichte im Eurasischen Norden

Markhida-Landschaft, welche am weitesten westlich liegt, die am stärksten erodierte Landschaft. Der West-Ost-Gradient in der morphologischen Ausprägung wird verursacht durch das zeitübergreifende Ausschmelzen der stagnierenden Gletscher und des Permafrostes (ASTAKHOV et al., 1999).

Die maximale weichselzeitliche Vergletscherung, explizit während des Früh- und Mittelweichsels, schließt nach SVENDSEN et al. (1999) im Osten vermutlich den größten Teil der Taimyr-Halbinsel und den Severnaja Zemlja-Archipel ein (Abb. 3).

2.2 Spätweichselzeitliche Vergletscherung und die entsprechenden Evidenzen in der Landschaft

In Bezug auf die spätweichselzeitliche Vergletscherung im Norden Eurasiens sind in die Literatur zwei konträre Hypothesen eingegangen, eine Maximal- und eine Minimalhypothese. Die Maximalhypothese geht von einem flächendeckenden Panarktischen Eisschild (*Panarctic Ice Sheet*) aus, welcher sich bis zur Lena im Osten erstreckte, dabei den Severnaja Zemlja-Archipel einschloß und etwa 15-18 Millionen km² Fläche einnahm (DENTON & HUGHES, 1981; GROSSWALD, 1988, 1990, 1993, 1998; GROSSWALD & GLEBOVA, 1992; GROSSWALD & HUGHES, 1995). Dagegen beschränkt sich die Vergletscherung bei der Minimalhypothese auf lokal vorkommende Eiskappen über dem Ural und den arktischen Inseln (z.B. VELICHKO et al., 1984, 1997; FAUSTOVA & VELICHKO, 1992). Ein Vergleich der Minimal- und Maximalvariante ist in Abbildung 5 dargestellt. Neben diesen beiden Hypothesen sind in der Literatur zahlreiche intermediäre Varianten zu finden (z.B. LAMBECK, 1995).

In den letzten Jahren wurden im Rahmen des QUEEN-Programmes neue Erkenntnisse zur Vereisungsgeschichte des nördlichen Eurasiens im Spätweichsel erarbeitet. Demzufolge stellt sich der aktuelle Forschungsstand folgendermaßen dar:

Die spätweichselzeitlichen Vergletscherungszentren lagen in Skandinavien (Skandinavischer Eisschild) und auf dem flachen Kontinentalschelf im Bereich der Barentssee (Barentssee-Eisschild) und Karasee (Karasee-Eisschild) (u.a. ASTAKHOV et al., 1999). Nicht geklärt ist jedoch, inwieweit es Interaktionen zwischen den Eisschilden gab (LARSEN et al., 1999a).

Nach LARSEN et al. (1999b) war die Arkhangelsk-Region im Westen Rußlands während des Spätweichsels vom Skandinavischen Eisschild bedeckt. Der Bereich der Mezen und der Severnaja Dvina wurde dagegen seit der Eem-Warmzeit nicht von einem Eisschild erreicht (LARSEN et al., 1999b). Demzufolge lag der spätweichselzeitliche Skandinavische Eisschild im Norden dieser Gebiete und westlich der Mezen, wobei die Ausbreitung des Eises möglicherweise von der Topographie des Belomorsk-Kulaysker-Plateaus gelenkt wurde. Für diesen Fall wäre dieses Gebiet die potentielle Interaktionszone zwischen dem Skandinavischen Eisschild und dem Barentssee-Eisschild.

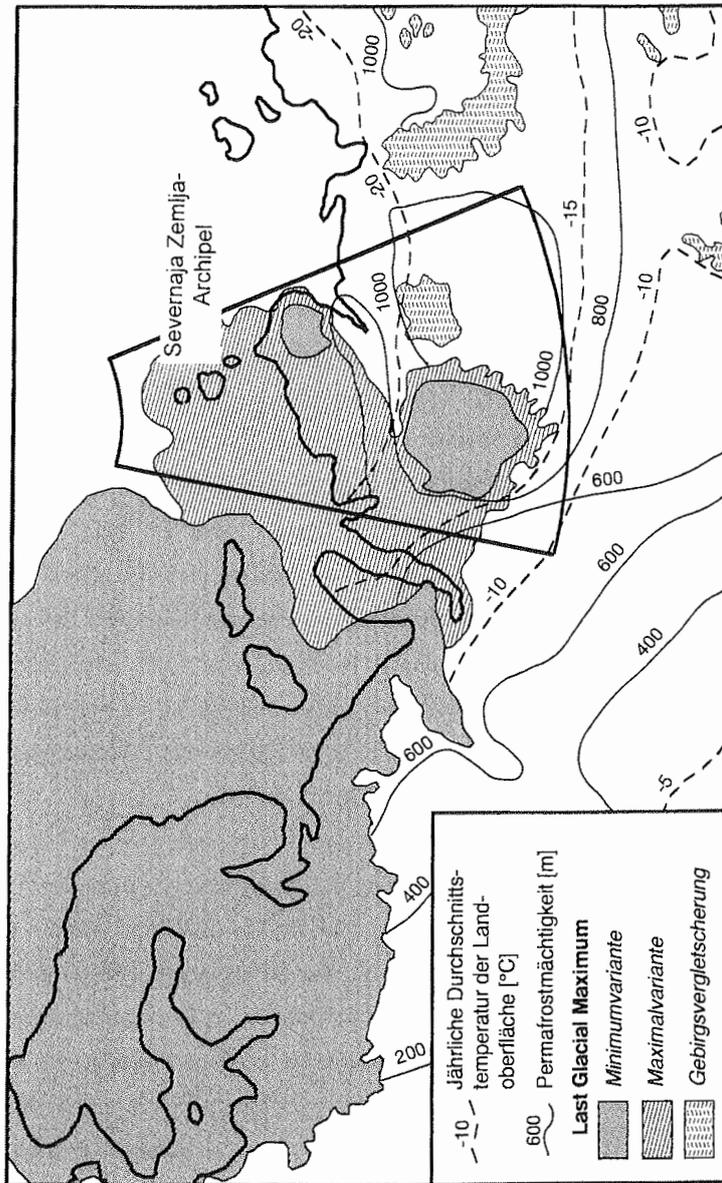


Abb. 5: Maximal- und Minimalvariante des spätweichselzeitlichen Ausmaßes der Vergletscherung im Norden Eurasiens verändert nach DENTON & HUGHES (1981) und die Lage des Untersuchungsgebietes des „Taymyr“-Projektes.

Die bislang detailliertesten Untersuchungen zur Ausbreitung des Barentssee-Eisschildes wurden von FORMAN et al. (1995, 1996) publiziert. Die Autoren weisen anhand gehobener Strandterrassen (*raised beaches*) einen durchgehenden spätweichselzeitlichen Barentssee-Eisschild nach, ausgehend von Ost-Spitzbergen bis zum Franz-Josef-Land. Dabei lag der Kulminationsbereich des spätweichselzeitlichen Eisschildes in der nördlichen Barentssee und nicht, wie zuvor angenommen, über Novaya Zemlya. FORMAN et al. (1995, 1996) berechneten, daß der Eisschild über der nördlichen Barentssee eine maximale Mächtigkeit von 2500 m besaß und über Franz-Josef-Land und Novaya Zemlya ausdünnte, das heißt mit etwa 1500 m vergleichsweise geringmächtig war. Marine Seismikdaten und Sedimentkerne aus dem Franz-Victoria-Trog belegen, daß in diesem Bereich in einer Wassertiefe von 470 m ein Diamikt vorkommt, der als Beleg für einen auf Grund aufgelegenen Barentssee-Eisschild gewertet wird (LUBINSKI et al., 1996). Numerische Eisschildmodelle (*numerical ice-sheet models*), die von SIEGERT & FJELDSKAAR (1996) und SIEGERT & DOWDESWELL (1995a, 1995b) für Franz-Josef-Land und die Barentssee gerechnet wurden, gehen von Vergletscherungszentren über den arktischen Archipelen aus und sind mit den geologischen Belegen von FORMAN et al. (1995, 1996) und LUBINSKI et al. (1996) nicht vereinbar. Die östliche Grenze eines Spitzbergen-Barentssee-Eisschildes ist nicht geklärt. FORMAN et al. (1999a) finden keine Hinweise auf eine spätweichselzeitliche Vergletscherung der Yamal-Halbinsel. Nach ihren Modellierungen lag der östliche Rand des Spitzbergen-Barentssee-Eisschildes in dem mehr als 500 m tiefen östlichen Novaya Zemlya Trog und etwa 100 km östlich der Küste Novaya Zemlyas.

Untersuchungen zur postglazialen Hebung von Novaya Zemlya durch FORMAN et al. (1999b) haben gezeigt, daß die relative Höhe der Transgression (*marine limit*) auf der Ost- und Westküste der Nordinsel bei 10 ± 1 und 18 ± 2 m ü. H.H.W. (Meter über höchstem Hochwasser) liegt und einem Alter von 5-6 ka BP entspricht. Die nur mäßige Hebungsrates, die späte isostatische Reaktion und das mittels der Radiokarbonmethode an Foraminiferen benachbarter mariner Sedimentkerne aus der Barentssee datierte Alter des Eisabbaus (*deglacial age*) von $> 9,2$ ka BP deuten entweder auf einen frühen Gletscherrückzug (> 13 ka BP) oder eine geringe Eisauflast von weniger als 1500 m Mächtigkeit hin. Ältere und höher gelegene *raised beaches* wurden von FORMAN et al. (1999b) auf der Nordinsel Novaya Zemlyas bis mindestens 50 m ü. H.H.W. und auf der Südinsel bis etwa 100 m ü. H.H.W. identifiziert. Diese *raised beaches* sind mit

diskontinuierlich verbreiteten erratischen Blöcken bedeckt und können gemäß der Autoren nicht mit einer spätweichselzeitlichen isostatischen Ausgleichsbewegung in Zusammenhang gebracht werden. Molluskenschalen aus darunter liegenden sublitoralen Sedimenten besitzen ein Radiokarbonalter von 26-31 ka BP. Das deutet zumindest auf ein früheres Abschmelzereignis und eine beträchtliche Eisauflast während einer präspätweichselzeitlichen Vergletscherung hin. Ein im Westen der Nordinsel bis in 50 m ü. H.H.W. gefundener Diamikt wurde vor der Etablierung des *marine limit* (5-6 ka) und nach 26-31 ka BP abgelagert. Damit ist anzunehmen, daß der Diamikt während des Spätweichsels gebildet wurde. Sein hoher Silt- und Muschelgehalt könnte auf einen marinen Ursprung zurückzuführen sein und damit eine regionale Ausdehnung des Barentssee-Eisschildes auf Novaya Zemlya andeuten.

Bezüglich des Ausmaßes des Karasee-Eisschildes ist die Interpretation der *Admiralty Bank* von Bedeutung. Sie liegt westlich von Novaya Zemlya und ist ein 50 bis 100 m hohes submarines Moränenrückensystem (FORMAN et al., 1999b). Die *Admiralty Bank* belegt eine randliche Position des Karasee-Eisschildes. Es ist jedoch in Ermangelung absoluter Altersdatierungen nicht geklärt, ob sie den letzten maximalen Stand des Karasee-Eisschildes oder jüngere Abschmelzereignisse markiert. FORMAN et al. (1999b) halten Interpretationen für möglich, wonach die Genese der *Admiralty Bank* zeitgleich mit der Genese der *Markhida Line* zu setzen sei (vgl. GROSSWALD, 1994). Jedoch stellt GROSSWALD (1994) die Entstehung der *Admiralty Bank* und die *Markhida Line* ins Holozän.

Hinsichtlich der südlichen Grenze der Barentssee- und Karasee-Eisschilde können MANGERUD et al. (1999) nicht gänzlich ausschließen, daß beide Eisschilde im Spätweichsel in das nördliche russische Festland vorgestoßen sind. Die Autoren halten es jedoch als erwiesen, daß das Eis nicht bis jenseits der *Markhida Line* reichte. Evidenzen hierfür sind paläolithische Funde südlich der *Markhida Line*.

Daneben gehen ASTAKHOV et al. (1999) für das Gebiet des Ural-Gebirges davon aus, daß sich über dem Ural kein eigenständiger Eisschild ausbreitete sondern sich nur kleine Gletscher vom alpinen Typ ausbildeten. Als Belege dafür nennen die Autoren Moränen, welche hangaufwärts orientiert sind. Aufgrund der hangaufwärtigen Orientierung dieser Moränen wird davon ausgegangen, daß diese nur von einem Eisschild stammen können, der aus Nordwesten bis in den Bereich des Urals vordrang.

Ungeklärt ist auch die östliche Grenze des Karasee-Eisschildes während des Spätweichsels. Dabei ist die zeitliche Einordnung glazigener Sedimente und Formen verschiedener Schlüsselregionen auf der Taimyr-Halbinsel und insbesondere auf dem Severnaja Zemlja-Archipel von entscheidender Bedeutung.

Das betrifft besonders einen nach ISAYEVA (1984) benannten Moränenzug im Nordwesten der Taimyr-Halbinsel, die sogenannte *Isayeva Line*², welche gemäß der Autorin den maximalen mittel- und spätpleistozänen Vergletscherungsbereich begrenzt. HJORT et al. (1999) ordnen die Genese des Moränenzuges aufgrund neuerer geomorphologischer Studien und Altersdatierungen dem Spätweichsel zu. Dies würde ein spätweichselzeitliches Vorrücken des Karasee-Eisschildes auf das nordwestliche Gebiet der Taimyr-Halbinsel bedeuten. Demgegenüber stellen MÖLLER et al. (1999) die Genese der *Isayeva Line* in das Früh- und Mittelweichsel. Die Autoren können aber ein saalezeitliches Alter des Moränenzuges nicht ausschließen.

Hinsichtlich des spätweichselzeitlichen Ausmaßes der Vergletscherung auf der Taimyr-Halbinsel sind weiterhin Untersuchungen im Bereich des Taimyr-Sees, der südwestlich des Byrranga-Gebirges liegt, von Bedeutung (Abb. 1).

Von MÖLLER et al. (1999) als großes marines Delta des in den Taimyr-See fließenden Ledyanaya-Flusses interpretierte Sedimente stellen die Autoren in das Frühbeziehungsweise Mittelweichsel, wobei sie ein saalezeitliches Alter nicht ausschließen können. Daneben belegen kontinuierlich akkumulierte lakustrine Sedimente am Kap Sabler, am Westufer des Taimyr-Sees, die auf 39-17 ka BP datiert sind, die Existenz eines Paläo-Taimyr-Sees im Mittel- und Spätweichsel (MÖLLER et al., 1999). Dabei lag der Seespiegel in einer Höhe von etwa 40-60 m ü. NN. Aus den kontinuierlichen lakustrinen Ablagerungen kann man auf eine Eisfreiheit während des Spätweichsels in diesem Bereich der Taimyr-Halbinsel schließen. Aufgrund hoch aufgelöster seismischer Untersuchungen sowie sedimentologischer und palynologischer Studien an Sedimenten des Taimyr-Sees und des weiter westlich gelegenen Levinson-Lessing-Sees (Abb. 1) kann ebenfalls eine spätweichselzeitliche Vergletscherung ausgeschlossen werden (NIESSEN et al., 1999; EBEL et al., 1999). Die Ergebnisse deuten auf eine frühweichselzeitliche Vergletscherung in dieser Region hin.

² Die *Isayeva Line* wird in der aktuellen Literatur auch als *North Taimyr (Severo Taimyrskaya) ice-marginal zone* (NTZ) bezeichnet (ALEXANDERSON et al., eingereicht).

Für den Bereich der Hochlagen des Byrranga-Gebirges gehen KIND & LEONOV (1982) von der Bildung eines Eisstromnetzes aus. Dagegen ist nach MÖLLER et al. (1999) die Morphologie des Byrranga-Gebirges von Verwitterungs- und Hangabtrags- sowie fluvialen Prozessen geprägt aber nicht von glazigenen Prozessen. Damit diese Morphologie erhalten bleiben konnte, hätte eine spätweichselzeitliche Vergletscherung polar (*cold-based*) sein müssen. Daher kommen MÖLLER et al. (1999) zu dem Schluß, daß zumindest der zentrale Bereich des Byrranga-Gebirges während des Spätweichsels nicht vergletschert war und seit einer Vergletscherung dieses Gebietes, eine längere Zeit vergangen ist. Ferner belegen sedimentologische und palynologische Untersuchungen an Seesedimenten des Levinson-Lessing-Sees eine kontinuierliche Sedimentation vermutlich seit dem Mittelweichsel (EBEL et al., 1999; HAHNE & MELLES, 1999). Die Sedimentzusammensetzung ebenso wie seismische Daten (NIESSEN et al., 1999) schließen eine Vergletscherung auch im Bereich des Einzugsgebietes des Sees aus.

Im Gebiet des Labaz-Sees, in der Taimyr-Tiefebene, treten in Permafrostsequenzen frühweichselzeitliche, jedoch keine spätweichselzeitlichen glazigenen Sedimente auf, was auf eine spätweichselzeitliche Eisfreiheit dieser Region schließen läßt (SIEGERT et al., 1995, 1996).

Auf dem Putoran-Plateau hat sich nach KIND & LEONOV (1982) ein kleinerer Eisschild während des Spätweichsels gebildet, wobei die Gletscher nicht weiter als etwa 40-50 km nach Norden in die Tiefebene vorgedrungen sein sollen. Untersuchungen von HAHNE & MELLES (1997) und HARWART et al. (1999) zeigen, daß das Gebiet des Lama-Sees zumindest am Ende des Spätweichsels eisfrei war. Dagegen erreichten die Gletscher des Anabarschildes die Nordsibirische Tiefebene nicht.

Für den Severnaja Zemlja-Archipel liegen nur wenige Evidenzen vor, die das Ausmaß der spätweichselzeitlichen Vergletscherung belegen. Dabei ist diese Region von essentieller Bedeutung für die Rekonstruktion der Ostgrenze der Vergletscherung und - über die Eisschild-Morphologie - letztlich für das Verständnis des gesamten östlichen eurasischen Eisschildes.

Hinweise auf das Ausmaß der spätweichselzeitlichen Vergletscherung des Archipels geben vier Mammutfunde am rezenten Rand des Vavilov-Gletschers auf der Oktoberrevolutions-Insel, die mittels Radiokarbonmethode auf ein Alter zwischen 25-10 ka BP datiert wurden (Tab. 2). Die Lage der Fundpunkte und das Alter der Fossilien

deuten auf eine geringe Vergletscherung während des Spätweichsels hin, vergleichbar mit dem heutigen Ausmaß (VELICHKO et al., 1989).

Tab. 2: Radiokarbondatierungen der Mammutfunde auf der Oktoberrevolutions-Insel (aus PAVLIDIS et al., 1997 und VASIL'CHUK et al., 1997).

Datiertes Material	Lab.-Nr.	¹⁴ C-Alter (a BP)
Stoßzahn (<i>tusk</i>)	LU-610	11500±60
Stoßzahn (<i>tusk</i>)	LU-654B	19270±300
Backenzahn (<i>molar</i>)	LU-688	19970±110
Schienbein (<i>tibia</i>)	LU-749B	25210±210

Neueste Ergebnisse aus numerischen Eisschildmodellierungen (*numerical ice-sheet modelling*) zeigen, daß eine geringe Vergletscherung auf dem Severnaja Zemlja-Archipel während des Spätweichsels möglich ist, wenn extrem geringe Niederschläge über der Karasee dem Modell zugrunde liegen (SIEGERT, M.J. et al., 1999). Bisherige Modelle, sowohl Minimal- als auch Maximalrechnungen, ergaben eine großflächige Vergletscherung einschließlich des Severnaja Zemlja-Archipels (DOWDESWELL & SIEGERT, 1999).

Hinsichtlich der Eingrenzung des Karasee-Eisschildes sind weitergehend Erkenntnisse aus marinen Untersuchungen in der Karasee zu erwarten. Bislang wurden jedoch aus diesem Gebiet keine Ergebnisse publiziert.

Die Gebiete östlich des Severnaja Zemlja-Archipels und der größte Teil der Taimyr-Halbinsel waren sicher nicht von einer spätweichselzeitlichen Vergletscherung betroffen. Davon zeugen mächtige polygenetische, eisreiche Sedimente (Silt und Feinsand), die unter subaerischen Bedingungen entstanden sind und als *Yedomas*-Ablagerungen bezeichnet werden. Ein weiterer Beleg für die subaerische Exposition dieser Gebiete während des Spätweichsels ist der tiefreichende Permafrost, der sowohl terrestrisch als auch auf dem Kontinentalschelf der Laptevsee weit verbreitet ist. Zahlreiche Mammutfunde beweisen, daß die Umweltbedingungen während des Spätweichsels in diesen Gebieten für die Tiere günstig waren. Absolute Altersdatierungen an den fossilisierten Mammutresten haben ergeben, daß der Severnaja Zemlja-Archipel und die Taimyr-Halbinsel zu den letzten Mammutrefugien Sibiriens

2 Aspekte der spätquartären Umweltgeschichte im Eurasischen Norden

gehörten (SHER, 1986, 1990, 1995; SHER & PLANKHT, 1988; SHER & SULERZHITZKY, 1991; SULERZHITSKY, 1995; VARTANYAN et al., 1995).

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß der von GROSSWALD beschriebene spätweichselzeitliche Vergletscherungsbereich ein viel zu großes Areal umfassen dürfte. Vielmehr deutet sich an, daß die Vergletscherung sogar ein noch geringeres Ausmaß besessen haben könnte, als VELICHKO in seiner Minimalhypothese darstellt (z.B. MANGERUD et al., 1999, SVENDSEN et al., 1999).

3 UNTERSUCHUNGSGEBIET

Der im Bereich der russischen Hocharktis liegende Severnaja Zemlja-Archipel ist aufgrund seiner Lage und seiner naturräumlichen Ausstattung von besonderem Interesse für quartärwissenschaftliche Studien. Als Basis konkreter paläoökologischer Fragestellungen werden daher in den folgenden Unterkapiteln die naturräumlichen Gegebenheiten der Inselgruppe, im Einzelnen die geographische Lage, das Klima, die Vegetation, die Geologie, das Relief und die Böden, sowie die rezente Vergletscherung beschrieben. Anschließend werden die eigentlichen Untersuchungsstandorte, der Changeable-See (Oktoberrevolutions-Insel) und das Torfprofil in der Solnechnaya-Bucht (Bol'shevik-Insel), vorgestellt.

3.1 Severnaja Zemlja-Archipel

3.1.1 Geographische Lage

Der nördlich des Polarkreises in der russischen Hocharktis bei 78-81° N und 96-106° E gelegene Severnaja Zemlja-Archipel (Abb. 6) wird mit seinen über dreißig Inseln dem zentralen Nordsibirien zugeordnet. Neben zahlreichen kleinen Inseln baut sich der Archipel aus vier größeren Inseln auf (ALEXANDROVA, 1988): der Oktoberrevolutions-Insel, der Bol'shevik-Insel, der Komsomolets-Insel und der Pionier-Insel. Der Severnaja Zemlja-Archipel befindet sich auf einem breiten und flachen Kontinentalschelf, der die Küste des eurasischen Kontinents im Norden umsäumt. Westlich der Inselgruppe erstreckt sich die Karasee und östlich die Laptevsee. Im Süden trennt die Vil'kitsky-Straße den Archipel vom Festland.

3 Untersuchungsgebiet

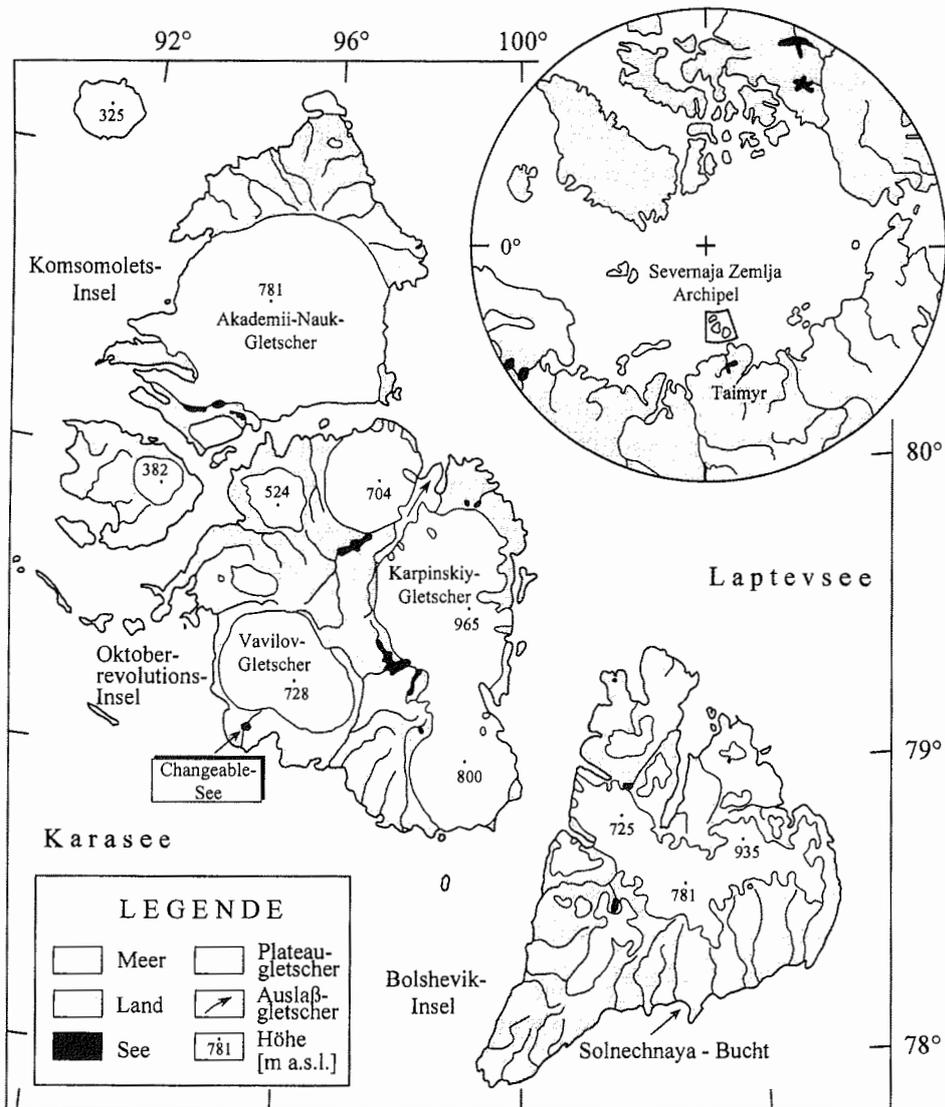


Abb. 6: Karte des Severnaja Zemlja-Archipels mit der Lage des Changeable-Sees auf der Oktoberrevolutions-Insel und der Lage der Solnechnaya-Bucht auf der Bol'shevik-Insel sowie das Ausmaß der heutigen Vergletscherung.

3.1.2 Klima

Das Klima der Polarregionen wird generell vom Strahlungshaushalt bestimmt, weshalb diese Gebiete ganzjährig Kältesenken sind. Darüber hinaus sind die Austauschvorgänge an der planetarischen Frontalzone maßgebend für das Klima dieser Breiten (WEISCHET, 1988).

Der Severnaja Zemlja-Archipel liegt im Übergangsbereich vom eher maritimen Klima Westsibiriens zum kontinentalen Klima Ostsibiriens. Der Archipel läßt sich gemäß der Klimaklassifikation von KÖPPEN (in MÜLLER, 1996) den Eisklimaten (ET-Klima) zuordnen, die durch Mittelwerte der Lufttemperatur des wärmsten Monats unter 10° C charakterisiert sind. TROLL (in MÜLLER, 1996) stellt das Klima der Inselgruppe zu den polaren Klimaten, für die eine geringe Sommerwärme mit einer Lufttemperatur von unter 6° C charakteristisch ist und in der die polare Frostschuttzone auftritt.

Die Inseln des Archipels lassen sich in drei lokale Klimazonen einordnen (ANDREEV et al., 1997): 1) eine glaziale Klimazone, 2) eine periglaziale Klimazone, in der 2-3° C wärmere Lufttemperaturen herrschen als in der marinen Klimazone, und 3) eine marine Klimazone, in der die Lufttemperaturen durchschnittlich um 1,5-2° C höher sind als in der glazialen Klimazone.

Die Klimakennndaten (Tab. 3) der meteorologischen Station auf der Domashnij-Insel (79°30' N, 91°08' E; 3 m ü. NN) im Westen der Oktoberrevolutions-Insel veranschaulichen die Kontinentalität mit einer extrem großen Jahresamplitude der Lufttemperatur im Monatsmittel (Minimum: -27,8° C im März; Maximum: +1,1° C im Juli). Dabei liegt die Lufttemperatur mit Ausnahme des Monats Juli durchgehend unter 0° C. Den niedrigen Lufttemperaturen entsprechend sind die Jahresniederschlagssummen mit 98 mm/a gering und weisen ein Sommermaximum auf (MÜLLER, 1996).

Die Jahresniederschlagsmengen auf der Oktoberrevolutions-Insel sind generell sowohl von der Entfernung zum Meer als auch vom Vavilov-Gletscher abhängig. Der Gletscher stellt für Luftmassen aus südwestlicher Richtung ein orographisches Hindernis dar (vgl. Kap. 3.1.5 und Abb. 6) und erhält daher auch die höchsten Niederschlagsmengen (ANDREEV et al., 1997). Der Jahresniederschlag auf der Oktoberrevolutions-Insel variiert von 240 mm in der marinen Klimazone bis 400 mm in der glazialen Klimazone, wobei 70 % des Niederschlags als Schnee fallen (ANDREEV et al., 1997). Langjährige Beobachtungen an der meteorologischen Station auf dem Vavilov-Gletscher zeigen, daß der Severnaja Zemlja-Archipel Niederschläge aus

3 Untersuchungsgebiet

Südwesten und Süden erhält. Niederschlagsmessungen, die von September 1983 bis August 1984 an der Vavilov-Station erhoben wurden, ergaben für diesen Zeitraum 345 mm Niederschlag (Tab. 4). Davon sind an der Vavilov-Station 79 % in flüssiger, 15 % in fester und 6 % in gemischter Form niedergegangen (BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995). Die monatlichen Messungen der Niederschläge belegen darüber hinaus zwei Maxima im Jahresgang. Das Sommermaximum im Juni ist bedingt durch die hauptsächlich nordöstliche Bewegung der feuchtigkeitsbringenden Zyklonen über der Karasee. Das Niederschlagsmaximum im Herbst ist verbunden mit einer zunehmenden zyklonalen Aktivität des Islandtiefs. Ausgeprägte Zyklonen, die sich über dem Nordatlantik bilden, verursachen den Großteil der Niederschlagsmenge auf dem Severnaja Zemlja-Archipel im September und Oktober. Dagegen stehen die geringen Niederschläge im April und Mai in Zusammenhang mit der Bildung der Antizyklone über der Zentralen Arktis (BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995).

Neben den niedrigen Lufttemperaturen (Jahresmitteltemperatur: -13° bis -14° C) tragen die auf dem Severnaja Zemlja-Archipel vorkommenden starken Winde zu einem extrem strengen Klima bei. Charakteristisch für den Archipel ist das sehr wechselhafte Wetter, das insbesondere während der Gletscherschmelze auftritt. Im Sommer werden die Inseln sowohl von polaren kontinentalen als auch von tropischen kontinentalen Luftmassen beeinflusst. VAIKMÄE et al. (1988) berichten von Witterungsereignissen, bei denen die Lufttemperaturen auf $+10$ bis $+15^{\circ}$ C angestiegen sind. Auch können im Sommer Blizzards auftreten, die an Stärke vergleichbar mit den Stürmen im Winter sind (VAIKMÄE, 1990, 1991; VAIKMÄE et al., 1988).

Tab.3: Klimakennwerte gemessen an der Station Ostrov Domashniy (79°30'N/91°8'E; 3 m ü. NN) für einen Beobachtungszeitraum von 24 Jahren (verändert nach MÜLLER 1996).

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Mittl. Temperatur	in °C	-25,6	-25,0	-27,8	-22,2	-10,0	-1,7	1,1	0,0	-3,3	-10,6	-18,9	-25,0	-14,0
Absol. Max. d. Temperatur	in °C	1,7	-1,7	-1,6	-5,5	0,6	4,4	6,1	5,6	5,0	0,6	-0,6	0,0	6,1
Absol. Min. d. Temperatur	in °C	-46,7	-47,2	-45,6	-40,0	-26,7	-10,0	-4,4	-8,3	-17,8	-31,1	-35,6	-41,7	47,2
Mittl. Niederschlag	in mm	5	5	3	3	5	8	28	13	15	5	3	5	98
Tage mit Niederschlag	> 0,1 mm	13	8	7	7	6	8	11	14	12	10	9	9	114
Potentielle Verdunstung	in mm	0	0	0	0	0	0	44	0	0	0	0	0	44
Mittl. Windgeschwindigkeit	in m/sec.	6,3	6,3	4,9	4,9	5,8	4,9	5,4	7,2	6,3	6,3	5,4	5,8	

Tab. 4: Mittlerer monatlicher Niederschlag gemessen an der Vavilov-Gletscher Station für den Zeitraum 1980-1988 und in den Jahren 1983/1984 (nach BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995, Tab. 3.3)

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
1980-1988	in mm	30	34	21	19	15	45	29	35	60	61	24	14	387
1983	in mm	-	-	-	-	-	-	-	-	40	76	4	13	133
1984	in mm	22	11	29	2	19	63	41	25	-	-	-	-	212

3.1.3 Vegetation

Der Severnaja Zemlja-Archipel ist Teil der zirkumpolaren Vegetationszone der arktischen polaren Wüste, die sich im Bereich der russischen Arktis in eine Barents Provinz und eine Sibirische Provinz unterteilen läßt, wobei der Archipel letzterer zuzuordnen ist (ALEXANDROVA, 1988).

Vegetationsgeographisch gliedert sich der Severnaja Zemlja-Archipel in die nördlichen, artenärmeren und in die südlichen, mit einer größeren Artenvielfalt versehenen Inseln (Abb. 7) (ALEXANDROVA, 1988). Zu den nördlichen Inseln, die auch flächenmäßig stärker vergletschert sind, gehören die Komsomolets-Insel, die Pionier-Insel, die Schmidt-Insel und die Sedova-Insel. Zu den südlichen, geringer vergletscherten Inseln zählen die Oktoberrevolutions-Insel, die Bol'shevik-Insel, die Malyy-Taimyr-Insel und die Starokadomskogo-Insel (ALEXANDROVA, 1988).

Die Vegetation des Severnaja Zemlja-Archipels wird den Ökosystemen der arktischen (nördlichen) Tundra und der polaren Wüste zugeordnet (Abb. 1) (ALEXANDROVA, 1988). Für das Ökosystem der polaren Wüste ist der Wärmemangel insbesondere während der Vegetationsperiode der entscheidende Faktor. Aufgrund der geringen Lufttemperaturen treten in der polaren Wüste keine Zwergsträucher auf und die wenigen vorkommenden Blütenpflanzen sind schlecht entwickelt. Charakteristisch für die polare Wüste ist auch, daß das Wurzelsystem der einzelnen Pflanzen nicht miteinander verflochten ist (ALEXANDROVA, 1988). Dagegen ist in der arktischen (nördlichen) Tundra aufgrund der etwas längeren Vegetationsperiode die Pflanzendiversität größer, die Wirkung des Frostes ist jedoch immer noch der entscheidende Faktor für die Ausbildung der Vegetation (WALTER, 1984).

Die Flora des Severnaja Zemlja-Archipels wird von arktisch-alpinen Arten mit zirkumpolarer Verbreitung dominiert. Daneben treten sibirische und sibirisch-amerikanische Arten auf (ALEXANDROVA, 1988). Die Flora setzt sich überwiegend aus Kryptogamen wie Moosen und Flechten zusammen, Blütenpflanzen spielen eine untergeordnete Rolle. Insgesamt kommen auf den südlichen Inseln des Archipels 75 Arten und auf den nördlichen Inseln 17 Arten höherer vaskulärer Pflanzen vor (ALEXANDROVA, 1988).

Für die Ausbildung der Ökosysteme auf dem Archipel sind Standortfaktoren wie Wärme, Wasser und Substrat entscheidend. Die Bedingungen sind meist günstiger in den zentralen Gebieten der Inseln, auf den Flußterrassen und an den Hangfüßen, wo die

3 Untersuchungsgebiet

Habitats mit Schmelzwässern versorgt werden. Dort ist eine größere Pflanzendiversität vorhanden (ANDREEV et al., 1997). An klimatisch begünstigten Standorten sind sogar torfartige Ablagerungen zu finden (ALEXANDROVA, 1988).

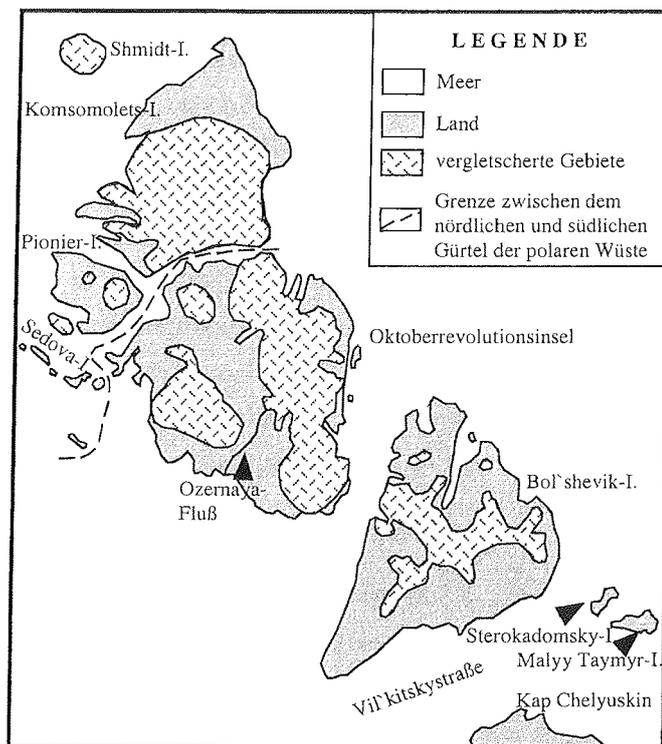


Abb. 7: Karte des Severnaja Zemlja-Archipels mit der Grenze zwischen dem nördlichen und dem südlichen Gürtel der polaren Wüste (nach ALEXANDROVA, 1988: 131).

3.1.4 Geologie, Relief und Böden

Der Severnaja Zemlja-Archipel ist Teil der Taimyr-Severnaja Zemlja Faltenzone. Die Oktoberrevolutions-Insel selbst besteht aus stark geklüfteten Karbonatgesteinen aus dem Ordovizium und dem Unteren Silur sowie aus roten Sandsteinen aus dem Devon (ATLASOV & SOKOLOV, 1961; MARKOV & TKACHENKO, 1961; SACHS & STRELKOV, 1961). Im Osten der Oktoberrevolutions-Insel stehen Intrusivgesteine an und im Westen der Insel paläozoische Sedimentgesteine (BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995). Die paläo- und mesozoischen Gesteine werden hauptsächlich von quartären marinen Sedimenten überdeckt, die weite Flächen auf den Inseln einnehmen und sich auch unter den rezenten Gletschern befinden (BOLSHIYANOV, 1985; MAKEYEV & BOLSHIYANOV, 1986; MAKEYEV et al., 1992). Die marinen Sedimente sind reich an Fossilien wie Überresten von Walen, Mollusken und Foraminiferen, wobei es sich bei letzteren hauptsächlich um boreal-arktische Arten handelt (ALEKSEEV, 1997). Daneben sind glazigene quartäre Sedimente mit einer geringeren Verbreitung vorhanden.

Das Relief der Oktoberrevolutions-Insel und der Bol'shevik-Insel wird im mesoskaligen Bereich von Verebnungsflächen dominiert, die im Sandstein ausgebildet sind. Diese als Rumpfflächen (*penepplain*) bezeichneten Verebnungsflächen befinden sich in einem Niveau zwischen 200 und 800 m ü. NN (ALEXANDROVA, 1988; MAKEYEV & BOLSHIYANOV, 1986). Die Gletscher liegen nach MAKEYEV & BOLSHIYANOV (1986) auf einer Küstenverebnungsfläche (Abrasionsplattform), deren Oberfläche von marinen Sedimenten gebildet wird. Charakteristische Oberflächenformen der Oktoberrevolutions-Insel sind ein '*hummocky-and-ridge*'-Relief sowie Trogtäler. Weiterhin treten fluviale Formen und glazigene Akkumulationsformen auf. Rezent sind fluviale Prozesse in Form von Schmelzwasserströmen zu beobachten. Die Gletscher besitzen wenig Erosionsenergie und sind daher geomorphodynamisch wenig aktiv (MAKEYEV & BOLSHIYANOV, 1986). Aufgrund der Lage des Archipels in der Zone des kontinuierlichen Permafrostes (u.a. BLÜMEL, 1999) dominiert die kryogene Verwitterung, welche die eisfreien Areale der Inseln mit einer periglazialen Morphodynamik prägt. Frostmusterböden (*patterned ground*) mit Steinstreifen (*sorted stripes*) und Steinnetzen (*non-sorted stripes*) sind weit verbreitet.

3 Untersuchungsgebiet

Die auf dem Severnaja Zemlja-Archipel vorkommenden Böden sind typisch für die arktische Wüste (PFEIFFER et al., 1996). Die Bodenbildung ist insbesondere abhängig vom Ausgangssubstrat, von der Vegetation, der Geomorphologie und der hydrologischen Situation. Für die Böden ist eine geringe chemische Verwitterung charakteristisch. Es sind hydromorphe Böden und Gleye, die durch den Wasserstau an der Permafrosttafel entstehen. Daneben treten Böden der arktischen Tundra auf. Die Bodenprofile besitzen einen hohen Skelettgehalt und weisen einen O-C- beziehungsweise einen A-C-Aufbau auf (SOIL SURVEY STAFF, 1994). Alle Böden haben ein *pergelic* Bodentemperaturregime, das heißt die Bodentemperatur in 50 cm Tiefe liegt unter 0° C. Die Mächtigkeit der Auftauschicht (*active layer*) variiert daher zwischen 0,35 und 0,85 m in Abhängigkeit von der Einstrahlung, der Schneebedeckung und der Korngröße des Substrates (PFEIFFER et al., 1996).

3.1.5 Vergletscherung

Mit einer Fläche von 18325 km² ist etwa die Hälfte des Severnaja Zemlja Archipels vergletschert. Das Volumen der Gletscher beträgt etwa 5500 km³ (MAKEYEV & BOLSHIYANOV, 1986). Das Potential für eine Vergletscherung auf dem Severnaja Zemlja-Archipel steigt von Südwesten nach Nordosten hin an (ANDREEV et al., 1997).

Auf der Inselgruppe kommen zwei Gletschertypen vor; Plateaugletscher oder Eiskappen (*ice caps*) und Auslaßgletscher (*outlet glacier*). Eiskappen nehmen flächenmäßig den größten Anteil ein. Zu diesem Gletschertypus gehören unter anderem der Vavilov-Gletscher und der Akademii-Nauk-Gletscher. Auslaßgletscher sind im Osten der Bol'shevik-Insel und auf der Komsomolets-Insel vorhanden (Abb. 6). Aufgrund ihres Temperaturregimes sind die rezenten Gletscher als temperierte Gletscher zu bezeichnen (VAIKMÄE, 1991; TARUSOV, 1992; ANDERSON et al., 1996).

Der Vavilov-Gletscher (Abb. 6) liegt zwischen 79° N und 79°30' N und zwischen 94°30' E und 97° E (STIÉVENARD et al., 1996). Mit einer Fläche von 1820 km² (55 km Durchmesser) ist er nach dem Karpinskiy-Gletscher der zweitgrößte Gletscher auf der Oktoberrevolutions-Insel. Die Eisscheide verläuft in nordwestlicher Richtung (Abb. 8), während sich das subglaziale Relief durch eine Depression auszeichnet, die rechtwinklig zur Eisscheide nach Südwesten einfällt (Abb. 8). An seinem Kulminationspunkt erreicht der Gletscher eine Höhe von 728 m ü. NN und seine

3 Untersuchungsgebiet

maximale Mächtigkeit beträgt 610 m. Der Gletscher liegt auf einer Abrasionsfläche, die sich in einer Höhe von 200 m ü. NN befindet. Ausschließlich der südwestliche Teil des Gletschers erreicht nahezu Meeresspiegelniveau (ANDREEV et al., 1997). Auf dem Vavilov-Gletscher ist eine glaziologische Station (79°27' N, 95°21' E, 665 m ü. NN) vorhanden, an der von 1974-1989 ganzjährige Beobachtungen durchgeführt wurden (ANDREEV et al., 1997).

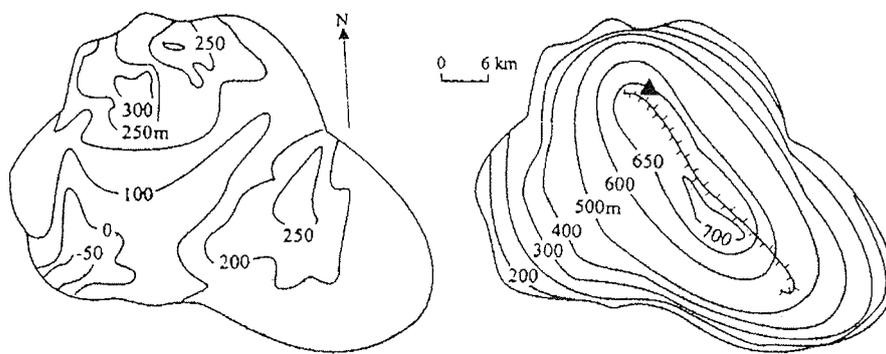


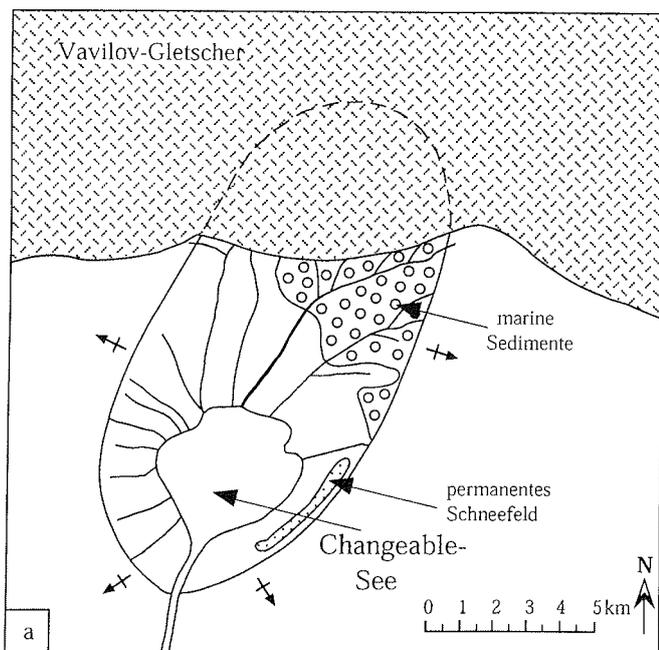
Abb. 8: Isohypsenkarte des subglazialen Reliefs unter dem Vavilov-Gletscher (links) und Isohypsenkarte des Vavilov-Gletschers (rechts) mit dem Verlauf der Eisscheide von Nordwesten nach Südosten (gestrichelte Linie) (verändert nach BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995). Das schwarze Dreieck markiert die Position der Eisbohrung auf dem Vavilov-Gletscher.

3.2 Changeable-See

Der Changeable-See (russ. *Ozero Izmenchivoe*) (79°07' N, 95°07' E) befindet sich im Südwesten der Oktoberrevolutions-Insel (Abb. 6). Der See liegt am tiefsten Punkt einer von Süd-Süd-West nach Nord-Nord-Ost gerichteten Depression. Diese Depression stellt vermutlich eine alte Karstform im anstehenden karbonat- und gipshaltigen Gestein dar (BOLSHIYANOV, 1985) (Abb. 9 a). In Radaraufnahmen ist ersichtlich, daß sich die Depression unter dem Vavilov-Gletscher fortsetzt.

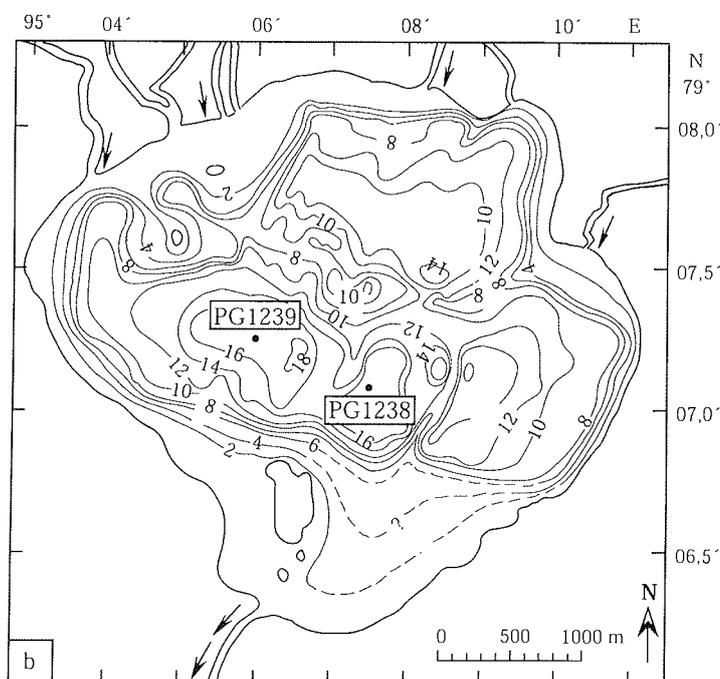
Der Changeable-See weist eine komplizierte Bathymetrie auf (Abb. 9 b). Er besteht aus mehreren bis zu 18 m tiefen Becken, die mittels Schwellen voneinander getrennt sind. Der heutige Seespiegel liegt bei etwa 6 m ü. NN.

3 Untersuchungsgebiet



bb. 9:

(a) Skizze der Umgebung des Changeable-Sees mit einer von SSW nach NNO gerichteten ovalen Depression. Im nordöstlichen Einzugsbereich des Sees wurden marine Sedimente kartiert. Die Pfeile kennzeichnen die Inklination des anstehenden Gesteins (verändert nach BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995: 150).



(b) Bathymetrische Karte des Changeable-Sees (verändert nach BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995: 151) mit der Lage der in zwei verschiedenen Becken gelegenen Bohrpositionen PG1238 und PG1239.

3 Untersuchungsgebiet

Der Name Changeable-See bezieht sich auf die wechselnde Größe und Wasserführung des Sees. Gegenwärtig bedeckt der See eine Fläche von 10 km². Er besitzt eine mittlere Tiefe von 4,7 m und erreicht an seiner tiefsten Stelle 18,5 m. Sein Wasservolumen beträgt etwa 50 Millionen m³ (MAKEYEV & BOLSHIYANOV, 1986).

Der See liegt etwa 4 km südwestlich vom rezenten Rand des Vavilov-Gletschers entfernt und besitzt damit keinen direkten Gletscheranschluß. Er ist nach der Klassifikation von ASHLEY (1995) als distaler See zu bezeichnen. Der hydrologisch offene See wird hauptsächlich von Schmelzwässern des Vavilov-Gletschers gespeist. Diese erreichen den See über mehrere Zuflüsse über eine morphodynamisch sehr aktive Sanderfläche im Norden, wobei der Hauptzufluß im Nordosten des Sees liegt. Der Großteil des Zuflusses findet während zwei bis drei Monaten im Jahr, in der Zeit zwischen Juli und September statt. Der Abfluß des Seewassers zur Karasee erfolgt über einen mehr als 40 m eingetieften Canyon im Südwesten des Sees (BOLSHIYANOV, 1985). Der Canyon ist das Ergebnis einer effektiven fluvialen Erosion bedingt durch Schmelzwasser. Die Eintiefung erfolgte vermutlich während des Spätpleistozäns und des Holozäns, als die Erosionsbasis aufgrund des abgesenkten Meeresspiegels tiefer lag (MAKEYEV & BOLSHIYANOV, 1986).

Die Wasserchemie des Sees wird von den anstehenden Karbonat- und Gipssteinen im Einzugsgebiet bestimmt. Das spiegelt sich in der Kationenverteilung des Seewassers wider (Tab. 5). Die hohen Gehalte an Kalzium- und Magnesiumionen charakterisieren den See als Hartwassersee und die niedrigen Natriumgehalte, die unter der Nachweisgrenze liegen, belegen Süßwasserbedingungen (TALBOT & ALLEN, 1996).

Tab. 5: Wasserchemie (Kationen) des Changeable-Sees im Jahr 1996 (unpubl. Daten U. WAND).

	Al (ppm)	Ba (ppm)	Ca (ppm)	Fe (ppm)	Mg (ppm)	K (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	P (ppm)	Si (ppm)	Sr (ppm)	Ti (ppm)
Wassersäule (n=5)	< 0,1	37,0-38,0	28,1-28,7	< 0,1	0,55-0,85	0,17-0,50	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,20-0,21	< 0,05
Bodenwasser (n=1)	< 0,1	60,0	44,1	< 0,1	7,38	2,15	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,12	0,27	< 0,05

Am Bohrpunkt PG1239 (Abb. 9 b) wurden im Jahr 1996 Messungen der Temperatur, des pH-Wertes, der elektrischen Leitfähigkeit und des im Wasser gelösten Sauerstoffs in der Wassersäule durchgeführt (BOLSHIYANOV et al., 1997) (vgl. Abb. 10).

3 Untersuchungsgebiet

Zum Zeitpunkt der Messungen war der See mit Eis bedeckt. Die Wassertemperatur lag zwischen 0° und $0,7^{\circ}$ C bei steigenden Temperaturen in Richtung Seeboden. Der pH-Wert war mit Werten zwischen 7,8 und 8,3 schwach alkalisch. Die elektrische Leitfähigkeit stieg von $229 \mu\text{S}/\text{cm}$ an der Oberfläche bis zu $521 \mu\text{S}/\text{cm}$ mit den höheren Werten am Seegrund. Die Gehalte an gelöstem Sauerstoff lagen zwischen 1,9 und $20,8 \text{ mg}/\text{l}$, wobei die Werte erst in 50 cm über Seegrund deutlich abnahmen (BOLSHIYANOV et al., 1997).

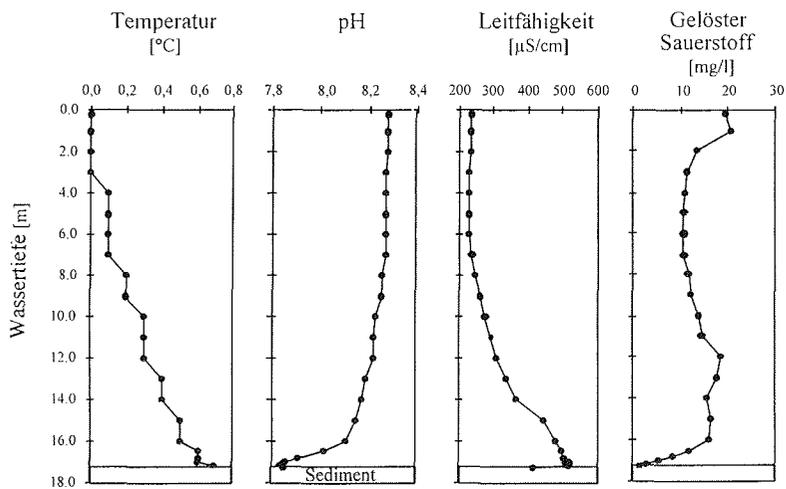


Abb. 10: *In situ* Messungen hydrologischer Kennwerte gemessen an der Bohrposition PG1239 im Changeable-See am 25. Juni 1996. Die Wassertiefe beträgt 17,3 m (verändert nach BOLSHIYANOV et al., 1997).

Aufgrund der niedrigen Lufttemperatur ist der Changeable-See über die meiste Zeit des Jahres mit Eis bedeckt und wird gewöhnlich im Sommer von Juli bis September eisfrei. Das thermische Regime des Sees ist nicht weiter untersucht. Aus der geographischen Lage in den polaren Breiten kann man aber vermuten, daß es sich um ein amiktisches oder monomiktisches thermisches Regime handelt (HÄKANSSON & JANSSON, 1983).

Untersuchungen der rezenten Sedimentationsprozesse im See zeigen eine Abhängigkeit von der Wetterlage. Nach BOLSHIYANOV (1985) ist die Sedimentation eng verbunden mit den Änderungen im Ablationsregime des Vavilov-Gletschers und den damit entstehenden Schmelzwassermengen. Das hängt wiederum direkt mit den

Lufttemperaturen zusammen. Ein weiteres, das Sedimentationsregime entscheidend beeinflussendes Klimaelement ist der Wind. Zum einen treten starke, warme Winde auf, die eine rasche Eis- und Schneeschmelze bewirken; zum anderen wechseln die Winde häufig ihre Richtung und können damit zu kurzfristigen Zerstörungen der Seeisdecke führen. Eine Folge der Wetterverhältnisse und der Zerstörung der Seeisbedeckung sind wechselhafte Sedimentationsbedingungen, und teils kommt es auch zur Resuspension der abgelagerten Sedimente (BOLSHIYANOV, 1985).

3.3 Torfstandort Solnechnaya-Bucht

Im Jahr 1997 wurden während einer Expedition des *Severtsov Institute of Ecology and Evolution* (SEE) und des *Komarov Botanical Institutes* (KBI) der Russischen Akademie der Wissenschaften (RAW) im östlichen Gebiet der Solnechnaya-Bucht auf der Bol'shevik-Insel (Abb. 6) Torfhügel entdeckt, welche dann in einer zweiten Geländekampagne im Jahre 1998 von Olga L. MAKAROVA (SEE) und Nadya V. MATVEEVA (KBI) detailliert beschrieben und beprobt wurden.

Die Torfhügel liegen etwa 4 km nordwestlich vom Kap Antseva. Insgesamt sind sechs Torfhügel beschrieben, die sich ca. 500 m östlich des Shumnaya-Flusses und etwa 1500 m vom Meeresufer in einer Höhenlage von 50 m ü. NN befinden. Die Torfhügel mit einer Höhe zwischen 0,4 und 1,3 m liegen am Rande eines Schotterfeldes. Es konnte nicht geklärt werden, ob es sich hierbei um Pingos oder Palsa handelt.

4 MATERIAL UND METHODEN

Die Gewinnung und Untersuchung von Seesedimenten für paläoökologische und insbesondere paläoklimatische Fragestellungen erfordert die Auswahl und Anwendung geeigneter Gelände- und Labormethoden. Die Grundlage für die laboranalytischen Untersuchungen, die zum Teil sehr aufwendig und auch teuer sind, bilden Sedimentkerne, die möglichst die gesamte Sedimentfüllung des Sees umfassen sollten. Für die Erbohrung solcher Sedimentkerne in schwer erreichbaren Regionen der Polargebiete hat sich am Alfred-Wegener-Institut seit mehreren Jahren die Kolbenlottechnik der Fa. UWITEC bewährt, die bei der Sedimentprobennahme sowohl in arktischen als auch in antarktischen Seen erfolgreich eingesetzt wurde.

Zur Charakterisierung und Interpretation der Seesedimente hinsichtlich der Sedimentgenese sowie der regionalen Klima- und Umweltgeschichte ist ein umfangreiches laboranalytisches Methodenspektrum notwendig, das Analyseverfahren beinhaltet, die auf die Sedimente und deren Eigenschaften abgestimmt sein müssen. Neben Analysen von sedimentphysikalischen, geochemischen, mineralogischen und biogeochemischen Meßgrößen wurden für die Lösung der Fragestellung dieser Arbeit spezielle Untersuchungen angewandt. Dazu zählen Untersuchungen der Pollenzusammensetzung (Palynologie) und absolute Altersdatierungen (z.B. Radiokarbondatierungen, OSL-Datierung). Dabei wurde die Aufbereitung von Sedimenten zur Gewinnung von Pollenextrakten für eine absolute Altersdatierung mit der ^{14}C -Methode erstmalig für Seesedimente Sibiriens ausgearbeitet. Für die geochemische Charakterisierung der Sedimente wurden darüber hinaus statistische Verfahren angewandt.

4.1 Beprobung der Archive

4.1.1 Seesedimente

Die bearbeiteten Sedimente des Changeable-Sees wurden im Jahr 1996 während einer Expedition zum Severnaja Zemlja-Archipel beprobt. Die Sedimentkerne wurden durch ein Loch in der Seisdecke mit einem Kolbenlot (Fa. UWITEC) gewonnen (MELLES et al., 1996b). Bei diesem Gerät ist der Sedimentgewinn pro Einsatz bohrgerätetechnisch auf 3 m begrenzt. Da der Beginn des Kernvorgangs über das Auslösen des Kolbens steuerbar ist, können durch die Gewinnung mehrerer

überlappender Kerne weitaus längere Sedimentabfolgen erbohrt werden. Das Sediment wird in einem transparenten PVC-Rohr (*Liner*) aufgenommen, das einen Innendurchmesser von 5,9 cm besitzt. Für den Transport wurden die bis zu 3 m langen Kernsegmente im Gelände in 1 m lange Segmente zersägt und mit Kappen und Klebeband verschlossen. Eine detaillierte Beschreibung der Bohrtechnik ist MELLES et al. (1994) zu entnehmen.

Im Changeable-See konnten an den Stationen PG1238 und PG1239, mit fünf beziehungsweise sechs Einsätzen des UWITEC-Kolbenlotes bei ca. 50 cm Kernüberlappung 10,4 m und 12,7 m lange Sedimentkerne gewonnen werden. Die Stationen liegen jeweils in den zentralen Bereichen zweier Teilbecken des Changeable-Sees (Abb. 9b).

Die endgültige Tiefenzuordnung der 3 m langen Kernsegmente basiert auf einer Korrelation der ca. 50 cm mächtigen Überlappungsbereiche. Für die Korrelation dienten die Sedimentstrukturen sowie die Daten der sedimentphysikalischen Eigenschaften (*physical properties*) und der biogeochemischen Messungen. Im folgenden sind jeweils die korrelierten Sedimenttiefen angegeben.

4.1.2 Torfe

Für die Beprobung der Torfe wurden per Hand Aufschlüsse in den Torfhügeln geschaffen. Die Probennahme erfolgte vom Hangenden zum Liegenden. Dabei erschwerte die unterhalb des *active layers* liegende Permafrosttafel das Beprobieren der unteren Profilbereiche. Sie wurde mit Unterstützung des fortschreitenden Auftauens der freigelegten Torfe vorangetrieben. Die Probennahme erfolgte mittels Spaten in Form von Monolithen mit einer maximalen Probenmächtigkeit von 10 cm. Anschließend wurden die Monolithe luftgetrocknet und für den Transport verpackt. Im Labor wurde der oberste Zentimeter der Monolithe verworfen, um Verunreinigungen zu entfernen. Die Entnahme von Einzelproben für palynologische Analysen und absolute Altersdatierungen mit der Radiokarbonmethode orientierte sich an den Horizontgrenzen, wobei die einzelnen Proben eine maximale Mächtigkeit von 3 cm besitzen.

4.2 Bestimmung der Sedimentzusammensetzung

An den beiden Sedimentkernen PG1238 und PG1239 wurde die Messung der sedimentphysikalischen Eigenschaften, die Beprobung, die Bestimmung des Wassergehaltes und der Gehalte an karbonatischem Kohlenstoff, organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel durchgeführt.

Beim Öffnen der Kerne wurde festgestellt, daß Teile der Sedimente, insbesondere die Kernenden, während des Transports in Sibirien gefroren waren. In den betroffenen Kernbereichen sind keine Sedimentstrukturen erhalten. Sie wurden daher von den Laboranalysen ausgeschlossen. Stattdessen wurden die ungestörten Sedimente aus den überlappenden Kernbereichen verwendet.

Da beide Sedimentkerne die gleiche lithologische Abfolge aufweisen und ähnliche Ergebnisse in den Analysen zeigen, wurde für weitere laboranalytische Untersuchungen der Sedimentkern PG1238 ausgewählt.

4.2.1 Sedimentphysikalische Eigenschaften

Vor dem Öffnen der Sedimentkerne wurden an den sedimentgefüllten *Linern* die sedimentphysikalischen Eigenschaften, wie die magnetische Suszeptibilität (*magnetic susceptibility*, MS), die p-Wellen Geschwindigkeit (*p-wave velocity*, V_p) und die Feuchtraumdichte (*gamma-ray density*, GRD) mit einem *multi-sensor core logger* (MSCL 14, Fa. P. Schultheiss, GEOTEK) gemessen (Abb. 11). Der Vorteil dieses Verfahrens liegt darin, daß es zerstörungsfrei ist und darüber hinaus Informationen zu den Sedimenteigenschaften liefert, die beim Kernöffnen berücksichtigt werden können. Die Methode ist ausführlich bei WEBER et al. (1997) beschrieben.

4.2.2 Photodokumentation, Beprobung und Probenvorbereitung

Die Sedimentkerne wurden entlang ihrer Längsachse geöffnet und zunächst unter Verwendung eines Reproständers photographisch dokumentiert (Abb. 11). Mit einer Spiegelreflexkamera (Nikon X-90) wurden Übersichts- und Detailaufnahmen angefertigt. Anschließend erfolgte die Farbbestimmung mittels der MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992). Mit einer Fingerprobe wurde die Korngröße des Sediments bestimmt und karbonathaltige Horizonte mit einem HCl-Test identifiziert. Um einen

4 Material und Methoden

ersten Überblick über den Mineral- und Diatomeengehalt der Sedimente zu erhalten, wurden Ausstrichpräparate (*Smear Slides*, in Glyzeringelatine) angefertigt. Außerdem wurden die Sedimentstrukturen und Schichtgrenzen beziehungsweise -übergänge beschrieben und alle Daten in einer Kernbeschreibung notiert.

Nach Abschluß dieser ersten Charakterisierung und Dokumentation der Sedimentkerne wurde eine Kernhälfte im *Liner* belassen und bei 4° C archiviert. Die zweite Kernhälfte wurde lückenlos in 2 cm Segmenten beprobt und gefriergetrocknet (Gefriertrockner von Fa. Christ und Fa. Lyovac). An diesen Proben wurde zunächst der Wassergehalt bestimmt. Anschließend wurden sie in drei Unterproben geteilt. Dabei wurde der größte Teil der Proben im Originalzustand belassen, ein weiterer Teil mit einem Achatmörser vorsichtig zerkleinert und die restliche Probe zur Vorbereitung für die mineralogischen und geochemischen Analysen in einer Achat-Planetenkugelmühle (10 min.) gemahlen und homogenisiert.

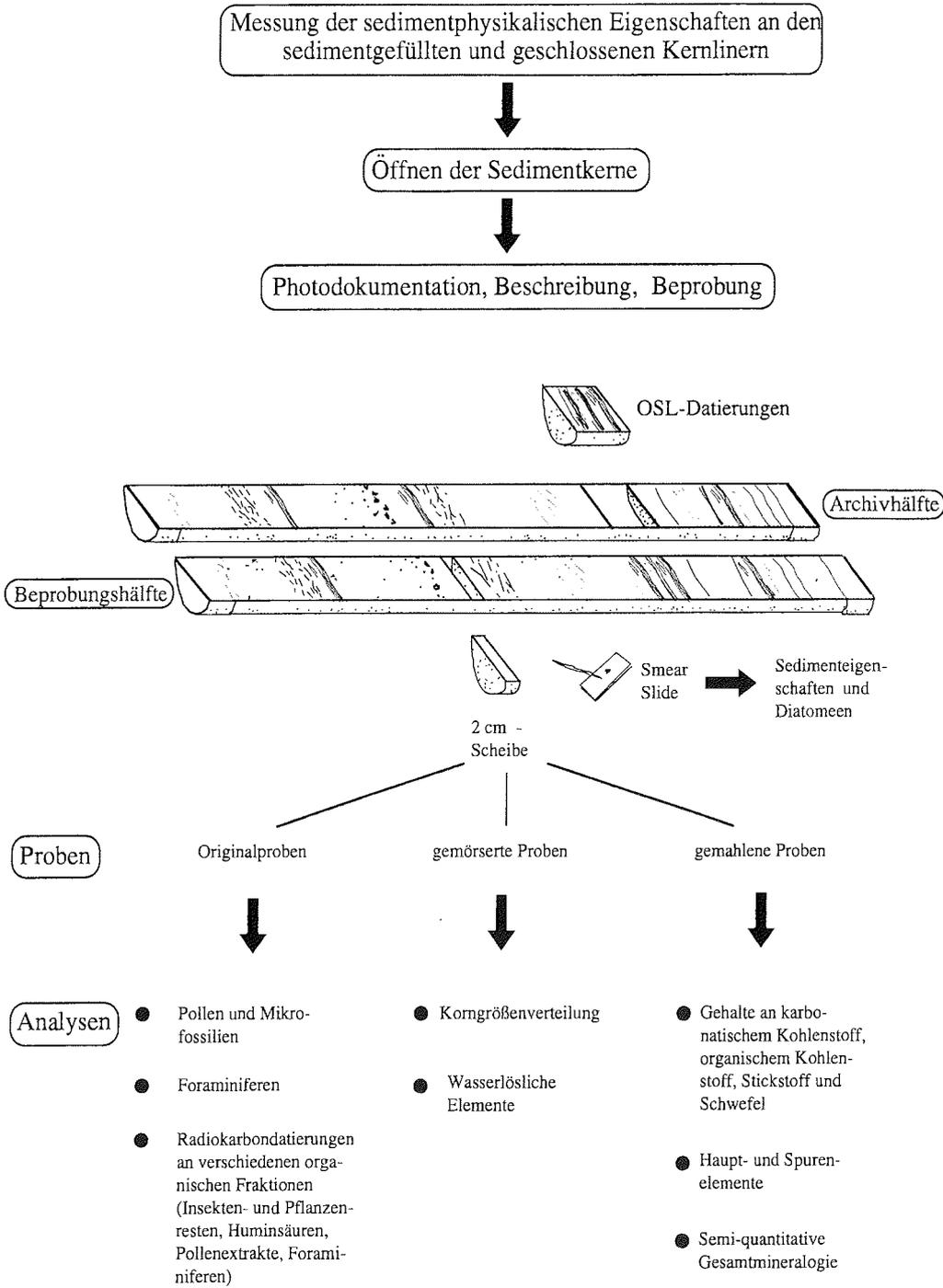


Abb. 11: Flußdiagramm zur Vorgehensweise bei der Untersuchung und Beprobung der Seesedimentkerne und zu den durchgeführten Analysen.

4.2.3 Wassergehalt

Der Wassergehalt wurde aus der Differenz der Trocken- und Naßgewichte der Proben ermittelt. Entsprechend HÅKANSSON & JANSSON (1983) erfolgt die Angabe des Wassergehaltes im Bezug zum Naßgewicht.

$$W(\%) = \frac{W_t - W_s}{W_t} * 100$$

W = Wassergehalt (Gew.-%)

W_t = Gewicht der gesamten (nassen) Probe

W_s = Gewicht der festen Bestandteile (trockene Probe)

4.2.4 Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilung wurde mit einem mittleren Probenabstand von 6 cm mittels eines *laser particle analyser* (Fa. Galai-CIS) am Institut für Seenforschung Langenargen, bestimmt. Vor der Messung wurden die Proben zur Dispergierung mit Ammoniak versetzt. Der Messbereich der Methode umfaßt die Fraktion 0-63 µm, wobei in 0,5 µm-Schritten gemessen wurde. Zur Vereinfachung wurden die Äquivalenzdurchmesser zu ganzen Zahlen (1, 2,...63 µm) gerundet. Die Korngrößen sind in Mikrometer (µm) angegeben und ihre prozentualen Anteile in Volumenprozent (Vol.-%). Bei der Interpretation der Ergebnisse ist zu berücksichtigen, daß die Korngrößenbestimmung mittels eines *laser particle analyser* andere Werte liefert als die Analyse mittels des klassischen Pipett- und Siebverfahrens. KONERT & VANDENBERGHE (1997) zeigen anhand experimenteller Untersuchungen, daß die Fraktion < 2 µm, ermittelt mit dem Pipettverfahren, der Fraktion < 8 µm der *laser particle analyser* Technik entspricht. Das führt zu einer Unterschätzung der Tongehalte bei der Interpretation der Korngrößenergebnisse unter Verwendung der *laser particle analyser*-Methode.

4.2.5 Gehalte an karbonatischem und organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel

Die Methode zur Bestimmung der prozentualen Gehalte an karbonatischem Kohlenstoff, organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel ist bei KULBE (1997) detailliert beschrieben und wird daher nur kurz dargestellt.

Die Gehalte der biogeochemischen Elemente wurden an den gemahlene, homogenisierten Proben bestimmt. Die Gesamtgehalte an Kohlenstoff (C_{ges} in Gew.-%), Stickstoff (N_{ges} in Gew.-%) und Schwefel (S_{ges} in Gew.-%) wurden an einem automatischen CNS 932 Mikro-Analysator (Fa. Leco) gemessen. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org} in Gew.-%) wurde nach Entfernung der Karbonate mittels Salzsäure (10%-ige HCl, 100-400 μ l) an einem CS-Analysator Metalyt (Fa. Eltra) gemessen. Für die Messungen der C_{ges} -, N_{ges} - und S_{ges} -Gehalte wurde ein Probenaliquot von 2 mg und für die Bestimmung der C_{org} -Gehalte eine 100 mg-Probe verwendet. Es wurden jeweils Doppelbestimmungen durchgeführt. Die Bestimmung erfolgte mit einer Messgenauigkeit von ± 5 % Varianz. Der Gehalt an karbonatischem Kohlenstoff (C_{karb} in Gew.-%) ergibt sich aus der Differenz von C_{org} und C_{ges} . Auf eine Umrechnung des C_{karb} -Gehaltes in Kalziumkarbonat ($CaCO_3$) wurde verzichtet, da gemäß den mineralogischen Untersuchungen die Karbonate sowohl aus Kalzit als auch aus Dolomit bestehen. Aus den C_{org} - und N_{ges} -Gehalten wurde das C/N-Verhältnis berechnet.

4.2.6 Semiquantitative Gesamtmineralogie

Die semiquantitative Bestimmung der Gesamtmineralogie erfolgte an Pulverpräparaten mittels einer Röntgendiffraktionsanalyse (RDA). Dafür wurde die gemahlene, homogenisierte Probe im Verhältnis 5:1 mit γ -Korund (Martoxid, Fa. Martinswerk) als externem Standard (unter Zugabe von Aceton) wie bei VOGT (1997) beschrieben versetzt. Die Messungen wurden an einem Philips PW3020 Röntgendiffraktometer mit $C\alpha$ -Strahlung (2-100° 2 θ , 40 kV/40 mA, 2 sec/step) durchgeführt. Die RDA-Spektren wurden mit der MacDiff 3.3.1 PPC-software (©by R. Petschik) unter Verwendung von Standardliteratur (BRINDLEY & BROWN, 1980; MOORE & REYNOLDS, 1997) anhand ihrer charakteristischen Reflexe ausgewertet. In Tabelle 6 sind die ausgewerteten Minerale und Mineralgruppen sowie deren zur Semi-

quantifizierung verwendeten Reflexflächen (*Peaks*) zusammengestellt. In den entsprechenden Abbildungen sind die Intensitäten der *Peaks* in cps (*counts per second*) angegeben und die Ergebnisse als Peakintensitätsverhältnisse, $I_{\text{Mineral}}/I_{\text{Korund}(030)}$, dargestellt.

Tab. 6: Liste der ausgewerteten Minerale beziehungsweise Mineralgruppen und der zur Semi-quantifizierung verwendeten *Peaks*.

Mineral/Mineralgruppe	d-Wert
14Å-Minerale	14Å
10Å-Minerale	10Å
Quarz 100	4,26Å
Orthoklas 002	3,23Å
Albit 002	3,19Å
Kalzit 104	3,034Å
Dolomit 104	2,88Å
Pyrit 100	1,63Å
Korund 030	1,37Å

4.2.7 Haupt- und Spurenelemente

Die Haupt- und Spurenelemente wurden mittels eines Röntgenfluoreszenzspektrometers (SRS 3000, Fa. Siemens) an der Humboldt Universität Berlin durch Dr. T. SCHMIDT bestimmt. Für die Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) wurden Schmelztabletten aus den gemahlten Proben und Lithiumtetraborat als Flußmittel im Verhältnis 6:1 hergestellt und es erfolgten jeweils Doppelbestimmungen. Gemessen wurden die Hauptelemente Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, S und die Spurenelemente Ba, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, Sr, Zn, Zr. Die Gehalte der Haupt- und Spurenelemente wurden auf Titan normiert (Element/Titan-Verhältnis) (FAURE, 1986).

4.2.8 Wasserlösliche Kationen und Anionen

Die Gehalte an wasserlöslichen Kationen und Anionen wurden mit Hilfe einer modifizierten Methode nach GERASIMOV & GLAZOVSKAYA (1965) bestimmt. Dabei wird ein Probenaliquot von 1 g gemörserter Probe mit 25 ml bidestilliertem Wasser versetzt und 3 Minuten lang geschüttelt. Anschließend wird die Probe durch einen 45 µm-Filter mittels eines Vakuumextraktors (Fa. Schleicher & Schuell) filtriert. Vor der Messung der Elementgehalte wird die elektrische Leitfähigkeit (EC) und der pH-

4 Material und Methoden

Wert des Extraktes ermittelt. Die Konzentrationen der Kationen wurden mittels ICP-OES (*inductively coupled plasma optical spectrometer*, Fa. Perkin Elmer) und die Anionengehalte an einem Ionenchromatographen (IC2001; Fa. Eppendorf, Biotronik) bestimmt. Es wurden die Kationen Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Al^{3+} , $\text{Fe}(\text{aq})$, Mn^{4+} , $\text{Si}(\text{aq})$, Ti^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , $\text{P}(\text{aq})$ und die Anionen Cl^- und SO_4^{2-} gemessen.

4.2.9 Foraminiferen

Die taxonomische Bestimmung der Foraminiferen wurde von Dr. A. MACKENSEN (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) durchgeführt. Hierfür wurden die Foraminiferen unter einem Mikroskop per Hand aus der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ ausgelesen.

4.2.10 Pollen und Mikrofossilien

Um einen Überblick über den Pollengehalt der Seesediment- und Torfproben zu gewinnen, wurden diese nach den Richtlinien für PALE (*Paleoclimates of arctic Lakes and Estuaries*) (PALE STEERING COMMITTEE, 1993) und nach MOORE et al. (1991) am Institut für Geographie der Universität Regensburg (AG Landschaftsökologie und Bodenkunde Prof. Dr. J. VÖLKEL) und am Naturkundlichen Museum der Humboldt Universität Berlin aufbereitet. Für die Aufbereitung der Seesedimente wurden ca. 30 g und für die Torfproben ca. 2 g Probenaliquot verwendet. Die Pollenextraktion begann zunächst mit einer Entfernung der Karbonate mittels 10%-iger HCl bei Zimmertemperatur. Dieser Arbeitsschritt wurde solange wiederholt, bis keine Reaktion mehr erkennbar war. Anschließend wurden die Proben mit destilliertem Wasser nachgewaschen. Um organische Reste zu entfernen, wurden die Proben in 10%-iger NaOH aufgekocht und über ein Sieb abgossen. Die verbleibenden Proben wurden erneut zweimal mit destilliertem Wasser nachgewaschen. Zur Entfernung der Silikate wurden die Proben mit 35%-iger HF behandelt. Dieser Arbeitsschritt wurde so lange wiederholt, bis die Silikate vollständig entfernt waren, was je nach Silikatgehalt der Probe mehrere Tage dauerte. Abschließend wurden die Proben zentrifugiert und die HF dekantiert. Um das Wasser aus den Proben zu entfernen, wurde Eisessig auf die Proben gegeben. Nach ca. 10 min. wurden die Proben zentrifugiert und der Eisessig dekantiert. Auf eine anschließende Acetolyse wurde bei den hier verwendeten Proben verzichtet.

Am Ende wurden die Proben in Glycerin konserviert und standen dann zur Pollenanalyse zur Verfügung. Von den Proben wurden Dauerpräparate in Glyzeringelatine und Paraffin angefertigt.

Die Pollenbestimmung erfolgte an einem ZEISS Axioplan Stereomikroskop mit 400-1000 facher Vergrößerung. Die Identifizierung der Pollenarten wurde mit Hilfe der Standardliteratur (BEUG, 1961; MOORE et al., 1991; FAEGRI & IVERSEN, 1993) durchgeführt. Neben den Pollenkörnern wurden in den Proben enthaltene Mikrofossilien nach VAN GEEL (1978) bestimmt.

Aufgrund der geringen Pollenkonzentration der Seesedimente konnten nur wenige Pollenkörner gezählt werden. Die geringe Anzahl gewährleistet keine statistische Absicherung und schränkt damit die Interpretation hinsichtlich der Vegetationsgeschichte ein. Dagegen ist in den aufbereiteten Torfproben die Pollenkonzentration ausreichend hoch, und es konnten mindestens 300 Pollenkörner pro Probe bestimmt werden.

4.3 Absolute Altersdatierungen

4.3.1 Radiokarbondatierungen

Für Radiokarbon-Altersdatierungen (AMS-¹⁴C-Datierungen) mit dem Beschleuniger-Massenspektrometer (*Accelerator Mass Spectrometer*) wurden verschiedene organische Fraktionen extrahiert und präpariert. An fünf Sedimentproben wurden sowohl Huminsäuren als auch Pollenextrakte zu Datierungszwecken isoliert. Während aus allen fünf Sedimentproben ausreichende Mengen an Huminsäuren extrahiert werden konnten, war nur in einer dieser Proben eine ausreichende Menge an Pollenkörnern vorhanden. Die Sedimentproben wurden wie im Folgenden beschrieben aufbereitet.

Die Huminsäuren wurden nach der Standard AAA-Methode (*acid-alkali-acid*) extrahiert (Abb. 12). Es wurde mit der Entfernung der Karbonate mittels 10%-iger HCl begonnen und dieser Behandlungsschritt so lange wiederholt, bis keine Reaktion mehr erkennbar war. Danach wurden die Proben mit 1 m NaOH behandelt und abschließend die HCl-Behandlung wiederholt. Schließlich wurden die Huminsäuren ausgefällt und die Proben im Trockenschrank bei 30° C getrocknet.

Für die Aufbereitung von Pollenextrakten zur Datierung ist aufgrund der hohen Kontaminationsgefahr (sehr geringe Probenmengen!) extrem sauberes Arbeiten zwingend. Außerdem fordert REGNELL (1992), daß die Methode auf die Sedimenteigenschaften und die Pollenflora abgestimmt werden muß. Die Proben sollten daher so viel wie notwendig, aber so wenig wie möglich behandelt werden. Die Probenaufbereitung wurde am Physikalischen Institut, Abt. IV der Universität Erlangen-Nürnberg (Prof. Dr. W. KRETZSCHMER) durchgeführt. Zur Gewinnung der Pollenextrakte wurde eine modifizierte Methode nach BROWN et al. (1992, 1989) verwendet (Abb. 12). Etwa 50 g Sedimentprobe wurde mittels AAA-Methode (siehe oben) vorbehandelt. Zur Entfernung der Silikate wurden die Proben einer Schwerentrennung unter Verwendung von $ZnCl_2$ ($2,0 \text{ g/cm}^3$) unterzogen. Um die restlichen Silikate zu entfernen, war eine weitere Behandlung mit Flußsäure (35%-ige HF) erforderlich. Auf eine Acetolyse, wie sie bei der Präparation zur Pollenanalyse üblich ist, wurde verzichtet, um eine Kontamination der Proben zu vermeiden. Mittels Mikrosiebgerewebe wurde abschließend die Fraktion 20-100 μm isoliert, die schließlich für die AMS- ^{14}C -Datierung verwendet wurde. Abschließend wurden die Proben unter dem Stereomikroskop auf ausreichenden Pollengehalt und hinlängliche Sauberkeit kontrolliert. Die Problematik bei der Aufbereitung und Datierung der Proben lag zum Einen in der extrem geringen Pollenkonzentration, weshalb eine sehr große Probenmenge zur Aufbereitung notwendig war, zum Anderen erschwerten die hohen Karbonat- und Tongehalte des Sedimentes die Karbonatentfernung und die Dispergierung der Proben.

Für AMS- ^{14}C -Datierungen an den Seesedimenten wurden darüber hinaus Pflanzen- und Insektenreste sowie benthische Foraminiferen isoliert. Eine taxonomische Bestimmung der Pflanzen- und Insektenreste war aufgrund der geringen Größe der Fragmente nicht möglich. Die organischen Komponenten wurden mittels Naßsiegung (Fraktion $> 63 \mu\text{m}$) von der Feinfraktion getrennt und per Hand unter einem ZEISS SV 11 Stereomikroskop aus der getrockneten Grobfraktion ausgelesen.

Bereits im Gelände lasen Olga L. MAKAROVA (SEE) und Nadya V. MATVEEVA (KBI) aus dem Torfprofil der Solnechnaya-Bucht Pflanzenreste, einen Holzrest (*Salix spec.*) und Insekten für Datierungszwecke aus.

Die AMS- ^{14}C -Datierungen der Pollen- sowie der Huminsäureproben erfolgten am Physikalischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg. Die nicht bestimmten

4 Material und Methoden

Insekten- und Pflanzenreste sowie die Foraminiferenproben wurden im Leibniz-Labor in Kiel und die aus den Torfen ausgelesenen Makroreste an der Universität Utrecht, *Faculteit Natuur- en Sterrenkunde*, datiert.

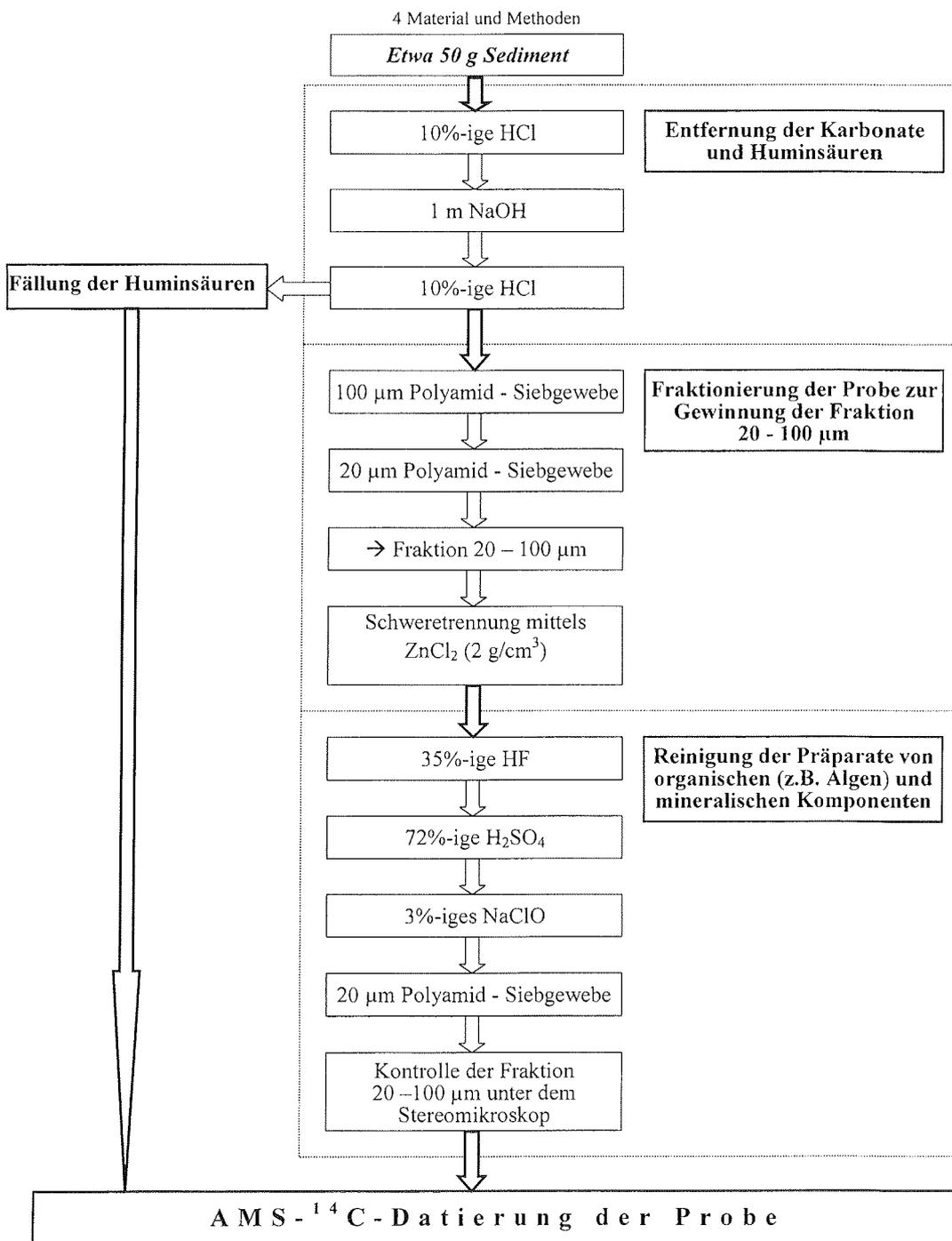


Abb. 12: Flußdiagramm zur Aufbereitung der Huminsäure- und Pollenextrakte für die AMS-¹⁴C-Datierungen.

4.3.2 Lumineszenz-Datierungen

Für OSL-Datierungen (Optisch Stimulierte Lumineszenz) wurden ausgewählte Proben im Dunkellabor aufbereitet. Dafür wurden Proben aus der Archivhälfte verwendet. Die Beprobung innerhalb der Fazies erfolgte zum Einen vom Top ausgehend in Richtung größere Sedimenttiefe und zum Anderen von der Basis ausgehend in Richtung geringerer Sedimenttiefe. Vom Sedimentkern wurde das randliche, lichtexponierte Sediment (äußere 0,5-1 cm) entfernt. Vom verbleibenden nichtlichtexponierten Sediment wurde die Sandfraktion ($> 63 \mu\text{m}$) mittels Naßsiebung gewonnen. Aufgrund der geringen Sandgehalte mußten 9,5 cm beziehungsweise 10,5 cm mächtige Sedimenthorizonte aufbereitet werden, um die erforderliche Mindestmenge von 2 g Quarz für die OSL-Datierung zu gewinnen. Die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ wurde aufgefangen und für die Messung der Hintergrundstrahlung (Dosimetrie) des Sediments verwendet. Die Datierungen wurden am *Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Risoe National Laboratory*, Roskilde (Dänemark) von Dr. A. MURRAY durchgeführt.

4.4 Statistik

Mit den Daten ausgewählter wasserlöslicher Kationen und Anionen sowie mit den Werten der elektrischen Leitfähigkeit und den pH-Werten der Wasserextrakte wurde eine Varianzanalyse (ANOVA, *analysis of variance*) durchgeführt. Mit einem F-Test (SACHS, 1992) wurde die Signifikanz der Unterschiede in der Elementzusammensetzung zwischen den Fazies überprüft. Der multiple Vergleich der Mittelwerte unter Verwendung einer LSD-Statistik (*least significant difference*) belegt ebenfalls signifikante Unterschiede zwischen den Fazies bei einem Konfidenzintervall von $\alpha=0.05$.

5 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Die Ergebnisse der Untersuchungen des Sedimentkerns PG1238 aus dem Changeable-See sind die Basis für die Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte im Bereich des Severnaja Zemlja-Archipels. Aus diesem Grunde werden zunächst die Sedimentfazies mittels aller zur Verfügung stehenden Daten detailliert beschrieben und die Ergebnisse interpretiert (Kap. 5.1). Das folgende Kapitel (Kap. 5.2) setzt sich mit der Chronologie der interpretierten Sedimentabfolge auf Grundlage der Altersdatierungen an den Seesedimenten auseinander. Schließlich werden die Resultate der Pollenanalyse und der Altersdatierungen an den Torfen der Solnechnaya-Bucht vorgestellt und diskutiert (Kap. 5.3).

5.1 Klassifikation und Interpretation der Sedimentfazies

Die Klassifizierung der Sedimentsequenz des Changeable-Sees in verschiedene Fazies erfolgt im Sinne von READING & LEVELL (1996: 19), die eine Fazies folgendermaßen definieren: *"A rock facies is a body of rock with specific characteristics. It may be a single bed, or a group of multiple beds. Ideally, it should be a distinctive rock that formed under certain conditions, or environment. Facies may be subdivided into subfacies or grouped into facies associations (...). Where sedimentary rocks can be handled at outcrops or in cores, a facies may be defined on the basis of colour, bedding, composition, texture, fossils and sedimentary structures."*

Die makroskopisch erkennbaren Sedimentmerkmale, insbesondere die Farbe, geben bereits einen ersten Hinweis auf das Vorkommen verschiedener Fazies in der Sedimentsequenz des Changeable-Sees (vgl. Photo 1). Aufgrund der visuellen Eigenschaften und der Ergebnisse der Multi-Parameter-Analysen der Sedimente des Changeables-Sees können diese in sechs Fazies klassifiziert werden. Für die Benennung werden englischsprachige Begriffe verwendet.

5 Ergebnisse und Diskussion

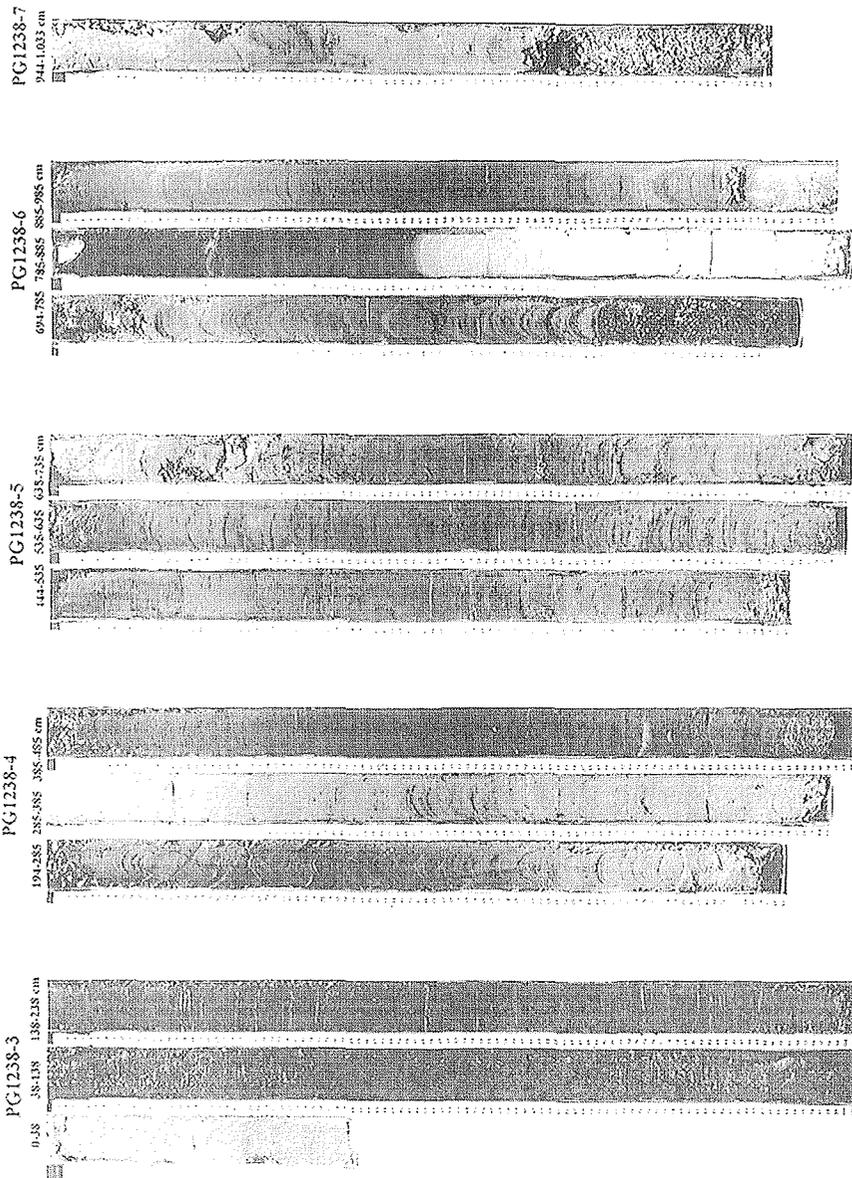


Photo 1: Kernphotos des Sedimentkerns PG1238.

5 Ergebnisse und Diskussion

Ausgehend von der Basis der Sedimentsequenz schließen sich in Richtung geringerer Sedimenttiefe folgende Fazies an: eine *Glacigenic Facies* (Kap. 5.1.1), eine *In Situ Marine Facies* (Kap. 5.1.2), eine *Drying-up Facies* (Kap. 5.1.3), eine *Reworked Marine Facies* (Kap. 5.1.4), eine *Evaporative Facies* (Kap. 5.1.5) und eine *Lacustrine Facies* (Kap. 5.1.6). In den Sedimentkernen PG1238 und PG1239 ist jede Fazies nur ein Mal vorhanden (Abb. 13). Da die beiden Sedimentkerne die gleiche Faziesabfolge aufweisen, können lokale Sedimentationseffekte im See auf die Sedimentabfolge ausgeschlossen werden. Die Ergebnisse des Sedimentkerns PG1238, welche im Folgenden vorgestellt und diskutiert werden, sind daher repräsentativ für die Klima- und Umweltgeschichte im Bereich des Changeable-Sees.

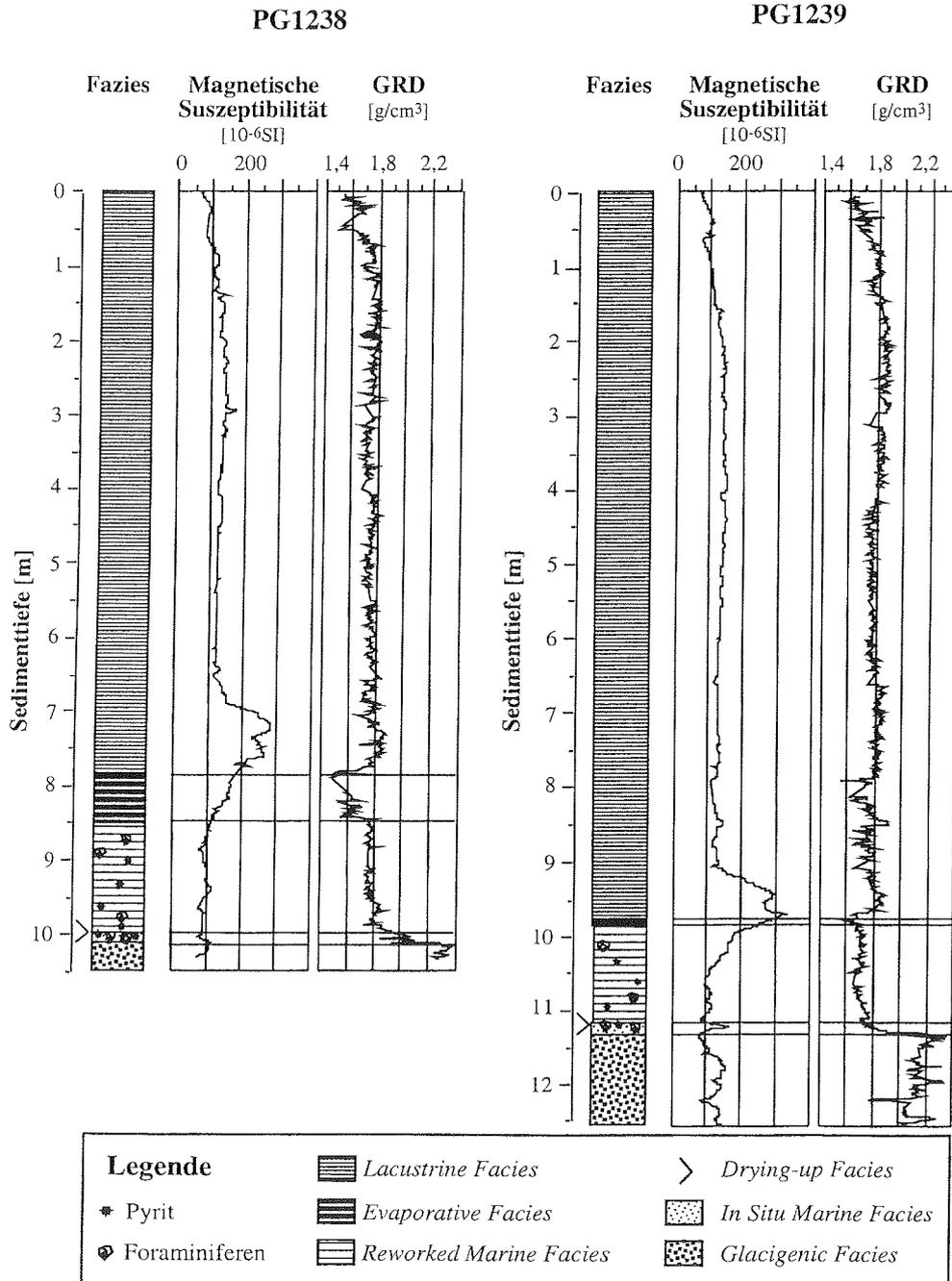


Abb. 13: Vergleich der Faziesabfolge in den Sedimentkernen PG1238 und PG1239 sowie der magnetischen Suszeptibilität und der *gamma-ray density* (GRD). Die unten angegebene Legende gilt für alle nachfolgenden Sedimentkernabbildungen.

5.1.1 *Glacigenic Facies*

Beschreibung

Die Basis der Sedimentsequenz bildet die *Glacigenic Facies* (10,46-10,16 m). Hierbei handelt es sich um einen grauen, massiven Diamikt, der eine scharfe Obergrenze besitzt und aus einem heterogenen Gemenge von Gesteinsschutt aus dem roten Devonischen Sandstein und marinen Sedimenten besteht. Die Einmischung mariner Sedimente wird von einzelnen im Sediment enthaltenen Foraminiferen angezeigt. Die an drei Proben der *Glacigenic Fazies* stichprobenartig durchgeführten Korngrößenanalysen der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ haben Korngrößenmediane zwischen 13 und 16 μm ergeben (Abb. 14; Tab. 7). Der Diamikt ist außerdem durch eine erhöhte *gamma-ray density* (GRD) mit Werten zwischen 2,3 und 2,4 g/cm^3 gekennzeichnet (Abb. 13). Gemeinsam mit einem geringen Wassergehalt von 8,5 bis 16,9 Gew.-% ist dies ein klarer Beleg für die starke Kompaktion des Diamikts (Abb. 14). Die magnetische Suszeptibilität ist mit Werten von $78,6\text{-}112,1 \cdot 10^{-6}\text{SI}$ gering (Abb. 13).

Die biogeochemischen Analysen zeigen niedrige Gesamtgehalte an organischem Kohlenstoff (C_{org} : 0,1 bis 0,4 Gew.-%) und Gesamtstickstoff (N_{ges} : $< 0,1$ Gew.-%), woraus sich C/N-Verhältnisse zwischen 0,7 und 4,0 ergeben. Die Gehalte an Gesamtschwefel (S_{ges}) liegen unter der Nachweisgrenze. Dagegen sind die Gehalte an karbonatischem Kohlenstoff (C_{karb}) mit Werten von 4,1 und 4,4 Gew.-% die höchsten in der gesamten Sedimentabfolge (Abb. 14; Tab. 7).

5 Ergebnisse und Diskussion

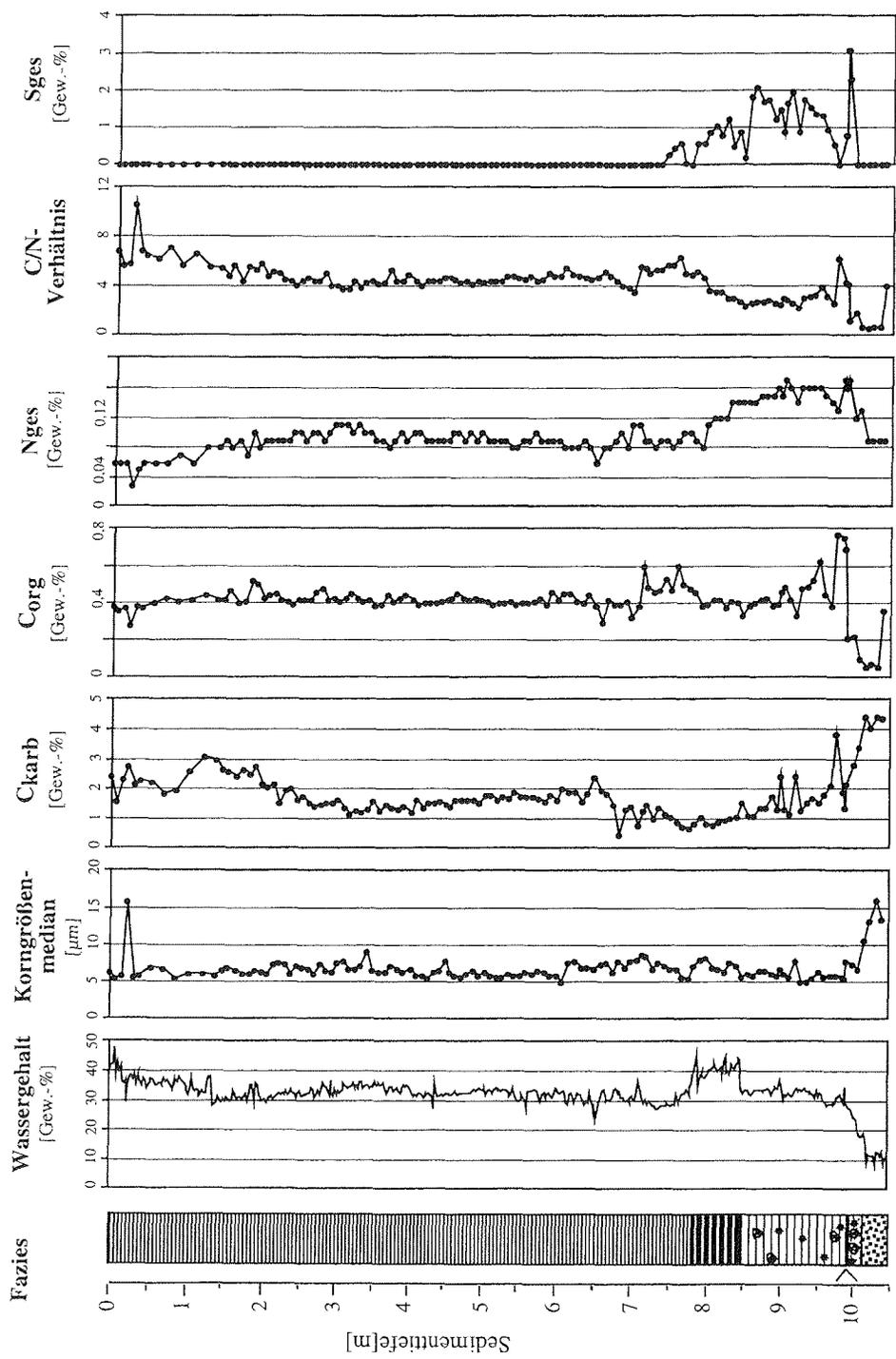


Abb. 14: PG1238: Wassergehalt, Korngrößenmedian, C_{karb} , C_{org} , N_{ges} und S_{ges} -Gehalte sowie C/N-Verhältnisse im Sedimentkern PG1238. Legende siehe Abb. 13.

Ergebnisse und Diskussion

Tab. 7: Statistische Daten (Minimum, Maximum, Mittelwert, Analysenzahl, Standardabweichung) der sedimentphysikalischen Eigenschaften, des Wassergehalts, des Korngrößenmedians, der Gehalte an C_{ges} , C_{org} , C_{karb} , N_{ges} , S_{ges} und der C/N-Verhältnisse, ermittelt an den verschiedenen Fazies des Bohrkerns PG1238.

<i>Lacustrine Fazies (0-7,85 m)</i>	Minimum	Maximum	Mittelwert	Anzahl	Standard- abweichung
Magn. Suszeptibilität [10^{-6} SI]	62,9	285,9	141,2	718	42,4
GRD [g/cm^3]	1,5	1,9	1,7	693	0,1
Wassergehalt [Gew.-%]	23,5	48,8	33,4	391	2,9
Korngrößenmedian [μm]	5,1	15,8	6,5	92	1,2
C_{ges} [Gew.-%]	0,9	3,8	2,2	92	0,6
C_{org} [Gew.-%]	0,3	0,6	0,4	92	0,0
C_{karb} [Gew.-%]	0,5	3,4	1,8	92	0,6
N_{ges} [Gew.-%]	0,0	0,1	0,1	92	0,0
C/N-Verhältnis	3,5	10,6	53,0	92	1,0
S_{ges} [Gew.-%]	0,0	0,6	0,0	92	0,1
<i>Evaporative Fazies (7,85 -8,50 m)</i>	Minimum	Maximum	Mittelwert	Anzahl	Standard- Abweichung
Magn. Suszeptibilität [10^{-6} SI]	115,0	171,4	145,1	53	18,8
GRD [g/cm^3]	1,5	1,8	1,6	48	0,1
Wassergehalt [Gew.-%]	33,4	49,7	42,2	33	4,1
Korngrößenmedian [μm]	5,7	8,6	7,3	8	1,0
C_{ges} [Gew.-%]	1,2	1,8	1,4	8	0,2
C_{org} [Gew.-%]	0,3	0,4	0,4	8	0,0
C_{karb} [Gew.-%]	0,8	1,5	0,1	8	0,2
N_{ges} [Gew.-%]	0,1	0,1	0,1	8	0,0
C/N-Verhältnis	2,4	4,7	3,3	8	0,7
S_{ges} [Gew.-%]	0,2	1,5	0,8	8	0,4
<i>Reworked Marine Fazies (8,50 - 9,90 m)</i>	Minimum	Maximum	Mittelwert	Anzahl	Standard- Abweichung
Magn. Suszeptibilität [10^{-6} SI]	81,4	119,3	99,3	137	8,5
GRD [g/cm^3]	1,7	1,9	1,8	123	0,0
Wassergehalt [Gew.-%]	28,2	39,2	32,6	70	2
Korngrößenmedian [μm]	5,1	7,8	6,1	70	0,7
C_{ges} [Gew.-%]	1,5	4,6	2,2	70	0,7
C_{org} [Gew.-%]	0,2	0,8	0,4	70	0,1
C_{karb} [Gew.-%]	1,1	3,8	1,8	70	0,6
N_{ges} [Gew.-%]	0,1	0,2	0,2	70	0,0
C/N-Verhältnis	1,2	6,2	3,1	70	1,0
S_{ges} [Gew.-%]	0,0	3,6	1,5	70	0,8
<i>In Situ Marine Fazies (9,90 - 10,16 m)</i>	Minimum	Maximum	Mittelwert	Anzahl	Standard- Abweichung
Magn. Suszeptibilität [10^{-6} SI]	81,4	114,3	97,1	25	10,0
GRD [g/cm^3]	1,9	2,4	2	25	0,1
Wassergehalt [Gew.-%]	18,0	28,3	23,2	12	3,9
Korngrößenmedian [μm]	1,6	7,4	5,3	3	3,1
C_{ges} [Gew.-%]	3,3	4,5	3,5	3	0,6
C_{org} [Gew.-%]	0,1	0,2	0,1	3	0,1
C_{karb} [Gew.-%]	3,1	4,4	3,6	3	0,7
N_{ges} [Gew.-%]	0,1	0,1	0,1	3	0,0
C/N-Verhältnis	0,6	1,9	1,1	3	0,7
S_{ges} [Gew.-%]	0,0	0,1	0,0	3	0,1
<i>Glacigenic Fazies (10,16 - 10,46 m)</i>	Minimum	Maximum	Mittelwert	Anzahl	Standard- Abweichung
Magn. Suszeptibilität [10^{-6} SI]	78,6	112,1	102,5	15	11,5
GRD [g/cm^3]	2,3	2,4	2,3	18	0,0
Wassergehalt [Gew.-%]	8,5	16,9	11,9	15	2,4
Korngrößenmedian [μm]	13,2	16	14,2	3	1,5
C_{ges} [Gew.-%]	4,2	4,7	4,5	3	0,3
C_{org} [Gew.-%]	0,1	0,4	0,2	3	0,2
C_{karb} [Gew.-%]	4,1	4,4	4,3	3	0,2
N_{ges} [Gew.-%]	0,1	0,1	0,1	3	0,0
C/N-Verhältnis	0,7	4,0	1,8	3	1,9
S_{ges} [Gew.-%]	0,0	0,0	0,0	3	0,0

Interpretation

Aufgrund des hohen Gehaltes an Grobkomponenten, der schlechten Sortierung sowie des hohen Kompaktionsgrades des Diamiktes wird dieser als glazigener Till interpretiert. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff und Stickstoff deuten auf die Einarbeitung von älterem organischem Material in das Sediment hin. Die in geringen Mengen enthaltenen Foraminiferen stammen vermutlich aus quartären marinen Sedimenten, die auf der Oktoberrevolutions-Insel weit verbreitet sind (BOLSHIYANOV, 1985; MAKEYEV & BOLSHIYANOV, 1986; MAKEYEV et al., 1992).

5.1.2 *In Situ Marine Facies*

Beschreibung

Die *In Situ Marine Facies* (10,16-9,90 m) besteht aus olivgrünem, nicht strukturiertem Sediment, das mit einem mittleren Korngrößenmedian von 5,3 μm eine tonig-siltige Textur besitzt (Abb. 14; Tab. 7). Das Sediment enthält zahlreiche gut erhaltene Mikrofossilien. Neben benthischen Foraminiferen (z.B. *Amonia*, *Astrononion*, *Cassidulina*, *Elphidiella*, *Fursenkoina*, *Islandiella*, *Lagena*, *Lobulatulus*, *Melonis*, *Nonionella*, *Triloculina*; pers. Mitt. A. MACKENSEN) sind Ostrakodenschalen und Muschelbruchstücke vorhanden. In der mikroskopischen Analyse der Fraktion $> 63 \mu\text{m}$ ist sehr viel Pyrit erkennbar, der sowohl in Framboidform als auch eingelagert in Foraminiferenschalen vorkommt. Die magnetische Suszeptibilität in der *In Situ Marine Facies* unterscheidet sich mit Werten von $81,4-114,3 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ nicht wesentlich von der *Glacigenic Facies* (Abb. 13). Die verglichen mit der *Glacigenic Facies* deutlich niedrigeren Werte der GRD ($1,9-2,4 \text{ g/cm}^3$) in der *In Situ Marine Facies* sind verbunden mit einem höheren Wassergehalt des Sediments von 18,0 bis 28,3 Gew.-% (vgl. Abb. 13; 14), und belegen die normale Kompaktion des Sedimentes.

Die Gehalte an C_{org} liegen zwischen 0,1 und 0,6 Gew.-%. Aus ebenfalls geringen N_{ges} -Gehalten von 0,1-0,2 Gew.-% resultieren C/N-Verhältnisse um 0,6-1,9. Die C_{karb} -Gehalte mit Werten zwischen 3,1-4,4 Gew.-% sind geringer als in der *Glacigenic Facies*. Die S_{ges} -Gehalte liegen mit $< 0,1$ Gew.-% unter der Nachweisgrenze (Abb. 14; Tab. 7). An organischen Komponenten treten einzelne Pollenkörner auf, bei denen es sich um *Artemisia*- und *Picea*- Pollen handelt. Außerdem sind Spinnenreste vom Typ 71 a/b (*Araneida*) im Sediment vorhanden (Photo 2).

5 Ergebnisse und Diskussion

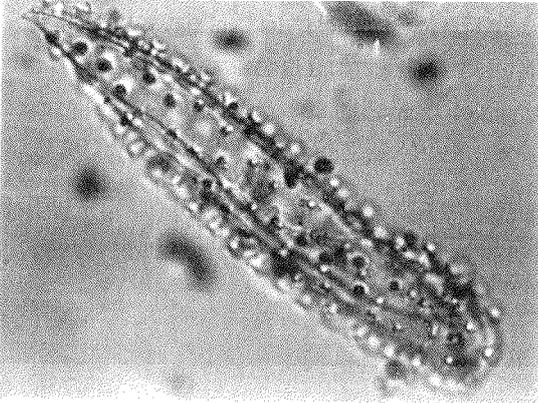
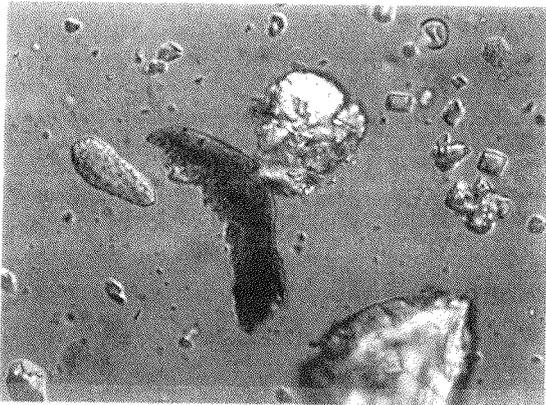


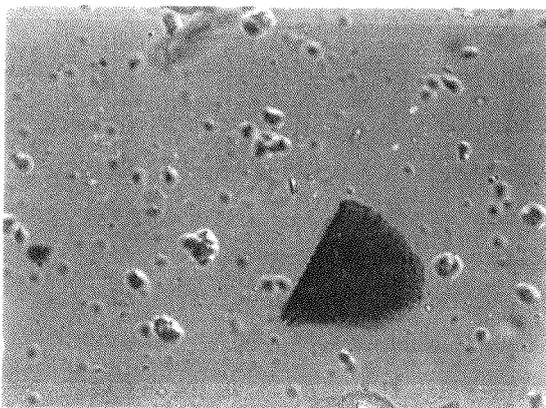
Photo 2:

In den palynologisch untersuchten Proben des Sedimentkerns PG1238 enthaltene Mikrofossilien.

(Oben) Als *Hystrichospheridae* (Typ 41) bezeichnete Mikrofossilien aus einer Sedimenttiefe von 768-770 cm.



(Mitte) *Araneida*-Klauen (Typ 71a/b) aus einer Sedimenttiefe von 626-628 cm.



(Unten) *Microthyrium spec.* aus einer Sedimenttiefe von 626-628 cm. Es handelt sich hierbei um dunkel pigmentierte Fruchtkörper, die einen Durchmesser von bis zu 95 μm aufweisen können. Sie gehören möglicherweise zur Art *cf. Eriophorum vaginatum*. Die Probe stammt aus einer Sedimenttiefe von 626-628 cm.

5 Ergebnisse und Diskussion

Die semiquantitative Röntgendiffraktionsanalyse belegt die Quarzdominanz im Mineralspektrum des Sedimentes (Abb. 15). Neben geringen Mengen an 14Å- und 10Å-Mineralen sind die Feldspäte Orthoklas und Albit enthalten. Darüber hinaus treten die beiden Karbonatminerale Kalzit und Dolomit auf und Pyrit ist ebenfalls im Röntgenspektrum identifizierbar (Abb. 15; 16). Die beschriebene mineralogische Zusammensetzung spiegelt sich in den Elementgesamtgehalten der Röntgenfluoreszenzanalysen wider (Abb. 17; 18).

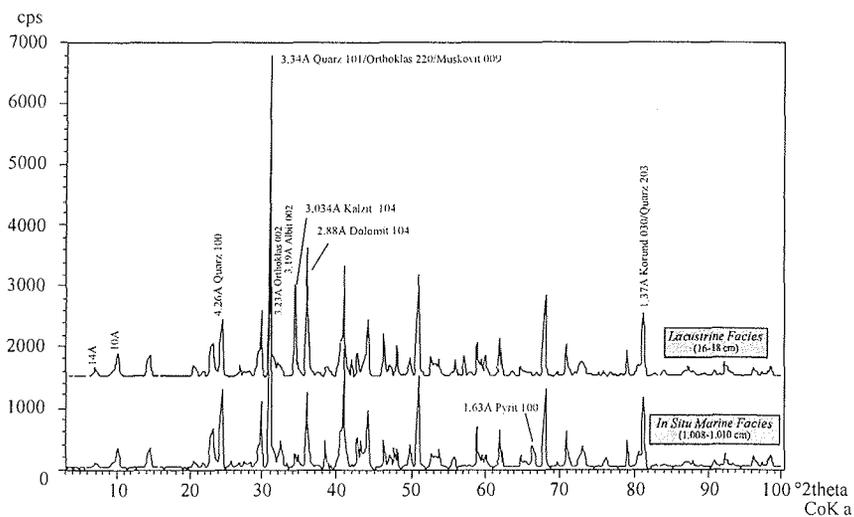


Abb. 15: Röntgendiffraktogramme zweier Pulverpräparate aus der *Lacustrine Facies* (16-18 cm) und der *In Situ Marine Facies* (1008-1010 cm). Angegeben sind die zur Semiquantifizierung verwendeten *Peaks*.

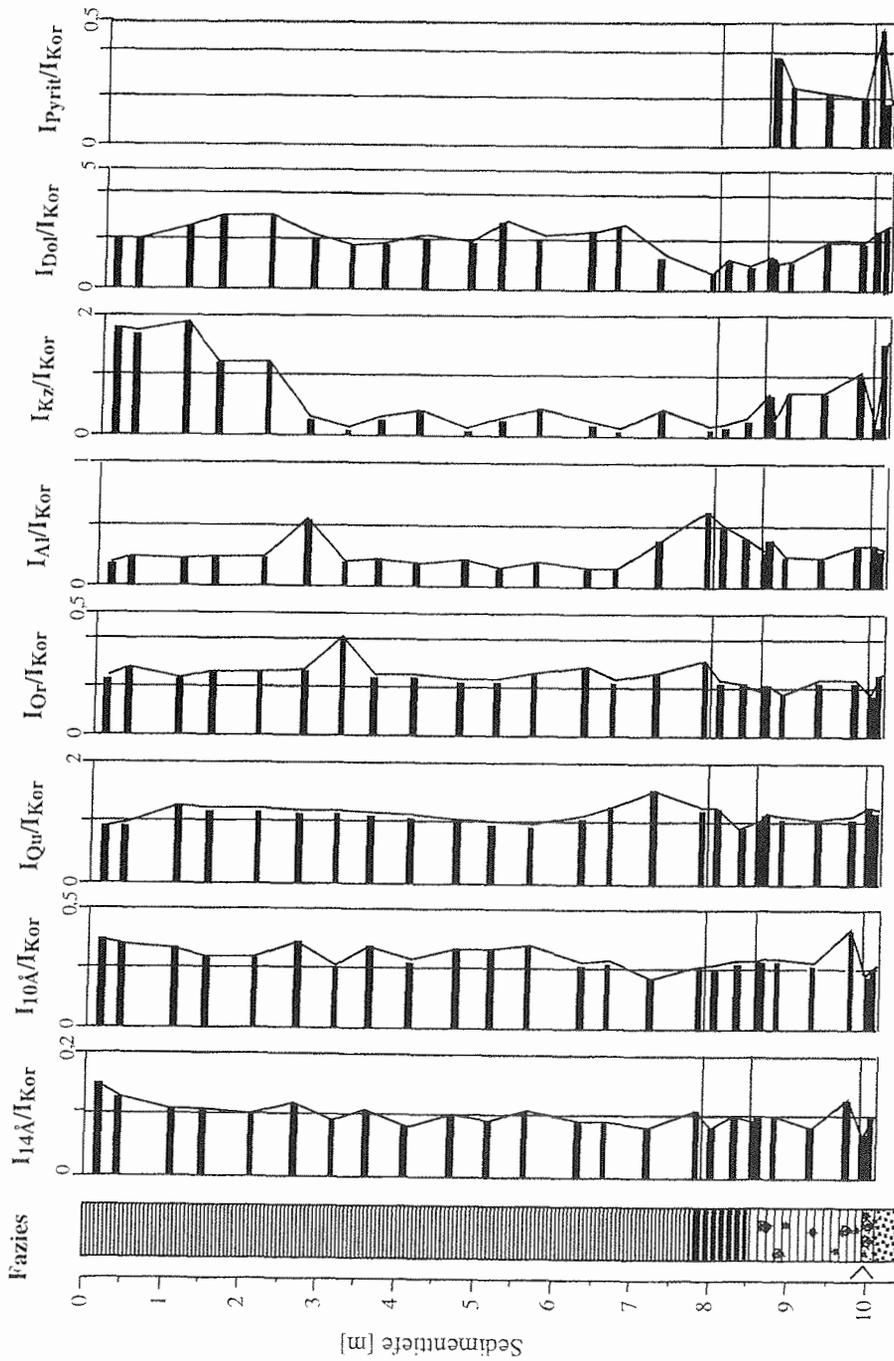


Abb. 16: Semiquantitative Gesamtmineralogie des Sedimentkerns PG1238. Dargestellt sind die Peakintensitätsverhältnisse $I_{\text{Mineral}}/I_{\text{Korund(020)}}$. 14\AA = 14\AA Minerale, 10\AA = 10\AA Minerale, Q_1 = Quarz (100), Or = Orthoklas (002), Al = Albit (002), Kz = Kalzit, Dol = Dolomit, $Pyrit$ = Pyrit (311), Kor = Korund (020). Legende siehe Abb. 13.

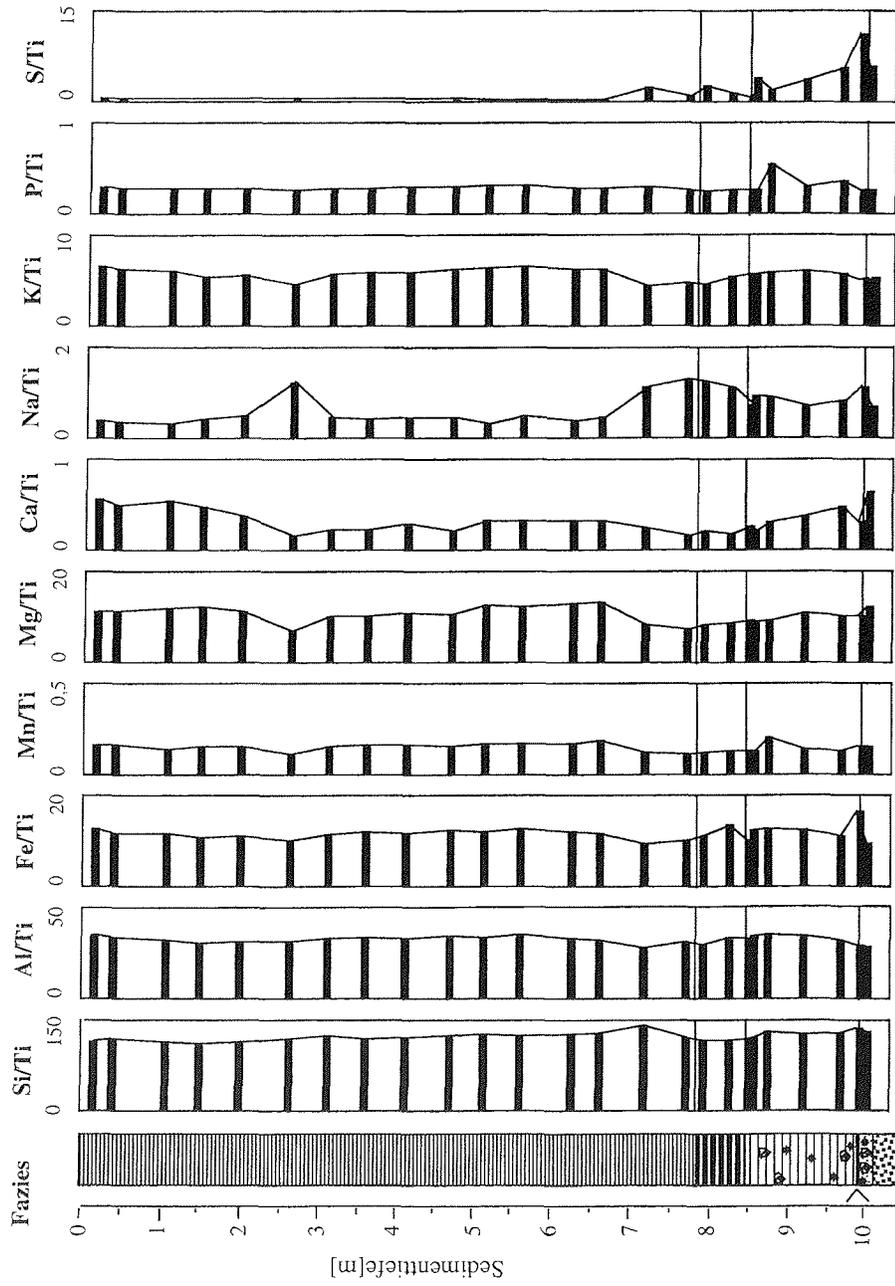


Abb. 17: Hauptelementgehalte des Sedimentkerns PG1238. Legende siehe Abb. 13.

5 Ergebnisse und Diskussion

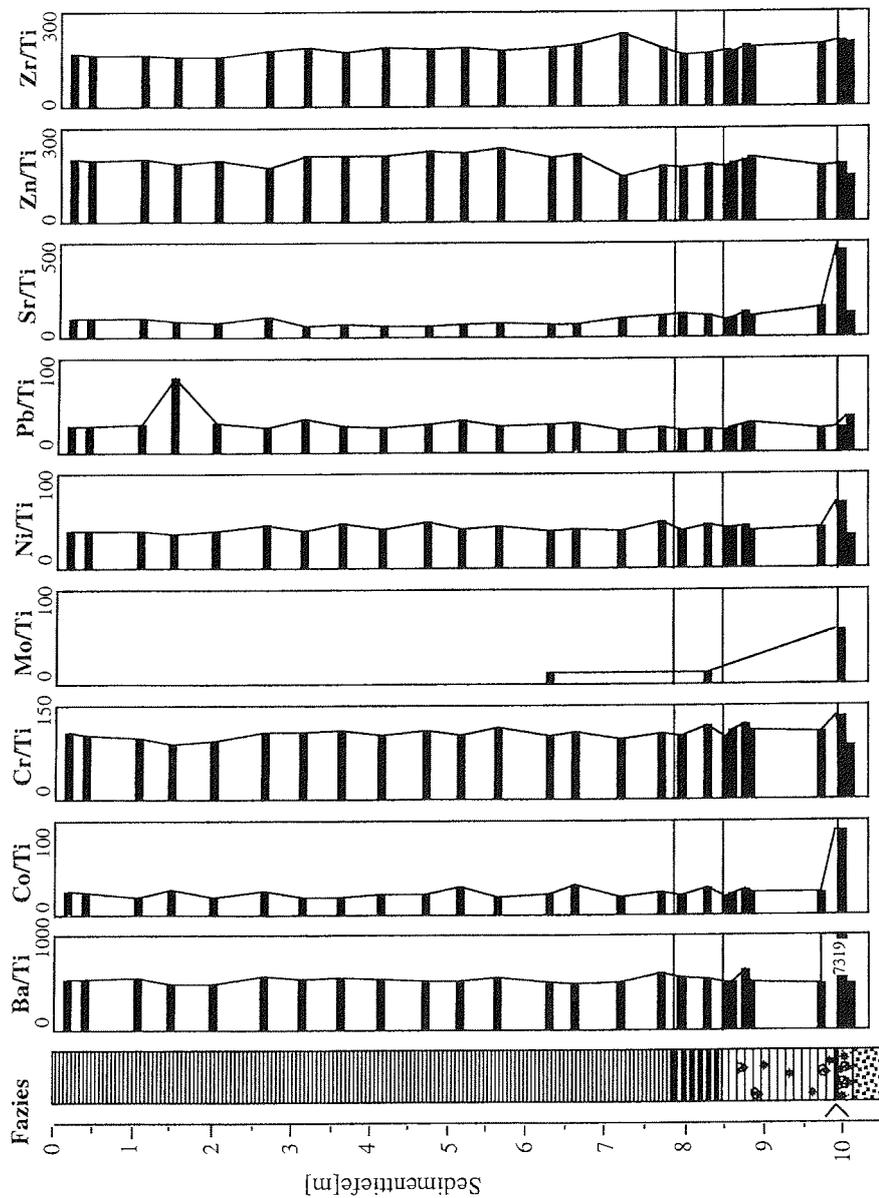


Abb. 18: Spurenelementgehalte des Sedimentkerns PG1238. Legende siehe Abb. 13.

5 Ergebnisse und Diskussion

Die an einer Probe durchgeführte Analyse der wasserlöslichen Elemente ergibt folgende Gehalte (vgl. Tab. 8): Kalzium 3,13 ppm, Magnesium 2,72 ppm, Kalium 7,87 ppm, Natrium 33,86 ppm, Strontium 37,34 ppb, Barium 8,64 ppb und Phosphor 0,27 ppm. Auch Aluminium (3,60 ppm), Eisen (1,36 ppm), Mangan (0,01 ppm) und Silizium (7,20 ppm) treten in der Lösung auf. Die Gehalte an Chlorid- und Sulfatanionen liegen bei 19,70 ppm beziehungsweise 13,80 ppm. Die elektrische Leitfähigkeit als Indikator für die Konzentration der gesamten gelösten Feststoffe ist mit einem Wert von 124,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ vergleichsweise gering. Der pH-Wert von 8,5 belegt alkalische Bedingungen.

Tab. 8: Ergebnisse der Varianzanalyse (ANOVA = analysis of variance) an den Daten der wasserlöslichen Elemente, der elektrischen Leitfähigkeit (EC) und den pH-Werten des Sedimentkerns PG1238.

Fazies			EC	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Al ³⁺	Fe(aq)	Mn ⁴⁺	Si(aq)	Sr ²⁺	Ba ²⁺	P(aq)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
			[μS/cm]		[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppb]	[ppb]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
<i>Lacustrine F.</i>	(n=9)	Mittelwert	119,88	7,48	6,26	2,27	3,48	15,80	2,12	1,12	0,02	4,34	37,77	37,13	0,15	10,82	12,41
		Standardfehler	20,96	0,12	0,89	0,26	0,45	3,80	0,31	0,17	0,01	0,61	4,42	7,97	0,03	2,50	4,02
<i>Evaporative F.</i>	(n=3)	Mittelwert	797,67	6,97	55,00	36,95	11,59	62,57	0,11	0,06	0,54	0,55	519,86	22,37	0,77	28,60	303,90
		Standardfehler	68,17	0,12	5,98	5,38	0,64	4,27	0,04	0,02	0,10	0,08	58,79	2,91	0,03	1,67	36,61
<i>Reworked Marine F.</i>	(n=4)	Mittelwert	233,75	8,27	3,23	3,45	8,84	45,78	5,02	1,95	0,02	12,26	40,07	11,80	0,35	30,46	21,43
		Standardfehler	8,49	0,10	0,49	0,43	0,71	1,05	0,81	0,33	0,00	2,95	6,28	1,83	0,01	2,05	1,90
<i>In Situ Marine F.</i>	(n=1)	Mittelwert	124,00	8,50	3,13	2,72	7,87	33,86	3,60	1,36	0,01	7,20	37,34	8,54	0,27	19,70	13,80
		Standardfehler	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Interpretation

Die Klassifizierung dieser Fazies als *In Situ Marine Facies* basiert hauptsächlich auf dem Vorkommen zahlreicher, gut erhaltener benthischer Foraminiferen. Die vorhandene Vergesellschaftung repräsentiert eine typische arktische Schelffauna mit vollmarinen Bedingungen (pers. Mitt. A. MACKENSEN). Die marinen Bedingungen dürften zu einer intensiven Bioturbation durch eine reiche endobenthische Fauna geführt haben, welches die Strukturlosigkeit des Sediments erklären würde. Ein weiterer Hinweis auf den marinen Ursprung des Sediments ist der hohe Pyritgehalt (vgl. SATO et al., 1998). Da für die Pyritbildung organisches Material erforderlich ist (BERNER, 1984), resultiert der niedrige Gehalt an organischem Kohlenstoff vermutlich aus dem Abbau organischer Substanz während der Pyritbildung. Ein weiteres Indiz für ein marines Sedimentationsmilieu liefern die wasserlöslichen Elementgehalte, die sich aus der Ionenkonzentration im Porenwasser und aus leicht löslichen Salzniederschlägen zusammensetzen (pers. Mitt. B. HAGEDORN). Insbesondere die Gehalte an Chlorid- und Sulfatanionen sind ein Hinweis auf marine Sedimentationsbedingungen. Diatomeen, die häufig ein äußerst nützliches Hilfsmittel sind, um ehemalige marine und lakustrine Sedimentationsmilieus zu unterscheiden (z.B. BATTERBEE, 1986; SOLHENIUS et al., 1996; SATO et al. 1998), sind in den Sedimenten nicht vorhanden und entfallen somit als Beleg.

Die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente des Changeable-Sees mit Quarz als dominierendem Mineral sowie Feldspäten, Kalzit und Dolomit belegt, daß das Liefergebiet der Sedimente im Einzugsgebiet des Changeable-Sees lag, da sie der Mineralogie des anstehenden Gesteins und der Sedimente im Umfeld des Sees entspricht. Demnach war das zu dieser Zeit marine Becken des heutigen Changeable-Sees von der regionalen ozeanischen Zirkulation und damit auch von der Zufuhr distaler Minerale abgeschnitten.

Die palynologischen Untersuchungen zeigen, daß mit *Artemisia*- und *Picea*-Pollenkörnern nur zwei Pollenarten enthalten sind. Während *Artemisia* als Trockenheitsanzeiger durchaus auf der Oktoberrvolutionsinsel vorkommen konnte, ist es sehr unwahrscheinlich, daß *Picea* auf dem Archipel wuchs. Aufgrund der bisaccaten morphologischen Gestalt der *Picea*-Pollenkörner ist vielmehr anzunehmen, daß diese Pollenart per Fernflug verfrachtet und demzufolge vom südlich gelegenen Festland her eingetragen wurde.

5.1.3 *Drying-up Facies*

Beschreibung

Die *Drying-up Facies* (9,90-9,88 m) überlagert die *In Situ Marine Facies*. Sie ist nur zwei Zentimeter mächtig und besteht aus feinkörnigen (Ton/Silt), karbonat- und schwefelhaltigen (gemäß Salzsäuretest und Schwefelgeruch) Sedimenten. Die Lage besitzt eine weiße Sedimentfarbe, weist eine scharfe Ober- und Untergrenze auf und ist strukturlos. Auffallend sind die signifikant höheren Ba/Ti-, Sr/Ti-, Co/Ti-, Mo/Ti- und Fe/Ti-Verhältnisse in den Elementgesamtgehalten, verglichen mit den anderen Sedimenten (Abb. 17; 18).

Interpretation

Die Elementzusammensetzung und insbesondere das hohe Sr/Ti-Verhältnis weisen auf das Vorkommen von Gips hin, da Strontium ein häufiges Spurenelement in diesem Mineral ist (BRICKER & JONES, 1995). Das Auftreten von Gips als eines der häufigsten marinen Evaporitminerale (KENDALL & HARWOOD, 1996) deutet an, daß die *Drying-up Facies* eine Eindunstung des Meeresbeckens anzeigt, in dem zuvor die *In Situ Marine Facies* abgelagert wurde. Dazu muß das Becken des Changeable-Sees vom Meer isoliert worden sein. Diese Isolation könnte entweder durch eine Absenkung des Meeresspiegels oder durch eine Anhebung des Landes entstanden sein. Darüber hinaus ist anzunehmen, daß während der Austrocknungsphase des Changeable-Sees ein arides Klima herrschte, das heißt die Verdunstung war höher als der Niederschlag und damit stand für die Bildung und Existenz eines Sees nicht ausreichend Wasser zur Verfügung.

Letztlich kann aufgrund der geringen Mächtigkeit sowie der scharfen Ober- und Untergrenzen der *Drying-up Facies* ein Hiatus oder auch eine Erosion von Sedimenten nicht ausgeschlossen werden. Unter den wahrscheinlich ariden Klimabedingungen könnte hierfür möglicherweise Windabtragung verantwortlich sein.

5.1.4 *Reworked Marine Facies*

Beschreibung

Die *Reworked Marine Facies* (9,90-8,50 m) besteht aus olivgrünem, laminiertem Sediment. Die Laminierung ergibt sich aus Variationen der Sedimentfarbe von olivgrün

bis grau und den Korngrößen von Ton bis Silt. Der Korngrößenmedian liegt bei 5,1-7,8 μm (Abb. 14; Tab. 7).

Als Mikrofossilien sind wenige Foraminiferen enthalten. Der Pyritgehalt ist teils analog zum Gesamtschwefelgehalt hoch der zwischen 0 und 3,6 Gew.-% variiert. Die magnetische Suszeptibilität des Sediments weist mit 91,4 bis $111,9 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ ähnliche Werte auf wie in den unterlagernden Fazies (Abb. 13; Tab. 7). Dagegen ist die GRD mit Werten von 1,7 bis $1,9 \text{ g/cm}^3$, verbunden mit höheren Wassergehalten des Sediments (28,2 und 39,2 Gew.-%), geringer als in den Fazies im Liegenden (Abb. 13; 14).

An der Basis der *Reworked Marine Facies* treten die höchsten C_{org} -Gehalte innerhalb der Sedimentsequenz (Max.: 0,8 Gew.-%) auf (Abb. 14). Sie gehen mit abnehmender Sedimenttiefe auf Werte um 0,2 Gew.-% zurück. Das Sediment ist frei von Pollen. Es treten einzelne Spinnenreste vom Typ 71 a/b (*Araneida*) auf. Die Gehalte an C_{karb} (1,1-3,8 Gew.-%) nehmen innerhalb der Fazies in Richtung geringerer Sedimenttiefe ab. Dieser Trend wird von den Kalzitgehalten deutlicher widerspiegelt als von den Dolomitgehalten (Abb. 16).

Die mittleren Gehalte von Kalzium (3,23 ppm), Magnesium (3,45 ppm), Kalium (8,84 ppm), Aluminium (5,02 ppm), Eisen (1,95 ppm), Strontium (40,07 ppb), Barium (11,80 ppb), Mangan (0,02 ppm) und Phosphor (0,35 ppm) in den Wasserextrakten sind geringfügig höher als in der *In Situ Marine Facies* (Tab. 8). Eine Ausnahme davon bildet Silizium mit 12,26 ppm. Deutlich höhere Konzentrationen weisen dagegen Natrium (45,78 ppm), Chlorid (30,46 ppm) und Sulfat (21,43 ppm) auf. Die insgesamt höheren Konzentrationen der wasserlöslichen Elemente resultieren in einer erhöhten elektrischen Leitfähigkeit (durchschnittlich 234 $\mu\text{S/cm}$). Die Wasserextrakte sind mit pH-Werten um 8 leicht alkalisch (Tab. 8). Trotz der deutlichen Unterschiede in der Konzentration der verschiedenen wasserlöslichen Elemente zeigt der Vergleich der *In Situ Marine Facies* mit der *Reworked Marine Facies* keine statistisch signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Fazies (Tab. 9).

5 Ergebnisse und Diskussion

Tab. 9: Ähnlichkeit der verschiedenen Fazies bestimmt an den Daten der wasserlöslichen Elemente, der elektrischen Leitfähigkeit (EC) und der pH-Werte ("+" bedeutet einen statistisch signifikanten Unterschied bei einem Konfidenzintervall von $\alpha=0,05$).

	<i>Lacustrine</i> <i>F.</i> vs. <i>Evaporative</i> <i>F.</i>	<i>Lacustrine</i> <i>F.</i> vs. <i>Reworked</i> <i>Marine F.</i>	<i>Lacustrine</i> <i>F.</i> vs. <i>In Situ</i> <i>Marine F.</i>	<i>Evaporative</i> <i>F.</i> vs. <i>Reworked</i> <i>Marine F.</i>	<i>Evaporative</i> <i>F.</i> vs. <i>In Situ</i> <i>Marine F.</i>	<i>Reworked</i> <i>Marine F.</i> vs. <i>In Situ</i> <i>Marine F.</i>
EC	+	+		+	+	
pH	+	+	+	+	+	
Ca ²⁺	+			+	+	
Mg ²⁺	+			+	+	
K ⁺	+	+	+	+	+	
Na ⁺	+	+		+	+	
Al ³⁺	+	+		+	+	
Fe(aq)	+	+		+	+	
Mn ⁴⁺	+			+	+	
Si(aq)		+		+		
Sr ²⁺	+			+	+	
Ba ²⁺		+				
P(aq)		+		+	+	
Cl ⁻	+	+				
SO ₄ ²⁻	+			+	+	

Interpretation

Im Gegensatz zur *In Situ Marine Facies* besitzt die *Reworked Marine Facies* eine deutliche Laminierung. Diese ist sowohl auf einen variablen Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet als auch auf das Fehlen von Bioturbation durch eine endobenthische marine Fauna zurückzuführen. Darüber hinaus weist das Fehlen von einer autochthonen mariner Fauna darauf hin, daß während der Bildungszeit dieser Fazies keine marinen Sedimentationsbedingungen herrschten. Vielmehr weisen die deutliche Laminierung, die wenigen vorhandenen Foraminiferen sowie die Gehalte und die Zusammensetzung der wasserlöslichen Elemente auf einen Eintrag und eine Akkumulation mariner Sedimente aus dem Umfeld des Sees hin. Diese Interpretation wird gestützt durch die elektrische Leitfähigkeit der Wasserextrakte. Sie ist doppelt so hoch als in den Extrakten der *In Situ Marine Facies* und belegt damit einen größeren Eintrag gelöster Feststoffe. Aus den genannten Sedimenteigenschaften kann daher auf die Bildung eines salinaren Wasserkörpers im vormals ausgetrockneten Becken des Changeable-Sees geschlossen werden. Damit müssen höhere Niederschläge beziehungsweise vermehrte Einträge von Schmelzwässern verbunden gewesen sein.

5.1.5 *Evaporative Facies*

Beschreibung

Der Übergang von der *Reworked Marine Facies* zur *Evaporative Facies* (8,50-7,85 m) ist fließend. Er wird durch eine zwei Zentimeter mächtige, fein laminierte Lage gebildet, wobei die Laminae zwischen rötlich-braun, olivgrün und schwarz variieren (Photo 3).

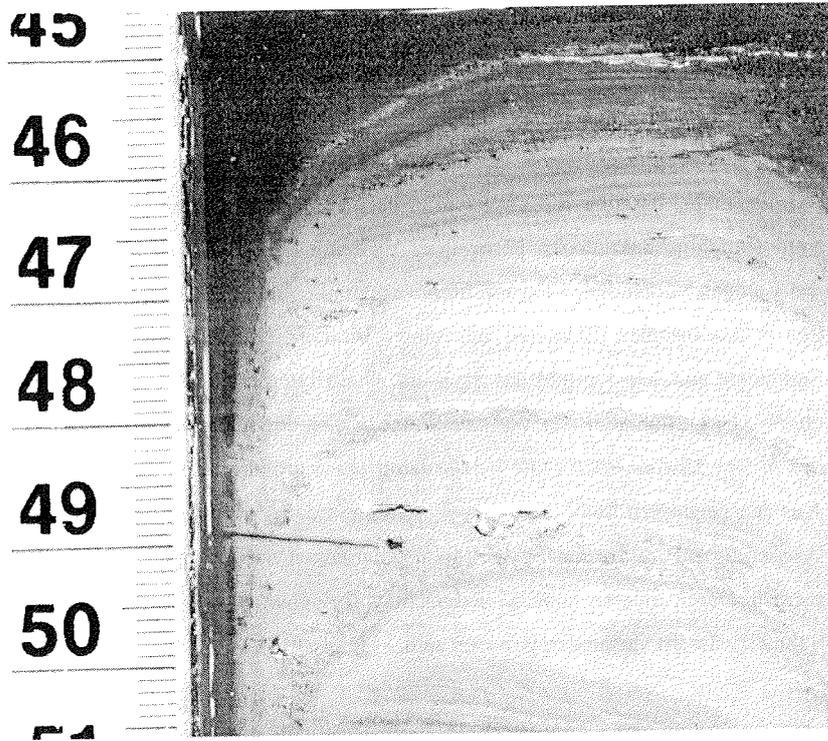


Photo 3: Detailphoto des Sediments in 827,5-833,5 cm Originalsedimenttiefe im Sedimentkern PG1238-6. Abgebildet ist der zwei Zentimeter mächtige, fein laminierte Übergang von der *Reworked Marine Facies* (unterer Bildabschnitt, olivgrüne Sedimentfarbe) zur *Evaporative Facies* (oberer Bildabschnitt, schwarze Sedimentfarbe).

Die 65 cm mächtige *Evaporative Facies* selbst besitzt eine schwarze Farbe, wodurch sie sich bereits optisch von den anderen Fazies hervorhebt (vgl. Photo 1). Das Sediment ist deutlich laminiert. Der Korngrößenmedian streut von 5,7 bis 8,6 μm (Abb. 14; Tab. 7). Die im Vergleich zum Liegenden niedrigere GRD von 1,5-1,8 g/cm^3 steht im Zusammenhang mit einem höheren Wassergehalt von 33,4 bis 49,7 Gew.-% (vgl. Abb. 13; 14). Die magnetische Suszeptibilität, die in der Sedimentsequenz bislang ohne differenzierenden Befund war, liegt zwischen 115,9 und 171,4 $\cdot 10^{-6}\text{SI}$, wobei sie zum Top der Fazies hin ansteigt (Abb. 13). Obwohl Pyrit in den RDA-Spektren nicht nachweisbar ist, ist er in den *Smear Slides* erkennbar.

5 Ergebnisse und Diskussion

Die Gehalte an C_{org} sind mit 0,3-0,4 Gew.-% gering. Die N_{ges} -Gehalte (0,08-0,14 Gew.-%) nehmen von der Basis der Fazies zum Top hin ab. S_{ges} tritt mit 0,5 bis 1,5 Gew.-% im Sediment auf. Die Gehalte an C_{karb} liegen zwischen 0,8 und 1,5 Gew.-% und nehmen in Richtung geringerer Sedimenttiefe ab (Abb. 14). Dies ist eine Folge der abnehmenden Gehalte von Kalzit und Dolomit (vgl. Abb. 16).

An organischen Komponenten sind nur wenige Pollenkörner (*Pinus undiff.*, *Pinus sylvestris*, *Pinus cembra*, *Picea*, *Cyperaceae*) im Sediment enthalten. Daneben wurden zwei *Hystrichospheridae*³ (Photo 2) in den Pollenpräparaten gefunden.

Die Gehalte an wasserlöslichen Elementen haben verglichen mit den anderen Sedimenten signifikant höhere durchschnittliche Konzentrationen. Das betrifft insbesondere Kalzium (55,00 ppm), Magnesium (36,95 ppm), Kalium (11,59 ppm), Natrium (62,57 ppm), Strontium (519,86 ppb) und Barium (22,37 ppb). Auffallend ist der signifikant erhöhte Gehalt an Sulfat mit 303,90 ppm. Der Gehalt an Chlorid liegt bei 28,60 ppm und ist damit etwas geringer als in der *Reworked Marine Facies*. Die signifikant höheren Gehalte fast aller Elemente gehen einher mit einer erhöhten elektrischen Leitfähigkeit (Mittelwert: 797 μ S/cm) und einem geringeren pH-Wert (Mittelwert: 7) (Tab. 7). Der statistische Vergleich der verschiedenen Fazies zeigt signifikante Unterschiede zwischen der *Evaporative Facies* und der *Reworked Marine Facies* beziehungsweise der *In Situ Marine Facies* (Tab. 8).

Interpretation

Das wichtigste Merkmal, das zur Interpretation dieser Fazies als *Evaporative Facies* führt, ist die hohe Konzentration eines Großteils der wasserlöslichen Elemente. Diese erhöhten Elementkonzentrationen könnten durch den Eintrag von marinen Sedimenten aus dem Umfeld des Changeable-Sees bedingt sein. Das Fehlen von marinen Fossilien und die deutliche Laminierung weisen darauf hin, daß das Sediment nicht unter marinen Bedingungen abgelagert wurde. Vielmehr ist es wahrscheinlicher, daß sich aus dem bereits zur Bildungszeit der unterlagernden *Reworked Marine Facies* vorhandenen See aufgrund einer Evaporation, die den Eintrag von Niederschlägen und

³ *Hystrichospheridae* sind nicht identifizierte Mikrofossilien, die VAN GEEL (1978) als Typ 41 bezeichnet. Als hyaline Strukturen, die häufig gefaltet sind, besitzen *Hystrichospheridae* einen Durchmesser von 40-60 μ m. Sie kommen in marinen feinkörnigen Sedimenten seit dem Präkambrium vor.

glazialen Schmelzwässern übertraf, ein konzentrierter salinärer Wasserkörper entwickelt hat. Damit könnte eine Anreicherung einiger Elementen verbunden gewesen sein, die zur Fällung von leicht löslichen gemischten Salzen führte. Die geringen Gehalte an Kalzit und Dolomit in der *Evaporative Facies* belegen, daß keine authigene Kalzit- und Dolomitfällung stattgefunden hat. Die Entstehung von Evaporiten ist aus Seen der Antarktis bekannt. In den Dry Valleys können Evaporite sogar in Seen mit einer Eisbedeckung von 4,5 m Mächtigkeit entstehen, was belegt, daß der Austausch von Gasen, Flüssigkeiten und Feststoffen durch das Eis hindurch möglich ist (ANDERSEN et al., 1993). Auch im antarktischen Miers Valley werden heute Kalzit und Gips gebildet, wobei das Sulfat aus dem Meerwasser stammt (CLAYTON-GREEN et al., 1988, DORAN et al., 1994). Schließlich beschreiben FRIEDMAN et al. (1995) Evaporite im Don Juan Pond und Lake Vanda (Antarktis), deren Ionen aus dem Meerwasser und aus der Gesteinsverwitterung entstammen sollen.

Die schwarze Farbe des Sediments der *Evaporative Facies* ist Ausdruck von reduktiven Verhältnissen am Seegrund, was auf eine reduzierte Durchmischung des Wasserkörpers und eine damit einhergehende Sauerstoffanreicherung im Bodenwasser hindeutet. Das könnte die Folge der erhöhten Salzkonzentration gewesen sein, die zu einer Dichtestratifizierung in der Wassersäule geführt haben könnte, da mit der ansteigenden Konzentration von gelösten Salzen eine zunehmende Dichte einhergeht (z.B. TALBOT & ALLEN, 1996). Es ist jedoch auch möglich, daß sich anoxische Bodenwasserbedingungen aufgrund einer permanenten Eisbedeckung des Sees entwickelten.

Die enthaltenen Pollenkörner geben weitere Hinweise auf die Paläoumweltbedingungen. Es treten ausschließlich *Cyperaceae*-Pollen auf, welche das Vorkommen von Sauergräsern auf dem Archipel zur Zeit der Bildung der *Evaporative Facies* belegen und auf ein kalt-arides Klima schließen lassen. Daneben kommen bisaccate Pollenkörner vor, die wie bereits erläutert vermutlich per Fernflug eingetragen worden sind. Die im Sediment enthaltenen *Hystrichsopheridae* stehen möglicherweise mit marinen Sedimenten in Zusammenhang (vgl. VAN GEEL, 1978).

5.1.6 *Lacustrine Facies*

Beschreibung

Die *Lacustrine Facies* (7,85-0 m) ist die mächtigste Fazies der Sedimentsequenz. Sie ist insbesondere charakterisiert durch ihre rotbraune Sedimentfarbe. An der Basis

der *Lacustrine Facies* kommen schwarze Lagen vor, die zum Top der Fazies hin weniger häufig auftreten, bis sie letztlich nicht mehr vorhanden sind. Das Sediment ist in einer Sedimenttiefe zwischen 2,56 und 7,85 m unregelmäßig, aber deutlich laminiert und im Bereich von 2,56-0 m undeutlich laminiert bis strukturlos. Die Laminae bilden Variationen der Sedimentfarben und Korngrößen (Ton/Silt) ab. Der Korngrößenmedian liegt bei 5,1-15,8 μm , wobei der maximale Median in einer sandigen Lage in 25 cm Sedimenttiefe gemessen wurde (Abb. 14). Der Tiefenverlauf der magnetischen Suszeptibilität hat mit $285,9 \cdot 10^{-6}$ SI ein ausgeprägtes Maximum im tieferen Bereich der Fazies. In den sich oberhalb anschließenden Sedimenten sind die Werte einheitlich niedrig und nehmen vergleichbare Werte wie in den Fazies im Liegenden an (Abb. 13). Die Wassergehalte des Sediments betragen zwischen 23,5 und 48,8 Gew.-%, wobei sie oberhalb von 2,56 m graduell zunehmen (Abb. 14). Damit verbunden ist auch eine Abnahme der GRD von maximal 1,9 zu minimal 1,5 g/cm^3 .

Die Gehalte der biogeochemischen Elemente sind mit 0,3-0,6 Gew.-% C_{org} beziehungsweise 0,0-0,1 Gew.-% N_{ges} gering, mit tendentiell geringeren Werten in Richtung abnehmender Kerntiefe, insbesondere in den oberen 2,56 m der Fazies. Der Mittelwert der C/N-Verhältnisse liegt bei 4,7. Eine Ausnahme bildet die bereits erwähnte sandige Lage in 25 cm Tiefe, die ein C/N-Verhältnis von 10,6 aufweist. Schwefel ist ausschließlich im untersten Bereich der Fazies ($> 7,37$ m) mit geringen Konzentrationen von weniger als 0,6 Gew.-% enthalten (Abb. 14; Tab. 7).

Die Pollenkonzentration des Sediments ist gering. In einer Sedimenttiefe von 7,85-7,00 m sind Pollenkörner von *Pinus undiff.*, *Pinus cembra*, *Picea* und *Cyperaceae* enthalten. Dagegen ist die Artendiversität in der Sedimenttiefe von 2,56 bis 7,00 m mit *Bisaccate undiff.*, *Pinus undiff.*, *Pinus sylvestris*, *Pinus cembra*, *Picea spec.*, *Alnus viridis*, *Betula nana*, *Cyperaceae*, *Cyperaceae/Rhynchospora alba*-Typ, *Gramineae*, *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae*, *Artemisia*, *Rumex acetosella* und *Brassicaceae* etwas größer. Dazu kommt eine *Lycopodium complanatum* Spore und einige Reste von Typ 8b (cf. *Eriophorum vaginatum*) sowie Fragmente von Typ 71 a/b (*Araneida*) (Photo 2). Im obersten Abschnitt der Fazies (2,56-0 m) wurden wenige Pollenkörner (*Bisaccate undiff.*, *Pinus sylvestris*, *Picea*, *Cyperaceae*) und zwei Reste vom Typ 8b (cf. *Eriophorum vaginatum*) (Photo 2) gefunden.

Sowohl die mineralogische Zusammensetzung als auch die Elementgesamtgehalte der *Lacustrine Facies* sind qualitativ und quantitativ den

unterlagernden Sedimenten ähnlich. Die Gehalte der einzelnen Minerale fluktuieren nur gering. Eine Ausnahme ist der Gehalt an Kalzit, der im oberen Abschnitt deutlich zunimmt (Abb. 16). Eine entsprechende Tendenz wird auch von den C_{karb} -Gehalten (0,5-3,4 Gew.-%) angezeigt (Abb. 14).

Die Konzentrationen der wasserlöslichen Elemente haben folgende Werte: Kalzium 6,26 ppm, Magnesium 2,27 ppm, Kalium 3,48 ppm, Aluminium 2,12 ppm, Eisen 1,12 ppm, Mangan 0,02 ppm, Silizium 4,34 ppm, Strontium 37,77 ppb, Barium 37,13 ppb, und Phosphor 10,82 ppm. Damit sind die Gehalte der meisten Elemente signifikant niedriger als in der *Evaporative Facies*. Das gilt insbesondere für Natrium (15,80 ppm) und für die Konzentrationen von Sulfat (12,41 ppm) und Chlorid (10,82 ppm). Die geringe Anionenkonzentration in der *Lacustrine Facies* wird von etwas höheren mittleren pH-Werten von 7,48, die neutrale bis schwach alkalische Bedingungen anzeigen, begleitet. Die Werte der elektrischen Leitfähigkeit liegen im Mittel bei 119,88 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und nehmen zum Top der Fazies hin auf 88,9 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab (Tab. 7). Damit unterscheidet sich die Zusammensetzung der wasserlöslichen Elemente der *Lacustrine Facies* signifikant von der *Evaporative Facies* und der *Reworked Marine Facies* (Tab. 8).

Interpretation

Die rotbraune Sedimentfarbe der *Lacustrine Facies* ähnelt der Farbe der Lehme, die als Verwitterungsprodukte des anstehenden roten Devonischen Sandsteins große Flächen der Oktoberrevolutions-Insel bedecken (BOLSHIYANOV & VERKULICH, 1990). Das deutet auf ein primäres Liefergebiet des Sedimentes in der näheren Umgebung des Sees hin. Die im unteren und mittleren Abschnitt der *Lacustrine Facies* vorhandenen, zum Top der Sedimentsequenz in Anzahl und Mächtigkeit abnehmenden und schließlich nicht mehr auftretenden schwarzen Lagen dürften entsprechend der *Evaporative Facies* Phasen mit anoxischen Bodenwasserbedingungen anzeigen. Die Ursache hierfür dürfte in einem geringen Zufluß von Schmelzwässern in den See oder in einer andauernden Eisbedeckung des Sees liegen. Anders als in der *Evaporative Facies* sind diese Bedingungen während der Ablagerung der *Lacustrine Facies* nur temporär, bei abnehmender Häufigkeit und Dauer, aufgetreten.

Studien zu den rezenten Sedimentationsprozessen im Changeable-See zeigen, daß die Sedimentationsraten in direktem Zusammenhang mit witterungsbedingten

Änderungen der Lufttemperatur stehen (BOLSHIYANOV & VERKULICH, 1990). Da infolge der häufig wechselnden Wetterlagen starke Variationen des Sedimenteintrags auftreten, können die im Sediment vorhandenen Laminae nicht eindeutig saisonalen und subsaisonalen Ereignissen zugeordnet werden (BOLSHIYANOV & VERKULICH, 1990). Die gegenüber dem unteren Abschnitt der *Lacustrine Facies* fehlende Schichtung weist jedoch auf veränderte klimatische Bedingungen hin. Dies wird von den Gehalten des karbonatischen Kohlenstoffs, des organischen Kohlenstoffs, des Stickstoffs sowie von den C/N-Verhältnissen gestützt, die im oberen Abschnitt (2,56-0 m) der *Lacustrine Facies* stärker schwanken. Der größere Korngrößenmedian (15,8 µm) und das C/N-Verhältnis von 10,6 in der Sandlage bei 25 cm deuten auf ein singuläres, kurzzeitiges Sedimentationsereignis hin, bei dem grobkörnigeres minerogenes Sediment mit einem hohen Gehalt an terrestrischem organischem Material in das Seezentrum transportiert wurde. Als möglicher Transportprozeß könnte ein Trübestrom in Frage kommen, der seinen Ursprung in einem der Deltas am Nordufer des Sees hatte.

Die Ursache für das ausgeprägte Maximum der magnetischen Suszeptibilität im unteren Bereich der *Lacustrine Facies* ist derzeit noch unklar. Denkbar wäre eine Anreicherung an ferrimagnetischen Eisenoxiden wie Greigit und Pyrrhotit. Nach THOMPSON & OLDFIELD (1986) ist es möglich, daß diese meist authigen gebildeten Eisensulfide signifikant zur magnetischen Suszeptibilität eines Sediments beitragen. Die Erhaltung dieser metastabilen Minerale könnte durch einen Stillstand des Pyritisierungsprozesses verursacht worden sein, bedingt durch niedrige Gehalte an abbaubarem organischen Material als limitierender Faktor. Weitere den Pyritisierungsprozeß einschränkende Faktoren sind geringe Gehalte an gelöstem Sulfat sowie an reaktivem detritischen Eisen (BERNER, 1984). Im Changeable-See kommen sie jedoch nicht als limitierende Faktoren in Betracht, da sie nach den Daten der wasserlöslichen Elementkonzentrationen in ausreichender Menge vorhanden sind.

Die wasserlöslichen Kationen und Anionen zeigen qualitative und quantitative Unterschiede in der *Lacustrine Facies* im Vergleich zur *Evaporative Facies*. Insbesondere die niedrigeren Gehalte an Natrium und Chlorid sowie abnehmende Konzentrationen von Sulfat zum Top der Sequenz hin sind ein Indiz für Süßwasserbedingungen. Die Bedingungen sind für den heutigen Changeable-See anhand chemischer Analysen von Proben der Wassersäule und des Bodenwassers an der Bohrlokalität PG1239 belegt (Tab. 5).

Die geringen Gehalte der biogeochemischen Komponenten in der gesamten *Lacustrine Facies*, insbesondere die niedrigen Gehalte an organischem Kohlenstoff, weisen auf eine geringe Bioproduktion im See und im Umfeld während der Sedimentbildung hin. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, daß die im Sediment vorhandene organische Substanz nur einen geringen Anteil der ursprünglichen Bioproduktion darstellt, da sie während der Sedimentation und nach der Ablagerung am Seegrund insbesondere durch Oxidation teilweise abgebaut wird (MEYERS & ISHIWATARI, 1995). Dagegen ist der Einfluß von Diageneseprozessen auf die organische Substanz bei lakustrinen Sedimenten im Vergleich zu marinen Sedimenten vernachlässigbar (MEYERS & ISHIWATARI, 1995). Die C/N-Verhältnisse von < 10 zeigen, daß die Organik hauptsächlich von nicht vaskulären Pflanzen wie z.B. limnischen Algen stammt (HÅKANSSON & JANSSON, 1983; MEYERS & ISHIWATARI, 1995; MEYERS & TAKEMURA, 1997).

Bei den in der *Lacustrine Facies* vorhandenen Pollenkörnern handelt es sich zumeist um solche, die via Fernflug eingetragen werden. Dazu zählen *Pinus*- und *Picea*-Pollenkörner. Daneben treten einige heute auf dem Archipel vorkommende Arten wie *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae* und *Brassicaceae* auf. Die enthaltenen *Artemisia*-Pollen sind als Trockenheitszeiger zu werten. Ferner treten *Alnus*- und *Betula*-Pollenkörner auf. Sie gehören zu den Baum- und Zwergstraucharten, die heute weiter südlich unter günstigeren klimatischen Bedingungen wachsen. Während *Alnus* nie auf dem Archipel vorkam, war *Betula* während des thermischen Klimaoptimums zwischen 8000 und 10000 a BP vorhanden. Die mit Typ 8b bezeichneten organischen Reste stammen vermutlich von *Eriophorum vaginatum*. Sie weisen möglicherweise auf das Vorkommen von Torfablagerungen in der Nähe des Changeable-Sees hin.

5.2 Chronologie der Seesedimente

Absolute Altersdatierungen der Sedimente des Changeable-Sees sind von essentieller Bedeutung für die chronologische Einordnung der Faziesabfolge und damit für die aus den Faziescharakteristika abgeleiteten paläoökologischen Interpretationen. Grundsätzlich bieten sich für absolute Altersdatierungen an den Sedimenten des Changeable-Sees zwei Methoden an: die Radiokarbonmethode und die Lumineszenzmethode (z.B. Optisch-Stimulierte-Lumineszenz, OSL). Beide Verfahren wurden am Sediment angewandt.

Radiokarbondatierungen an den Sedimenten des Changeable-Sees sind problematisch, da keine Makroreste und nur geringe Mengen an organischem Kohlenstoff enthalten sind (Abb. 14). Dieses Problem ist bekannt für arktische und hocharktische Seen. Es rührt daher, daß die Produktion von Biomasse im arktischen Ökosystem reduziert ist (ABBOTT & STAFFORD, 1996). Darüber hinaus verursachen Karbonatgesteine, die im Einzugsgebiet des Sees anstehen, einen Hartwassereffekt, indem alter ^{14}C -abgereicherter Kohlenstoff aus den Karbonaten in das Seebecken eingetragen wird. Entsprechende Hartwassereffekte sind von zahlreichen arktischen Seen bekannt (HÅKANSSON & JANSSON, 1983; HEDGES, 1991; REGNELL, 1992; LONG et al., 1992; ARAVENA et al., 1992; SNYDER et al., 1994; ABBOTT & STAFFORD, 1996; HAMMARLUND et al., 1997).

Aus den dargestellten Gründen schließen sich an den Sedimenten des Changeable-Sees Datierungen am gesamten, dispers im Sediment verteilten organischen Kohlenstoff aus. Vielmehr ist es nötig, einzelne organische Fraktionen zu extrahieren und zu datieren. Dafür bieten sich in den Sedimenten des Changeable-Sees die vorhandenen Pollenkörner, benthische Foraminiferen, Insekten- und Pflanzenreste und isolierte Huminsäuren an. Von allen diesen Fraktionen konnte Material extrahiert werden (Abb. 19; Tab. 10). Die Probenmenge war jedoch in manchen Fällen für die Datierung nicht ausreichend. Daher mußten trotz der Tatsache, daß für Datierungszwecke monospezifische organische Fraktionen verlässlichere Alter ergeben als gemischte Proben (z.B. SNYDER et al., 1994), in drei Fällen die Insekten- und Pflanzenreste zusammengenommen werden (Abb. 19; Tab. 10). Die ^{14}C -Alter dieser Proben sind daher als Mischalter zu werten. Sowohl die Insekten- als auch die Pflanzenreste konnten aufgrund des schlechten Erhaltungsgrades vor den Datierungen

nicht auf ihre Art bestimmt werden. Dagegen ist der Erhaltungszustand der benthischen Foraminiferen sehr gut. Für die Zusammenstellung von artspezifischen Proben reichte jedoch die Anzahl der Foraminiferen nicht aus.

In der *In Situ Marine Facies* wurden zwei infinite Radiokarbonalter (> 47560 a BP und > 48380 a BP) an gemischten benthischen Foraminiferen bestimmt (Tab. 10). Diese Alter sind als Minimalalter zu verstehen. Sie deuten auf eine Bildung der *In Situ Marine Facies* sowie der unterlagernden *Glacigenic Facies* spätestens im Mittelweichsel hin. Darüber hinaus wurden OSL-Datierungen an zwei Sedimentproben der *In Situ Marine Facies* durchgeführt. Die Proben umfassen eine Sedimentmächtigkeit von 9,5 beziehungsweise 10,5 cm und wurden in einem Abstand von nur 1 cm entnommen. Trotzdem besitzen die Proben mit 35 ± 4 ka BP und 86 ± 6 ka BP deutlich verschiedene OSL-Alter (Tab. 11). Dabei entspricht das jüngere Alter der geringeren und das ältere Alter der größeren Sedimenttiefe. Eine mögliche Ursache für den deutlichen Altersunterschied könnte darin liegen, daß die Probe mit dem jüngeren Alter während der Aufbereitung teilweise belichtet wurde (A. MURRAY, schriftl. Mitt. 2000). Eine unzureichende Belichtung des Sedimentes vor der Überlagerung durch jüngere Sedimente erscheint dagegen als mögliche Ursache weniger wahrscheinlich. Dieser Effekt hätte vermutlich beide Proben in gleicher Weise beeinflusst, da sie aus der gleichen Fazies stammen und somit unter ähnlichen Sedimentationsbedingungen abgelagert worden sein dürften. Die beiden OSL-Alter sind daher eher als Minimal- denn als Maximalalter zu interpretieren. Unabhängig von den vorhandenen Unsicherheiten weisen die OSL-Ergebnisse auf eine Sedimentbildung im Mittelweichsel oder früher hin. Gemeinsam mit den infiniten Radiokohlenstoff-Altern läßt sich damit eine spätweichselzeitliche oder holozäne Genese der Fazies sicher ausschließen.

In der *Reworked Marine Facies* wurden vier ^{14}C -Alter an Insektenresten und gemischten Insekten- und Pflanzenproben bestimmt (Tab. 10). Die Alter liegen zwischen 20 und 30 ka BP (25570 ± 230 a BP, $27400\pm 230/-220$ a BP, 24170 ± 160 a BP, 22953 ± 161 a BP). Sie belegen damit eine Bildung der *Reworked Marine Facies* während des Mittelweichsels beziehungsweise frühen Spätweichsels.

Aus der *Evaporative Facies* liegen aufgrund der geringen Gehalte an organischem Material keine Datierungen vor. Aus den Datierungen der Fazies im Liegenden und Hangenden kann aber auf ein spätweichselzeitliches Alter geschlossen werden.

In der *Lacustrine Facies* wurden sechs ^{14}C -Datierungen an verschiedenen Fraktionen durchgeführt (Tab. 10). Davon sind zwei Datierungen - eine an Insektenresten (6020 ± 100 a BP) und eine an Pollenkörnern (11377 ± 85 a BP) - verlässlich, obwohl nur geringe Mengen an organischem Material datiert wurden. Die ^{14}C -Alter von vier Huminsäure-Proben (18434 ± 118 a BP, 9253 ± 71 a BP, 8189 ± 105 a BP, 10922 ± 123 a BP) sind dagegen vermutlich zu alt. Darauf deutet zum einen das Alter der Probe aus 11-17 cm Sedimenttiefe hin (10922 ± 100 a BP), das eine unrealistisch geringe Sedimentationsrate in den oberflächennahen Sedimenten vortäuscht. Zum anderen zeigen bei 7,70-7,76 m Sedimenttiefe die Huminsäuren und Pollen aus dem selben Horizont zwei verschiedene ^{14}C -Alter, wobei die Huminsäureprobe etwa 7000 Jahre älter ist als die Pollenprobe (Abb. 19). Dabei ist anzunehmen, daß das Huminsäurealter nicht dem Sedimentalter entspricht. Da der Abbau organischer Substanz unter hocharktischen Klimabedingungen retardiert und deren Residenzzeit verlängert ist, dürfte der Eintrag an alten Huminsäuren zu hohe Alter verursacht haben. Die Tatsache, daß die Huminsäureproben mit Ausnahme der oberflächennahen Probe höhere Alter mit zunehmender Sedimenttiefe zeigen, deutet an, daß der Reservoirereffekt auf die Huminsäurealter im Sediment des Changeable-Sees während der Bildung der *Lacustrine Facies* teilweise recht konstant war. Eine noch deutlichere Konstanz der Reservoirereffekte konnte von T. Ebel (pers. Mitt.) aus Huminsäuredatierungen am Sediment des Levinson-Lessing-Sees (Taimyr-Halbinsel) nachgewiesen werden.

5 Ergebnisse und Diskussion

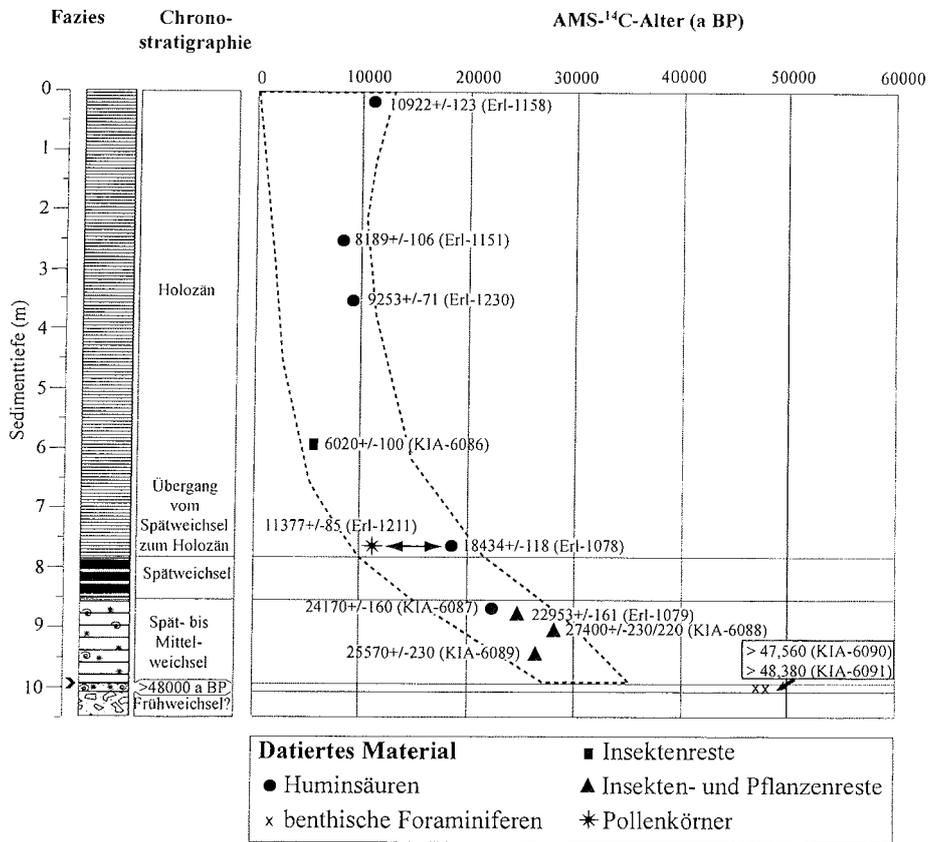


Abb. 19: Radiokarbonalter verschiedener organischer Fraktionen im Sedimentkern PG1238. Die Schattierung zwischen den gestrichelten Linien zeigt die Reichweite des angenommenen Reservoirreffekts auf die Radiokarbonalter der datierten Huminsäuren an. Legende siehe Abb. 13.

5 Ergebnisse und Diskussion

Tab. 10: Liste der AMS-¹⁴C-Datierungen an verschiedenen organischen Fraktionen der Sedimente des Changeable-Sees. *Datierungen von Pollenkörnern und Huminsäuren aus dem selben Probenhorizont (Parallelextraktion); n.b. = nicht bestimmt.

Labor-Nr.	Sediment-tiefe [cm]	Material	Gewicht [mg C]	Alter [a BP]	Alter [a cal BP]	Alter [a cal BC] (2 sigma)	δ ¹³ C [‰]
Erl-1158	11-17	Huminsäuren	n.b.	10922±153	12841±301	11192-10590	
Erl-1151	258-264	Huminsäuren	n.b.	8189±354	9079±354		
Erl-1230	360-362	Huminsäuren	n.b.	9253±71	10196±156	8402-8091	
KIA-6086	610-616	Unbestimmte Insektenreste	0,14	6020±100			-35,51 ±0,17
Erl-1078*	770-776	Pollenkörner	n.b.	11377±85	13292±174	11516-11167	
Erl-1078*	770-776	Huminsäuren	n.b.	18343±118	21879±252	20181-19678	
KIA-6087	862-864	Unbestimmte Insekten- und Pflanzenreste	n.b.	24170±160			-13,44 ±0,08
Erl-1079	882-888	Huminsäuren	n.b.	22953±161			
KIA-6088	924-928	Unbestimmte Insekten- und Pflanzenreste	n.b.	27400±220			-15,57 ±0,27
KIA-6089	962-968	Unbestimmte Insekten- und Pflanzenreste	0,83	25570±220			-19,79 ±0,24
KIA-6090	997-1000	Foraminiferen	n.b.	> 47560			-0,27 ±0,11
KIA-6091	1000-1006	Foraminiferen	n.b.	> 48380			0,02 ±0,14

Tab. 11: Liste der OSL-Datierungen an den Sedimenten der *In Situ Marine Facies*.

Labor-Nr.	Sediment-tiefe [cm]	Alter [ka]	Paläodosi s [Gy]	n	Dosisrate	Wassergehalt (Gew.-%)
995404	990,0-999,5	35±4	108±8	21	3,43	24
995403	1000,5-1011,0	86±6	242±7	22	3,11	24

5.3 Torfprofile in der Solnechnaya-Bucht

Die Torfprofile in der Solnechnaya-Bucht wurden palynologisch untersucht und mittels der Radiokarbonmethode datiert, um in Ergänzung zu den Ergebnissen aus den Sedimentkernen des Changeable-Sees weitere Informationen zur holozänen Klima- und Umweltgeschichte zu erhalten.

Die Torfhügel befinden sich etwa 4 km nordwestlich des Kap Anstseva (78°14'N, 103°10'E), etwa 500 m östlich des Shumnaya-Flusses und etwa 1.500 m vom Meeresufer entfernt bei 50 m ü. NN (Abb. 6). Die insgesamt sechs 0,4 - 1,3 m hohen Torfhügel könnten Pingos oder Palsa darstellen. Sie liegen am Rande eines Sumpfes, welcher von einem kleinen Bach durchflossen wird. In etwa 50 m Entfernung befindet sich am Fuß eines etwa 100 m hohen Hügels ein Frostfeld mit einem Firnfeld an der Basis. An der gegenüberliegenden Seite wird das Bachtal von ebenen Flächen umgeben, die mit einer schwachen Neigung von 1-2° zum Meer abfallen. Auf diesen Flächen treten Vegetationsvergesellschaftungen der polaren Wüste auf.

Die Oberfläche der Torfhügel ist mit einer schwarzen Kruste bedeckt, die aus abgestorbenem Moos (*Pholia cruda*), vergesellschaftet mit lebendem Moos der Art *Pogonatum urmigerum*, besteht. Die Kruste ist mit den Flechten *Pertusaria glomerata* und *Cladonia stricta* bedeckt. In die Oberflächen der Torfhügel sind bis zu 20 cm tiefe Furchen eingeschnitten, entlang derer lebendes *Pohlia cruda* Moos wächst. Zwischen den Moosen sind vereinzelt ‚Fäden‘ von *Gymnomitrium coralloides* zu finden. An der Basis der Torfhügel befinden sich in einer Tiefe von 20-30 cm massive Eislagen. Das Eis wird überdeckt von tonig-siltigem Sediment, das von zahlreichen Spalten durchzogen ist und Kryoturbationserscheinungen in Form von Vermischungen mit Torfmaterial aufweist. Auch die überlagernden Torfschichten sind mit klastischem Sediment vermischt, was eine mögliche Folge des Zuwachsens der Spalten ist.

Die ¹⁴C-Datierungen wurden an verschiedenen Materialien aus den obersten 10 cm des beprobten Torfprofiles durchgeführt. Die ¹⁴C-Alter an einem Holzstück (*Salix*), an Insekten und an Pflanzenresten liegen zwischen 8300 und 8800 a BP (Tab. 12). Sie belegen, daß während des holozänen thermischen Klimaoptimums in der Sibirischen Arktis, das auf 8000-10000 a BP datiert ist, ein Torfwachstum auf dem Severnaja Zemlja-Archipel möglich war. Zu dieser Zeit herrschten offensichtlich

klimatisch günstigere Bedingungen als heute, da unter den rezenten Bedingungen kein Torfwachstum vorkommt.

Tab. 12: AMS-¹⁴C-Datierungen an organischem Material aus dem Torfprofil der Solnechnaya-Bucht, Bol'shevik-Insel.

Labor-Nr.	Sedimenttiefe [cm]	Datiertes Material	Gewicht [mg]	Alter [a BP]	Alter [a cal. BP] 1-sigma	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]
UtC-7429	0-10	Holz (<i>Salix</i>)	2,190	8790±60	9890-9797, 9773-9652	-30,0
UtC-7430	0-10	Insekten	1,010	8650±60	9742-9775, 9651-9497	-35,9
UtC-7431	0-10	Pflanzenreste	0,840	8350±60	9434-9402, 9398-9254	-31,9

Die palynologischen Untersuchungen wurden an zwei Proben aus dem Torfprofil durchgeführt (5-7 cm und 7-8 cm unterhalb der Oberfläche). Es konnten 33 Pollenarten unterschieden werden (Tab. 13).

Das Pollenspektrum wird dominiert von Nichtbaumpollen (NBP), insbesondere von Gräsern, wobei *Cyperaceae* (Sauergräser) und *Gramineae* (Süßgräser) sehr stark vertreten sind. Die übrigen NBP-Arten wie u.a. *Saxifragaceae* (Steinbrechgewächse), *Rosaceae* (Rosengewächse), *Ranunculaceae* (Hahnenfußgewächse), *Liliaceae* (Liliengewächse), *Caryophyllaceae* (Nelkengewächse), *Papaver* (Mohn), *Artemisia* (Beifuß) und *Brassicaceae* (Kreuzblütler) gehören zu den Arten, die auch unter den heutigen klimatischen Bedingungen auf der Inselgruppe wachsen (vgl. ALEXANDROVA, 1988).

Daneben sind einige Baumpollen (BP) enthalten, von denen *Pinus* (Kiefer) als bisaccates Pollenkorn sicherlich per Fernflug eingetragen wurde. Vorhandene Pollen von *Salix* (Weide) und *Betula* (Birke) und die ¹⁴C-Datierungen aus den entsprechenden Horizonten belegen, daß diese Pflanzen zwischen 8000-10000 a BP auf der Inselgruppe verbreitet waren. Diese Interpretation wird durch das Auftreten eines *Salix*-Holzstücks gestützt. Unter den *Betula*-Arten war sicherlich hauptsächlich die Zwergform *Betula nana* dominierend. Als weitere BP-Art ist *Alnus* (Erle) im Pollenspektrum enthalten. Das Vorkommen der verschiedenen Baumpollen zeugt von günstigeren klimatischen Bedingungen auf dem Archipel als heute, da dort rezent keine Bäume beziehungsweise Sträucher vorkommen.

5 Ergebnisse und Diskussion

Tab. 13: Häufigkeiten der Pollenarten in den Proben 1 (5-7 cm) und 2 (7-8 cm) des Torfprofils in der Solnechnaya-Bucht (Bol'shevik-Insel).

Pollenart	Probe 1 [5-7 cm]	Probe 2 [7-8 cm]
<i>Pinus undiff.</i>	5	2
<i>Salix</i>	8	2
<i>Alnus fruticosa</i>	2	-
<i>Alnus viridis</i>	8	40
<i>Betula undiff.</i>	1	42
<i>Betula fruticosa</i>	7	-
<i>Betula nana</i>	17	-
<i>Cyperaceae</i>	245	483
<i>Gramineae undiff.</i>	35	76
<i>Gramineae: Hordeum-Typ</i>	-	16
<i>Gramineae: Dactylus-Typ</i>	-	1
<i>Saxifraga undiff.</i>	3	1
<i>Saxifraga oppositifolia</i>	-	2
<i>Saxifraga nivalis</i>	-	3
<i>Saxifraga granulata</i>	-	1
<i>Saxifraga hirsuta</i>	-	1
<i>Rosaceae: Dryas-Typ</i>	-	3
<i>cf. Calla</i>	-	1
<i>Ranunculus acris</i>	-	2
<i>Ranunculus batrachium</i>	-	2
<i>Ranunculus parviflorus</i>	-	1
<i>cf. Acontium/Adonis</i>	-	1
<i>cf. Parnassia</i>	-	1
<i>Lythrum</i>	-	2
<i>Liliaceae</i>	-	1
<i>Caryophyllaceae undiff.</i>	-	2
<i>Caryophyllaceae: Sagina-Typ</i>	-	2
<i>Caryophyllaceae: Dianthus-Typ</i>	1	-
<i>Papaver undiff.</i>	-	3
<i>Papaver radicum</i>	-	1
<i>Artemisia</i>	2	6
<i>Brassicaceae</i>	-	2
<i>Indeterminatae</i>	9	17
<i>Summe</i>	353	717
<i>Sphagnum</i>	-	1

6 REKONSTRUKTION DER KLIMA- UND UMWELT- GESCHICHTE

Die vorgestellten Daten der Sedimente des Changeable-Sees liefern vielfältige Informationen für die Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte des Severnaja Zemlja-Archipels. In den folgenden Unterkapiteln wird die Klima- und Umweltgeschichte des Severnaja Zemlja-Archipels im Früh- und Mittelweichsel (Kap. 6.1), im Spätweichsel (Kap. 6.2) und seit dem Pleistozän-Holozän Übergang (Kap. 6.3) rekonstruiert. Innerhalb der Kapitel werden die wichtigsten Resultate zusammengefaßt und unter Einbezug der aktuellen Literatur diskutiert. Die rekonstruierten Paläoumweltbedingungen im Bereich des Changeable-Sees sind in Abbildung 20 modellhaft veranschaulicht.

6 Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte

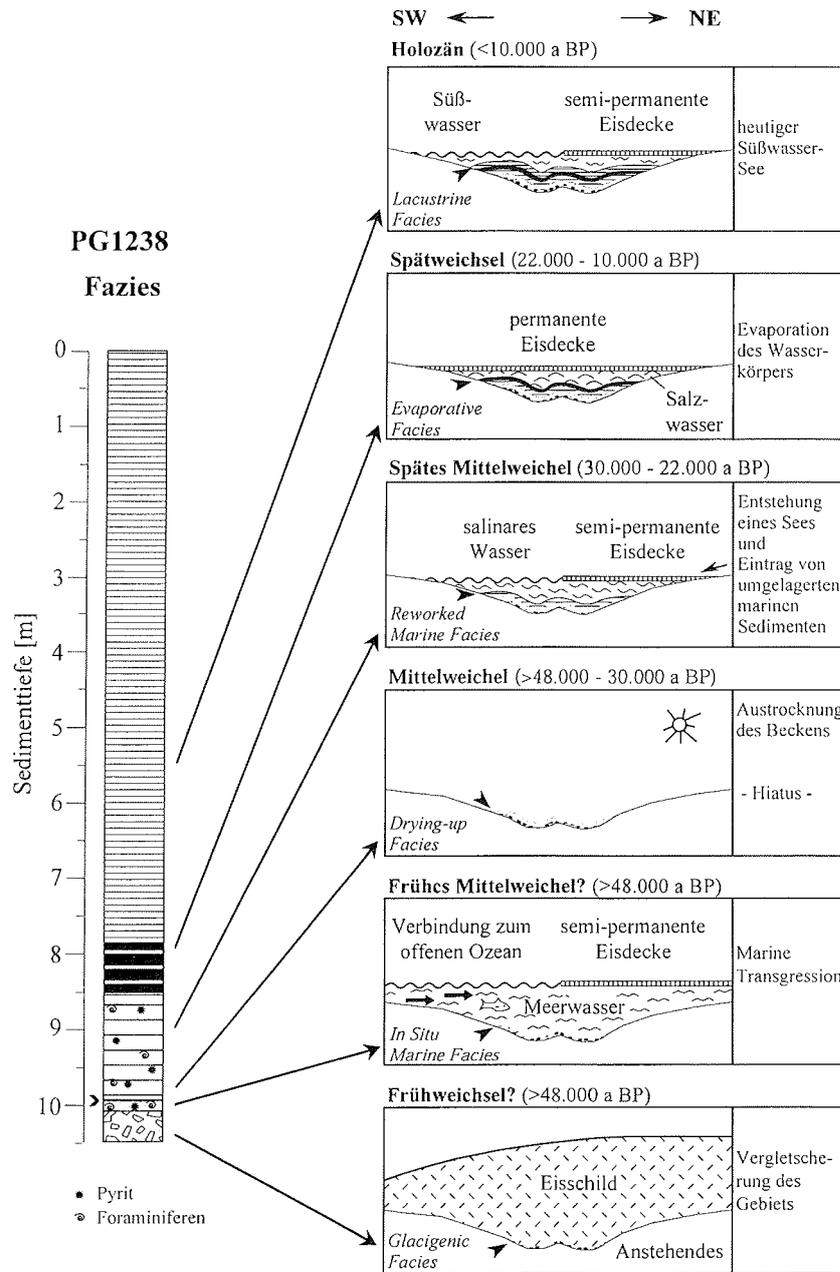


Abb. 20: Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte der Changeable-See-Region seit ihrer letzten Vergletscherung, vermutlich während des Frühweichsels, und die daraus resultierende Faziesabfolge. Legende siehe Abb. 13.

6.1 Früh- und Mittelweichsel

Die weichselzeitliche Vergletscherung Nordwest-Sibiriens erreichte nach VELICHKO et al. (1997) bereits während des Frühweichsels ihre maximale räumliche Ausdehnung. Relikte dieser Vergletscherung sind beispielsweise gegenwärtig noch auf der Taimyr-Halbinsel südlich des Severnaja Zemlja-Archipels zu finden. Dazu zählen begrabene Gletschereiskörper wie der "Ice Hill" am Jenissej (ASTAKHOV & ISAYEVA, 1988) und am Labaz-See im Taimyr-Tiefland (SIEGERT, C. et al., 1999). Diese Vergletscherung könnte mit einem Till (*Glacigenic Facies*) an der Basis der Sedimentabfolge des Changeable-Sees ihre Spur auf dem Severnaja Zemlja-Archipel hinterlassen haben. Die Bildungszeit des Tills ist aber wegen fehlenden datierbaren Materials nicht direkt bestimmbar. Die infiniten ^{14}C -Alter der benthischen Foraminiferen (> 48 ka BP) sowie die OSL-Alter (bis zu 86 ± 6 ka BP) in der überlagernden *In Situ Marine Facies* geben jedoch das Minimalalter für die Tillgenese an. Demnach dürfte der Till eher der frühweichselzeitlichen als der mittel- oder spätweichselzeitlichen Vergletscherung zuzuordnen sein (Abb. 20), ohne daß jedoch ein noch höheres Alter sicher ausgeschlossen werden kann. Für ein frühweichselzeitliches Alter der *Glacigenic Facies* spricht weiterhin das Vorhandensein von frühweichselzeitlichen Tills auf der Oktoberrevolutions-Insel, das ALEKSEEV (1997) schildert. Ein weiteres Indiz für eine weiträumige frühweichselzeitliche Vergletscherung stellt ein morphologisch gut ausgeprägter Moränenrücken in 385 m Wassertiefe östlich der Komsomolets-Insel dar. Dieser wurde mittels Radiokarbonmethode auf ein Alter von > 44 ka BP datiert (KNIES et al., in press). Daneben wurde ein vermehrtes Auftreten von eistransportiertem Material (*ice-rafted debris*, IRD) in marinen Sedimenten nordwestlich des Severnaja Zemlja-Archipels von 60 bis 90 ka BP festgestellt (KNIES, 1999). Insgesamt deuten die Ergebnisse darauf hin, daß die maximale weichselzeitliche Gletscherausdehnung vor mehr als 48 ka BP stattfand. Damit steht die chronologische Einordnung und Interpretation des Tills an der Basis der Changeable-See-Sequenz im Einklang mit SVENDSEN et al. (1999), die von einer maximalen Ausbreitung der Barentssee- und Karasee-Eisschilde vor 50000 Jahren ausgehen. Letztendlich kann aber ein prä-weichselzeitliches Alter für die Tillgenese nicht ausgeschlossen werden. Da in der den Till überlagernden Sedimentsequenz weder glazigene Sedimente noch

Sedimente, die auf einen Eis- beziehungsweise Gletscherkontakt schließen lassen, enthalten sind, wird der Till als Indiz für die letzte Vergletscherung im Bereich des Changeable-Sees und im direkten Umfeld gewertet.

Der frühweichselzeitlichen Vergletscherung folgt nach SIEGERT, C. et al. (1999) ein erstes mittelweichselzeitliches Interstadial mit einem intensiven Abbau des Gletschereises. Der Eisabbau hatte eine partielle marine Transgression zur Folge, die KIND & LEONOV (1982) und ISAYEVA & KIND (1989) für das nordsibirische Tiefland beschreiben und die auf den Zeitraum von 50 bis 26 ka BP datiert ist. Auch die *In Situ Marine Facies* im Changeable-See mit einem Radiokarbonalter von > 48 ka BP beziehungsweise mit OSL-Altern von 35±4 ka BP und 86±6 ka BP spiegelt eine marine Transgression wider. Die Vergesellschaftung der benthischen Foraminiferen in der *In Situ Marine Facies* belegt vollmarine Bedingungen im Bereich des Changeable-Sees (Abb. 20). Ebenfalls wurden marine Sedimente, die mittels ESR-Methode (Elektronen Spin Resonanz Methode) an Foraminiferen und Molluskenschalen auf 50-60 ka BP datiert sind, nahe des rezenten Vavilov-Gletscherrandes und in der Umgebung des Changeable-Sees gefunden (MAKEYEV et al., 1992).

Das *marine limit* auf Severnaja Zemlja läßt sich aus der heutigen morphologischen Situation abschätzen, sieht man von tektonischen und glazialisostatischen Hebungen ab. Die Umgrenzung der Depression, in welcher der Changeable-See liegt, fungiert im Südwesten des Sees als Schwelle zur Karasee. In diese Schwelle hat sich vermutlich während des Spätweichsels und des Holozäns der Ausfluß des Changeable-Sees durch fluviatile Prozesse etwa 40 m eingetieft. Demzufolge müßte der Meeresspiegel während des Mittelweichsels mindestens 40 m höher als heute gelegen haben und der Changeable-See, mit einem heutigen Seespiegel bei etwa 6 m ü. NN beziehungsweise einem Seegrund in 12,5 m Tiefe unter dem Meeresspiegel, dürfte von einer solchen Transgression betroffen gewesen sein.

Auf der Taimyr-Halbinsel gibt es folgende Hinweise für den Anstieg des Meeresspiegels. Beispielsweise erreichte die marine Transgression im Bereich des Byrranga-Gebirges die Regionen oberhalb 200 m ü. NN nicht (KIND & LEONOV, 1982). Auch der südlich des Byrranga-Gebirges befindliche Labaz-See war nicht von einer Transgression betroffen (KIND & LEONOV, 1982). Dies belegen Untersuchungen von MELLES et al. (1996a) und SIEGERT, C. et al. (1999) anhand von Aufschlüssen im Bereich des Labaz-Sees, wo während des Mittelweichsels limnische Sedimente

akkumuliert wurden. Dagegen zeigen sedimentologische Untersuchungen von MÖLLER et al. (1999), daß im Ledyanaya-Delta, im westlichsten Bereich des Taimyr-Sees, marine Sedimente bis in eine Höhenlage von 100 m ü. NN vorhanden sind.

An die Phase der marinen Transgression schließt noch während des Mittelweichsels im Bereich des Changeable-Sees ein Zeitraum an, währenddessen das ehemals marine Becken austrocknete. Darauf weist die *Drying-up Facies* hin, die aus einer Lage karbonat- und schwefelhaltigen Sediments besteht und welche die *In Situ Marine Facies* überlagert (Abb. 20). Das Klima war daher während dieser Phase vermutlich arid und kalt, wobei die Evaporation den Zufluß an Schmelzwässern und Niederschlag übertraf. Eine Zeitlücke bei den Radiokarbonaltern zwischen > 48 ka BP und ca. 30 ka BP zwischen der *In Situ Marine Facies* und der die *Drying-up Facies* überlagernden *Reworked Marine Facies* deutet darauf hin, daß diese Austrocknungsphase über 20.000 Jahre andauerte. Die geringe Sedimentationsrate und der Aspekt, daß über lange Zeit fast kein Material von außen in den See eingetragen wurde, weisen auf eine geomorphologisch stabile Phase hin. Letztlich kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß eine Erosion von Sedimenten stattgefunden hat.

Die Sedimentation setzt erneut um ca. 30 ka BP ein. Bis etwa 20 ka BP wird die *Reworked Marine Facies* abgelagert. Sie ist gekennzeichnet durch die Akkumulation umgelagerten marinen Materials aus dem Einzugsgebiet des Changeables-Sees (Abb. 20). Der Eintrag der marinen Sedimente ist verbunden mit dem Eintrag mariner Elemente, was vermutlich die Ursache für die Bildung eines salinaren Wasserkörpers im Becken des Changeable-See ist. Die Tatsache, daß ein See gebildet wurde, weist darauf hin, daß vermutlich wärmere, sicherlich aber feuchtere Klimabedingungen als zuvor geherrscht haben müssen, welche zu einem höheren Schmelzwasser- und Niederschlagseintrag geführt haben.

Im allgemeinen wird das Klima während des Mittelweichsels im Taimyr-Gebiet als instabil mit abwechselnd warmen und kalten Phasen beschrieben (ANDREEVA & KIND, 1982). MELLES et al. (1996a), HAHNE & MELLES (1999) und SIEGERT, C. et al. (1999) finden Belege für ein vorwiegend kalt-arides kontinentales Klima, das von wärmeren Phasen unterbrochen wurde. In diesen Warmphasen waren die Winter zwar sehr kalt, allerdings ermöglichten die Sommertemperaturen die Entwicklung einer dichteren Vegetation. Dies belegen auch palynologische Untersuchungen auf der östlich von Severnaja Zemlja gelegenen Faddejevskiy-Insel (Neusibirische Inseln) (ANDREEV

et al., in press). Dort war zwischen 32 und 25 ka BP eine steppenartige Vegetation vorhanden, die von *Poaceae*, *Cyperaceae* und *Artemisia* dominiert wurde. Daneben traten *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae* und andere Kräuter auf. Die Artenvergesellschaftung zeigt, daß die Sommertemperaturen um etwa 2° C höher lagen als heute. Ähnliche Resultate sind aus benachbarten Gebieten wie der Bennet-Insel (De Long Archipel) bekannt. Dort sind ca. 40 bis 20 ka BP alte, kontinentale Ablagerungen vorhanden, in denen *Artemisia*-Pollen als Zeiger für aride Bedingungen enthalten sind (MAKEYEV et al., 1993).

6.2 Spätweichsel

Das Spätweichsel ist gekennzeichnet von einer erneuten Ausbreitung der Gletscher und einer damit verbundenen globalen Absenkung des Meeresspiegels um 125±5 m verglichen mit dem heutigen Niveau (FLEMING et al., 1998).

Im Changeable-See kommen in der Zeit zwischen 22 und 11 ka BP keine glazigenen Sedimente zur Ablagerung, sondern es wird in diesem Zeitraum vermutlich die *Evaporative Facies* gebildet (Abb. 20). Das Vorkommen dieser lakustrinen Sedimente in den Ablagerungen des Changeable-Sees beziehungsweise das Fehlen von glazigenen Sedimenten während des Spätweichsels deutet darauf hin, daß die Ausbreitung der Gletscher während dieser Zeit auf der Oktoberrevolutions-Insel nur gering war. Das belegen auch Mammutfunde nahe des rezenten Randes des Vavilov-Gletschers, die auf Alter zwischen 25 ka BP und 11 ka BP datiert sind (Tab. 2). Nach MAKEYEV & BOLSHIYANOV (1986) ging die Eisbedeckung zu dieser Zeit nicht über das Gebiet der rezenten Landfläche hinaus. Auf der Bol'shevik-Insel und der Oktoberrevolutions-Insel waren nur lokale Eiskappen vorhanden. Damit stehen die Ergebnisse der Untersuchungen der Changeable-See-Sedimente im Einklang mit früheren Untersuchungen auf dem Severnaja Zemlja-Archipel (VELICHKO et al., 1984; STIÉVENARD et al., 1996; ALEKSEEV, 1997). Die Ursache für eine nur geringe spätweichselzeitliche Vergletscherung liegt nach BOLSHIYANOV & MAKEYEV (1995) vermutlich darin begründet, daß aufgrund des niedrigen globalen Meeresspiegels und des Aufbaus der großen kontinentalen Eisschilde Skandinaviens und Nordamerikas zu dieser Zeit zu wenig Luftfeuchtigkeit nach Osten gelangte, die für einen Eisaufbau im Norden Eurasiens notwendig gewesen wäre.

Ein weiteres Argument gegen eine größere spätweichselzeitliche Vergletscherung auf dem Severnaja Zemlja-Archipel ist die fehlende beziehungsweise nicht zweifelsfrei nachgewiesene holozäne glazial-isostatische Ausgleichsbewegung (BOLSHIYANOV & MAKEYEV, 1995), wie sie beispielsweise für Skandinavien belegt ist. Der einzige Hinweis auf eine solche Hebung ergibt sich aus Radiokarbondatierungen an Pflanzenresten, die bei 3-4 m ü. NN nahe der Küste in Lagunensedimenten eingebettet sind.

Darüber hinaus wurden von SIEGERT, M.J. et al. (1999) numerische Eisschildmodellierungen durchgeführt. Diese haben ergeben, daß eine geringe spätweichselzeitliche Vergletscherung auf dem Severnaja Zemlja-Archipel nur möglich ist, wenn dem Modell extrem geringe Niederschläge zugrunde liegen.

Letztlich bleibt jedoch die Diskussion um das spätweichselzeitliche Ausmaß der Vergletscherung offen, solange das Alter und die Interpretation der in der nordwestlichen Region der Taimyr-Halbinsel vorkommenden *Isayeva Line* nicht geklärt ist (siehe Kap. 2.2). Dieser Moränenzug wurde vermutlich vom Karasee-Eisschild hinterlassen (KIND & LEONOV, 1982; ISAYEVA & KIND, 1989; HIJORT et al., 1999). Würde die *Isayeva Line* ein spätweichselzeitliches Alter besitzen, müßte man aus eisdynamischer Sicht entweder von einer größeren spätweichselzeitlichen Vergletscherung ausgehen, die ihr Zentrum in der Karasee hatte oder die Bildung einer kleineren lokalen Eiskappe in Betracht ziehen.

Die *Evaporative Facies* in der Changeable-See Sedimentsequenz spiegelt vermutlich eine Sedimentation unter einer permanenten Eisbedeckung des Sees und einem eingeschränkten Zufluß von Schmelzwässern und Niederschlag wider. Die geringe Mächtigkeit der Fazies von 65 cm deutet auf eine geringe durchschnittliche Sedimentationsrate von etwa 5 cm/ka während des Spätweichsels hin. Wahrscheinlich führte die Evaporation des salinaren Wassers zur Anreicherung von leicht löslichen Salzen in einer stratifizierten Wassersäule mit anoxischen Bodenwasserbedingungen. Damit weisen die Bedingungen, unter denen die *Evaporative Facies* zur Ablagerung kam, auf ein kaltes und arides Klima auf dem Severnaja Zemlja-Archipel während des Spätweichsels hin. Nach VELICHKO et al. (1997) und KIND & LEONOV (1982) herrschte zu dieser Zeit im gesamten Gebiet Nordwest-Sibiriens ein extrem kontinentales, rauhes und arides Klima. Zu diesem Resultat kommen auch SIEGERT, C. et al. (1999) aufgrund von Untersuchungen an Permafrostsequenzen am Labaz-See im östlichen Taimyr-

Tiefeland. Hier wurde im spätweichselzeitlichen *active-layer* in einer ausgetrockneten Seedepression Salzakkumulation gefunden, die als Ergebnis von Evaporations- und Ausfrierungsprozessen interpretiert wird.

Trotz des rauhen und ariden Klimas muß auf dem Severnaja Zemlja-Archipel Vegetation vorhanden gewesen sein. Darauf deuten die bereits vorher erwähnten Mammutfunde hin. Immerhin geht man davon aus, daß ein Mammut pro Tag 150-200 kg Biomasse benötigt (BOLSHIYANOV, 1995).

6.3 Übergang Pleistozän - Holozän und Holozän

Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän ist charakterisiert durch drastische Veränderungen der Klima- und Umweltbedingungen (KHOTINSKIY, 1984). Er steht unter dem Einfluß der globalen Klimaerwärmung, die das Rückschmelzen der Gletscher und den damit verbundenen Anstieg des globalen Meeresspiegels zur Folge hat. Mit dem Beginn des Holozäns, der im nördlichen Eurasien auf 10,3 ka BP gesetzt wird (KHOTINSKY, 1984), ändert sich auch die atmosphärische Zirkulation, die von einem meridional ausgerichteten zu einem zonalen System übergeht. Damit kommt es auch zu einem Wandel in der Vegetationsverbreitung von einem meridionalen zu einem zonalen System. Diese gravierenden Klima- und Umweltveränderungen bleiben nicht ohne Folgen für den Menschen und dessen Entwicklung. Am Übergang vom Pleistozän zum Holozän vollzieht sich auch die Entwicklung vom Paläolithikum zum Mesolithikum (KHOTINSKIY, 1984).

Für den Severnaja Zemlja-Archipel bedeutet der Übergang vom Pleistozän zum Holozän zunächst eine Isolierung vom Kontinent (ALEKSEEV, 1997). Aufgrund der veränderten Klima- und Umweltbedingungen entwickelt sich vermutlich bedingt durch einen erhöhten Zufluß an Schmelzwässern etwa um 12 ka BP ein Süßwasserkörper im Becken des Changeable-Sees (Abb. 19). Infolge dessen kommt es zum fluviatilen Eintrag roter, terrigener Sedimente aus dem Umfeld des Changeable-Sees in das Seebecken, welche Verwitterungsprodukte des roten Devonischen Sandsteins darstellen und gegenwärtig weite Flächen auf der Oktoberrevolutions-Insel bedecken (BOLSHIYANOV et al., 1990). Diese Sedimente charakterisieren die *Lacustrine Facies*.

Zu Beginn dieser Phase treten im Changeable-See immer wieder Perioden mit anoxischen Bodenwasserbedingungen auf, die wahrscheinlich von einer periodisch

ganzjährigen Eisbedeckung des Sees herrühren und somit kalte Phasen repräsentieren. Die schwarzen Lagen nehmen in der Anzahl mit abnehmender Sedimenttiefe ab und treten vermutlich seit dem frühesten Holozän nicht mehr auf (Abb. 19). Eine gleichmäßige deutliche Laminierung und weitestgehend konstante biogeochemische Daten zwischen 7,85 m und 2,56 m Sedimenttiefe (Abb. 14) zeigen, daß die Sedimentationsbedingungen während des Holozäns für eine lange Zeit stabil waren. Diese Phase ist charakterisiert durch geringe Variationen in der Bioproduktion und einen jährlichen Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet. Im Unterschied dazu weisen die schlechte Schichtung des Sediments und etwas stärkere Fluktuationen einiger geobiochemischer Kennwerte in den obersten 2,56 m der Sedimentsequenz auf etwas instabilere Sedimentationsbedingungen während des Spätholozäns hin. Untersuchungen der rezenten Sedimentationsprozesse des Changeable-Sees von BOLSHIYANOV (1985) zeigen, daß die Sedimentation im See nicht nur von einem jährlichen Zyklus bestimmt ist, sondern auch von der intra-annuellen Variabilität.

Neben den Seesedimenten stellen Eiskerne und Torfe bedeutende Archive für die Klima- und Umweltgeschichte der sibirischen Arktis da. Entsprechend den Sauerstoffisotopenuntersuchungen an den Eiskernen des Vavilov-Gletschers und des Akademii-Nauk-Gletschers trat das thermische Klimaoptimum auf dem Severnaja Zemlja-Archipel zwischen 10 und 8 ka BP auf (z.B. BOLSHIYANOV et al., 1990; VAIKMÄE, 1991; STIÉVENARD et al., 1996; ANDREEV et al., 1997). Dieses Optimum zeigt auch der Vergleich der Baumpollenkurven der Seesedimente des Lama-Sees und des Levinson-Lessing-Sees mit der Sauerstoffisotopenkurve des Akademii-Nauk-Gletschers (Abb. 21).

6 Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte

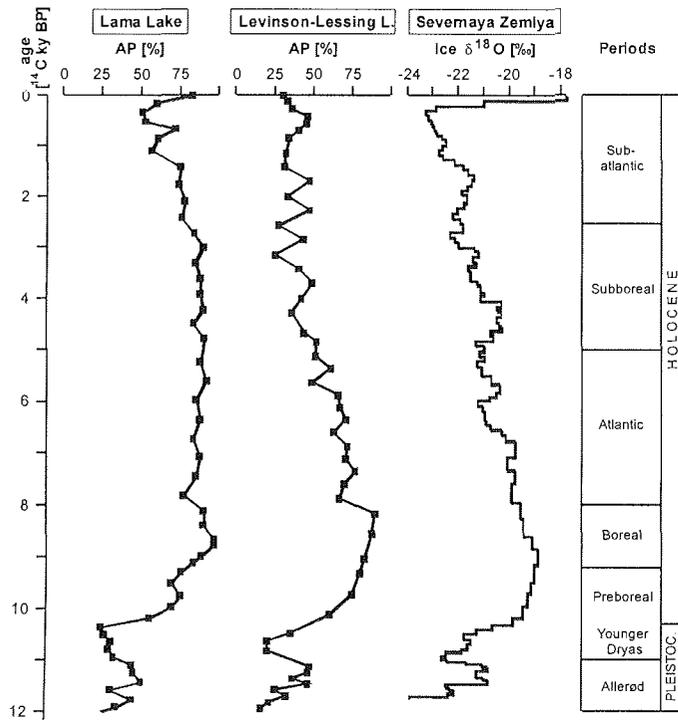


Abb. 21: Vergleich der Baumpollenkurven der Sedimente des Lama-Sees und Levinson-Lessing-Sees auf der Taimyr-Halbinsel mit der Sauerstoffisotopenkurve des Akademii-Nauk-Gletschers auf der Komsomolets-Insel (Severnaja Zemlja) (aus HAHNE & MELLES, 1999). AP= Baumpollen.

Klimatisch günstigere Bedingungen zu dieser Zeit sind auch in den eigenen palynologischen Ergebnissen und ^{14}C -Datierungen an dem Torfprofil in der Solnechnaya-Bucht auf der Bol'shevik-Insel belegt. Zwischen 10 und 8 ka BP war die Vegetation von Gräsern und Kräutern dominiert. Daneben belegt das datierte Weidenholz und die im Pollenspektrum enthaltenen *Betula*-Pollen das Vorkommen von Baum- und Straucharten auf dem Severnaja Zemlja-Archipel.

Darüber hinaus belegen Radiokarbondatierungen an 'See-Sumpf'-Ablagerungen (11,5-8,8 ka BP) und an einem Horizont mit Holzresten von *Salix* und *Betula* (10,2-9 ka BP), die unter dem rezenten Vavilov-Gletscher liegen (zusammengefaßt bei VELICHKO et al., 1984), ein geringeres räumliches Ausmaß der Gletscher zu dieser Zeit.

Ein milderes Klima als das heutige wird, basierend auf geochemischen, palynologischen sowie diatomeenkundlichen Untersuchungen und Altersdatierungen an

Seesedimenten und an Torfaufschlüssen auch für das Früh- und Mittelholozän in den benachbarten Gebieten des Severnaja Zemlja-Archipels angenommen (z.B. UGOLINI & SLETTEN, 1988; KONDRATJEVA et al., 1993; ALEKSEEV, 1997; SEREBRYANNY et al., 1998; SEREBRYANNY & MALYASOVA, 1998; SIEGERT, C. et al., 1999). Zu diesem Ergebnis kommen ferner HAHNE & MELLES (1999), HARWART et al. (1999) und KIENEL (1999) auf der Grundlage der Palynologie, der Biogeochemie und der Diatomeen-Vergesellschaftungen in den Sedimenten des Lama-Sees auf der Taimyr-Halbinsel.

Schließlich weisen archäologische Ausgrabungen wie zum Beispiel auf der Zhokhova-Insel (De Long Archipel), auf ein milderes Klima während des Frühholozäns hin. Archäologische Funde belegen, daß sich um 8 ka BP Jäger auf der Insel aufhielten (MAKEYEV et al., 1993).

7 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Aus der Multi-Parameter-Analyse der Sedimente des Changeable-Sees auf der Oktoberrevolutions-Insel, sowie aus den chronologischen und palynologischen Untersuchungen des Torfprofils in der Solnechnaya-Bucht können folgende Schlußfolgerungen hinsichtlich der Klima- und Umweltgeschichte des Severnaja Zemlja-Archipels seit dem Frühweichsel gezogen werden.

- Die letzte größere Eisausdehnung, die auch das Becken des Changeable-Sees erreichte, ereignete sich vor mehr als 48 ka BP. Die Vergletscherung führte zur Bildung eines Tills, bestehend aus glazialem Erosionsschutt und eingemengten marinen Sedimenten.
- Der Gletscherrückzug begann im Untersuchungsgebiet vor 48 ka, vermutlich im frühen Mittelweichsel. Er war verbunden mit einer marinen Transgression, welche das Becken des Changeable-Sees Beckens erreichte und dort zu vollmarinen Bedingungen führte.
- Auf die sich anschließende Regression folgte noch während des Mittelweichsels eine Phase, während der das Changeable-See Becken austrocknete. Das deutet auf ein kalt-arides Klima und auf eine geomorphologisch stabile Phase hin.
- Eine höhere Luftfeuchtigkeit und Lufttemperatur während des Übergangs vom Mittelweichsel zum Spätweichsel (um 30 bis 20 ka BP) führte zur Bildung eines Sees im Changeable-See Becken. Das Wasser war aufgrund des fluviatilen Eintrags mariner Sedimente und der entsprechenden Ionen aus dem Einzugsgebiet salinar.
- Ein kalt-arides Klima während des Spätweichsels führte zu einem eingeschränkten Zufluß von Schmelzwässern und Niederschlag, zur Dichtestratifizierung der Wassersäule, zur Sedimentation unter anoxischen Bodenwasserbedingungen und vermutlich zur Bildung einer permanenten Eisbedeckung des Sees. Die Bildung lakustriner Sedimente und das Fehlen von glazigenen Sedimenten werden als Belege

7 Schlussfolgerungen

für eine eingeschränkte Vergletscherung auf dem Severnaja Zemlja-Archipel gewertet.

- Während der Termination des Pleistozäns und während des Holozäns (seit etwa 12 ka BP) fand eine Sedimentation unter Süßwasserbedingungen statt. Ein wärmeres und feuchteres Klima führte zu deutlich höheren Sedimentationsraten als im Weichselglazial.

- Holozäne Klimaschwankungen sind nur undeutlich in den Sedimenten des Changeable-Sees dokumentiert. Das holozäne thermische Optimum trat auf dem Severnaja Zemlja-Archipel zwischen 8 und 10 ka BP auf und kann anhand Radiokarbondatierungen und palynologischen Untersuchungen an Torfen der Solnechnaya-Bucht (Bol'shevik-Insel) belegt werden.

8 LITERATURVERZEICHNIS

- ABBOTT, M.B. & STAFFORD, T.W. (1996): Radiocarbon geochemistry of modern and ancient Arctic lake systems, Baffin Island, Canada. *Quaternary Research* **45**: 300-311.
- ALEKSEEV, M.N. (1997): Paleogeography and geochronology in the Russian Eastern Arctic during the second half of the Quaternary. *Quaternary International* **41/42**: 11-15.
- ALEXANDERSON, H., HIORT, C., BOLSHIYANOV, D.YU., MÖLLER, P., ANTONOV, O., FEDOROV, G.B. & PAVLOV, M. (eingereicht): The North Taimyr ice-marginal zone - an overview and preliminary dating.
- ALEXANDROVA, V.D. (1988): Vegetation of the Soviet polar deserts. Cambridge University Press, Cambridge, 228 p.
- ANDERSEN, D.W., WHARTON, R.A.J. & SQUIRES, S.W. (1993): Terrigenous clastic sedimentation in Antarctic Dry Valley. *Antarctic Research Series* **59**: 71-81.
- ANDERSEN, E.S., DOKKEN, T.M., ELVERHØI, A., SOLHEIM, A. & FOSSEN, I. (1996): Late Quaternary sedimentation and glacial history of the Western Svalbard continental margin. *Marine Geology* **133**: 123-256.
- ANDERSON, P.M., LOZHIN, A.V. & BRUBAKER, L.B. (1996): A lacustrine pollen record from North Priokhot'ya: new information about Late Quaternary vegetational variations in Western Beringia. *Arctic and Alpine Research* **28**: 93-98.
- ANDREEV, A.A., NIKOLAEV, V.I., BOLSHIYANOV, D.YU. & PETROV, V.N. (1997): Pollen and isotope investigations of an ice core from Vavilov Ice Cap, October Revolution Island, Severnaya Zemlya Archipelago, Russia. *Géographie physique et Quaternaire* **51**: 379-389.
- ANDREEV, A.A., PETEET, D.M., ROMANENKO, F.A., FILIMONOVA, L.V., SULERZHITSKY, L.D. & TARASOV, P.E. (in press): Late Pleistocene interstadial environment on Faddeyevskiy Island, East-Siberian Sea, Russia.
- ANDREEVA, S.M. & KIND, N.V. (1982): Karginsk deposits. In: KIND, N.V. & LEONOV, B.N. (Eds.): The Antropogen of the Taimyr Peninsula. Nauka, Moscow: 78-114 (in Russisch).

- ARAVENA, R., WARNER, B.G., MACDONALD, G.M. & HANE, K.I. (1992): Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quaternary Research* **37**: 333-345.
- ARKHIPOV, S.A. (1998): Stratigraphy and paleogeography of the Sartan glaciation in West Siberia. *Quaternary International* **45/46**: 29-42.
- ASHLEY, G.M. (1995): Glaciolacustrine environments. In: MENZIES, J. (Ed.): Modern glacial environments: processes, dynamics and sediments. Butterworth-Heinemann, Oxford: 417-444.
- ASTAKHOV, V. (1998): The last ice sheet of the Kara Sea: terrestrial constraints on its age. *Quaternary International* **45/46**: 19-28.
- ASTAKHOV, V.I. & ISAYEVA, L.L. (1988): The 'Ice Hill': an example of 'retarded deglaciation' in Siberia. *Quaternary Science Reviews* **7**: 29-40.
- ASTAKHOV, V.I., SVENDSEN, J.I., MATIOUCHKOV, A., MANGERUD, J., MASELNIKOVA, O. & TVERNANGER, J. (1999): Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in Northern European Russia. *Boreas* **28**: 23-45.
- ATLASOV, I. P. & SOKOLOV, V.N. (1961): Main features of the tectonic development of the Central Soviet Arctic. In: RAASCH, G.O. (Ed.): Geology of the Arctic. Proceedings of the first international symposium on Arctic geology held in Calgary. University of Toronto Press, Toronto, 5-30.
- BATTERBEE, R.W. (1986): Diatom analysis. In: BERGLUND, B.E. (Ed.): Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Wiley, Chichester: 527-570.
- BERNER, R.A. (1984): Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**: 605-615.
- BEUG, H.-J. (1961): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Gustav Fischer, Stuttgart, 63 S.
- BLÜMEL, W.D. (1999): Physische Geographie der Polargebiete. B.G. Teubner, Stuttgart, 239 S.
- BOLSHIYANOV, D.YU. (1985): Sedimentation on the recent subglacial lake (by the example of the Izmenchivoye Lake, Severnaya Zemlya Archipelago) *Vestnik DGU* **7**: 43-50 (in Russisch).
- BOLSHIYANOV, D.YU. & VERKULICH, S.R. (1990): Meltwater channels and their potential for paleogeographical reconstructions. *Polar Geography and Geology* **13**: 252-259.

- BOLSHIYANOV, D.YU. & MAKEYEV, V.M. (1995): Archipelago of Severnaya Zemlya: glaciation and environmental history. Gidrometeoizdat, St. Petersburg, 214 p. (in Russisch).
- BOLSHIYANOV, D.YU. & HUBBERTEN, H.-W. (Eds., 1996): Russian-German cooperation: the expedition Taimyr 1995 and the expedition Kolyma 1995 of the ISSP Pushchino Group. *Berichte zur Polarforschung* **211**, 208 p.
- BOLSHIYANOV, D.YU., KLEMENTYEV, O.L., KOROTKOV, I.M. & NIKOLAEV, V.I. (1990): Study of the morain containing ice core of Vavilov glacier on Severnaya Zemlya. Academy of Sciences of the U.S.S.R. Soviet Geophysical Committee (in Russisch).
- BOLSHIYANOV, D.YU., MELLES, M., SAMARKIN, V. & WILMKING, M. (1997): Lake morphology, hydrology and sedimentation. *In*: MELLES, M., HAGEDORN, B. & BOLSHIYANOV, D.YU. (Eds.): Russian-German cooperation: the expedition Taimyr/Severnaya Zemlya 1996. *Berichte zur Polarforschung*, **237**: 134-139.
- BRICKER, O.P. & JONES, B.J. (1995): Main factors affecting the composition of natural waters. *In*: SALBU, B. & STEINNES, E. (Eds.): Trace elements in natural waters. CRC Press, Boca Raton: 1-20.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland Monographies, London, 495 p.
- BROWN, T.A., NELSON, D.E., MATHEWS, R.W., VOGEL, J.S. & SOUTON, J.R. (1989): Radiocarbon dating of pollen by accelerator mass spectrometry. *Quaternary Research* **32**: 205-212.
- BROWN, T.A., FARWELL, G.W., GROOTES, P.M. & SCHMIDT, F.H. (1992): Radiocarbon AMS dating of pollen extracted from peat samples. *Radiocarbon* **34**: 550-556.
- CATT, J.A. (1992): *Angewandte Quartärgeologie*. Enke, Stuttgart, 358 S.
- CLAYTON-GREEN, J.M., HENDY, C.H. & HOGG, A.G. (1988): Chronology of a Wisconsin age proglacial lake in the Miers Valley, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **31**: 353-361.
- DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (1981): *The last great ice sheets*. Wiley, Chichester, 484 p.
- DORAN, P.T., WHARTON, R.A.J. & LYONS, W.B. (1994): Paleolimnology of the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Paleolimnology* **10**: 85-114.

- DOWDESWELL, J.A. & SIEGERT, M.J. (1999): Ice-sheet numerical modeling and marine geophysical measurements of glacier-derived sedimentation on the Eurasian Arctic continental margins. *Geophysical Society of America, Bulletin* **111**: 1080-1097.
- EBEL, T., MELLES, M. & NIESSEN, F. (1999): Laminated sediments from Levinson-Lessing Lake, Northern Central Siberia - A 30,000 year record of environmental history? *In*: KASSENS, H., BAUCH, H., DMITRENKO, I.A., TIMOKHOV, L., EICKEN, H., HUBBERTEN, H.-W., MELLES, M. & THIEDE, J. (Eds.): Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history. Springer, Berlin: 425-435.
- EBEL, T., MELLES, M., HUBBERTEN, H.-W. & HAHNE, J. (1998): Lake sediments from the Central Taimyr Peninsula and the reconstruction of Siberian Late Quaternary environmental history. *EOS Transactions supplement*. AGU Fall 1998 Meeting, San Francisco: F499.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora. Gustav Fischer, Jena, 85 S.
- FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. Wiley, Chichester, 589 p.
- FAUSTOVA, M.A. & VELICHKO, A.A. (1992): Dynamics of the last glaciation in Northern Eurasia. *Sveriges Geologiska Undersökning/C*. **81**: 113-118.
- FLEMING, K., JOHNSTON, P., ZWARTZ, D., YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. (1998): Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* **163**: 327-342.
- FORMAN, S.L., LUBINSKI, D., MILLER, G.H., SNYDER, J., MATISHOV, G., KORSUN, S. & MYSLIVETS, V. (1995): Postglacial emergence and distribution of Late Weichselian ice-sheet loads in the Northern Barents and Kara seas, Russia. *Geology* **23**: 113-116.
- FORMAN, S.L., LUBINSKI, D., MILLER, G.H., MATISHOV, G.G., KORSUN, S., SNYDER, J., HERLIHY, F., WEIHE, R. & MYSLIVETS, R. (1996): Postglacial emergence of Western Franz Josef Land, Russia and retreat of the Barents Sea ice sheet. *Quaternary Science Reviews* **15**: 77-90.
- FORMAN, S.L., INGÓLFSSON, O., GATAULLIN, V., MANLEY, W., LOKRANTZ, H., ANDERSSON, T. & MACAYEAL, D.R. (1999a): Glacial and deglacial boundary conditions in the Eurasian North: Yamal Peninsula and the Kara Sea. *Quaternary*

- Environment of the Eurasian North (QUEEN)*, third QUEEN workshop, Øystese, Norway: 7.
- FORMAN, S.L., LUBINSKI, D., ZEEBERG, J.J., POLYAK, L., MILLER, G.H., MATISHOV, G. & TARASOV, G. (1999b): Postglacial emergence and Late Quaternary glaciation on Northern Novaya Zemlya, Arctic Russia. *Boreas* **28**: 133-145.
- FRIEDMAN, I., RAFTER, A. & SMITH, G.I. (1995): A thermal, isotopic and chemical study of Lake Vanda and Don Juan Pond, Antarctica. *Antarctic Research Series* **67**: 47-74.
- GATAULLIN, V.N., POLYAK, L., EPSTEIN, O. & ROMANYUK, B. (1993): Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the Eastern Barents Sea. *Boreas* **22**: 47-57.
- GERASIMOV, I.P. & GLAZOVSKAYA, M.A. (1965): Fundamentals in soil science and soil geography. Translation from Russian by A. GOUREVITCH. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 382 p.
- GROSSWALD, M.G. (1988): Antarctic-style ice sheet in the Northern Hemisphere: toward the new global glacial theory. *Polar Geography and Geology* **12**: 239-267.
- GROSSWALD, M.G. (1990): An ice sheet on the East Siberian shelf in the Late Pleistocene. *Polar Geography and Geology* **14**: 294-304.
- GROSSWALD, M.G. (1993): Extent and melting history of the Late Weichselian ice sheet, the Barents-Kara continental margin. In: PELTIER, W.R. (Ed.): *Ice in the Climate System*. Springer, Berlin: 1-20.
- GROSSWALD, M.G. (1994): The drumlin fields of the Novaya Zemlya-Ural region and the Kara Sea center of glaciation. *Polar Geography and Geology* **18**: 15-32.
- GROSSWALD, M.G. (1998): Late Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia. *Quaternary International* **45/46**: 3-18.
- GROSSWALD, M.G. & GLEBOVA, L.N. (1992): The ice sheets of Northern Eurasia and their role in the history of the ocean. *Polar Geography and Geology* **16**: 34-50.
- GROSSWALD, M.G. & HUGHES, T.J. (1995): Paleoglaciology's grand unsolved problem. *Journal of Glaciology* **41**: 313-332.
- HAHNE, J. & MELLES, M. (1997): Late and postglacial vegetation and climate history of the south-western Taimyr Peninsula, (Central Siberia), as revealed by pollen analysis of sediments from Lake Lama. *Vegetation History and Archaeobotany* **6**: 1-8.

- HAHNE, J. & MELLES, M. (1999): Climate and vegetation history of the Taimyr Peninsula since Middle Weichselian time - palynological evidence from lake sediments. *In*: KASSENS, H., BAUCH, H., DMITRENKO, I.A., TIMOKHOV, L., EICKEN, H., HUBBERTEN, H.-W., MELLES, M. & THIEDE, J. (Eds.): Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history. Springer, Berlin: 407-423.
- HÅKANSSON, L. & JANSSON, M. (1983): Principles of lake sedimentology. Springer, Berlin, 316 p.
- HAMMARLUND, D., ARAVENA, R., BARNEKOW, L., BUCHARDT, B. & POSSNERT, G. (1997): Multi-component carbon isotope evidence of early Holocene environmental change and carbon-flow pathways from a hard-water lake in Northern Sweden. *Paleolimnology* **18**: 219-233.
- HARWART, S., HAGEDORN, B., MELLES, M. & WAND, U. (1999): Lithological and biochemical properties in sediments of Lama Lake as indicators for the Late Pleistocene and Holocene climatic evolution of the southern Taimyr Peninsula, Central Siberia. *Boreas* **28**: 167-180.
- HEDGES, R.E.M. (1991): AMS-dating: present status und potential applications. *Quaternary Proceedings*: 5-10.
- HENRIKSEN, M., MANGERUD, J., MASLENIKOVA, O., MATIOUCHKOV, A. & TVERANGER, J. (eingereicht): Weichselian stratigraphy and glaciotectonic deformation along the lower Pechora River, Arctic Russia. *Global and Planetary Change*.
- HJORT, C., ANTONOV, O., ALEXANDERSSON, H., ERIKSSON, S., PAVLOV, M., MÖLLER, P. & RIAZANOVA, M. (1999): The North Taimyr ice marginal zone ("The Isayeva Line") - LGM boundary on the mainland. *Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*, third QUEEN workshop, Øystese, Norway: 15.
- ISAYEVA, L.L. (1984): Late Pleistocene glaciation of North-Central Siberia. *In*: VELICHKO, A.A. (Ed.): Late Quaternary environments of the Soviet Union. University of Minnesota Press, Minneapolis: 21-30.
- ISAYEVA, L.L. & KIND, N.V. (1989): To the question of the Sartanian glaciation size in the North-West of Middle Siberia. *In*: Quaternary deposits of Middle Siberia, 52-59.
- KENDALL, A.C. & HARWOOD, G.M. (1996): Marine evaporites: arid shorelines and basins. *In*: READING, H.G. (Ed.): Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell Scientific, Oxford: 281-324.

- KHOTINSKIY, N.A. (1984): Holocene vegetation history. *In*: VELICHKO, A.A. (Ed.): Late Quaternary environments of the Soviet Union. University of Minnesota Press, Minneapolis: 179-200.
- KIENEL, U. (1999): Late Weichselian to Holocene diatom succession in a sediment core from Lama Lake, Siberia and presumed ecological implications. *In*: KASSENS, H., BAUCH, H., DMITRENKO, I.A., TIMOKHOV, L., EICKEN, H., HUBBERTEN, H.-W., MELLES, M. & THIEDE, J. (Eds.): Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history. Springer, Berlin: 377-405.
- KIND, N.V. & LEONOV, B.N. (Eds., 1982): The Anthropogene of Taimyr Peninsula. Nauka, Moscow, 184 p. (in Russisch).
- KNIES, J. (1999): Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Karasee. Eine Multi-Parameter-Analyse. *Berichte zur Polarforschung* **304**, 159 S.
- KNIES, J., MÜLLER, C., NOWACYK, N. & STEIN, R. (in press): A multiproxy approach to reconstruct the environmental changes along the Eurasian continental margin over the last 160.000 years. *Marine Geology*.
- KOERNER, R.M. (1997): Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in areas of high melt. *Journal of Glaciology* **43**: 90-97.
- KONDRATJEVA, K.A., KHRUTZKY, S.F. & ROMANOVSKY, N.N. (1993): Changes in the extent of permafrost during the Late Quaternary period in the territory of the former Soviet Union. *Permafrost and Periglacial Processes* **4**: 113-119.
- KONERT, M. & VANDENBERGHE, J. (1997): Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* **44**: 523-535.
- KULBE, T. (1997): Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase, Ostantarktis. *Berichte zur Polarforschung, Bremerhaven*, **254**, 129 S.
- LAMBECK, K. (1995): Constraints on the Late Weichselian ice sheet over the Barents Sea from observations of raised shorelines. *Quaternary Science Reviews* **14**: 1-16.
- LARSEN, E., FUNDER, S. & THIEDE, J. (1999a): Late Quaternary history of Northern Russia and adjacent shelves - a synopsis. *Boreas* **28**: 6-11.
- LARSEN, E., LYSÅ, A., DEMIDOV, I., FUNDER, S., HOUMARK-NIELSEN, M., KJÆR, K.H. & MURRAY, A.S. (1999b): Age and extent of the Scandinavian ice sheet in Northwest Russia. *Boreas* **28**: 115-132.

- LONG, A., DAVIS, O.K. & LANOIS, J.D. (1992): Separation and ¹⁴C-dating of pure pollen from lake sediments: nanofossil AMS-dating. *Radiocarbon* **34**: 557-560.
- LUBINSKI, D., KORSUN, S., POLYAK, L., FORMAN, S.L., LEHMAN, S.J., HERLIHY, F.A. & MILLER, G.H. (1996): The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, Northern Barents Sea. *Boreas* **25**: 89-100.
- MAKEYEV, V.M. & BOLSHIYANOV, D.YU. (1986): Formation of the relief and deposits in areas of present-day glaciation on Severnaya Zemlya. *Polar Geography and Geology* **10**: 331-338.
- MAKEYEV, V.M., BOLSHIYANOV, D.YU., MALAKHOVSKIY, D.B., BARANSKAYA, A.I. & PONOMAREVA, D.P. (1992): Stratigraphy and geochronology of the Pleistocene deposits of Severnaya Zemlya. *Geokhronologiya Chetvertichnogo Periots*: 132-137 (in Russisch).
- MAKEYEV, V.M., PITUL'KO, V.V. & KASPAROV, A.K. (1993): The natural environment of the De Long Archipelago and ancient man in the Late Pleistocene and Early Holocene. *Polar Geography and Geology* **17**: 55-63.
- MANGERUD, J. (1989): Correlation of the Eemian and Weichselian with the deep sea oxygen isotope stratigraphy. *Quaternary International* **3/4**: 13-19.
- MANGERUD, J., SVENDSEN, J.I. & ASTAKHOV, V.I. (1999): Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia. *Boreas* **28**: 46-80.
- MARKOV, F.G. & TKACHENKO, B.V. (1961): The Palaeozoic of the Soviet Arctic. In: RAASCH, G.O. (Ed.): *Geology of the Arctic. Proceedings of the first international symposium on Arctic geology held in Calgary*. University of Toronto Press, Toronto: 31-47.
- MELLES, M., KULBE, T., OVERDUIN, P.P. & VERKULICH, S. (1994): The expedition Bunger Oasis 1993/1994 of the AWI Research Unit Potsdam. In: MELLES, M. (Ed.): *The expedition Norilsk/Taimyr 1993 and Bunger Oasis 1993/1994 of the AWI Research Unit Potsdam*. Berichte zur Polarforschung **148**: 3-25.
- MELLES, M., SIEGERT, C., HAHNE, J. & HUBBERTEN, H.-W. (1996a): Klima- und Umweltgeschichte des nördlichen Mittelsibiriens im Spätquartär - erste Ergebnisse. *Geowissenschaften* **14**: 376-480.
- MELLES, M., BOLSHIYANOV, D.YU., SAMARKIN, V., MÜLLER-LUPP, T. & WILMKING, M. (1996b). Lake sediment coring on the Severnaya Zemlya Archipelago, Central

- Siberia in 1996 - a preliminary report. *In*: HORIE, S. (Ed.): IPPCCEE Newsletter No. 10: 106-112.
- MELLES, M., HAGEDORN, B. & BOLSHIYANOV, D.YU. (1997): Russian-German cooperation: The expedition Taimyr/Severnaya Zemlya 1996. *Berichte zur Polarforschung*, **237**, 170 p.
- MEYERS, P.A. & ISHIWATARI, R. (1995): Organic matter accumulation in lake sediments. *In*: LERMAN, A., IMBODEN, D. & GAT, J. (Eds.): *Physics and chemistry of lakes*. Springer, Berlin: 279-328.
- MEYERS, P.A. & TAKEMURA, K. (1997): Quaternary changes in delivery and accumulation of organic matter in sediments of Lake Biwa, Japan. *Journal of Paleolimnology* **18**: 211-218.
- MÖLLER, P., BOLSHIYANOV, D.YU. & BERGSTEN, H. (1999): Weichselian geology and paleoenvironmental history of the Central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the late global glacial maximum. *Boreas* **28**: 92-114.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C.J. (1997²): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford, 378 p.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991²): Pollen analysis. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 216 p.
- MÜLLER, M.J. (1996): *Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde*. Forschungsstelle Bodenerosion der Universität Trier, Mertesdorf, Ruwertal, **5**, 400 S.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992). Munsell Color Corp., Inc, Newburgh, New York, 26 p.
- NIESSEN, F., EBEL, T., KOPSCH, C. & FEDOROV, G. B. (1999): High-resolution seismic stratigraphy of lake sediments on the Taimyr Peninsula, Central Siberia. *In*: KASSENS, H., BAUCH, H., DMITRENKO, I.A., TIMOKHOV, L., EICKEN, H., HUBBERTEN, H.-W., MELLES, M. & THIEDE, J. (Eds.): *Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history*. Springer, Berlin: 437-456.
- PALE STEERING COMMITTEE (1993): Research protocols of Arctic lakes and estuaries. *PAGES Workshop Report Series* 94-1.
- PAVLIDIS, Y.A., DUNAYEV, N.N. & SHCHERBAKOV, F.A. (1997): The Late Pleistocene palaeogeography of Arctic Eurasian shelves. *Quaternary International* **41/42**: 3-9.

- PFEIFFER, E.-M., GUNDELWEIN, A., NÖTHEN, T., BECKER, H. & GUGGENBERGER, G. (1996): Characterization of the organic matter in permafrost soils and sediments of the Taimyr Peninsula/Siberia and Severnaya Zemlya/Arctic Region. *In: BOLSHIYANOV D.YU & HUBBERTEN, H.-W. (Eds.): Russian-German cooperation: the expedition Taimyr 1995 and the expedition Kolyma 1995. Berichte zur Polarforschung*, **211**: 46-84.
- READING, H.G. & LEVELL, B.K. (1996): Controls on the sedimentary record. *In: READING, H.G. (Ed.): Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 688 p.
- REGNELL, J. (1992): Preparing pollen concentrates for AMS dating: a methodological study from a hard-water lake in southern Sweden. *Boreas* **21**: 373-377.
- SACHS, L. (1992⁷): *Angewandte Statistik. Anwendung statistischer Methoden*. Springer, Berlin, 846 S.
- SACHS, V.N. & STRELKOV, S.A. (1961): Mesozoic and Cenozoic of the Soviet Arctic. *In: RAASCH, G.O. (Ed.): Geology of the Arctic. Proceedings of the first international symposium on Arctic Geology held in Calgary*. University of Toronto Press, Toronto: 48-67.
- SATO, H., KUMANO, S., MAEDA, Y., NAKAMURA, T. & MATSUDA, I. (1998): The Holocene development of Kushu Lake on Rebun Island in Hokkaido, Japan. *Journal of Paleolimnology* **20**: 57-69.
- SEREBRYANNY, L. & MALYASOVA, E. (1998): The Quaternary vegetation and landscape evolution of Novaya Zemlya in the light of palynological records. *Quaternary International* **45/56**: 59-70.
- SEREBRYANNY, L., ANDREEV, A., MALYASOVA, E., TARASOV, P. & ROMANENKO, F. (1998): Lateglacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic. *The Holocene* **8**: 323-330.
- SHER, A.V. (1986): The role of Beringian land in the development of holarctic mammalian fauna in the Late Cenozoic. *In: KONTRIMAVICIUS, V.L. (Ed.): Beringia in the Cenozoic era*. A.A. Balkema, Rotterdam: 296-316.
- SHER, A.V. (1990): Problems of the last interglacial on Arctic Siberia. *In: RUTTER, N., MATTHEW J.V.J. & SCHWEGER, C.E. (Eds.): The climate and environment of the interglacial in the Arctic and Subarctic*. Pergamon, Oxford: 215-222.

- SHER, A.V. (1995): Is there any real evidence for a huge shelf ice sheet in East Siberia? *Quaternary International* **28**: 39-40.
- SHER, A.V. & PLANKHT, I.R. (1988): Radiocarbon dating and problems of the Pleistocene stratigraphy of lowlands of the Soviet network. *International Geology Review* **30**: 853-867.
- SHER, A.V. & SULERZHITZKIY, L.D. (1991): Did mammoth escape from Arctic Siberia during the 'bad times'; a review of the ^{14}C dating. In: ANONYMOUS (Ed.): Mesoscale modeling: circumpolar climate change. 42nd Arctic science conference. 21st Arctic workshop. Alaskan Quaternary Center, University of Alaska Museum, Fairbanks: 90-91.
- SIEGERT, C., DEREVYAGIN, A. & VANNAHME, G. (1996): Geocryological and paleogeographical studies in the Labaz Lake area. In: BOLSHIYANOV, D.Yu. & HUBBERTEN, H.-W. (Eds.): Russian-German cooperation: the expedition Taimyr 1995 and the expedition Kolyma 1995 of the ISSP Pushchino Group. *Berichte zur Polarforschung* **211**: 28-45.
- SIEGERT, C., KHRUTSKY, S.F. & DEREVYAGIN, A.Y. (1995): Investigations in the Labaz Lake area. In: SIEGERT, C. & BOLSHIYANOV, D.YU. (Eds.): Russian-German cooperation: the expedition Taimyr 1994. *Berichte zur Polarforschung* **175**: 27-36.
- SIEGERT, C., DEREVYAGIN, A.Y., SHILOVA, G.N., HERMICHEN, W.-D. & HILLER, A. (1999): Paleoclimatic indicators from permafrost sequences in the Eastern Taimyr Lowland. In: KASSENS, H., BAUCH, H., DMITRENKO, I.A., TIMOKHOV, L., EICKEN, H., HUBBERTEN, H.-W., MELLES, M. & THIEDE, J. (Eds.): Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history. Springer, Berlin: 477-499.
- SIEGERT, M.J. & DOWDESWELL, J.A. (1995a): Late Weichselian ice sheet sensitivity over Franz Josef Land, Russian High Arctic, from numerical modelling studies. *Boreas* **24**: 207-224.
- SIEGERT, M.J. & DOWDESWELL, J.A. (1995b): Numerical modeling of the Late Weichselian Svalbard-Barents Sea Ice Sheet. *Quaternary Research* **43**: 1-13.
- SIEGERT, M.J. & FJELDSKAAR, W. (1996): Isostatic uplift in the Late Weichselian Barents Sea: implications for ice sheet growth. *Annals of Glaciology* **23**: 352-358.
- SIEGERT, M.J., DOWDESWELL, J.A. & MELLES, M. (1999): Late Weichselian glaciation of the Russian High Arctic. *Quaternary Research* **52**: 273-285.

- SNYDER, J.A., MILLER, G.H., WERNER, A., JULL, A.J.T. & STAFFORD, T.W.J. (1994): AMS-radiocarbon dating of organic-poor lake sediment, an example from Linnévatnet, Svalbard. *The Holocene* **4**: 413-421.
- SOIL SURVEY STAFF (1994⁶): Keys to soil taxonomy. Soil Conservation Service. U.S. Dept. of Agriculture. Washington.
- SOLHENIUS, G., STERNBECK, J., ANDREN, E. & WESTMAN, P. (1996): Holocene history of the Baltic Sea as recorded in a sediment core from the Gotland Deep. *Marine Geology* **134**: 183-210.
- STIÉVENARD, M., NIKOLAEV, V., BOLSHIYANOV, D.YU., FLÉHOC, C. & JOUZEL, J. (1996): Pleistocene ice at the bottom of the Vavilov ice cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. *Journal of Glaciology* **42**: 403-406.
- SULERZHITSKY, L.D. (1995): Features of radiocarbon chronology of the mammoths (*Mammotus primigenus*) of Siberia and Northeastern Europe. *In*: BARYSHNIKOV, G. (Ed.): Studies of Pleistocene and recent mammals. Proceedings of the Zoological Institute. Russian Academy of Sciences, St. Petersburg: 163-183 (in Russisch).
- SVENDSEN, J.I., ASTAKHOV, V.I., BOLSHIYANOV, D.YU., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J.A., GATAULLIN, V., HJORT, C., HUBBERTEN, H.-W., LARSEN, E., MANGERUD, J., MELLES, M., MÖLLER, P., SAARNISTO, M. & SIEGERT, M.J. (1999): Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas* **28**: 234-242.
- SVENDSEN, J.I., ASTAKHOV, V.I., DEMIDOV, I., BOLSHIYANOV, D.YU., DOWDESWELL, J.A., GAUTALLIN, V., GRØSFJELD, HENRIKSEN, M., HERMICHEN, W.-D., HJORT, C., HUBBERTEN, H.-W., LARSEN, E., LUNKKA, J.P., LYSÅ, A., MANGERUD, J., MASLENKOVA, O., MATIOUSHKOV, A., MELLES, M., MÖLLER, P., SAARNISTO, M., SIEGERT, M.J. & WISHER, F. (2000): "The Weichselian Glaciations in the Eurasian Arctic" - A synthesis of our current understanding of the timing, extension and thickness of the glaciers in the Eurasian Arctic during the Weichselian glaciation.- First Annual Report Eurasian Ice Sheets. Part B: Scientific report für 1999 - a synthesis.
- TALBOT, M.R. & ALLEN, P.A. (1996): Lakes. *In*: READING, H.G. (Ed.): Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell, Oxford: 83-124.

- TARUSSOV, A. (1992): The Arctic from Svalbard to Severnaya Zemlya: climatic reconstructions from ice cores. *In*: BRADLEY, R.S. & JONES, P.D. (Eds.): *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London: 505-516.
- THIEDE, J. & BAUCH, H. A. (1999): The Late Quaternary history of Northern Eurasia and the adjacent Arctic Ocean: an introduction to QUEEN. *Boreas* **28**: 3-5.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): *Environmental magnetism*. Allen & Unwin, London, 227 p.
- TVERANGER, J., ASTAKHOV, V.I., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J.I. (1999): Surface form of the last Kara ice sheets as inferred from its southwestern marginal features. *Boreas* **28**: 81-91.
- UGOLINI, F.C. & SLETTEN, R.S. (1988): Genesis of arctic brown soils (Pergelic Cryochrept) in Svalbard. *In*: SENNEST, K. (Ed.): *Fifth international conference on permafrost, Trondheim, Proceedings*: 478-483.
- VAIKMÄE, R. (1990): Isotope variations in the temperate glaciers of the Eurasian Arctic. *Nuclear geophysics*: **4**: 45-55.
- VAIKMÄE, R. (1991): Palaeoenvironmental data from less-investigated polar regions. *In*: WELL, G., WILSON, C.L. & SEVERIN, A.B. (Eds.): *International conference on the role of the polar regions on global change*. University of Alaska, Fairbanks, Geophysical Institute: 611-616.
- VAIKMÄE, R.A., PUNNING, Y., ROMANOV, V.V. & BARKOV, N.I. (1988): Stratigraphy of the Vavilov Ice Dome in Severnaya Zemlya using isotopic geochemical methods. *Data of Glaciological Studies* **40**: 127-135.
- VAN GEEL, B. (1978): A palaeoecological study of holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology* **25**: 1-120.
- VARTANYAN, S.L., ARSLANOV, K.A., TERTYCHNAYA, T.V. & CHERNOV, S.B. (1995): Radiocarbon dating evidence for mammoths on Wrangel Island. *Radiocarbon* **37**: 1-6.
- VASIL'CHUK, Y., PUNNING, J.-M. & VASIL'CHUK, A. (1997): Radiocarbon ages of mammoths in Northern Eurasia: implications for population development and late Quaternary environment. *Radiocarbon* **39**: 1-19.

- VELICHKO, A.A., ISAYEVA, L.L., MAKEYEV, V.M., MATISHOV, G.G. & FAUSTOVA, M.A. (1984): Late Pleistocene glaciation of the Arctic Shelf and the reconstruction of Eurasian Ice Sheets. *In*: VELICHKO, A.A. (Ed.): Late Quaternary environments of the Soviet Union. University of Minnesota Press, Minneapolis: 35-41.
- VELICHKO, A.A., ISAYEVA, L.L., ORESHKIN, D.B. & FAUSTOVA, M.A. (1989): The last glaciation of Eurasia. *In*: HERMAN, Y. (Ed.): The Arctic Seas. Climatology, oceanography, geology and biology. Van Norstrand Reinhold, New York: 729-758.
- VELICHKO, A.A., KONONOV, Y.M. & FAUSTOVA, M.A. (1997): The last glaciation of the Earth: size and volume of ice-sheets. *Quaternary International* **41/42**: 43-51.
- VOGT, C. (1997): Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel. *Berichte zur Polarforschung* **251**, 309 S.
- WALTER, H. (1984⁵): *Vegetation und Klimazonen. Grundriß der globalen Ökologie.* Eugen Ulmer, Stuttgart, 382 S.
- WEBER, M.E., NIESSEN, F., KUHN, G. & WIEDICKE, M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology* **136**: 151-172.
- WEISCHET, W. (1988⁴): *Einführung in die Allgemeine Klimatologie.* B.G. Teubner, Stuttgart, 264 S.

9 ANHANG

All sediment core data are available at the geoscientific database PANGAEA (<http://www.pangaea.de>).

Alle Sedimentkerndaten sind über die geowissenschaftliche Datenbank PANGAEA (<http://www.pangaea.de>) erhältlich.

Tab. 1: Liste der während der "Taimyr/Severnaja Zemlja 1996"- Expedition erbohrten lakustrinen Sedimentkerne aus dem Changeable-See. SL = Schwerelot, KOL = Kolbenlot, * = mit GPS (Global Positioning System) ermittelt.

Kern- nummer	Position*		Wasser- tiefe [m]	Datum	Entnahme- gerät	Kern- gewinn [cm]	
	Breitengrad	Längengrad					
PG1238	-1	79°07,1' N	95°07,5' E	17,2	22.06.96	SL	0-36
	-2				22.06.96	SL	0-36
	-3				22.06.96	KOL	0-244
	-4				23.06.96	KOL	194-491
	-5				23.06.96	KOL	444-741
	-6				24.06.96	KOL	694-991
	-7				24.06.96	KOL	944-1037
PG1239	-1	79°07,3' N	95°06,0' E	17,3	26.06.96	SL	0-41
	-2				26.06.96	SL	0-38
	-3				26.06.96	SL	0-2
	-4				26.06.96	KOL	0-266
	-5				26.06.96	KOL	216-514
	-6				26.06.96	KOL	466-764
	-7				27.06.96	KOL	716-1014
	-8				27.06.96	KOL	966-1265

Tab. 2: Beschreibungen der Sedimentkerne PG1238 und PG1239 des Changeable-Sees. Farbbestimmung nach MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992). Die Bezeichnung der Korngrößen erfolgte gemäß AG BODENKUNDE (1982). Bei den angegebenen Sedimenttiefen handelt es sich um die Originaltiefen.

Sedimentkern PG1238

PG1238-3 (0-38 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
5Y 4/3, 5Y 5/3, 5Y 5/2	Fein laminiertes, feinkörniges, rotbraunes Sediment (fT mit fU- und fS-Lagen); Laminae ergeben sich aus Korngrößen- und Sedimentfarbvariationen verschiedener Rot- und Brauntöne; Laminae treten meist nicht durchgehend sondern auskeilend auf; durchgehend karbonathaltig.

PG1238-3 (38-138 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
5Y 5/3-4/3	Feinkörniges Sediment (fT), rotbraune Sedimentfarbe, karbonathaltig; vor allem randlich sowie am Kernbeginn und am Kernende sind Störungen vorhanden; Strukturen sind undeutlich; der Sedimentkern ist vermutlich während des Transports durchgefroren.

PG1238-3 (138-238 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, 7,5YR 5/2 7,5YR 6/4 5Y 5/4	Feinkörniges Sediment (vorwiegend fT), Laminae bedingt durch Wechsel von U- und T-Lagen (1-8 mm) und Farbvariationen; rotbraune Sedimentfarbe; durchgehend karbonathaltig; Sedimentkern ist wenig gestört.

PG1238-4 (194-285 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, 7,5YR 5/2 7,5YR 6/4 5Y 5/4 N2,5/black	Eine optische Korrelation mit dem sich darüber anschließenden Kern (PG1238-3, 138-238 cm) ist möglich; feinkörniges Sediment (T und U) mit einzelnen fS-Bändern, Laminae aufgrund von Korngrößen- und Farbwechseln, rotbraune Sedimentfarbe; Laminae sind 1-8 mm mächtig; ab 227 cm erste schwarze Flecken die zur Basis hin häufiger auftreten; durchgehend karbonathaltig.

PG1238-4 (285-385 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, 7,5YR 5/2 7,5YR 6/4 5Y 5/4 N2,5/black	Feinkörniges Sediment, Laminae aufgrund von Korngrößen- und Farbwechseln; Laminae sind 1-5 mm mächtig; rotbraune Sedimentfarbe; es sind schwarz gefleckte Lagen vorhanden, die zur Basis hin häufiger auftreten; bei 378 cm erste durchgehende schwarze Lage; im Bereich von 378-385 cm ist das Sediment gestört und undeutlich laminiert bis nicht strukturiert; durchgehend karbonathaltig.

PG1238-4 (385-485 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black	Feinkörniges (U und T) laminiertes Sediment; karbonathaltig; Laminae aufgrund von Korngrößen- und Farbwechselln, Laminae sind 1-5 mm mächtig; rotbraune Sedimentfarbe; schwarze Lagen werden zur Basis des Kerns häufiger, teils schwarze Konkretionen; bei 463-477 cm schwach bis nicht strukturiert; bei 477-485 cm gestörtes Sediment.

PG1238-5 (444-535 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black	Keine optische Korrelation mit dem Überlappungsbereich des darüber liegenden Sedimentkerns (PG1238-4, 385-485 cm) möglich; feinkörniges (U und T), laminiertes, rotbraunes Sediment; schwach karbonathaltig; bei 444-446 cm gestörter Bereich, bei 446-461 cm nicht strukturiert, bei 461-490 cm undeutlich laminiert und schwarze Flecken an der Schichtung orientiert; teils schwarze Konkretionensbänder, bei 490-532 cm deutlichere Laminierung; bei 532-535 cm gestörter Bereich.

PG1238-5 (535-635 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black	Feinkörniges (T und U) und laminiertes, rotbraunes Sediment; schwach karbonathaltig; bei 535-537 cm gestörter Bereich; bei 537-540 keine Laminae erkennbar; ab 540 cm wechseln strukturierte mit strukturlosen Abschnitten ab, schwarze Flecken sind teils als Konkretionen diffus verteilt, teils als schwarze Lagen vorhanden; bei 628-632 cm gestörter Bereich mit schwarzen, diffus verteilten Flecken; Sedimentkern endet bei 632 cm.

PG1238-5 (635-735 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black	Feinkörniges (T und U) und überwiegend laminiertes, rotbraunes Sediment; laminierte Abschnitte wechseln mit unstrukturierten Bereichen; schwach karbonathaltige Bereiche wechseln mit stärker karbonathaltigen Abschnitten; bei 635-640,5 cm gestörter Bereich; bei 649-658 cm gestörter Bereich durch einen O-Ring verursacht; schwarze Lagen werden zur Basis hin häufiger; bei 730-735 cm gestörter Bereich.

PG1238-6 (694-785 cm) - *Lacustrine Facies* (694-767 cm) und Übergang zur *Evaporative Facies* (767-785 cm)

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black 7,5YR 6/1	Der obere Abschnitt des Sedimentkerns ist mit dem darüber liegenden Überlappungsbereich von PG1238-5 (634-735 cm) optisch korrelierbar; karbonathaltiges, feinkörniges (T und U) Sediment; bei 694-701 cm gestörter Bereich; bei 701-767 cm laminiertes, rotbraunes Sediment; bei 743-744 cm ein Stein mit 2 cm Ø (rotbrauner Sandstein); bei 744-767 cm wechseln 1-2,5 cm mächtige rotbraune und laminierte Bereiche mit ebenso mächtigen schwarzen Lagen; bei 767-785 cm schwarzes toniges Sediment, gestört, keine Laminae erkennbar; Schwefelgeruch, schwach karbonathaltig, bei 774-785 cm graue Lage.

PG1238-6 (785-885 cm) - *Evaporative Facies* (785-830 cm) und Übergang zur *Reworked Marine Facies* (830-885 cm)

Farbe	Beschreibung
-------	--------------

2,5YR 5/6, 5GY 6/1, 5G 6/1, 5G 6/2, 5GY 7/1	bei 830-832 cm: Übergangsbereich mit feinen Laminae aus T und U und roter, grauer und schwarzer Sedimentfarbe; bei 832-885 cm: feinkörniges laminiertes Sediment mit einzelnen etwas mächtigeren Lagen, einzelnes Sandband (mS-gS) bei 882-883 cm, graugrünes Sediment; karbonathaltiges Sediment; bei 883-885 cm gestörter Bereich mit erkennbaren Laminae.
---	---

PG1238-6 (885-985 cm) - *Reworked Marine Facies* (885-970 cm), *Drying-up Facies* (970-972 cm) und *In Situ Marine Facies* (972-985 cm)

Farbe	Beschreibung
2,5YR 5/6, 2,5Y 7/4, 5GY 6/1, 5G 5/1, 5G 6/2, 5GY 6/1, 5GY 7/1, 5BG 5/1, 5B 5/1, 5Y 6/1, 2,5Y 8/1, N2,5/black	Feinkörniges (T und U), dunkelgraues, hellgraues, graugrünes bis olivfarbenes laminiertes Sediment, teils sehr feine Laminae, es sind teilweise U- und fS- Lagen von 1-0,5 mm Mächtigkeit eingeschaltet, karbonathaltig, Schwefelgeruch; bei 924 cm fS - Band; bei 938-952 cm: sehr feine Laminae in olivgrüner, grauer und weißer Sedimentfarbe; bei 954,5-960 cm: sehr feine Laminae mit häufiger auftretenden weißen Laminae insbesondere bei 958-960,5 cm; bei 970-972 cm Lage aus weißen karbonathaltigen und zerreibbaren Sedimentaggregaten (vermutlich bei der Kernbohrung zerbrochen) in olivfarbener Matrix; bei 972-985 cm: sehr feinkörniges (fT), graues (5BG 5/1 bis 5B 5/1) Sediment (fT), nicht strukturiert und mit schwarzen Flecken.

PG1238-7 (944-1033 cm) – gestörtes Sediment entspricht der *Reworked Marine Facies* (944-978,5 cm), *Drying-up Facies* (978,5-980 cm), *In Situ Marine Facies* (980-1.003 cm) und *Glacigenic Facies* (1.003-1.033 cm)

Farbe	Beschreibung
2,5YR 5/6, 2,5Y 7/4, 5GY 6/1, 5G 5/1, 5G 6/2, 5GY 6/1, 5GY 7/1, 5BG 5/1, 5B 5/1, 5Y 6/1, 2,5Y 8/1, N2,5/black	Der Sedimentkern ist im oberen Bereich mit dem Überlappungsbereich des vorhergehenden Sedimentkerns PG1238-6 (885-985 cm) optisch korrelierbar; bei 944-987 cm: gestörter Bereich, feinkörniges Sediment (fT), graugrüne Sedimentfarbe; bei 978,5-980 cm: Lage aus weißen karbonathaltigen und zerreibbaren Sedimentaggregaten (vermutlich bei der Kernbohrung zerbrochen); bei 980-992 cm: sehr feinkörniges (fT) graues (5BG 5/1 bis 5B 5/1) Sediment, nicht strukturiert mit schwarzen Flecken; bei 1003-1033 cm: grauer Diamikt, mit kantigem plattigem Schutt in sandiger, toniger und siltiger karbonathaltiger Matrix, glazigener Erosionsschutt, verschiedene Gesteinskomponenten (roter Sandstein, poröses Karbonatgestein, schwarzer nicht angewitterter Tonstein?).

Sedimentkern PG1239

PG1239-4 (0-60 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
5Y 4/3, 5Y 5/3, 5Y 5/2	Feinkörniges, rotbraunes Sediment (T und U), teils mit fS-Lagen mit Mächtigkeit von 0,2-0,5 cm; Laminierung ist teilweise undeutlich und teilweise nicht durchgehend d.h. die Laminae keilen aus; bei 22-51 cm Wechsel von Laminae aus fS und T; karbonathaltig; vergleichsweise hoher Wassergehalt des Sediments.

9 Anhang

PG1239-5 (60-160 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3,	Feinkörniges, rotbraunes Sediment (fT und U), hoher Wassergehalt, bei 60-133,5 cm keine Laminierung erkennbar, scheinbar gestörter Kern (aufgrund von Durchfrieren während des Transports); bei 133,5-160 cm: undeutliche Laminierung und Laminae keilen teils aus; karbonathaltig.
7,5YR 5/3,	
7,5YR 5/4,	
7,5YR 5/2	

PG1239-5 (160-260 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
10YR 4/2,	Sedimentkern weist randlich einen sehr starken Verzug auf; feinkörniges braunes Sediment (T und U), Laminae aufgrund von Korngrößen- und Farbwechseln, Laminierung ist unregelmäßig; karbonathaltig; bei 197 cm Wechsel von brauner zu rotbrauner Sedimentfarbe; bei 240-260 cm: gestörtes Sediment, Laminierung ist undeutlich und bei 250-260 cm strukturloses, gestörtes Sediment.
10YR 4/3,	
7,5YR 4/3,	
7,5YR 5/3,	
7,5YR 5/4,	
7,5YR 5/2	

PG1239-5 (216-308 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3,	Keine optische Korrelation mit dem vorhergehenden Sedimentkern (PG1239-4, 160-260 cm) möglich; der Rand weist einen sehr starken Verzug auf; bei 216-231 cm: gestörter Bereich durch sehr starken randlichen Verzug, laminiertes, feinkörniges, rotbraunes Sediment (U und T); karbonathaltig; bei 231-298 cm: Laminae aufgrund von Korngrößen- und Farbwechseln (T und U), unregelmäßige Laminierung; bei 298-308 cm gestörter Bereich.
7,5YR 5/3,	
7,5YR 5/4,	
7,5YR 5/2	

PG1239-5 (308-408 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3,	Feinkörniges, rotbraunes laminiertes Sediment (T und U); karbonathaltig; Sedimentkern weist bei 308-360 cm einen starken randlichen Verzug auf; ab > 360 cm ist das Sediment wieder horizontal strukturiert; bei 308-317 cm: gestörtes, strukturloses Sediment; bei 317-408 cm: laminiertes Sediment mit einzelnen fs-Laminae; Auftreten von ersten schwarzen Flecken.
7,5YR 5/3,	
7,5YR 5/4,	
7,5YR 5/2	

PG1239-5 (408-508 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3,	Durchgehend laminierter Sedimentkern (U- und T-, sowie Farbwechsel) mit teils deformierten Laminae; feinkörniges rotbraunes Sediment; bei 408-413 cm: gestörtes Sediment; bei 413-493 cm: laminiertes karbonathaltiges Sediment mit einzelnen schwarzen Flecken entlang der horizontalen Schichtung; bei 493-508 cm: durch Risse gestörtes Sediment.
7,5YR 5/3,	
7,5YR 5/4,	

PG1239-6 (466-558 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3,	Durchgehend gut erhaltener Sedimentkern, mit oberhalb anschließendem Kern nicht korrelierbar (PG1238-5, 408-508 cm); durchgehend feinkörniges, rotbraunes,
7,5YR 5/3,	

9 Anhang

7,5YR 5/4	laminiertes Sediment (T und U); teils fS-Laminae; karbonathaltig; Sedimentkern ähnelt PG1238-5 (408-508 cm).
-----------	--

PG1239-6 (558-658 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4	Wie PG1239-6 (448-558 cm); der Sedimentkern weist am Rand einen Verzug auf; durchgehend laminiertes Sedimentkern; feinkörniges, rotbraunes Sediment (U und T); karbonathaltig; schwarze Flecken und Laminae werden häufiger; bei 558-560 cm und 653-658 cm gestörte Bereiche.

PG1239-6 (658-758 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4	Wie PG1239-6 (558-658 cm); durchgehend laminiertes Sedimentkern; feinkörniges rotbraunes Sediment (U und T); karbonathaltig; schwarze Flecken und Laminae werden häufiger; bei 658-664 cm und 745-758 cm gestörte Abschnitte.

PG1239-7 (808-908 cm) - *Lacustrine Facies*

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black	Durchgehend laminiertes Sedimentkern; feinkörniges, rotbraunes Sediment (U und T); karbonathaltig; schwarze Flecken, schwarze Konkretionen und schwarze Laminae werden häufiger.

PG1239-7 (908-1008 cm) - *Lacustrine Facies* (998-984 cm), *Evaporative Facies* (984-990,5 cm) und *Reworked Marine Facies* (990,5-1008 cm)

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black, 2,5YR 5/6, SGY 6/1, 5G 6/1, 5G 6/2, 5GY 7/1	Durchgehend laminiertes Sedimentkern; feinkörniges Sediment (T und U) mit einzelnen fS-Laminae; karbonathaltig; bei 998-910 cm leicht gestörtes Sediment; bei 910-984 cm überwiegend rotbraunes Sediment mit schwarzen Flecken, Konkretionen und Lagen; bei 968,5-969 cm eine 0,5 cm mächtige Lage aus Steinen (0,5 cm Ø); bei 984-990,5 cm: schwarzes feinlaminiertes Sediment; bei 990,5-994 cm: Übergangsbereich mit feinen Laminae aus T und U und roter, grauer, olivgrüner und schwarzer Sedimentfarbe, bei 994-999,5 cm: Übergangsbereich mit schwarzen, grauen und olivgrünen, feinen Laminae; bei 999,5-1008 cm: olivgrünes, fein laminiertes Sediment.

PG1239-8 (966-1061 cm) - *Lacustrine Facies* (966-981 cm), *Evaporative Facies* (981-988 cm), *Reworked Marine Facies* (988-1061 cm)

Farbe	Beschreibung
7,5YR 4/3, 7,5YR 5/3, 7,5YR 5/4, N2,5/black, 2,5YR 5/6, 5GY 6/1, 5G 6/1, 5G 6/2,	Der Sedimentkern weist einen sehr starken randlichen Verzug bei einer Sedimenttiefe von 966-1027 cm auf; der Sedimentkern ist mit dem oberhalb anschließenden Sedimentkern PG1239-7 (908-1008 cm) optisch korrelierbar; karbonathaltig; bei 966-981 cm: rotbraunes Sediment; feinkörniges (T und U) und laminiertes Sediment mit wenigen schwarzen Lagen; bei 981-988 cm: schwarzes feinlaminiertes Sediment; bei 988-990 cm: Übergangsbereich mit feinen Laminae aus T und U und rotbrauner Sedimentfarbe, bei 990-995 cm: Übergangsbereich mit schwarzen, grauen und olivgrünen feinen Laminae; bei 995-1048 cm: olivgrünes, feinlaminiertes und

9 Anhang

PG1239-8 (1061-1161 cm) - *Reworked Marine Facies* (1061-1122,5 cm), *Drying-up Facies* (1122,5-1123,5 cm), *In Situ Marine Facies* (1123,5-1136 cm) und *Glacigenic Facies* (1136-1161 cm)

Farbe	Beschreibung
2,5Y 8/1, 5GY 6/1, 5GY 6/1, 5BG 6/1, N2,5/white, N5/gray, 10R 4/4-5/4	Bei 1061-1122,5 cm: feinflamiertes, grau-grünlich-olivgrünes Sediment mit teils weißen Laminae (bei 1106-1107 cm und 1115-1116 cm), feinkörniges und karbonathaltiges Sediment, im gesamten Abschnitt Klasten aus T an Laminae orientiert; bei 1122,5-1123,5 cm: weißes Sediment; bei 1123,5-1136 cm: graues feinkörniges Sediment mit schwarzen Schlieren; keine Strukturierung erkennbar; bei 1136-1161 cm: grauer Diamikt, mit kantigem plattigem Schutt in sandiger, toniger und siltiger karbonathaltiger Matrix, glazigener Erosionsschutt, verschiedene Gesteinskomponenten (roter Sandstein, poröses Karbonatgestein, schwarzer nicht angewitterter Tonstein?); bei 1136-1156 cm: graue Sedimentfarbe; bei 1156-1161 cm rote Sedimentfarbe.

PG1239-8 (1161-1258 cm) - *Glacigenic Facies*

Farbe	Beschreibung
2,5Y 8/1, 5GY 6/1, 5GY 6/1, 5BG 6/1, N2,5/white, N5/gray, 10R 4/4-5/4	Grauer Diamikt mit einzelnen roten Flecken, mit kantigem plattigem Schutt in sandiger, toniger und siltiger, karbonathaltiger Matrix; glazigener Erosionsschutt, verschiedene Gesteinskomponenten (roter Sandstein, poröses Karbonatgestein, schwarzer nicht angewitterter Tonstein?); bei 1124-1245 cm sowie bei 1245-1258 cm geringere Skelettgehalt.

9 Anhang

Tab. 3: Profilbeschreibung des untersuchten Torfhügels aus der Solnechnaya-Bucht (Bol'shevik-Insel)
(nach Olga L. MAKAROVA und Nadya V. MATVEEVA, schriftl. Mitt. 1999).

Proben-Nr.	Mächtigkeit [cm]	Beschreibung
1	2-8	Lehmiges Substrat bzw. Torf und lehmiges Substrat vermischt, teils sind die untersten 1-2 cm wie z.B. am 15.08.98 gefroren.
2	3-12 (gewöhnlich 5-6)	Torf aus Riedgräsern mit groben Fragmenten an der Basis; <i>Carex stans</i> ; dunkelbraune Farbe, wenig deutliche Moosfragmente.
3	6-15	Fein disperser, dunkelbrauner Torf, z.T. mit lehmigem Sediment überdeckt; enthält zahlreiche schwarze Fragmente dünner Zweige (Moos?), Anhäufungen von braunem Moos mit gut entwickelten Blättern, manchmal mit hellbraunen Moosfragmenten (Sphagnum?), die möglicherweise alte Spalten markieren.
4	0-4	Schlammiger, braun-schwarzer Torf, mit zahlreichen Strauchholz-Fragmenten (<i>Salix?</i>) bis 5 cm Länge und 0,8 cm Dicke (unterer Teil der Sträucher?).
5	1,5-12	Zone mit aktiver Spaltenbildung und Kryoturbation (unregelmäßige horizontale und vertikale Strukturen); feindisperser Torf besteht aus verschieden stark zersetzten Moosen; mit zahlreichen Gängen und Ausscheidungen von Lemmingen, mit lebenden kriechenden Maden und Muscidae, zahlreichende <i>Kolombol</i> sowie Milben und Zecken

„Berichte zur Polarforschung“

Eine Titelübersicht der Hefte 1 bis 376 (1981 - 2000) erschien zuletzt im Heft 413 der nachfolgenden Reihe „Berichte zur Polar- und Meeresforschung“. Ein Verzeichnis aller Hefte beider Reihen sowie eine Zusammenstellung der Abstracts in englischer Sprache finden sich im Internet unter der Adresse:

<http://www.awi-bremerhaven.de/Resources/publications.html>

Ab dem Heft Nr. 377 erscheint die Reihe unter dem Namen:

„Berichte zur Polar- und Meeresforschung“

- Heft Nr. 377/2000** – „Rekrutierungsmuster ausgewählter Wattfauna nach unterschiedlich strengen Wintern“, von Matthias Strasser
- Heft Nr. 378/2001** – „Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean“, von Boris Cisewski
- Heft Nr. 379/2001** – „Analyse hydrographischer Schnitte mit Satellitenaltimetrie“, von Martin Losch
- Heft Nr. 380/2001** – „Die Expeditionen ANTARKTIS XVI/1-2 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 1998/1999“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Saad El Naggar
- Heft Nr. 381/2001** – „UV-Schutz- und Reparaturmechanismen bei antarktischen Diatomeen und *Phaeocystis antarctica*“, von Lieselotte Rieger
- Heft Nr. 382/2001** – „Age determination in polar Crustacea using the autofluorescent pigment lipofuscin“, by Bodil Bluhm
- Heft Nr. 383/2001** – „Zeitliche und räumliche Verteilung, Habitatspräferenzen und Populationsdynamik benthischer Copepoda Harpacticoida in der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Gritta Veit-Köhler
- Heft Nr. 384/2001** – „Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung“, von Daniel Steinhage
- Heft Nr. 385/2001** – „Actinium-227 als Tracer für Advektion und Mischung in der Tiefsee“, von Walter Geibert
- Heft Nr. 386/2001** – „Messung von optischen Eigenschaften troposphärischer Aerosole in der Arktis“, von Rolf Schumacher
- Heft Nr. 387/2001** – „Bestimmung des Ozonabbaus in der arktischen und subarktischen Stratosphäre“, von Astrid Schulz
- Heft Nr. 388/2001** – „Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2000“, edited by Volker Rachold and Mikhail N. Grigoriev
- Heft Nr. 389/2001** – „The Expeditions ARKTIS XVI/1 and ARKTIS XVI/2 of the Research Vessel ‚Polarstern‘ in 2000“, edited by Gunther Krause and Ursula Schauer
- Heft Nr. 390/2001** – „Late Quaternary climate variations recorded in North Atlantic deep-sea benthic ostracodes“, by Claudia Didié
- Heft Nr. 391/2001** – „The polar and subpolar North Atlantic during the last five glacial-interglacial cycles“, by Jan P. Helmke
- Heft Nr. 392/2001** – „Geochemische Untersuchungen an hydrothermal beeinflussten Sedimenten der Bransfield Straße (Antarktis)“, von Anke Dählmann
- Heft Nr. 393/2001** – „The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO): Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition ‚SIRRO 2000‘ of RV ‚Boris Petrov‘ and first results“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets
- Heft Nr. 394/2001** – „Untersuchungen der Photooxidantien Wasserstoffperoxid, Methylhydroperoxid und Formaldehyd in der Troposphäre der Antarktis“, von Katja Fiedel
- Heft Nr. 395/2001** – „Role of benthic cnidarians in the energy transfer processes in the Southern Ocean marine ecosystem (Antarctica)“, by Covadonga Orejas Saco del Valle
- Heft Nr. 396/2001** – „Biogeochemistry of Dissolved Carbohydrates in the Arctic“, by Ralph Engbrodt
- Heft Nr. 397/2001** – „Seasonality of marine algae and grazers of an Antarctic rocky intertidal, with emphasis on the role of the limpet *Nacilla concinna* Strebel (Gastropoda: Patellidae)“, by Dohong Kim
- Heft Nr. 398/2001** – „Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand“, von Marion Müller
- Heft Nr. 399/2001** – „North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation“, by Holger Brix
- Heft Nr. 400/2001** – „The Expeditions ANTARKTIS XVIII/1-2 of the Research Vessel ‚Polarstern‘ in 2000“, edited by Victor Smetacek, Ulrich Bathmann, Saad El Naggar
- Heft Nr. 401/2001** – „Variabilität von CH₂O (Formaldehyd) - untersucht mit Hilfe der solaren Absorptionsspektroskopie und Modellen“, von Torsten Albrecht
- Heft Nr. 402/2001** – „The Expedition ANTARKTIS XVII/3 (EASIZ III) of RV ‚Polarstern‘ in 2000“, edited by Wolf E. Arntz and Thomas Brey
- Heft Nr. 403/2001** – „Mikrohabitatansprüche benthischer Foraminiferen in Sedimenten des Südatlantiks“, von Stefanie Schumacher
- Heft Nr. 404/2002** – „Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes ‚Polarstern‘ 2000“, herausgegeben von Jörn Thiede und Hans Oerter
- Heft Nr. 405/2002** – „Feeding Ecology of the Arctic Ice-Amphipod *Gammarus wilkitzkii*. Physiological, Morphological and Ecological Studies“, by Carolin E. Arndt
- Heft Nr. 406/2002** – „Radiolarienfauna im Ochotskischen Meer - eine aktuopaläontologische Charakterisierung der Biozönose und Taphozönose“, von Anja Nimmergut
- Heft Nr. 407/2002** - „The Expedition ANTARKTIS XVIII/5b of the Research Vessel ‚Polarstern‘ in 2001“, edited by Ulrich Bathmann

- Heft Nr. 408/2002** – „Siedlungsmuster und Wechselbeziehungen von Seepocken (Cirripedia) auf Muschelbänken (*Mytilus edulis* L.) im Wattenmeer“, von Christian Buschbaum
- Heft Nr. 409/2002** – „Zur Ökologie von Schmelzwassertümpeln auf arktischem Meereis - Charakteristika, saisonale Dynamik und Vergleich mit anderen aquatischen Lebensräumen polarer Regionen“, von Marina Carstens
- Heft Nr. 410/2002** – „Impuls- und Wärmeaustausch zwischen der Atmosphäre und dem eisbedeckten Ozean“, von Thomas Garbrecht
- Heft Nr. 411/2002** – „Messung und Charakterisierung laminarer Ozonstrukturen in der polaren Stratosphäre“, von Petra Wahl
- Heft Nr. 412/2002** – „Open Ocean Aquaculture und Offshore Windparks. Eine Machbarkeitsstudie über die multifunktionale Nutzung von Offshore-Windparks und Offshore-Marikultur im Raum Nordsee“, von Bela Hieronymus Buck
- Heft Nr. 413/2002** – „Arctic Coastal Dynamics. Report of an International Workshop. Potsdam (Germany) 26.-30. November 2001“, edited by Volker Rachold, Jerry Brown and Steve Solomon
- Heft Nr. 414/2002** – „Entwicklung und Anwendung eines Laserablations-ICP-MS-Verfahrens zur Multielementanalyse von atmosphärischen Einträgen in Eisbohrkernen“, von Heiko Reinhardt
- Heft Nr. 415/2002** – „Gefrier- und Tauprozesse im sibirischen Permafrost - Untersuchungsmethoden und ökologische Bedeutung“, von Wiebke Müller-Lupp
- Heft Nr. 416/2002** – „Natürliche Klimavariationen der Arktis in einem regionalen hochauflösenden Atmosphärenmodell“, von Wolfgang Dorn
- Heft Nr. 417/2002** – „Ecological comparison of two sandy shores with different wave energy and morphodynamics in the North Sea“, von by Iris Menn
- Heft Nr. 418/2002** – „Numerische Modellierung turbulenter Umströmungen in Gebäuden“, von Simón Domingo López
- Heft Nr. 419/2002** – „Scientific Cruise Report of the Kara-Sea Expedition 2001 of RV 'Academic Petrov': The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO) and the EU Project 'ESTABLISH'“, edited by Ruediger Stein and Oleg Stepanets
- Heft Nr. 420/2002** – „Vulkanologie und Geochemie pliozäner bis rezenter Vulkanite der Bransfield-Straße / West-Anarktis“, von Andreas Veit
- Heft Nr. 421/2002** – „POLARSTERN ARKTIS XVII/2 Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition)“, by J. Thiede et al.
- Heft Nr. 422/2002** – „The Expedition 'AWI' of RV 'L'Atalante' in 2001“, edited by Michael Klages, Benoit Mesnil, Thomas Soltwedel and Alain Christophe with contributions of the participants
- Heft Nr. 423/2002** – „Über die Tiefenwasserausbreitung im Weddellmeer und in der Scotia-Sea: Numerische Untersuchungen der Transport- und Austauschprozesse in der Wedell-Scotia-Konfluenz-Zone“, von Michael Schodlok
- Heft Nr. 424/2002** – „Short- and Long-Term Environmental Changes in the Laptev Sea (Siberian Arctic) During the Holocene“, von Thomas Müller-Lupp
- Heft Nr. 425/2002** – „Characterisation of glacio-chemical and glacio-meteorological parameters of Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica“, by Fidan Göktas
- Heft Nr. 426/2002** – „Russian-Germann Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2001“, edited by Eva-Maria Pfeiffer and Mikhail N. Grigoriev
- Heft Nr. 427/2002** – „From the Inner Shelf to the Deep Sea: Depositional Environments on the Antarctic Peninsula Margin - A Sedimentological and Seismostratigraphic Study (ODP Leg 178)“, by Tobias Mörz
- Heft Nr. 428/2002** – „Concentration and Size Distribution of Microparticles in the NGRIP Ice Core (Central Greenland) during the Last Glacial Period“, by Urs Ruth
- Heft Nr. 429/2002** – „Interpretation von FCKW-Daten im Weddellmeer“, von Olaf Klatt.
- Heft Nr. 430/2002** – „Thermal History of the Middle and Late Miocene Southern Ocean - Diatom Evidence“, by Bernd M. Censarek.
- Heft Nr. 431/2002** – „Radium-226 and Radium-228 in the Atlantic Sector of the Southern Ocean“, by Claudia Hanfland.
- Heft Nr. 432/2002** – „Population dynamics and ecology of the surf clam *Donax serra* (Bivalvia, Donacidae) inhabiting beaches of the Benguela upwelling system“, by Jürgen Laudien.
- Heft Nr. 433/2002** – „Die Expedition ARKTIS XVII/1 des Forschungsschiffes POLARSTERN 2001“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach.
- Heft Nr. 434/2002** – „The Rôle of Sponges in High-Antarctic Carbon and Silicon Cycling – a Modelling Approach“, by Susanne Gatti.
- Heft Nr. 435/2003** – „Sedimente des Changeable-Sees, Oktoberrevolutions-Insel (Severnaja Zemlja), als Archive der Paläoumwelt Mittelsibiriens seit dem Frühweichsel“, von Alexandra Raab.

* vergriffen/out of print.

** nur noch beim Autor/only from the outhor.

