

# **Ozeanographie, Produktivität und Meereisverbreitung im Ochotskischen Meer während der letzten ca. 350 ka**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

vorgelegt von

André Kaiser

Kiel, 2001

Referent/in:

Prof. Dr. Jörn Thiede

Korreferent/in:

Prof. Dr. Wolf-Christian Dullo

Prof. Dr. W. Kuhnt

Tag der mündlichen Prüfung:

Zum Druck genehmigt:

gez. Prof. Dr. Th. Bauer

Der Dekan

## Zusammenfassung

Das Ochotskische Meer ist ein Randmeer des Pazifischen Ozeans, das durch starke Variationen in der Produktivität und dem terrigenen Sedimenteintrag infolge von Meereistransport und Flußfracht gekennzeichnet ist. Darüber hinaus bestimmen Veränderungen im hydrologischen Zyklus die Bildung von SOIW (Sea of Okhotsk Intermediate Water), das als Quelle der Zwischenwasserdurchlüftung im N-Pazifik von Bedeutung ist. Mittels Isotopenkurven, gemessen an planktischen und benthischen Foraminiferen, sowie sedimentologischer und geochemischer Untersuchungen an Sedimentkernen und Oberflächenproben aus dem Ochotskischen Meer erfolgt eine Rekonstruktion der paläozeanographischen Verhältnisse für die letzten ca. 350.000 Jahre. Die Datierung und eine Korrelation der Sedimente werden auf der Grundlage einer Sauerstoff-Isotopenstratigraphie, absoluten Sedimentaltern, mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilität, sowie einer beckenweiten Tephrochronologie durchgeführt.

Die Sedimentationsraten weisen im Ochotskischen Meer starke räumliche und zeitliche Schwankungen auf. Die höchsten Sedimentationsraten treten am Kontinentalhang vor Sachalin auf, welche den Einflußbereich des Amur-Flußes, die Hauptbahn der Meereisdrift und eine erhöhte Produktivität widerspiegeln. Relativ hohe Sedimentationsraten kennzeichnen auch die östliche Region vor dem Kontinentalhang Kamtschatkas im Einflußbereich des nährstoffreichen Kamtschatkastromes. In der zentralen und nördlichen Region, beides Bereiche geringer Produktivität und verringerter Terrigenzufuhr, sind die Sedimentationsraten deutlich niedriger.

Anhand der Bearbeitung des Oberflächenprobensatzes konnten die (sub-)rezent wirkenden Eintrags-, Transport- und Sedimentationsprozesse identifiziert und charakterisiert werden.  $^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ - und  $^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Signale, hohe IRD-, sowie  $\text{AR}_{\text{TOC}}$ -,  $\text{AR}_{\text{CaCO}_3}$ - und Opal-Akkumulationsraten kennzeichnen auf der westlichen Seite vor dem Kontinentalhang Sachalins einen dominanten Meereistransport sowie eine Hochproduktivitätsregion im Einflußbereich des Amur. Die östliche Region vor dem Kontinentalhang Kamtschatkas ist infolge des Einflusses des wärmeren und nährstoffreichen Kamtschatkastromes, der die südöstliche Ausdehnung des Meereises begrenzt, geprägt durch einen geringen IRD-Fluß, erhöhte Akkumulationsraten an Produktivitäts-Parametern und markante  $^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ - und  $^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Werte.

Zeitliche und räumlich stark fluktuierende terrigene, biogene und vulkanogene Sedimenteinträge kennzeichnen die Ablagerungen der letzten ca. 350.000 Jahre, wobei das Sedimentationsmuster vor allem von terrigenen Komponenten bestimmt wird. Sowohl die Gesamtsedimentparameter als auch die Partikelzusammensetzungen erlauben es, glaziale/interglaziale Fluktuationen zu unterscheiden. Erhöhte Anteile an eistransportiertem Material (IRD) charakterisieren vor allem die Kaltzeiten.

Während der Warmzeiten ist die Primärproduktion erhöht. Für den letzten Glazial/Interglazialzyklus belegt das aus IRD-Verteilungsmustern abgeleitete Eisdriftmuster einen dominanten Meereistransport im Westteil und größtenteils offene Wasserflächen im Ostteil mit einem mehr oder weniger stark ausgebildeten, zyklonalen Oberflächenzirkulationssystem.

Im Stadium 6 spiegelt der hohe IRD-Fluß im östlichen Teil des Ochotskischen Meeres ein völlig neues Bild wider: Während dieser Kaltphase reichten die Gletscher wahrscheinlich bis an die Küste bzw. bis an den Schelfrand des Ochotskischen Meeres. Infolgedessen scheint auch der Eisbergtransport aus nordöstlicher bzw. östlicher Richtung für diese Zeitscheibe eine Rolle zu spielen. Zu Zeiten von Meeresspiegelabsenkungen kommt es in den Kaltzeiten im Ochotskischen Meer gleichfalls zu mächtigen Methanpulsationen, welche die  $^{13}\text{C}$ -Signatur der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (s) beeinflussen.

Sedimentkerne am Kontinentalhang Sachalins erlauben Einblicke in die holozäne Klimageschichte und weisen auf eine kurzfristige Klimavariabilität im Ochotskischen Meer hin, wobei kleinskalige Variationen im Stadium 3 in Beziehung zu den globalen, klimatischen Wechseln stehen, die in den grönländischen Eiskernen als Dansgaard-Oeschger-Zyklen und in den verschiedenen marinen Sedimentkernen des Nordatlantiks als Heinrich-Ereignisse beschrieben wurden.

## **Abstract**

The Sea of Okhotsk is a marginal sea of the Pacific Ocean, which is characterized by strong variations in the productivity and sediment supply due to sea ice transport and river input. Furthermore the variations in the hydrological cycle determine the formation of the SOIW (Sea of Okhotsk Intermediate Water) which plays an important role in the ventilation processes in the intermediate water of the N-Pacific. Isotope data measured on planktonic and benthic foraminifera, sedimentological and geochemical studies of sediment cores and surface samples from the Sea of Okhotsk are used to reconstruct the paleoceanography during the past 350.000 years. The dating and correlation of the sediments are based on oxygen isotope stratigraphy, absolute ages, magnetic susceptibility as well as a detailed tephrachronology of the entire basin.

The sedimentation rates are characterized by temporal and spatial variations. The maximum sedimentation rate takes place at the continental slope off Sakhalin due to the input of the Amur River, the sea ice drift and the high productivity. The sedimentation rate in the eastern part of the Sea of Okhotsk is generally high because of the influence of the nutrient-rich Kamchatka Current.

In the central and northern parts of the Sea of Okhotsk, areas with low productivity and reduced terrestrial supply, the sedimentation rate is the lowest.

The analyses of the surface sediment samples make it possible to characterize the (sub)- recent sediment supply and transportation processes. The bulk sediment measurements, isotope data and the accumulation rate of ice-rafted debris (IRD) show a dominant sea ice cover and a region with a high productivity as well as a high Amur River input in the western part of the sea. The eastern part of the Sea of Okhotsk, however, is marked by the predominance of warm and nutrient-rich water masses coming from the Kamchatka Current which restricts the sea ice cover. This is reflected in low content of ice-rafted debris and high productivity proxies as well as in isotope data.

The deposits of the Sea of Okhotsk are characterized by terrestrial, biogenic and volcanogenic sediment input which varies temporally and spatially. Here, the sedimentation pattern is dominated by the terrestrial input. Bulk sediment measurements and sample analyses of the > 63 micron particle input make it possible to distinguish glacial and interglacial fluctuations. The sedimentation processes during glacial times are determined by a high content of ice-rafted debris, whereas the primary production is higher during interglacial periods. During the last glacial/interglacial cycle the IRD-distribution pattern indicates a strong sea ice transport in the western part and in large areas of the open sea in the eastern part of the Sea of Okhotsk with a relatively constant ice-drift system.

The IRD flux in sediments of the oxygen isotope Stage 6 reflects a new sedimentation pattern in the eastern part of the sea. This high IRD accumulation rate indicates ice advances beyond the shelf margin and an iceberg transport from NE-E direction into the Sea of Okhotsk. The several large, brief, negative anomalies in  $^{13}\text{C}$  values of *Neogloboquadrina pachyderma* (s) show releases of methane from basin sediments which correspond to periods of relative sea level falls.

The high sedimentation rates on the Sakhalin slope allow insights into the climatic history in Holocene and indicate shorter-scale variations oscillation in Stage 3, which correlate with the global climatic changes. These variations are described as Dansgaard-Oeschger cycles in Greenland ice cores and as Heinrich-Events in several marine sediment cores from the N-Atlantic.

**Inhaltsverzeichnis:**

**Zusammenfassung/Abstract**

<b>1. Einleitung und Fragen dieser Arbeit.....</b>	<b>1</b>
<b>2. Physiographische und ozeanographische Situation im Ochotskischen Meer.....</b>	<b>2</b>
2.1 Bathymetrie und rezente Hydrographie.....	2
2.2 Zwischenwasserbildung und Karbonatlösung im Ochotskischen Meer.....	6
2.3 Atmosphärische Zirkulation und Meereisbedeckung.....	7
2.4 Produktivität im Ochotskischen Meer.....	10
<b>3. Material und Methoden.....</b>	<b>11</b>
3.1 Probenmaterial und Probennahme.....	11
3.2 Analyse der stabilen Isotope.....	13
3.3 AMS <sup>14</sup> C-Datierungen.....	14
3.4 Sedimentologische Analysen.....	15
3.4.1 Grobfraktionsanalyse (Korngrößenverteilung und Komponentenbestimmung).....	15
3.4.2 Auswertung von Radiographien.....	15
3.5 Karbonat-, Stickstoff-, und organische Kohlenstoff-Gehaltsbestimmungen.....	15
3.6. "Logging- Daten".....	16
3.6.1 Magnetische Suszeptibilität.....	16
3.6.2 Farbspektrum.....	16
3.7 Hauptelementanalyse vulkanischer Aschen.....	16
3.8 Berechnung der Akkumulationsraten.....	17
<b>4. Stratigraphie und Sedimentationsraten.....</b>	<b>19</b>
4.1 Stratigraphische Korrelation zwischen parallel-gekernten MUC/MIC - und SL-Profilen.....	19
4.2 Stratigraphische Methoden.....	19
4.2.1 Sauerstoffisotopen- und Lithostratigraphie, AMS <sup>14</sup> C-Datierungen und magnetische Suszeptibilität.....	19
4.2.2 Tephrochronologie.....	21
4.3 Alters/Tiefen-Modelle und lineare Sedimentationsraten.....	24
<b>5. Ergebnisse und Diskussion.....</b>	<b>26</b>
5.1 Rezente Verteilung sedimentologischer und geochemischer Parameter als Abbild des modernen Environments.....	26
5.1.1 Zeitliche Einstufung der Oberflächensedimente.....	26
5.1.2 Hinweise zur Produktivität und den terrigenen Sedimenteintrag.....	26

5.1.3 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope der Oberflächensedimente.....	31
5.2 Räumliche und zeitliche Änderungen im Sedimentgeschehen.....	34
5.2.1 Grobfraktionsanteile und Korngrößenverteilung der Grobfraktion.....	34
5.2.2 Biogene und terrigene Komponenten der Grobfraktion.....	39
5.2.3 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope.....	43
5.2.4 Kalziumkarbonat, organischer Kohlenstoff, Stickstoff und das C/N-Verhältnis.....	54
5.2.5 Magnetische Suszeptibilität und Farbscanner.....	59
5.2.6 Akkumulationsraten der Gesamtsedimentparameter und der Partikel.....	63
5.3 Einblicke in die kurzfristige und langfristige Klimavariabilität im Ochotskischen Meer.....	70
5.3.1 Veränderlichkeit der Ozeanologie und der Paläo-Umwelt während der letzten ca.15.000 Jahre am Kern LV28-4 im Bereich des östlichen Kontinentalthang Sachalins.....	70
5.3.2 Suborbitale Schwankungen in den Proxydaten des Ochotskischen Meeres (Kern LV28-2) - Dansgaard-Oeschger-Zyklen?.....	75
5.4 Die Eisdrift im Ochotskischen Meer während der letzten ca. 200.000 Jahre.....	81
5.4.1 Paläozeanographische Bedeutung einer Meereisdecke.....	81
5.4.2 Rekonstruktion der Meereisbedeckung im Ochotskischen Meer.....	81
5.4.2.1 Der letzte Glazial/Interglazialzyklus.....	81
5.4.2.2 Das Isotopenstadium 6.....	90
<b>6. Schlußfolgerungen.....</b>	<b>94</b>
<b>7. Literaturverzeichnis.....</b>	<b>98</b>
<b>8. Danksagung.....</b>	<b>114</b>
<b>Anhang</b> (siehe Anhangband)	

## 1. Einleitung und Fragen dieser Arbeit

Die vorliegende Arbeit untersucht die Ablagerungsgeschichte und die Paläozeanologie des Ochotskischen Meeres über die letzten 350.000 Jahre und versucht die Steuerungsmechanismen aufzuzeigen. Einen Schwerpunkt der sedimentologisch-chemischen Untersuchungen bilden die räumlichen Veränderungen im Sedimentgeschehen des letzten Glazial/Interglazial-Zyklus. Ausgehend von der terrigenen und biogenen Komponentenverteilung erfolgt eine Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Sedimentverteilung und-konzentration. Untersuchungen an der Grobfraction in hohen Breiten sind bereits von verschiedenen Autoren mit unterschiedlichen methodischen Ansätzen verfolgt worden (z.B. RUDDIMAN und McINTYRE, 1981; VORREN et al., 1984; HENRICH, 1986; 1990; HENRICH et al., 1989b). Die Arbeiten zeigen, daß die hohe Variabilität und zeitliche Veränderlichkeit der biogenen und terrigenen Partikeleinträge Schlußfolgerungen erlauben, aus denen sich die paläozeanographisch-klimatische Entwicklung rekonstruieren läßt. Hinweise auf den terrigenen Sedimenteintrag liefern die Kurven der magnetischen Suszeptibilität sowie die Grobfractionsanalysen zur Quantifizierung von eistransportiertem Schutt. Andere Sedimentparameter, wie Kalziumkarbonatgehalte, planktische und benthische Foraminiferengehalte sowie die Charakterisierung des organischen Kohlenstoffs wurden herangezogen, um Aussagen über die Produktivität im Ochotskischen Meer zu erstellen. Bestimmungen der Korngrößenverteilung ermöglichen Aussagen über die Sedimentationsprozesse und die Eintragsmechanismen. Die Paläo-Wassermassensignatur soll mit planktischen und benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopen erfaßt werden.

Ziel ist es mit Hilfe dieses Multi-Proxy-Ansatzes vor allem Antworten auf folgende Fragen zu finden:

- (1) Welche Aussagen lassen sich zur Meereisverteilung im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus machen?
- (2) Gibt es Belege für Vorstöße von Gletschermassen/Eisbergen in das Ochotskische Meer?
- (3) Wie sah die Verbreitung von vulkanischen Aschenlagen im Ochotskischen Meer aus, und lassen diese sich als stratigraphische Marker nutzen?
- (4) Gab es während der Glaziale eine erhöhte Bildung von Zwischenwasser, die zu einer verbesserten Durchlüftung des Zwischenstockwerkes führte?
- (5) Welchen Einfluß haben der Kamtschatkastrom und der Amur auf die Wassermassensignatur und Paläoproduktivität während der letzten ca. 350.000 Jahre?
- (6) Gibt es Belege für massive Methanentgasungen während der letzten 350.000 Jahre?



## 2. Physiographische und ozeanographische Situation im Ochotskischen Meer

### 2.1 Bathymetrie und rezente Hydrographie

Das Ochotskische Meer ist ein subarktisches Randmeer des Pazifiks. Es wird geographisch von folgenden geologischen Einheiten begrenzt: im Süden von den Kurilen-Inseln (Oligozän/Miozän), im Osten von der Kamtschatka-Faltungszone (Kreide/Tertiär mit zwischengeschalteten älteren Gesteinen), im Norden und Nordwesten vom spätmesozoischen Ochotsk-Chutotsk-Vulkangürtel und im Westen vom spätpaläozoisch-mesozoischen Faltungskomplex von Sachalin und Nord-Hokkaido. Entlang des Kurilen-Kamtschatka-Bogens wird auf einer Länge von ca. 2500 km die Pazifische Platte subduziert (SAVOSTIN et al., 1983). Die Datierungen weisen auf ein Entstehungsalter für das Ochotskische Meer zwischen 209- 45 Mio. Jahren (GNIBIDENKO, 1985).

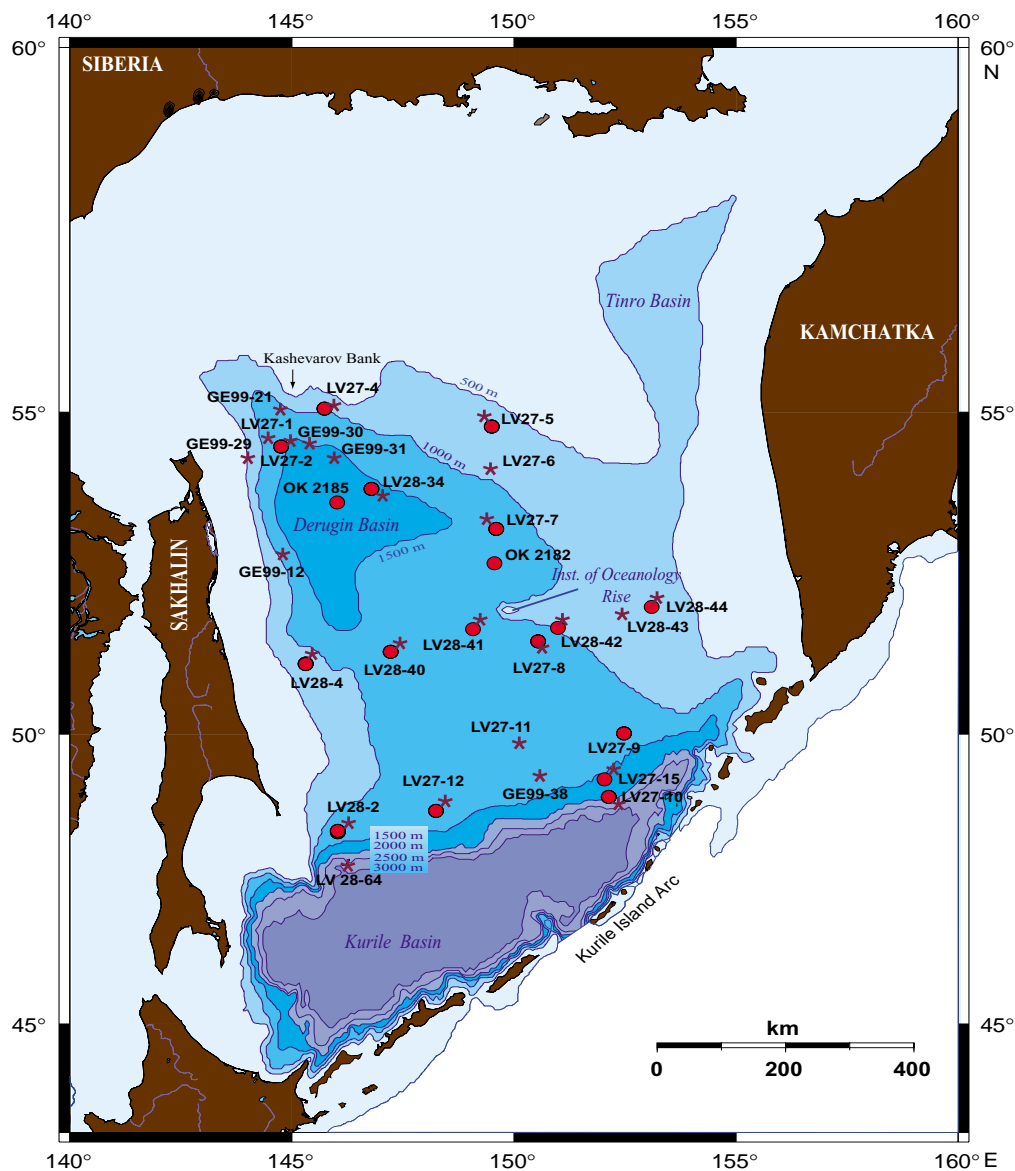


Abb. 1: Bathymetrische Karte des Ochotskischen Meeres mit den Lokationen der Sedimentkerne (Kreise) und der Sedimentoberflächenproben (Sterne), die im Rahmen dieser Arbeit bearbeitet wurden.

Im Gebiet des Ochotskischen Meeres lassen sich als größere strukturelle und morphologische Einheiten der breite Schelf im Norden, das Kurilen-Becken im Süden und mehrere Schwellen und Becken im zentralen Teil unterscheiden, so z.B. *Institute of Oceanology-Rise*, das *Derugin-* und das *Tinro-Becken* (GNIBIDENKO, 1985; GNIBIDENKO und SVARICHEVSKY, 1984; SAVOSTIN et al., 1983). Das *Kurilen-Becken* ist das größte und mit einer Wassertiefe von 3374 m das tiefste der drei Becken im Ochotskischen Meer (Abb. 1).

Die bathymetrischen Strukturen beeinflussen die Ausbreitung und den Austausch der Wassermassen im Ochotskischen Meer. Abb. 2A gibt eine Übersicht über die heutigen Hauptstrukturen der Ozeanographie im Ochotskischen Meer (DODIMEAD et al., 1963; REID, 1965; YASUOKA, 1967; KURASHINA et al., 1967; FAVORITE et al., 1976). Die Oberflächenwassermassen im Ochotskischen Meer folgen infolge dominanter NW- und SE-Winde im wesentlichen einem zyklonalen Wirbel (SAPOZHNIKOV et al., 1999). Südwestlich von Kamtschatka strömt relativ warmes, salzreiches Wasser aus dem Pazifischen Ozean durch die Kurilen-Straßen in das Ochotskische Meer (TALLEY und NAGATA, 1995). Im Winter verhindert dieser Einstrom im südöstlichen Teil des Ochotskischen Meeres größtenteils die Meereisbildung. Die Wassermasse strömt weiter als Kamtschatkastrom in nördliche Richtung, biegt in westliche Richtung ab und fließt als Ostsachalinstrom wieder nach Süden zurück (YANG und SUSUMU, 1996). In den Wintermonaten verstärkt sich der Ostsachalinstrom und bringt sehr kaltes und salzarmes Wasser nach Süden bis an die Küste von Hokkaido (SHUNTOV et al., 1998; TAKIZAWA, 1982). Die Süßwasserzuflüsse, insbesondere durch den Amur, sorgen oberflächennah für eine Aussüßung des Wassers (PARKINSON und GRATZ, 1983; ROGACHEV, 2000). Aus der Japan-See führt der Soyastrom warmes und salzreiches Wasser durch die Soya-Straße in das Ochotskische Meer (Abb. 2A), wobei dieses auf den kalten und salzarmen Ostsachalinstrom trifft und sich vermischt (TAKIZAWA, 1982; YASUOKA, 1967).

Während der Sommermonate wird das Ochotskische Meer durch eine spezielle hydrographische Struktur geprägt, die dadurch gekennzeichnet ist, daß eine warme salzarme Oberflächenschicht in den oberen 30-50 m von einem Temperaturminimum nahe dem Gefrierpunkt unterlagert ist. Diese sogenannte *dichothermale Schicht* kommt im zentralen Ochotskischen Meer in einer Tiefe zwischen 50 und 150 m vor (Abb. 2B; FREELAND et al., 1998). Hier treten auch die stärksten Temperaturgradienten auf, die durch relativ warme Oberflächenwassertemperaturen (bis zu  $>10^{\circ}\text{C}$ ) hervorgerufen werden. Die dichothermale Schicht bildet sich aus dem kalten Oberflächenwasser des Winters durch Konvektion (Herbststürme) und ist mit dem Winterwasser antarktischer Gebiete vergleichbar. Die geringe Salinität in den oberen Wasserschichten wird einerseits durch das Vorherrschen des Niederschlags über die Verdunstung in diesem Gebiet, durch eine intensive Meereisschmelze im Frühjahr und andererseits durch den Frischwassereintrag durch Flüsse in das Ochotskische Meer bestimmt (UDINTZEV, 1957).

## 2. Physiographische und ozeanographische Situation im Ochotskischen Meer

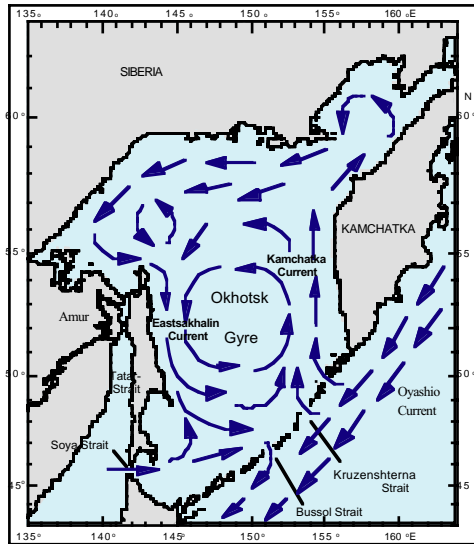


Abb. 2A:  
Hauptstrukturen der heutigen Ozeanographie

- der "Ochotskische Wirbel", großräumige, zyklonische Strömungsstruktur
- Einstrom nährstoffreicher Wassermassen aus dem Kamtschatka Strom
- Einstrom salinärer Wassermassen aus der Japansee (Schwellentiefe 50 m)
- Zwischenwasserausstrom und Tiefenwasserinstrom durch die Bussol und Kruzshsterna Passagen (Schwellentiefe 1800-2300 m)
- Sommer: dünne oberflächennahe Schicht (ca. 20 m) mit hohen oberflächennächsten Temperaturen bis zu 16-17 °C, extremer Temperaturgradient in den oberen 50 m, Dichteschicht (ca. 20-200 m), die sich durch ein Temperaturminimum auszeichnet und als Reststruktur der winterlichen Konvektion interpretiert wird, unterhalb der Dichteschicht kontinuierlicher Temperaturanstieg auf Werte von 2-3 °C.
- Herbst und Winter: tiefgreifende Konvektion bis etwa 300 m, Zwischenwasserbildung in den NE-Schelfregionen

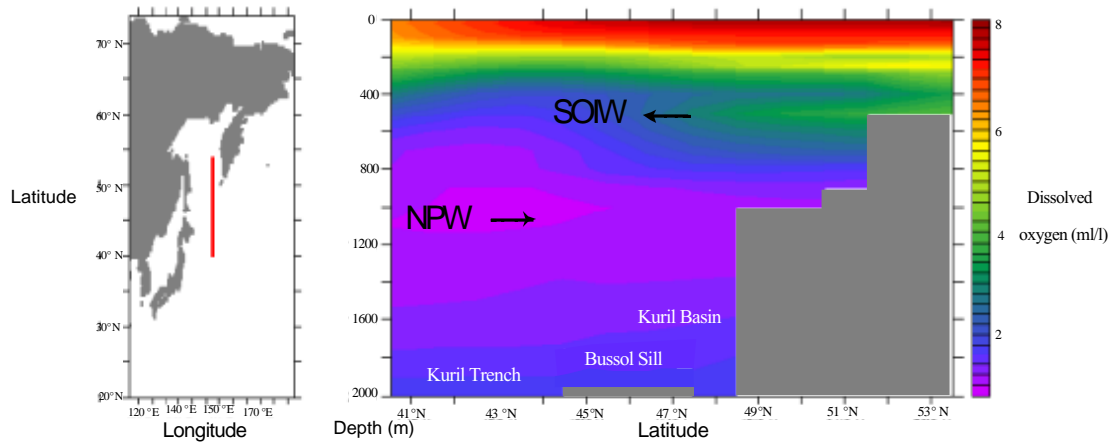


Abb. 2B: Verteilung der Sauerstoffkonzentrationen im oberen Wassermassenstockwerk (0-2000 m) auf einem Nord-Süd Schnitt (152°E) durch die See von Ochotsk und den angrenzenden NW-Pazifik (World Ocean Atlas, 1994; Februar). Der Auström des Ochotskischen Zwischenwassers (SOW) bildet sich mit einem Maximum in den Sauerstoffkonzentrationen ab. Einströmende pazifische Wassermassen (NPW) haben hingegen deutlich geringere Konzentrationen (TIEDEMANN et al., unveröffentlicht).

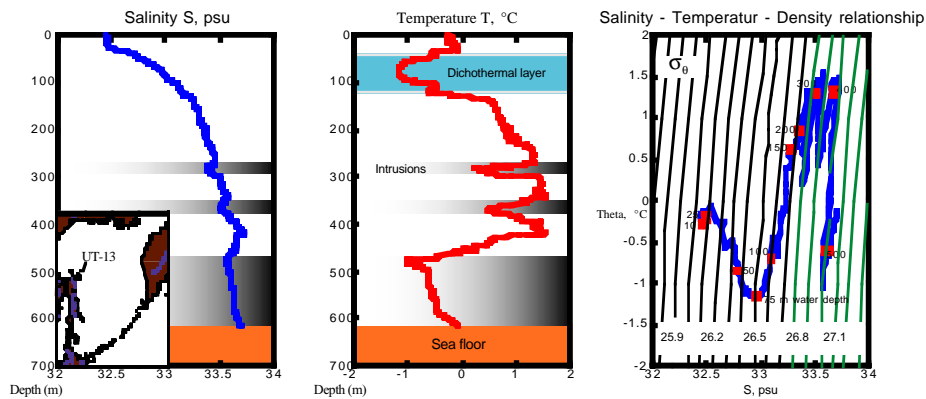


Abb. 2C: Salinitäts-Temperatur-Dichte Verteilung in der Wassersäule am Kontinentalhang vor NE-Sakhalin. Die Daten wurden während der KOMEX-Expedition "Utios" im Frühjahr 1999 gewonnen und spiegeln den Bildungsprozess des Ochotskischen Zwischenwassers wider (WINKLER, 2000). Kalte, relativ salzarme Wassermassen sinken am Schelf ab und schichten sich entsprechend ihrer Dichte in der Wassersäule ein (Intrusionen). Sie bilden sich in den Temperatur- und Salinitätsprofilen mit deutlichen Anomalien (hellgrau hinterlegt) ab. Potentielle Dichten von 26.8 - 27.4 sind typisch für das Ochotskische Zwischenwasser und werden ab einer Wassertiefe von ca. 300 m erreicht (TIEDEMANN et al., unveröffentlicht).

Dabei spielt der Amur mit seinem bedeutenden Frischwasserausstrom eine besondere Rolle. Der bisherige Kenntnistand zum heutigen Flußeintrag des Amur ist in Abb. 3 zusammengefaßt. Der Amurzustrom beträgt ca.  $370 \text{ km}^3/\text{a}$ , wobei dieser Zustrom jährlich stark fluktuieren kann (OGI et al., 1995; ROGACHEV, 2000). Unter dem Einfluß des Amurausstromes, der Eisschmelze und des Niederschlages betragen die Oberflächensalinitäten in dem Bereich vor dem Kontinentallhang Sachalins im Jahresmittel weniger als 32.5 Einheiten (KITANI, 1973). An der NE-Küste Sachalins im Amurausstromgebiet können die Salinitäten im Sommer zu Zeiten des stärksten Amur-Flußeintrages, bis auf 27 Einheiten sinken (SOSNIN, pers. Mittlg.). Die größten Abflußraten treten zwischen Juli und Oktober auf, zeitverzögert zu den Niederschlagsmaxima im Juli und August.

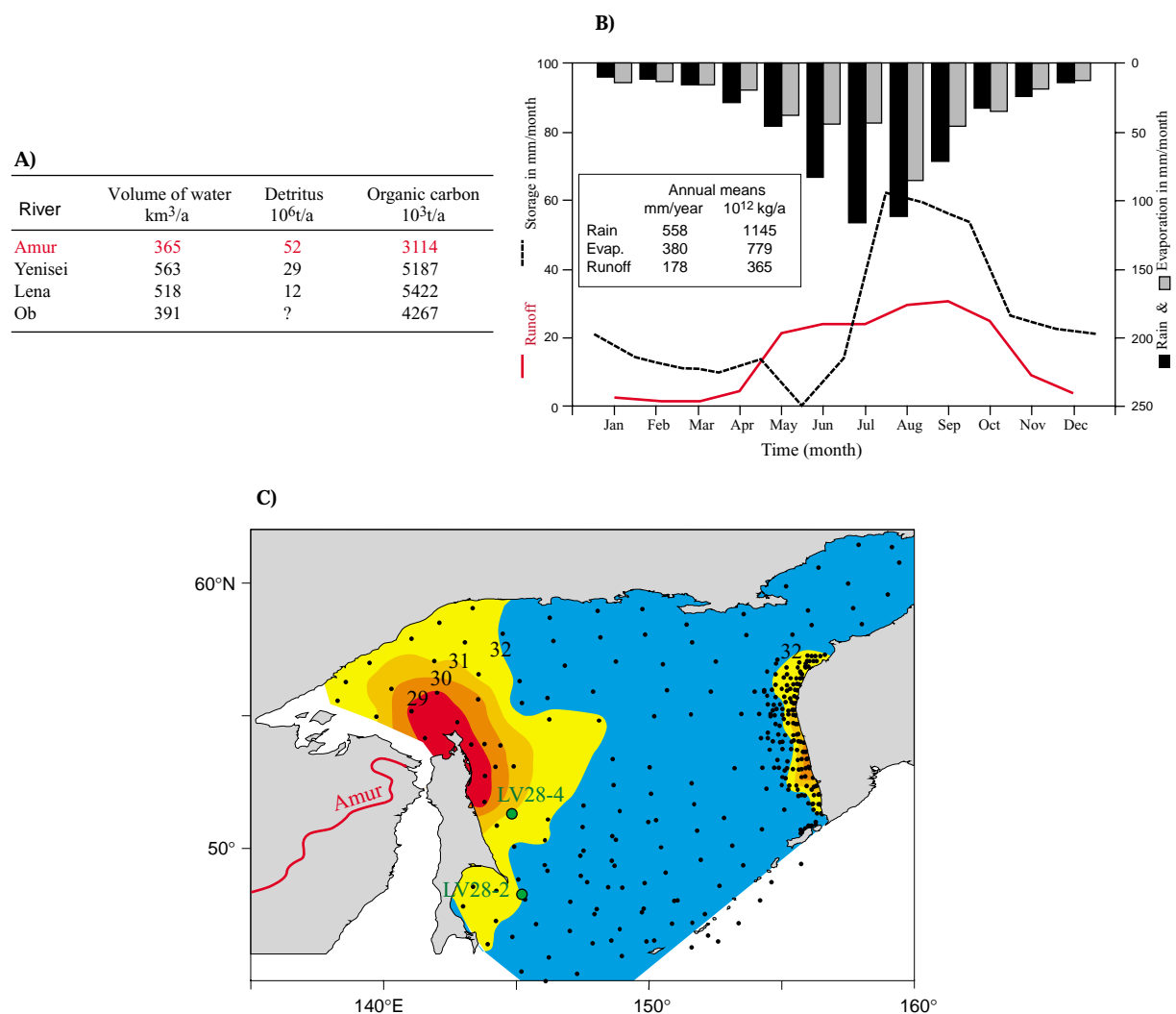


Abb. 3: A) Jahreszeitliche Schwankungen im Wasservolumen und Speicherfähigkeit des Amur, Niederschlags- und Verdunstungsraten; B) den heutigen Amurzustrom; C) sowie Salinitätsmuster im Ochotskischen Meer (nach OGI et al., 1995 und SOSNIN, unveröfftl. Daten; TIEDEMANN et al., unveröfftl.). Eingezeichnet sind die Kernstationen LV28-4 und LV28-2.

Dieser bedeutende Süßwassereintrag hat weitreichenden Einfluß auf die Wassermassenschichtung im Ochotskischen Meer. So ist die deutlich ausgeprägte Halokline im Ochotskischen Meer größtenteils auf die hohe Süßwasserzufuhr vom Amurfluß zurückzuführen. Parallel dazu bildet die Süßwasserzufuhr die Grundlage für die Bildung und damit für den Export von enormen Eismassen. Mit dem Flußwasser werden außerdem große Mengen von Nährstoffen und fluviatilem terrigenem Material transportiert. Markant sind die deutlich höheren Anteile an Suspensionsfracht, welche in das Ochotskische Meer gelangen, gegenüber den anderen großen sibirischen Flüssen (OGI et al., 1995).

## 2.2 Zwischenwasserbildung und Karbonatlösung im Ochotskischen Meer

Ähnlich wie die Norwegisch-Grönländische See für den Atlantik, so hat das Ochotskische Meer große Bedeutung als Quelle für die Bildung und Durchlüftung des Nordpazifischen Zwischenwassers (NPIW) (OHTANI und NAGATA, 1990; RISER, 1990; TALLEY, 1991; FREELAND et al., 1998; WONG et al., 1998; MARTIN und KAWASE, 1998, WINCKLER, 1999). Danach kommt es in Zuge der winterlichen Meereisbildung auf den nördlichen und westlichen ochotskischen Schelfen zur Bildung von Zwischenwasser (SOIW = *Sea of Okhotsk Intermediate Water*). Es wird angenommen, daß sich das SOIW durch Mischungsprozesse von einströmendem nordpazifischen Wasser mit kaltem, dichten Schelfwasser bis zu einer Dichte von  $27.4 \sigma_\theta$  (WONG et al., 1998) bildet. Das sauerstoffreiche SOIW breitet sich in Wassertiefen von 200-1000 m entsprechend seiner potentiellen Dichte aus (Abb. 2B). Es strömt heute in einer Kerntiefe von ca. 500 m mit mindesten  $2,7 \text{ Sv}$  ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) aus dem Ochotskischen Meer und ventiliert das Zwischenstockwerk des NW-Pazifiks. Bei gleicher Dichte ist das SOIW im Vergleich zum NPIW sauerstoffreicher, nährstoffärmer, kälter und salzärmer. Aufgrund der Vermischung verliert sich heute die Signatur des SOIW etwa 300-400 km südlich der Kurilen-Inselkette (WONG et al., 1998). Bislang waren die Regionen und die Prozesse der Zwischenwassermassenbildung im Ochotskischen Meer strittig. Erste deutliche Anhaltspunkte dafür wurden während der KOMEX-Expedition „Utyos“ im Frühjahr 1999 an der Meereiskante vor Sachalin gefunden (Abb. 2C). Die Salinitäts- und Temperaturanomalien am Kontinentallhang vor NE-Sachalin weisen dort auf deutliche Intrusionen von Wassermassen mit Dichten  $>26.8 \sigma_\theta$  hin. Diese sinken am Schelf ab und strömen den Kontinentallhang entlang bis sie sich entsprechend ihrer Dichte in die Wassersäule einschichten. Mit zunehmender Entfernung von ihrem Ursprungsort nimmt das Alter der Wassermasse zu, während der Durchlüftungsgrad abnimmt. Das belegen erste  $\text{C}^{14}$ -Altersdatierungen und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ -Analysen an KOMEX-Wasserproben auf einem W-E-Profil nordöstlich von Sachalin, mit  $\text{C}^{14}$ -Altern von 380 und 615 Jahren für eine Wassertiefe von 360-500 m (TIEDEMANN, pers. Mittlg.).

Unterhalb des SOIW (ca. 500 m Wassertiefe) bedingt der Einstrom alter  $\text{CO}_2$ -reicher und daher Karbonat-agressiver pazifischer Wassermassen eine rasche Zunahme der Karbonatlösung am

Meeresboden. Die Grenzfläche beider Wassermassen bestimmt im wesentlichen auch die Tiefenlage der Lysokline ( $\Delta\text{CO}_3^{2-} = 0$ ; Abb. 4). Darüber hinaus beeinflussen Schwankungen in der oberflächennahen Produktivität über Veränderungen im Corg/CaCO<sub>3</sub>-Flux die Tiefenlage der Lysokline. Ein erhöhter Karbonat-Flux kann zu einer Vertiefung der Lysokline führen, während ein erhöhter organischer Kohlenstoff-Flux über die Oxidation von Corg zu einer erhöhten Karbonatlösung am Meeresboden und in den obersten Sedimentschichten, sowie einer Verflachung der Lysokline führt. Dieser Prozeß führt insbesondere in Schelfnähe, also in Regionen erhöhter Produktivität und einem erhöhten Corg/CaCO<sub>3</sub>-Transfer zu einer Verflachung der Lysokline bis auf ca. 250 m (BYCHKOV et al., 1994).

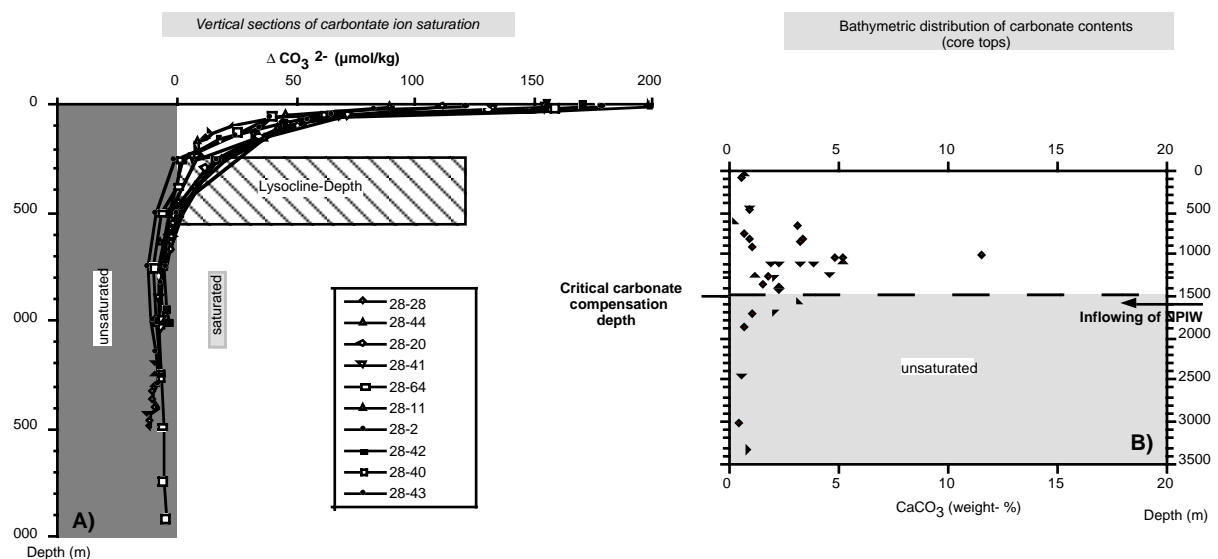


Abb. 4: A) Wassertiefenabhängige Karbonatlösung anhand von Kalzitsättigungsprofilen (BIEBOW und HÜTTEN, 1998) und B) Karbonatgehalte (Gew.-%) von Oberflächenproben.

### 2.3 Atmosphärische Zirkulation und Meereisbedeckung

Das Ochotskische Meer wird stark beeinflusst durch die klimatischen Bedingungen auf dem Kontinent. Im ganzen nordpazifischen Gürtel ist das Ochotskische Meer durch die geringsten Lufttemperaturen und der am stärksten ausgeprägtesten Meereisdecke charakterisiert. Die rezente Meereisverbreitung wird besonders von der Temperaturverteilung, den Windverhältnissen und hydrologischen Faktoren beeinflusst. Die durchschnittliche Lufttemperatur beträgt im Winter  $-6^{\circ}\text{C}$  und  $18^{\circ}\text{C}$  im Sommer (GROVES und NUNT, 1980). Extreme Wintertemperaturen reichen von  $0^{\circ}\text{C}$  im südlichen Teil bis  $-32^{\circ}\text{C}$  im nördlichen Teil des Ochotskischen Meeres (WAKATSUCHI und MARTIN, 1990).

Die oberflächennahe Strömungsstruktur und die Meereisausbreitung sind eng an die Verschiebung des Luftdruck- und Windfeldes gebunden. Die atmosphärischen Drucksysteme und Winde über dem Ochotskischen Meer werden durch die saisonalen Variationen des

regionalen Luftdruckmusters bestimmt. Im Winter herrscht das *Sibirien-Hoch* und *Nordpazifische-Tief* (*Aleuten-Tief*) vor, und im Sommer wird die atmosphärische Zirkulation vom *Kontinentalen-Tief* und dem *Hawaii-Hoch* bestimmt (Abb. 5).

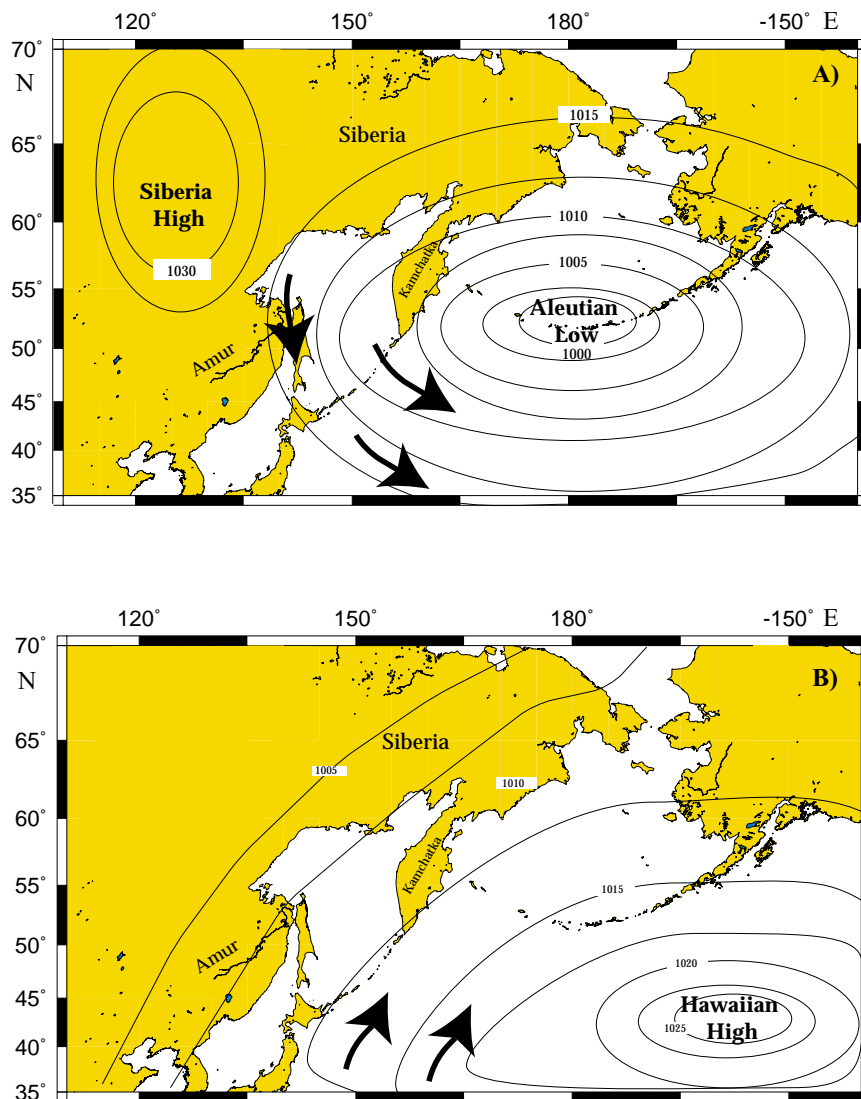


Abb. 5: Luftdruck (in millibar) auf Meeresspiegelniveau und vorherrschende Winde (Pfeile), A) im Winter und B) im Sommer (nach DODIMEAD et al., 1963).

Ein Hauptcharakteristikum für das Klima in dieser Region sind die vorherrschenden Monsunwinde. Der SE-Monsun tritt hauptsächlich im Sommer auf, der NW-Monsun im Winter. Dieser saisonal bedingte Wechsel hat einen großen Einfluß auf die Hydrographie und Meereisverteilung im Ochotskischen Meer. So bringt vor allem der warme SE-Monsun Feuchtigkeit und Niederschlag mit. Infolge dessen sinkt im Sommer die Oberflächensalinität im Ochotskischen Meer. Der vorherrschende kalte NE- bzw. NW-Monsun im Winter bringt kalte Luftmassen heran und führt zur küstennahen Meereisbildung. Gleichzeitig wird das Meereis von der Küste weggedrückt und bis in das südliche Gebiet des Ochotskischen Meeres

wegtransportiert (WAKATSUCHI und MARTIN 1990). Solche Bedingungen können nur durch dünnes Küsteneis vor den nord-nordwestlichen Schelfgebieten sowie durch küstennahe *Polynyas*, wo ständig neues Eis produziert wird, aufrechterhalten werden. Küstennahe *Polynyas* treten im Ochotskischen Meer an den nordwestlichen Schelfgebieten und über der Kashevarov-Bank auf (Abb. 1, ALFUTIS und MARTIN, 1987). Auch Flußeintrag hat einen Einfluß auf die Meereisproduktion (AAGAARD et al., 1975). Weniger salines Wasser, verdünnt durch den Flußeintrag, gefriert aufgrund seiner geringeren Dichte bei höheren Temperaturen. Die „Küche“ der Meereisbildung befindet sich somit im Ochotskischen Meer neben den flachen nördlichen und nordwestlichen Schelfgebieten vor dem Amurausstrom.

Das Meereis wird zunächst Mitte November im nördlichen Teil des Ochotskischen Meeres gebildet. Die maximale Ausdehnung wird Mitte März erreicht; durchschnittlich 80% des Ochotskischen Meeres sind mit Meereis bedeckt (Abb. 6, WADACHI, 1987).

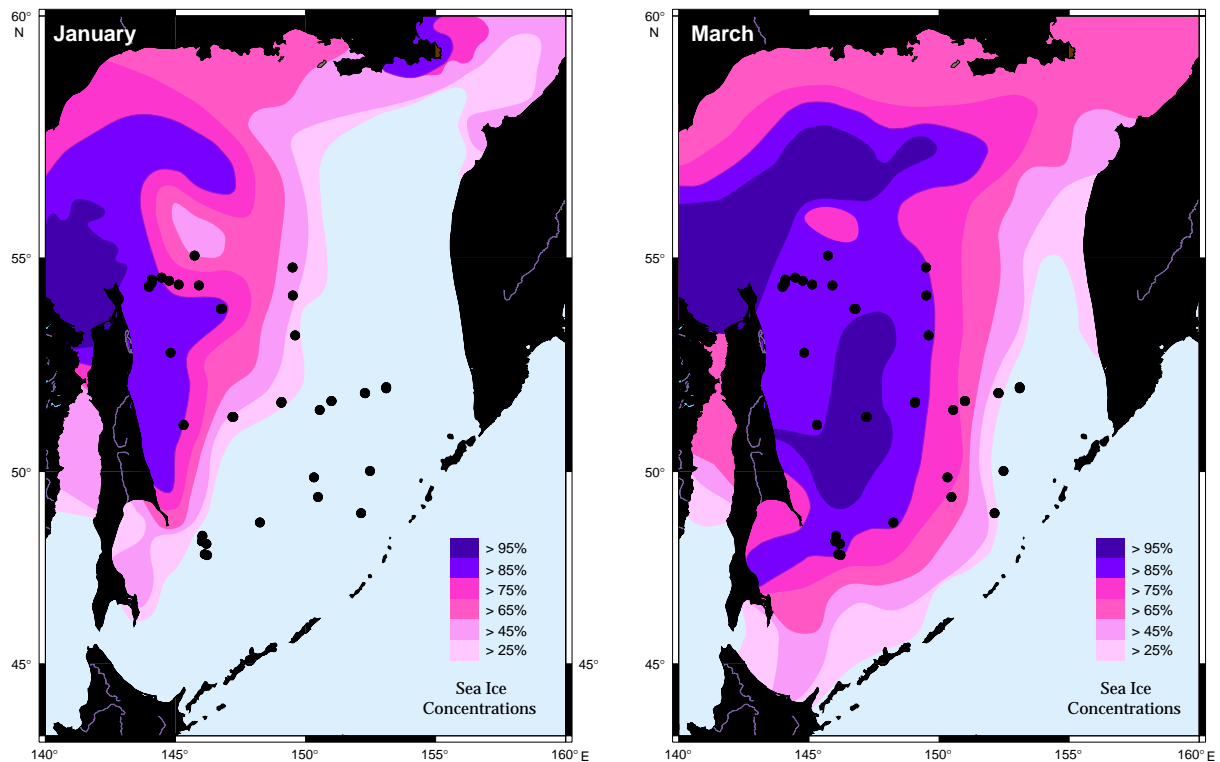


Abb. 6: Die heutige Meereisverteilung von Januar bis März im Ochotskischen Meer nach Satellitendaten (NASA, Nimbus 7, 1980; TIEDEMANN et al., in Vorb.). Eingezeichnet sind die Kernstationen.

Neben der saisonalen Variabilität zeigt die Eisbedeckung auch eine hohe dekadische Variabilität (CAVALIERI und PARKINSON, 1987; PARKINSON und GRATZ, 1983). Das Meereis setzt sich aus einjährigem oder jüngerem Eis zusammen. Die Eismächtigkeit erreicht im März 1.0 m im nördlichen Teil und bis zu 0.5 m im südlichen Teil des Ochotskischen Meeres (WADACHI, 1987; AOTA und UEMATSU, 1989). Ein Großteil des Meereises ist dynamischer Natur und wird



durch Wind und Strömungen in weite Gebiete des Ochotskischen Meeres fortbewegt (KALININ und TRUSKOV, 1995; MOCHIZUKI et al., 1995).

#### 2.4 Produktivität im Ochotskischen Meer

Die Produktivität des Ochotskischen Meeres ist stark saisonal geprägt, generell sehr hoch und durch kieseliges Plankton bestimmt (KOBLENTZ-MISHKE et al., 1970). Planktonblüten verwandeln das Ochotskische Meer besonders während der Sommermonate in eine Hochproduktionszone. Im Ochotskischen Meer treten zwei Planktonblüten auf (ALDERMAN, 1996), eine Frühjahrsblüte, die mit dem Abschmelzen des Meereises zusammenfällt und eine Herbstblüte, welche mit der beginnenden Abkühlung des Oberflächenwassers auftritt. Die Planktonblüten sind dabei auf die oberen 30-50 m begrenzt (ZENKEVITCH, 1963). Nach einer ersten Abschätzung der rezenten Opalakkumulationsraten mit ca. 20-50 g/m<sup>2</sup>J wäre das Ochotskische Meer mit Hochproduktionsgebieten wie dem Antarktischen Opalgürtel vergleichbar (NÜRNBERG, unveröff.). Schmelzwassereinflüsse, Eisbedeckung, Flußeintrag, einströmende Wassermassen aus dem N-Pazifik und der Japansee sind hier Steuergrößen für die Bioproduktion. Die hohe marine Produktivität wird durch die stabile Wassermassenschichtung während des Sommers begünstigt. Nährstoffanreicherungen im Oberflächenwasser können vollständig aufgebraucht werden, infolge dessen es zu einer hohen Produktivität im Oberflächenwasser kommt (TALLY und NAGATA, 1995).

### 3. Material und Methoden

#### 3.1 Probenmaterial und Probennahme

##### *Probenmaterial*

Um Antworten auf die in Kapitel 1 gemachten Fragestellungen zu finden, sind 23 Oberflächensedimentproben und 18 Sedimentkerne bearbeitet worden (Tab. 1). Das Probenmaterial stammt von vier Expeditionen, die zwischen September 1992 und August 1999 durchgeführt worden sind. Die Auswahl der Kerne orientierte sich auf eine möglichst großräumige Abdeckung des Ochotskischen Meeres, um so ein flächendeckendes Muster zur Charakterisierung der Oberflächenhydrographie für das späte Quartär zu bekommen. Es stehen Kerntransekte in W-E- bzw. N-S-Ausrichtung über den größten Teil des Ochotskischen Meeres bereit. Zudem wurden die Kontinentalbereiche, das heißt die Hochakkumulationsgebiete vor Sachalin und Kamtschatka beprobt.

Tab. 1: Übersicht zu den untersuchten Kernstationen im Ochotskischen Meer (MUC-Multicorer, SL-Schwerelot).

Die Länge der Multicorer-Proben beträgt durchschnittlich 30-50 cm. Bei den Kernen, die mit einem Stern versehen sind, wurden für die hier vorliegende Arbeit lediglich die Oberflächen- bzw. MUC-Proben verwendet.

<b>Kern-Nr.</b> SL/MUC	<b>Kernläng</b> <i>e</i> (cm)	<b>Wassertiefe</b> (m)	<b>Geographische</b>		<b>Expedition</b>
			<i>Länge</i>	<i>Breite</i>	
LV27-1-2*	40	1148	54°34.560'N	144°28.360'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-2-3/2	352	1301	54°29.840'N	144°45.270'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-4-3/2	552	865	55°03.220'N	145°44.190'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-5-4/5	211	476	54°47.410'N	149°29.290'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-6-2*	89	868	54°09.870'N	149°30.330'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-7-3/2	380	1140	53°15.270'N	149°35.730'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-8-3/2	565	1160	51°29.880'N	150°32.460'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-9-4	540	1400	50°00.760'N	152°28.430'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-10-5/1	579	1906	48°57.360'N	152°08.290'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-11-3*	38	1151	49°51.060'N	150°19.070'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-12-3/2	585	1301	48°43.480'N	148°14.770'É	RV A.Lavrentyev 27
LV27-15-1	577	1991	49°00.010'N	152°11.630'É	RV A.Lavrentyev 27
LV28-2-3/2	807	1265	48°22.730'N	146°02.217'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-4-4/3	930	674	51°08.475'N	145°18.582'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-34-2/1	969	1431	53°51.971'N	146°47.499'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-40-4/3	979	1370	51°20.141'N	147°11.647'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-41-4/3	981	1082	51°40.512'N	149°04.084'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-42-4/3	1084	1041	51°42.886'N	150°59.125'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-43-3*	32	842	51°54.461'N	152°16.600'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-44-3/2	1112	684	52°02.514'N	153°05.949'É	RV A.Lavrentyev 28
LV28-64-3*	38	2480	47°54.203'N	146°07.110'É	RV A.Lavrentyev 28
GE99-12-3*	45	930	52°50.787'N	144°47.626'É	M/V M. Gelovany I
GE99-21-2*	40	960	54°55.664'N	144°21.105'É	M/V M. Gelovany I
GE99-29-2*	40	700	54°26.780'N	144°04.860'É	M/V M. Gelovany I
GE99-30-2*	43	1470	54°24.323'N	145°08.739'É	M/V M. Gelovany I
GE99-31-3*	40	1600	54°23.327'N	145°54.979'É	M/V M. Gelovany I
GE99-38-3*	30	1080	49°21.022'N	150°29.418'É	M/V M. Gelovany I
OK2182	150	1120	52°65.000'N	149°63.300'É	Nesmeyanov 1992
OK2185	350	1750	53.55.000'N	146°03.300'É	Nesmeyanov 1992

*Probennahme*

Die Beschreibung der Sedimentprofile erfolgte unmittelbar nach der Kernentnahme (SUESS, unveröfftl. Daten; NÜRNBERG et al., 1997; BIEBOW und HÜTTEN, 1999; BIEBOW et al., 2000). Die geschnittenen Kernhälften wurden fotografiert und standardmäßig für Röntgenpräparate, sowie für Smear-Slide-Präparate beprobt. Gleichzeitig wurde an den Kernsegmenten die magnetische Suszeptibilität und z.T. die Reflektivität des Sedimentes gemessen. Direkt an Bord bzw. beim späteren Öffnen der Arbeitshälften im Labor erfolgte eine gezielte Probennahme der Schwerelote alle 10 cm bzw. 5 cm mit ca. 1 cm- mächtigen Scheibenproben und/oder mit 5 ml-Spritzenproben. Die Probenserie wurde später, wenn notwendig, im Labor verdichtet. An den Oberflächenproben, welche mittels Multi- bzw. Minicorer gewonnen wurden, erfolgte die Beprobung in Abständen von 1 cm (Abb. 7).

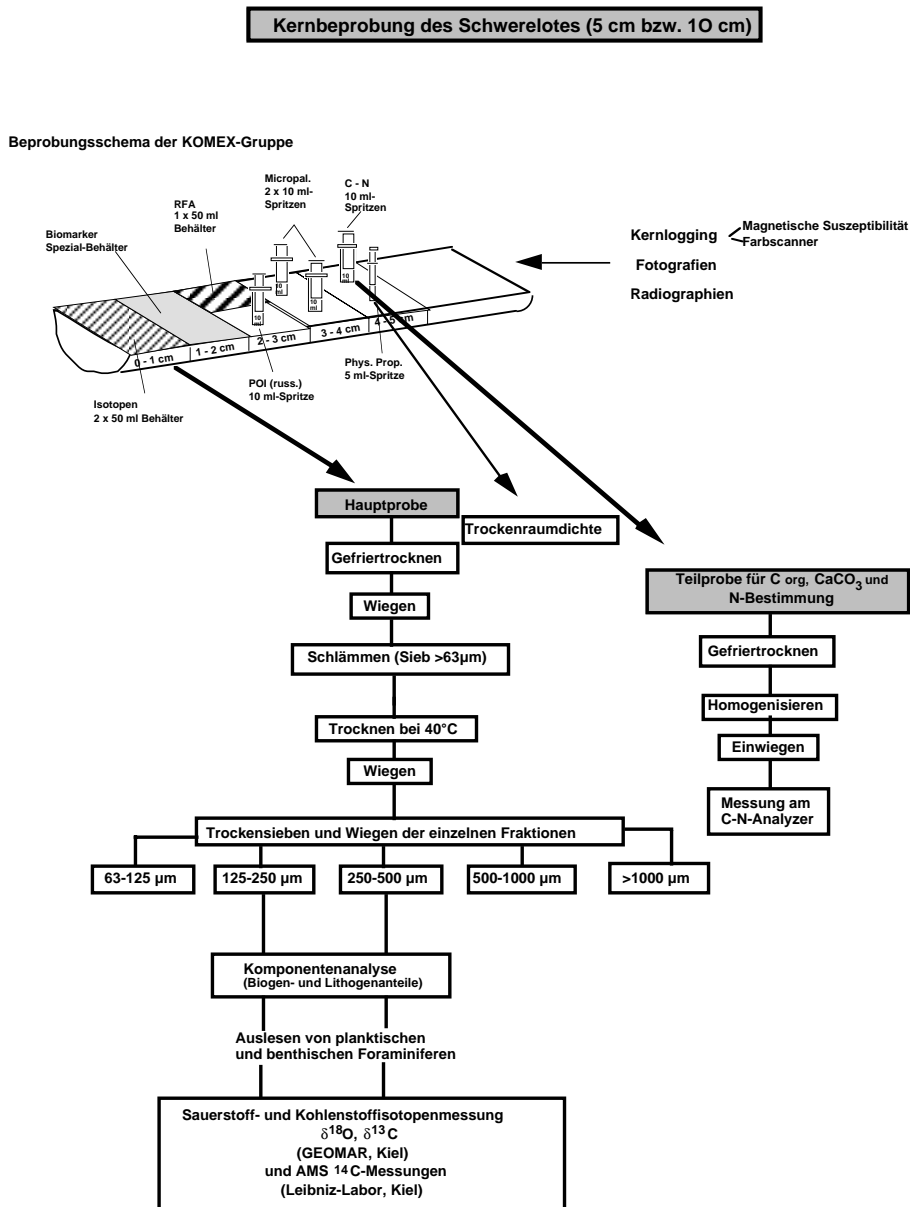


Abb. 7: Arbeitsschema der Probenaufbereitung und -bearbeitung der Sedimentkerne im Ochotskischen Meer.

### Lithologie der Sedimentkerne

Die Lithostratigraphie basiert auf der sukzessiven Ablagerung von deutlich unterscheidbaren lithologischen Einheiten. Im zentralen Abschnitt des Ochotskischen Meeres wurden 6 Sedimentkerne bearbeitet, deren Hauptlithologien in Abb. 8 exemplarisch zusammengefaßt sind. In den Kernen wechsellagern Diatomeenschlämme mit glazialem sandig bis siltig terrigenem Material. Zwischengeschaltet sind sogenannte Übergangssedimente, die von terrigenen Komponenten dominiert werden, in denen die Diatomeengehalte vom Glazial zum Interglazial graduell ansteigen. In den Kernen treten zudem vulkanische Aschenlagen auf, die größtenteils von Kamtschatka und den Kurilen stammen.

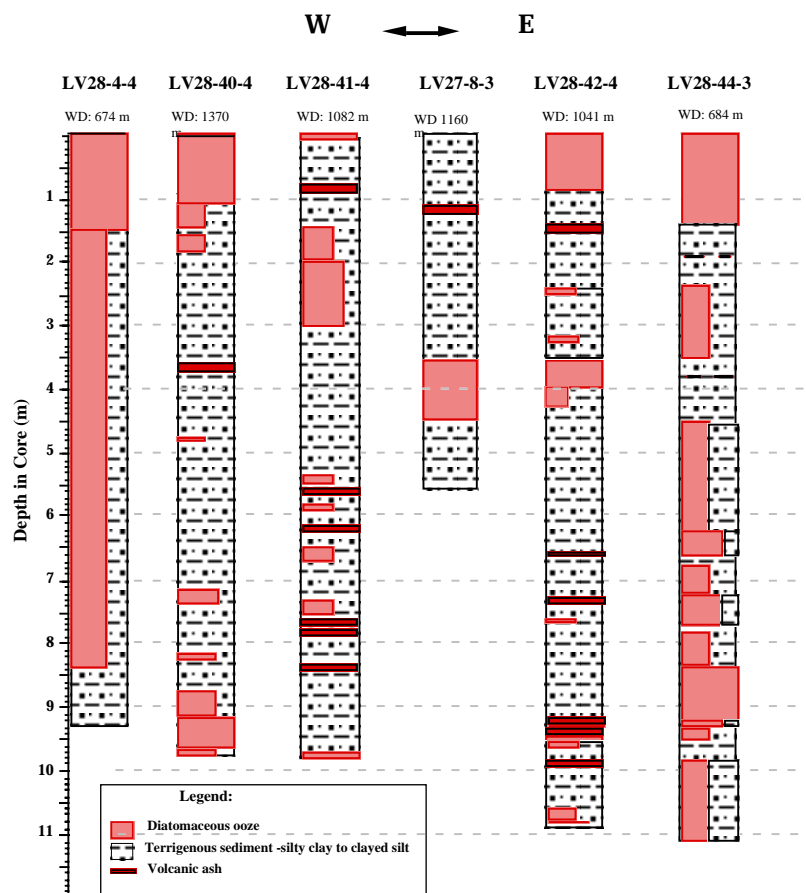


Abb. 8: Lithologischer Aufbau der Sedimentkerne des zentralen W-E-Profiles im Ochotskischen Meer (nach BIEBOW und HÜTTEN, 1999).

### 3.2 Analyse der stabilen Isotope

Die Auslese zur Charakterisierung der Oberflächenwasserhydrographie erfolgte an der planktischen Foraminiferenart *N. pachyderma* (s), die als einzige Planktonart in den Sedimenten in ausreichender Häufigkeit und kontinuierlich in Glazial- und Interglazialzeiten vorkommt. Aus jeder Probe wurden soweit möglich, 10-20 gesäuberte Gehäuse von *N. pachyderma* (s) aus der Fraktion 125-250 µm ausgelesen. Neben der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (s) erfolgte auch die  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Bestimmung an verschiedenen benthischen Foraminiferenarten.

In den verschiedenen Sedimentprofilen wurde größtenteils die endobenthische Foraminiferenart *U. auberiana* angetroffen. Andere endobenthische Foraminiferen wie z.B. *U. peregrina*, *U. senticosa* und *U. angulosa* treten nur sporadisch auf.  $\delta^{18}\text{O}$ -Doppelmessungen an den verschiedenen *Uvigerina*-Formen zeigen keine Abweichungen untereinander. In den Bereichen, in denen keine *U. auberiana* angetroffen wurde, erfolgte daher die Einbindung von Isotopendaten der anderen *Uvigerina*-Arten. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dieser Foraminiferenarten korrelieren dagegen kaum miteinander, so daß nur die endobenthische Foraminifere *U. auberiana* in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven dargestellt ist.

Auf eine spezielle Reinigung der Foraminiferengehäuse konnte nach Überprüfung der Gehäuse verzichtet werden, da nach WEFER (1985) eine Verunreinigung der Gehäuse keinen bedeutenden Einfluß auf die Isotopenmessungen hat, sofern die Kammern nicht mit Nannoplankton verunreinigt oder mit einer sekundären Karbonatkruste überzogen sind. Die Messungen erfolgten mit dem *FINNIGAN MAT 251 Massenspektrometer* am GEOMAR Forschungszentrum. Das Massenspektrometer ist mit einer automatischen Karbonat-Präparationsanlage „Kiel CARBO II device“ gekoppelt. Dabei werden die karbonatischen Foraminiferengehäuse in 100%iger *Ortho*-Phosphorsäure bei ca. 70°C gelöst. Das dadurch entstehende  $\text{CO}_2$  wird dann über Kühlfallen gereinigt und über ein Mikrovolumen direkt in das Massenspektrometer eingelassen. Die Häufigkeitsverhältnisse der stabilen Isotope im Probengas werden dann relativ zu einem laborinternen Standardgas (Quellkohlenensäure aus Burgbrohl) gemessen. Die Anpassung des laborinternen Standardgases an den internationalen PDB-Standard (Pee Dee Belemnite; CRAIG, 1957) erfolgt über den Karbonatstandard NBS 19 des National Bureau of Standards.

Die Gesamtreproduzierbarkeit der Messungen beträgt bei  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten 0.03‰ und bei  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten 0.01‰ bezogen auf einen laborinternen Karbonatstandard (Solnhofener Plattenkalk).

#### 3.3 AMS $^{14}\text{C}$ -Datierungen

Für absolute Altersdatierungen mittels AMS  $^{14}\text{C}$ -Messungen wurden aus 14 Proben jeweils 1000-2000 Exemplare *N. pachyderma* (s) aus der Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$  ausgelesen. Um Störeffekte wie Bioturbation weitgehend auszuschließen, wurden Proben ausgewählt, die ein Häufigkeitsmaximum an planktischen Foraminiferen aufweisen. Die Messungen wurden im Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung an der Christian-Albrechts-Universität Kiel durchgeführt.

Die  $^{14}\text{C}$ -Alter sind nicht identisch mit Kalenderjahren und müssen daher kalibriert werden. Für diese Kalibrierung wurde das Programm CALIB 4.1.2 (STUIVER und REIMER, 1993) verwendet, das auf dem Datensatz von STUIVER et al. (1998) basiert. Die Reservoir-Korrektur

beträgt im Ochotskischen Meer 1000 Jahre (SOUTHON et al., 1993) und wurde jeweils von den einzelnen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen subtrahiert.

### 3.4 Sedimentologische Analysen

#### *3.4.1 Grobfraktionsanalyse (Korngrößentrennung und Komponentenbestimmung)*

An der durch Naßsiegung gewonnenen Fraktion  $> 63 \mu\text{m}$  wurde eine Grobfraktionsanalyse nach SARNTHEIN (1971) durchgeführt. Durch Trockensiegung mit einem „Sonic Sifter“ (ATM Corporation) wurde die Grobfraktion in fünf Subfraktionen aufgeteilt und ihr Massenanteil bestimmt. Für die Grobfraktionsanalyse wurden die Fraktionen 125-250  $\mu\text{m}$  und 250-500  $\mu\text{m}$  wiedervereinigt. Dieses Korngrößenspektrum ist repräsentativ für die Gesamtprobe (z.B. HENRICH et al., 1989a; WOLF et al., 1991). Aus einer repräsentativen Teilprobe erfolgte eine Auszählung zwischen 400 und 500 Einzelpartikeln. Die Komponenten wurden in folgende Partikelgruppen eingeteilt:

Terrigene Komponenten:	Quarz, Gesteinsbruchstücke, Feldspat, dkl. Minerale
Biogen benthisch:	kalkige und agglutinierende Foraminiferen, Schwammnadeln
Biogen planktisch:	planktische Foraminiferen, Diatomeen, Radiolarien
Authigene Komponenten:	Glaukonit, Pyrit
Vulkano-klastische Komponenten:	vulkanische Glasfragmente

#### *3.4.2 Auswertung der Radiographien*

Für Radiographien wurden 0.5 cm dicke Scheiben senkrecht aus dem ungestörten Sediment herausgeschnitten. Die feine Auflösung der Radiographien ermöglicht eine qualitative und quantitative Auswertung der strukturellen und textuellen Befunde des Sedimentes. In Horizonten von jeweils einem Zentimeter Höhe wurden mit Hilfe von Leuchttisch und Millimeterpapier die Partikel mit einem Durchmesser von 2 mm und größer ausgezählt. Die Auszählung von Partikeln  $> 2 \text{ mm}$  mit Hilfe von Radiographien ermöglicht es, einfach und in kurzer Zeit eine Aussage über die Verteilung des eistransportierten Materials im Kern zu treffen (GROBE, 1986).

### 3.5 Karbonat-, Stickstoff- und organische Kohlenstoff-Gehaltsbestimmungen

Die Konzentration von *Gesamtkohlenstoff* (TC), *organischem Kohlenstoff* (TOC) und *Gesamtstickstoff* (TN) wurde mit einem C/N Analyzer NA 1500 Series (Carlo Erba Instruments) in Anlehnung an VERADO et al. (1990) bestimmt. Dazu wurden 15-20 mg getrocknetes und gemörsertes Sediment für die TC- und TN-Bestimmung in Zinn-, und für die TOC-Bestimmung in Silberhütchen eingewogen. Zusätzlich erfolgten Parallelmessungen an einen Acetanilid-Standard (ca. 0.1-0.9 mg) und ein Aliquot des MAG-1 Sediment-Standard. Der erstgenannte Standard dient zur externen Kalibrierung, der zweite zur Erfassung einer potentiellen Geräte-Drift während des Meßlaufes. Zur Bestimmung des organischen

Kohlenstoff-Gehaltes wurden die Proben vor der Messung mehrmals mit 0.25 N HCl versetzt und im Abzug abgeraucht bis das gesamte Karbonat in CO<sub>2</sub> umgesetzt worden ist. Der Karbonatanteil (CaCO<sub>3</sub>) im Sediment ergibt sich aus der Differenz von TC und TOC multipliziert mit dem stöchiometrischen Faktor von 8.3331 für die Umrechnung von C in CaCO<sub>3</sub> (KÜSTER und THIEL, 1982). In den meisten Fällen erfolgten bei den TC-, TOC-, und TN-Bestimmungen Doppelmessungen. Bei Abweichungen innerhalb einer Doppelbestimmung wurde der Mittelwert der Messungen übernommen.

#### 3.6 „Logging-Daten“

##### *3.6.1 Magnetische Suszeptibilität*

Zur Erfassung für den siliziklastischen Sedimenteintrag in Sedimenten dienen Messungen der magnetischer Suszeptibilität. In Kombination mit anderen sedimentologischen, isotopengeochemischen oder biostratigraphischen Befunden existiert mit ein wichtiges Mittel zur Korrelation und stratigraphischen Einordnung der Sedimentkerne. Kontinuierliche Ganzkernmessungen der magnetischen Suszeptibilität erfolgten an Bord mit einem *Bartington Susceptibility Meter M.S.2* in jeweils 1 - 2 cm Schritten. Meßvorgang und Geräteanordnung zur Suszeptibilitätsbestimmung erläutern NOWACZYK (1991) und NOWACZYK et al. (1991).

##### *3.6.2 Farbspektrum*

Für die Farbanalyse der Sedimente wurde das *Minolta Spektrophotometer CM-2002* benutzt (NAGAO und NAKASHIMA, 1992; BARRANCO et al., 1989). Es ermöglicht Messungen der spektralen Reflexion im Bereich des sichtbaren Lichtes (400 bis 700 nm). Als Voreinstellungen für alle Messungen wurde ein Betrachterwinkel von 2° und die Normallichtart D<sub>65</sub>, die mittlerem Tageslicht einschließlich des UV-Bereiches entspricht, gewählt. Nach Inbetriebnahme wurde jedesmal eine Weißkalibrierung gegen den internen Standard durchgeführt, in größeren Abständen wurde eine Schwarzkalibrierung (Null-Punkt) eingesetzt. Die Messungen erfolgten jeden Zentimeter an den Archivhälften der Kerne der 98<sup>er</sup> KOMEX-Expedition (BIEBOW und HÜTTEN, 1999) direkt an Bord bzw. im Labor. Das Programm SPECTRO LOG ermöglichte dabei eine direkte Datenaufnahme vom Spektrometer auf dem Computer.

#### 3.7 Hauptelementanalyse vulkanischer Aschen

Die Probenauswahl, die mit Hilfe von Radiographien und der Kernansprache getroffen wurde, beschränkte sich auf diskrete, möglichst nicht bioturbat gestörte Aschen. Für die Elektronenmikrosondenpräparate wurden ca. 15-35 repräsentative Glasbruchstücke pro Aschelage ausgelesen, die in einem definierten Muster mit Epoxidharz befestigt und eingegossen wurden. Nach dem Aushärten wurde der „Rohling“ geschliffen, poliert und mit Kohlenstoff bedampft. Die Einzelkornpräparation bietet wesentliche Vorteile gegenüber der Streupräparation. Aus einem großen Spektrum unter dem Binokular kann gezielt ein möglichst

repräsentatives Glasscherben-Spektrum ausgewählt werden. Glasscherben, die Spuren von Alteration aufweisen, wurden von der Analyse ausgeschlossen.

Die Analyse der Elemente Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na und K erfolgte an einer mit vier Spektrometern ausgestatteten automatisierten *CAMECA-Elektronenstrahl-Mikrosonde* (EMS) am GEOMAR Kiel. Sie wird mit einer Beschleunigungsspannung von 15 kv und einer Stromstärke von 10 nA betrieben. Die Meßzeit pro Element-„Peak“ belief sich auf 20 Sekunden, die des „Background“ jeweils auf 10 Sekunden vor und nach der „Peak“-Messung. Verschiedene basaltische und rhyolitische Glasstandards bekannter Zusammensetzung (z.B. JDF-D2, KN18, KE12) wurden periodisch mitanalysiert, um die Meßgenauigkeit zu überprüfen. Aufgrund des hohen Anteils an Volatilen und primären Wassers in den vulkanischen Gläsern (2-7%; BITSCHENE und SCHMINCKE, 1990) und Meßgenauigkeiten variieren die Totalgehalte zwischen ca. 92-101%. Die Streuung der Meßwerte wurde durch bis zu fünf Messungen an einem Korn minimiert. Die Elementkonzentrationen wurden auf Oxide umgerechnet und als Gewichtsprozent angegeben. Für jede Probertiefe wurden die Einzelmessungen einer Aschenart nach den Konzentrationen der einzelnen Elemente gruppiert und die Mittelwerte der einzelnen Gruppen berechnet.

### 3.8 Berechnung Akkumulationsraten

Lineare Sedimentationsraten (LSR) sind von der Kompaktion und Porosität des Sediments abhängig. Daher können keine vergleichenden Aussagen über die linearen Sedimentationsraten unterschiedlich stark kompakter Sedimente getroffen werden. Zur besseren Vergleichbarkeit solcher Sedimente wird daher die Akkumulationsrate ( $AR_{\text{BULK}}$ ) herangezogen (VAN ANDEL et al., 1975), welche die Sedimentmenge angibt, die während eines bestimmten Zeitraumes auf einer definierten Fläche abgelagert wird.  $AR_{\text{BULK}}$  ist das Produkt aus der linearen Sedimentationsrate und der Trockendichte (Dd) des Sediments und berechnet sich wie folgt:

$$(1) \quad AR_{\text{BULK}} \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}) = \text{LSR (cm ka}^{-1}) \times \text{Dd (g cm}^{-3}).$$

Die Trockendichten wurden an Bord bzw. sofort nach Ankunft der Proben in Kiel durch Gefriertrocknen und Wiegen eines definierten, feuchten Probevolumens bestimmt (siehe Anhang). Sie errechnen sich aus der Masse der trockenen Probe in g ( $M_{\text{dry}}$ ) und dem Feuchtvolumen der Probe in  $\text{cm}^3$  ( $V_{\text{wet}}$ ):

$$(2) \quad \text{Dd (g cm}^{-3}) = M_{\text{dry}} / V_{\text{wet}} \cdot$$

Damit berücksichtigt die Akkumulationsrate die Kompaktion eines Sedimentes unter der Annahme, das der Porenraum vollständig wassererfüllt ist und diagenetische Effekte vernachlässigt werden können (VAN ANDEL et al., 1975, THIEDE et al., 1986).



Nach THIEDE et al. (1982), BOHRMANN (1988), HENRICH et al. (1989a), sowie WOLF (1991) wird für die Berechnung von Akkumulationsraten, die sich auf einzelne Parameter beziehen, deren prozentualer Anteil am Gesamtsediment (%) mit  $AR_{BULK}$  multipliziert:

$$(3) AR_{PARAMETER} (g\ cm^{-2}\ ka^{-1}) = Parameter\ (Gew.\%) \times AR_{BULK} (g\ cm^{-2}\ ka^{-1}).$$

Für die spätere Berechnung der jeweiligen Akkumulationsrate wurden die gezählten Komponenten in den Fraktionen 125-250  $\mu m$  und 250-500  $\mu m$  nach folgendem Beispiel in Anzahl pro Gramm Gesamtsediment umgerechnet und aufaddiert:

$$(4) F/g = Ft \times 2^n / Wd.$$

F/g = Anzahl der Foraminiferen pro Gramm Gesamtsediment

Ft = Anzahl der Foraminiferen in der Teilprobe

$2^n$  = Teilfaktor (n = Anzahl der Teilungen)

Wd = Trockengewicht der Gesamtprobe in Gramm

Die ausgezählten lithogenen Komponenten (eistransportiertes Material, IRD) in der Fraktion 125-500  $\mu m$  wurden nachdem sie in Anzahl der Körner pro Gramm Gesamtsediment umgerechnet wurden, wie folgt in  $AR_{IRD}$  errechnet:

$$(5) IRD\ (\#/cm^2\ ka^1) = IRD\ (grains/g\ bulk\ sediment\ \#) \times LSR\ (cm\ ka^{-1}) \times Dd\ (g\ cm^{-3}).$$

Die Errechnung der Akkumulationsraten von Komponenten innerhalb der Grobfraction folgt der Gleichung:

$$(4) AR_{KOMP} (g\ cm^{-2}\ ka^{-1}) = Komponente\ (Korn.\-%) \times AR_{>63\mu m} (g\ cm^{-2}\ ka^{-1}).$$

## 4. Stratigraphie und Sedimentationsraten

### 4.1 Stratigraphische Korrelation zwischen parallel-gekernten MUC/MIC- und SL-Profilen

In den Sedimentkernen waren die oberen Zentimeter häufig gestört und nicht zu beproben bzw. nicht mehr vorhanden. Statt dessen wurden MUC- bzw. MIC-Proben (20-50 cm) von derselben Station in den Datensatz aufgenommen. Die verwendeten Teufenangaben der Schwerelot (SL)-Proben entsprechen der ursprünglichen Kernvermessung (Festlegung des Nullpunktes an Bord). Darauf basiert die Sedimentbeschreibung und die Probenahme. Der Vergleich von Isotopendaten, geochemischen Parametern sowie einzelnen Sedimentkomponenten gestattet eine nachträgliche Korrelation der Sedimentprofile von MUC/MIC- mit SL-Kernen je Station. Eine direkte Korrelation der MUC/MIC-Profile mit den SL-Sedimentprofilen war aufgrund des Fehlens der Sedimentoberfläche in den Schwereloten nicht möglich. Danach fehlen bei allen Sedimentkernen die obersten 30-50 cm (im Mittel etwa 40 cm). Für die Berechnung der holozänen Sedimentationsraten (0-6 ka) wurden die Mächtigkeiten der MUC/MIC- Sedimentprofile zu den holozänen Mächtigkeiten der Sedimentprofile von Schwereloten hinzuaddiert. Da keine Überlappungen gefunden wurden, führt die Korrektur zu „Mindestmächtigkeiten“ für das holozäne Sedimentprofil. Tatsächlich sind noch höhere Sedimentationsraten zu erwarten als hier angegeben. In Ausnahmefällen konnten die Sedimentverluste der Schwerelotkerne näher eingengt werden, insbesondere dort wo AMS  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vorlagen.

### 4.2 Stratigraphische Methoden

#### *4.2.1 Sauerstoffisotopen- und Lithostratigraphie, AMS $^{14}\text{C}$ -Datierungen und magnetische Suszeptibilität*

AMS  $^{14}\text{C}$ -Altersdatierungen, lithostratigraphische und isotope-stratigraphische Ergebnisse im Zusammenhang mit zyklischen Änderungen der magnetischen Suszeptibilität wurden genutzt, um ein stratigraphisches Gerüst für Sedimentprofile aus dem Ochotskischen Meer zu entwickeln, das die letzten ca. 350 ka abdeckt (Abb. 9). Zunächst wurden die typischen Verläufe der magnetischen Suszeptibilität sowie die lithologischen Wechsel dazu verwendet, Kerne über weite Distanzen zu korrelieren und sie an datierte Sedimentkerne anzukoppeln.

Als Referenzkern eignete sich insbesondere der Kern LV28-42, dessen Altersmodell auf einer hochauflösenden benthischen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie basiert (TIEDEMANN et al., in Vorb.). Dieses Verfahren ermöglichte die direkte Übertragung des Altersmodells von Kern LV28-42 auf die übrigen Kerne. Dabei erfolgte über die Kurven der *magnetischen Suszeptibilität* eine fortlaufende, genaue graphische Zuordnung eindeutiger Kurvenstrukturen zwischen den einzelnen Kernen. Im Ochotskischen Meer reflektieren hohe Werte der magnetischen Suszeptibilität eine erhöhte Ablagerung von terrigenem Sedimentmaterial, während niedrige Werte auf einen erhöhten Anteil von biogenen Opal während der warmen

Isotopenstadien deuten. Deshalb konnten die Schwankungen in der magnetischen Suszeptibilität genauso wie die Variationen im  $\delta^{18}\text{O}$  dazu genutzt werden, um glazial/interglazial Zyklen im Sediment zu identifizieren (TIEDEMANN und HAUG, 1995).

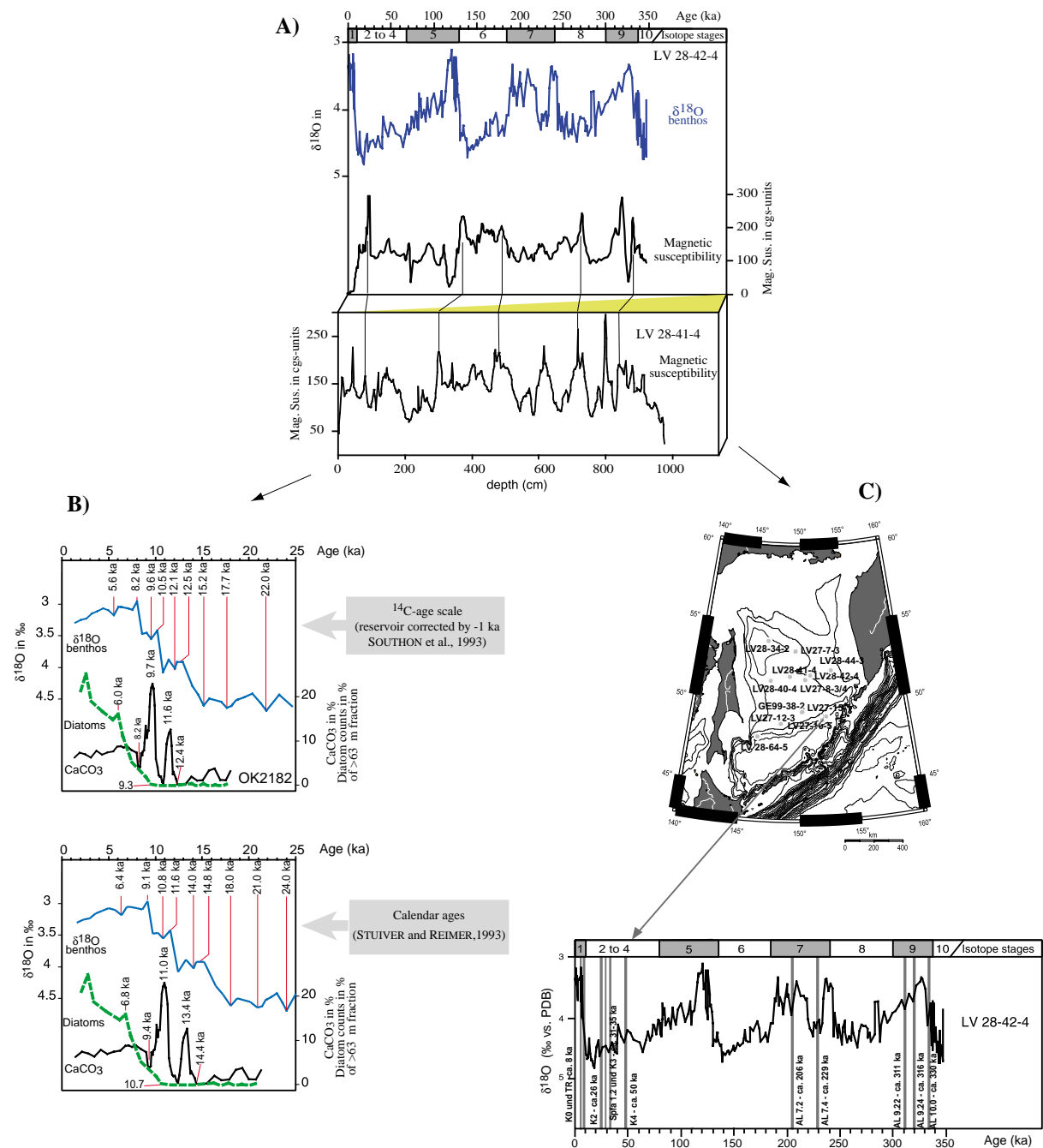


Abb. 9: A) Stratigraphisches Gerüst zur zeitlichen Einstufung von Sedimentprofilen aus dem Ochotskischen Meer. Typische Verläufe der magnetischen Suszeptibilität, z.B. am Kern LV28-41, wurden dazu verwendet Kerne über weite Distanzen zu korrelieren und an datierte Sedimentkerne (LV28-42) anzukoppeln. B) Kurven aus Sauerstoffisotopen, Karbonaten und Diatomeen der letzten 25 ka dienen als stratigraphisches Gerüst zur zeitlichen Einstufung von Sedimentprofilen. Zugewiesene Alter kennzeichnen markante Strukturen in den Proxy-Kurven und basieren auf einer Synthese von bisher  $^{14}\text{C}$ -datierten Sedimentkernen (GORBARENKO, 1996; und eigenen Kernen; TIEDEMANN et al., in Vorb.). C) Stratigraphisches Auftreten der Aschenlagen basieren auf  $^{14}\text{C}$ -Altersdatierungen (GORBARENKO et al., in Vorb.) und ihren Positionen innerhalb der  $\delta^{18}\text{O}$  Kurven.

AMS  $^{14}\text{C}$ -Altersdatierungen an zwei Kernen im Ochotskischen Meer (LV28-42; LV28-4) bilden in Ergänzung zu bereits AMS  $^{14}\text{C}$ -datierten Sedimentkernen (GORBARENKO, 1991a,b; 1996; in Vorb.) die stratigraphische Grundlage für die zeitliche Einstufung der Sedimente jünger als 25.000 Jahre (Abb. 9).

Geringfügige Korrekturen des Altersmodells wurden im Laufe dieser Arbeit durch den Vergleich mit *benthischen und planktischen Sauerstoffisotopenkurven* durchgeführt. Zur Identifizierung der Sauerstoffisotopenstadien diente die standardisierte Isotopenkurve von BASSINOT et al. (1994).

#### 4.2.2 Tephrochronologie

Zusätzliche stratigraphische Informationen liefern zahlreiche Aschenlagen. Die Alter der einzelnen Aschenlagen basieren auf  $^{14}\text{C}$ -Altersdatierungen (GORBARENKO et al., in Vorb.) und ihren stratigraphischen Positionen innerhalb des  $\delta^{18}\text{O}$ -Records (Abb. 9). Die ältesten Aschen treten dabei im Stadium 10 auf. Jüngere vulkanische Ausbrüche fanden im frühen Holozän vor ungefähr 8000 Jahren statt. Aufgrund der großen flächenhaften Verbreitung vulkanischer Aschenlagen in den marinen Sedimenten bilden diese ausgezeichnete stratigraphische Leithorizonte und sind für die Erstansprache im Sedimentprofil von großer Bedeutung. Anhand der chemischen Charakteristika und ihrer Textur, sowie der zeitlichen Einstufung über die Sauerstoffisotopenstratigraphie, wurden zahlreiche Aschenlagen im Ochotskischen Meer erstmals umfassend unterschieden und so als stratigraphische Leithorizonte genutzt:

##### •Sedimentologische Charakterisierung der auftretenden Aschen

Die untersuchten marinen Aschenlagen sind in der Regel eine Mischung aus vulkanogenen und nichtvulkanogenen (z.B. biogenen) Partikeln. Die vulkanogenen Komponenten der Aschen enthalten hauptsächlich farblose, blasenreiche Gläser. Die Form der Glasscherben variiert in den einzelnen Aschenlagen (Anhang A2). Die Glasscherbenformen reichen von selten blockigen, nahezu blasenfreien Scherben bis zu Scherben mit stark blasigem, sperrigem Gefüge (Anhang A3). Die Mächtigkeit der Fallout-Lagen variiert von 3 - 10 cm. Die Basis der Aschenlagen zeichnet sich durch einen scharfen Kontakt zum unterliegenden Sediment aus. Der Top der Aschenlagen zeigt oft einen scharfen Kontakt bzw. einen graduellen Übergang zum überlagernden Sediment (Anhang A2). Nachlassende vulkanische Aktivität einer Eruption und Bioturbation können für die Ausdünnung des Aschenanteils im Topbereich verantwortlich sein. Die untersuchten vulkanischen Aschenlagen wiesen zum Teil eine Korngrößen-Gradierung auf und deuten damit auf eine gute Sortierung. Subaerische Fallablagerungen haben generell eine mäßige bis gute Sortierung, die sich mit der Entfernung von der Quelle infolge des Ausfalls grober Partikel noch verbessert. Die Korngröße der Glasfraktion der untersuchten Aschen variiert zwischen siltig bis grobsandig, mit größtenteils guter Sortierung. Ausnahme dabei bildet die Aschenlage K3, die bis zu 1 cm große Bimspartikel in ihrer Abfolge besitzt (Anhang A2).

•Geochemische Identifizierung der vulkanischen Aschen

Die chemische Variabilität der untersuchten Aschenlagen ist insgesamt begrenzt, was für eine diskrete Ursprungsprovinz spricht. Allerdings können vulkanische Eruptionsperioden auch mit Veränderungen des Chemismus als auch der Art der gefördertten Produkte einhergehen. Die Glasfraktion der geochemisch analysierten Aschenlagen besitzt nach LE MAITRE (1989) eine rhyolitische Zusammensetzung (Abb. 10). Aufgrund von charakteristischen Kaliumgehalten können drei große Glasscherben-Populationen unterschieden werden: „Kalium-arme Rhyolite“, „Kalium-reiche Rhyolite“ und rhyolitische Aschen mit einem Kalium-Gehalt von 2 - 4 Gewichts-% („medium-Potassium-Rhyolite“).

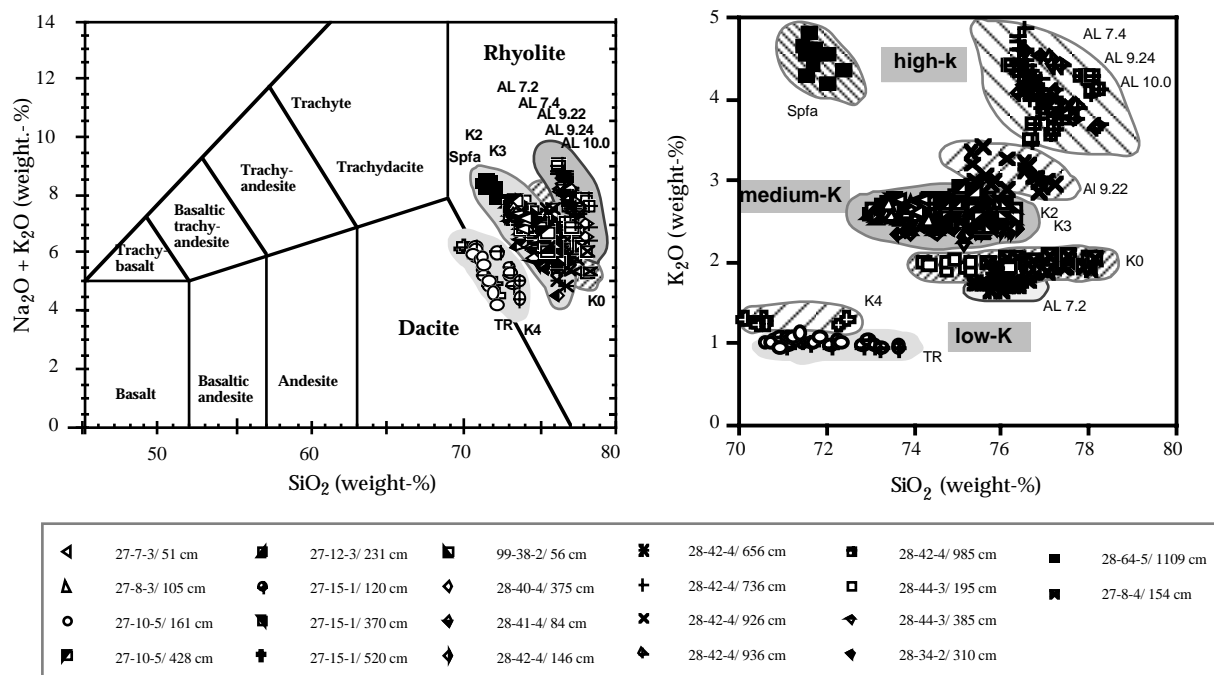


Abb. 10: Links: Geochemische Charakterisierung von Aschenlagen im Ochotskischen Meer nach LE MAITRE (1989). Rechts: Geochemische Differenzierung der verschiedenen Aschenlagen anhand der Kalium- und Siliziumgehalte. KO, TR, Spfa 1,2, K3 und K4 kennzeichnen die jüngsten Aschenlagen der letzten ca. 120 ka. Die Kennzeichnung älterer Aschenlagen beinhaltet das genaue stratigraphische Auftreten der Aschenlage.

Die Glasscherben-Serien zeigen jeweils unterschiedliche Elementkonzentrationen. An- und Abreicherungstrends der Glasscherben-Serien sind in Variationsdiagrammen („Harker-Diagramme“) dargestellt (Abb. 11). Die vulkanischen Gläser weisen einen mehr oder weniger ausgeprägten Differenzierungsgrad auf. Dieser spiegelt sich im  $SiO_2$ -Gehalt und den davon abhängigen Gehalten der Hauptelement-Oxide wider. Die in den „Harker-Diagrammen“ dargestellten Hauptelemente-Trends zeigen eine deutliche Differenzierung in den Elementen, die den verschiedenen Aschen zugeordnet werden können. Die geringsten  $Al_2O_3$ -, FeO-, CaO-,  $TiO_2$ - und MgO-Gehalte weisen die vulkanischen Gläser der Kalium-reichen Rhyolite der Aschen Spfa 1,2, AL 7.4, AL 9.24 und AL 10.0 auf. Dagegen zeigen die vulkanischen Gläser der Aschenlagen TR und K4 („Kalium-arme-Rhyolite“) durchschnittlich die höchsten Werte in den

Hauptelementen. Die Aschenlagen K2, K3, K0 und AL 7.2 (MIS 7.2), die zu den „medium-Potassium-Rhyoliten“ gehören, weisen in ihrer Hauptelementanalyse Werte auf, die zwischen den Aschen der „Kalium-armen“ und „Kalium-reichen“ Rhyolite liegen.

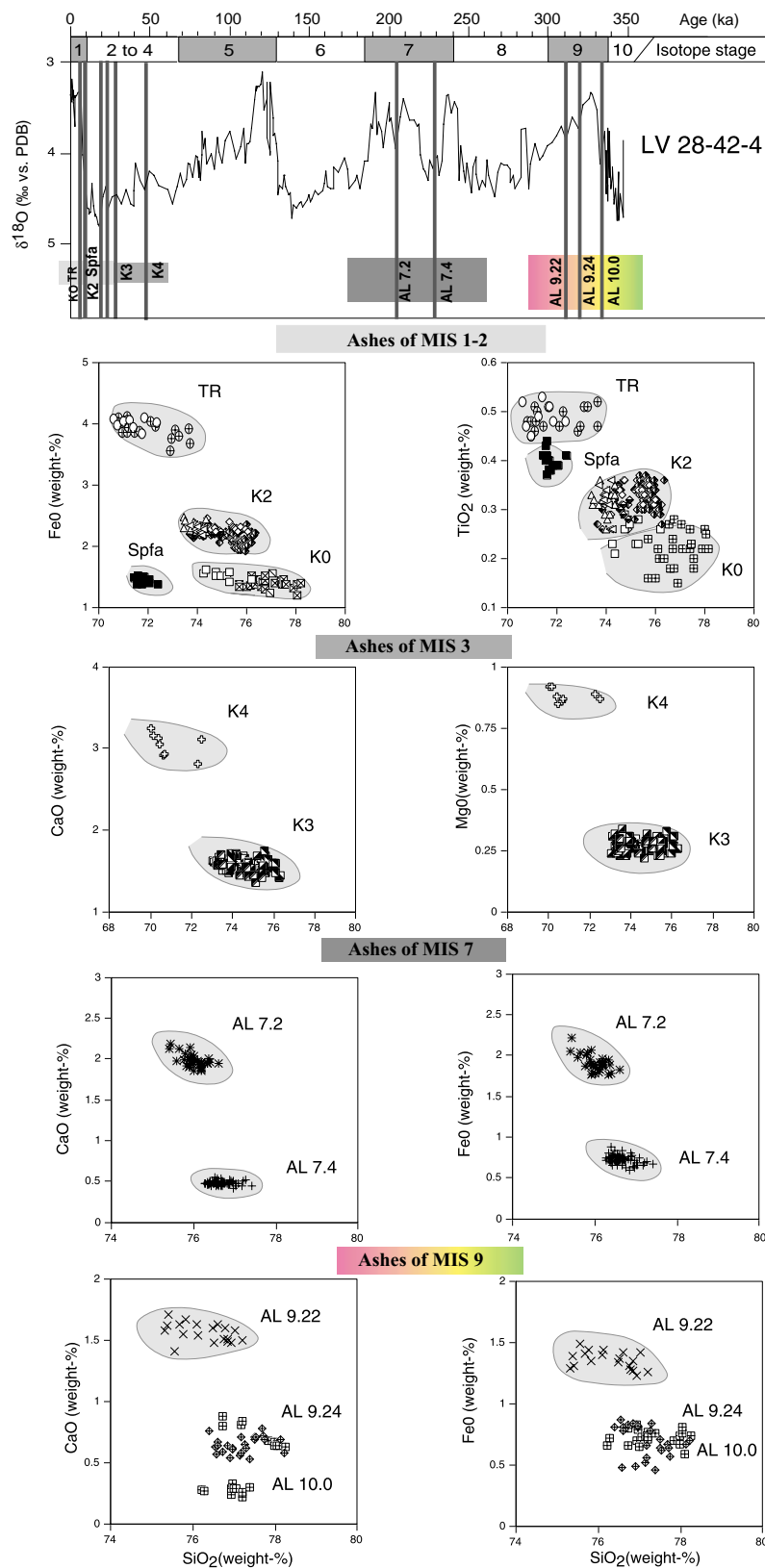


Abb. 11: Gegenüberstellung der Hauptelement-Trends der Glasscherben-Serien verschiedener Aschenlagen in Variationsdiagrammen in den unterschiedlichen Sauerstoffisotopenstadien (Anhang s. Abb. 10).

Die geochemischen, mikro- und makroskopischen Untersuchungen erlauben es, die untersuchten Aschen in den verschiedenen Kernen miteinander zu korrelieren (Abb. 12). Die Elementgehalte aller analysierten Proben sind in der Anlage A tabellarisch zusammengefaßt.

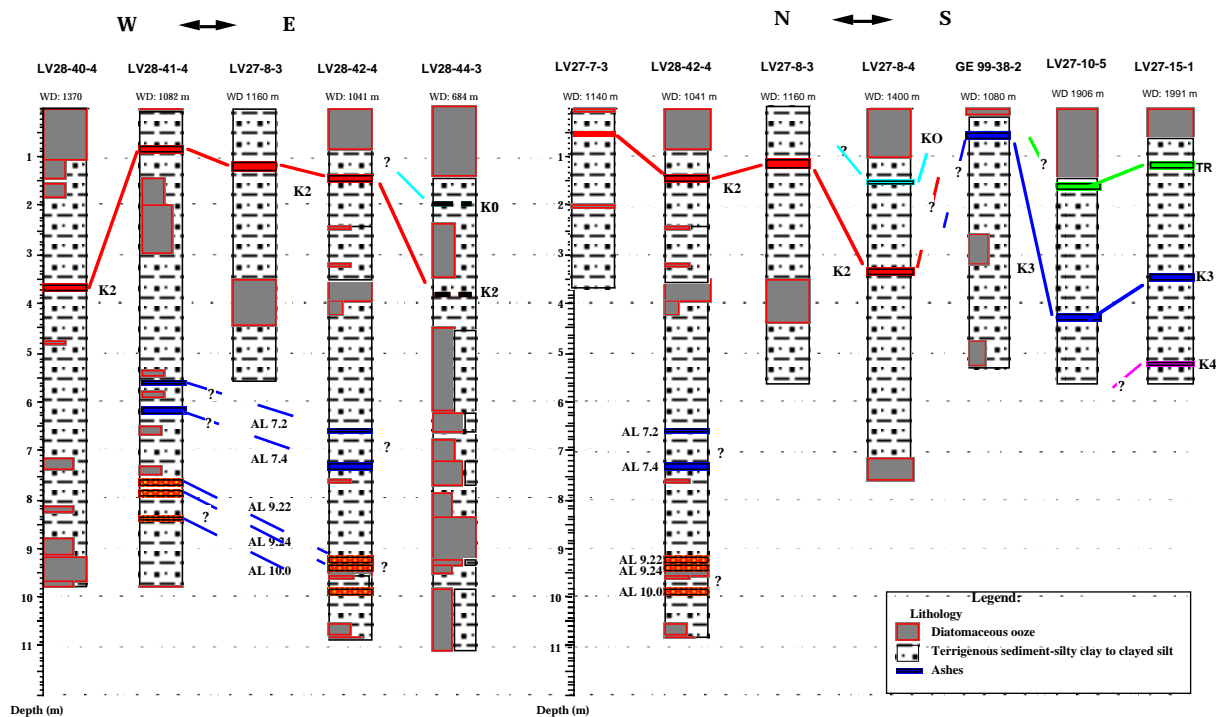


Abb. 12: Korrelation zwischen den verschiedenen Kernen des W-E- und N-S-Transekts basierend auf der geochemischen Charakterisierung unterschiedlicher Aschenlagen.

#### 4.3 Alters/Tiefen-Modelle und lineare Sedimentationsraten

Die linearen Sedimentationsraten und ihre entsprechenden Alters/Tiefen-Modelle für einige ausgewählte Sedimentkerne sind in der Abb. 13 dargestellt. An den Kernstationen aus dem Ochotskischen Meer weisen die linearen Sedimentationsraten sowohl räumliche als auch zeitliche Schwankungen auf. Es lassen sich hier drei Sedimentationsräume mit unterschiedlichen Sedimentationsraten charakterisieren. So treten an den Kernstationen am Kontinentalhang Sachalins die höchsten Sedimentationsraten auf. Die ermittelten Sedimentationsraten während der letzten ca. 15.000 Jahre (LV28-4) erreichen Werte bis 260 cm/ka. Dieses Maximum an Sedimentationsraten im Ochotskischen Meer kennzeichnet den Einflußbereich des Amur-Flußes, die Hauptbahn der Meereisdrift und eine Region erhöhter Produktivität (Kapitel 5). Relativ hohe Sedimentationsraten mit geringeren Werten (2.7-24.6 cm/ka) treten am südwestlichen Kontinentalhang vor Kamtschatka und den Kurilen, sowie am südöstlichen Kontinentalhang Sachalins auf. Im zentralen Teil des Ochotskischen Meeres und in der nördlichen Region, beides Bereiche geringer Produktivität und niedrigerer Terrigenzufuhr, liegen die Sedimentationsratendurchschnittlich unter 5 cm/ka. Die höchsten Sedimentationsraten werden im Stadium 1, 2 und 5.5, in den Terminationen I, II und IV, sowie am Stadienübergang 2/3 in den Sedimentkernen erreicht.

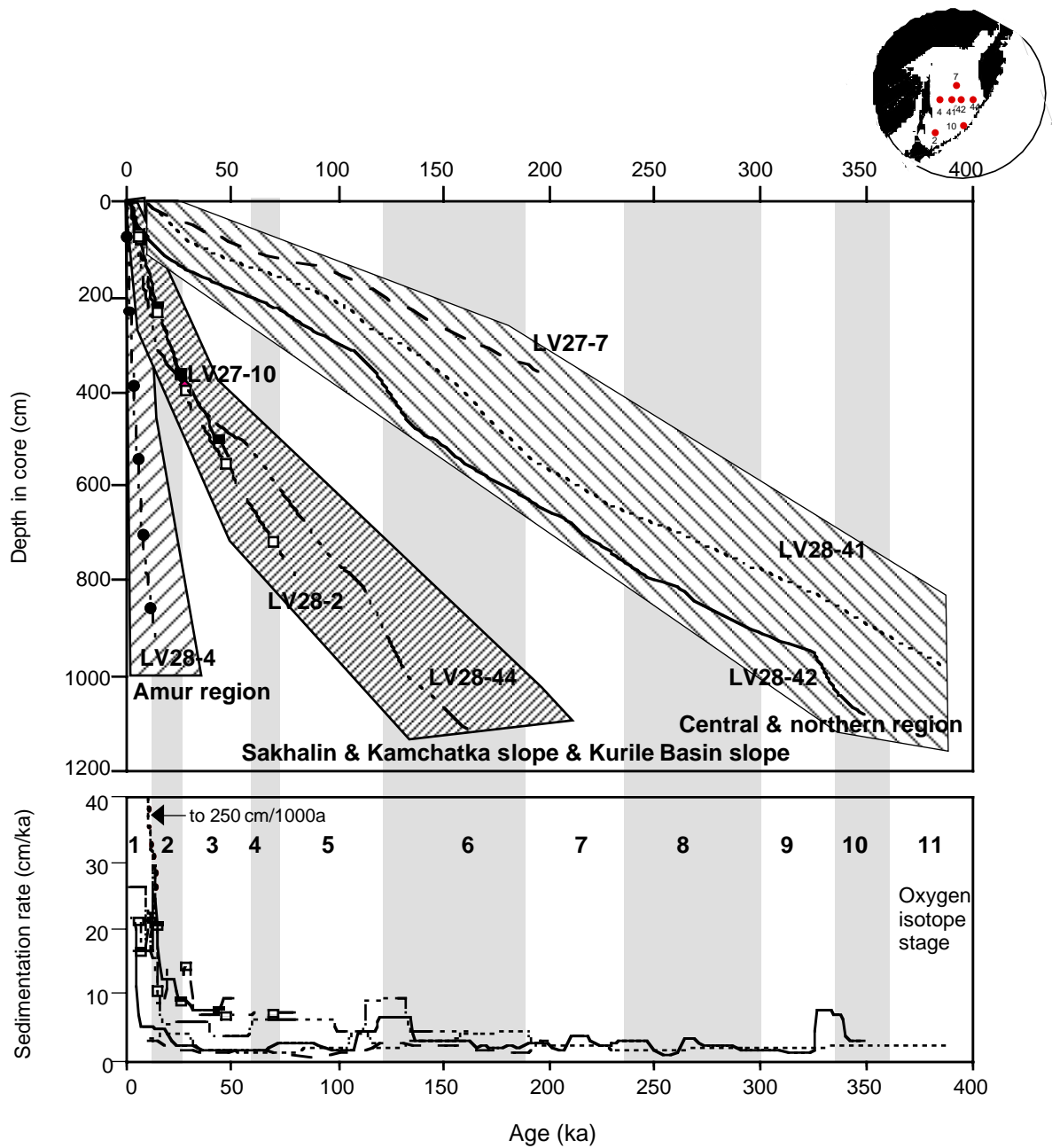


Abb. 13: Alters/Tiefenmodelle von einigen ausgewählten Sedimentkernen und die resultierenden Sedimentationsraten.



## 5. Ergebnisse und Diskussion

### 5.1 Rezente Verteilung sedimentologischer und geochemischer Parameter als Abbild des modernen Environments

#### *5.1.1 Zeitliche Einstufung der Oberflächensedimente*

Die Ablagerungszeit, die von einer Oberflächenprobe repräsentiert wird, ist abhängig von der Sedimentationsrate und der Mächtigkeit einer durchmischten Wühlschicht (JOHANNESSEN et al., 1994). Unterschiedliche Studien haben gezeigt, daß die bioturbate Wühlschicht zwischen 2 und 8 cm variieren kann (BERGER und HEATH, 1968; PENG et al., 1979; JONES und RUDDIMAN, 1982; JOHANNESSEN, 1987). Die Sedimentationsraten an der Sedimentoberfläche schwanken im Ochotskischen Meer zwischen 2 cm/ka in der nördlich-zentralen Region und 195 cm/ka vor dem Kontinentalhang Sachalins. Eine angenommene bioturbate Schicht von 4 cm würde somit ein Oberflächenalter zwischen 20 und 2000 Jahren aufweisen. Dies zeigt, daß die Sedimentoberflächenproben, abhängig von der Kernlokation, zwischen einigen 10er Jahren und 2000 Jahren variieren können. Trotz der fehlenden AMS  $C^{14}$ -Datierungen und der damit möglichen Fehleinschätzung des Oberflächenalters kann somit davon ausgegangen werden, daß die Oberflächensedimente spätholozänes Alter haben.

#### *5.1.2 Hinweise zur Produktivität und den terrigenen Sedimenteintrag*

##### •Ergebnisse

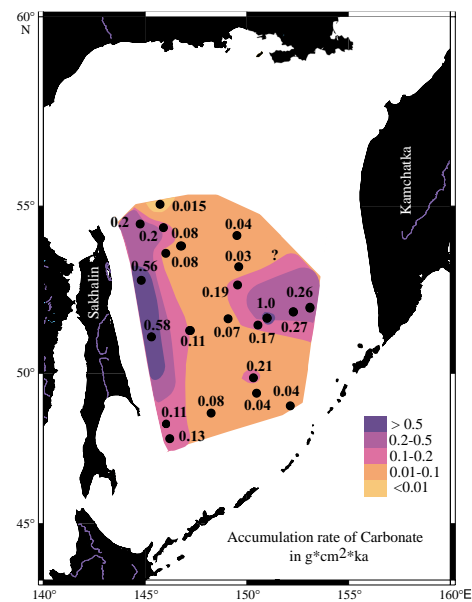
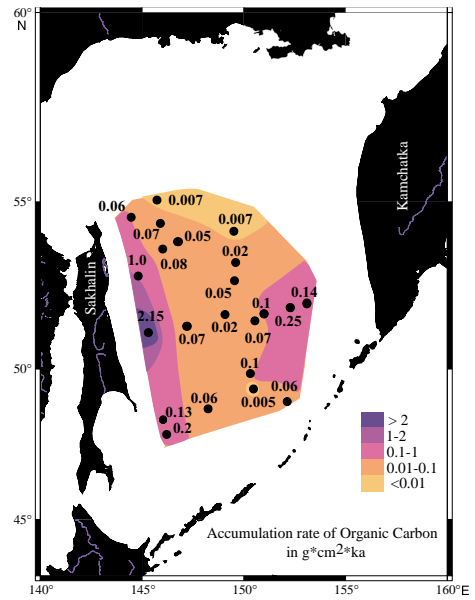
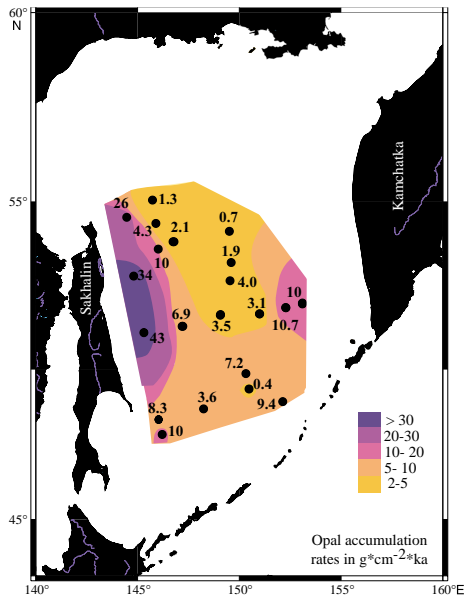
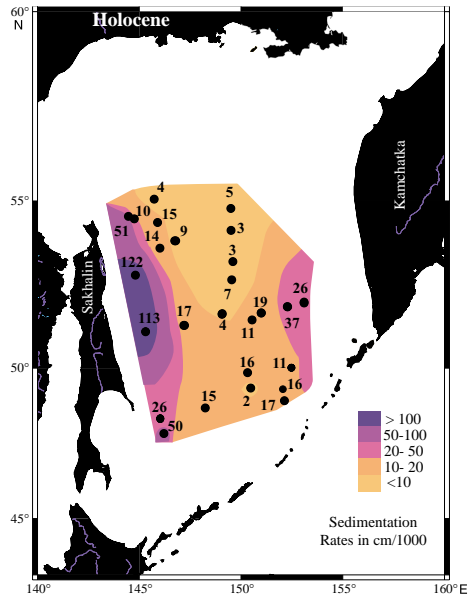
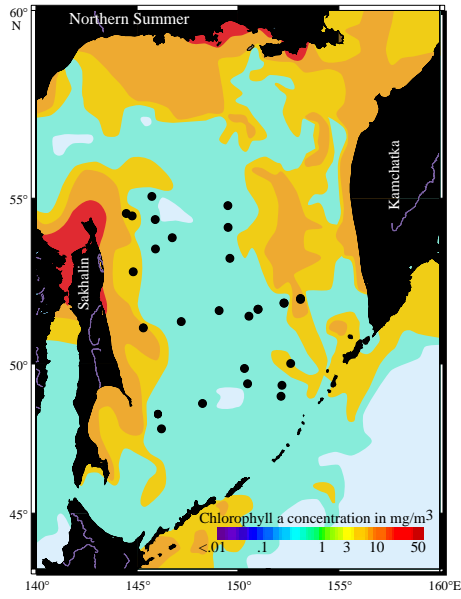
Die rezenten Oberflächensedimente des Ochotskischen Meeres bestehen überwiegend aus weichen, gelbbraunen bis olivgrünen Diatomeenschlammern. Die *Korngröße* dieser Sedimente schwankt zwischen tonigem Silt mit Sand bis siltigem Ton mit einem durchschnittlichen Grobfraktionsgehalt ( $> 63 \mu\text{m}$ ) von 1-16 Gew.-%. Diese Sedimente bestehen vor allem aus Diatomeen, die bis zu 90 Kornzahl-% des Sediments ausmachen können. Ausnahmen dabei bilden die Oberflächensedimente der nördlichen Kerne, die einen Grobfraktionsgehalt von über 60 Gew.-% aufweisen und größtenteils aus lithogenen Partikeln bestehen.

Die *organischen Kohlenstoffakkumulationsraten* (TOC) der Oberflächensedimente zeigen hohe Werte an den Kontinentalhängen Kamtschatkas und Sachalins, die zwischen 0.1 und 2.1 ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ) variieren (Abb. 14A). Die höchsten  $\text{AR}_{\text{TOC}}$  ( $> 2 \text{ g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ) werden vor dem Kontinentalhang Sachalins (LV28-4) erzielt. Diesen TOC-reichen Sedimente stehen TOC-arme Ablagerungen in den nördlichen zentralen Gebiet mit  $< 0.01 \text{ g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$  TOC gegenüber.

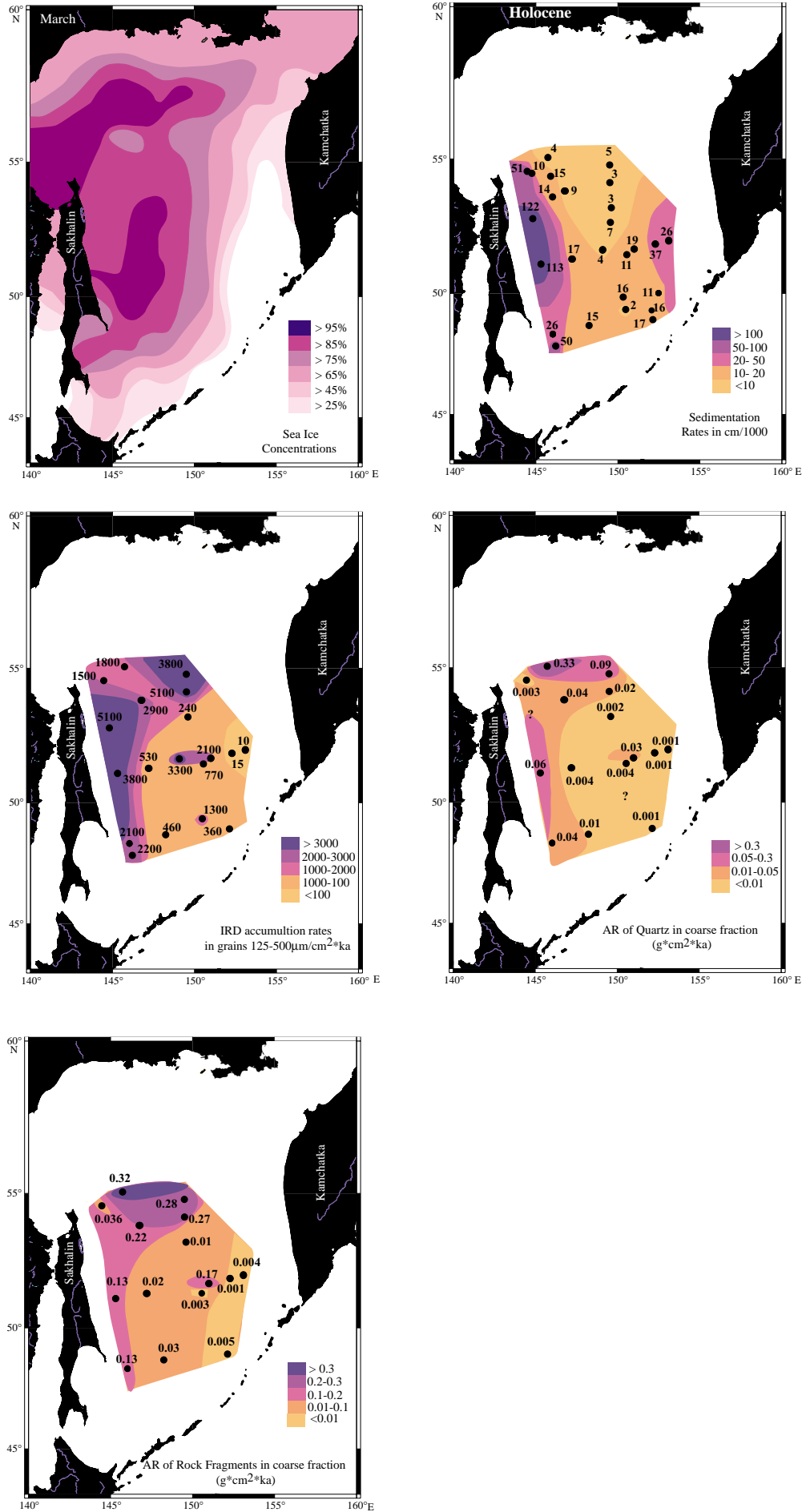
---

Abb. 14A-B (nächsten Seiten): Räumliche Verteilung der Akkumulationsraten von Oberflächensedimenten verschiedener lithologischer und Produktivitäts-Parameter (Opal-NÜRNBERG et al., in Vorb.), im Vergleich mit der heutigen Meereisbedeckung (nach Satellitendaten, NASA, Nimbus 7), den Chlorophyll a Konzentrationen (Satellitendaten, SeaWiFS-Projekt, NASA) und der Sedimentationsrate (0-6ka).

14A)



14B)



Weite Bereiche des Ochotskischen Meeres sind geprägt durch sehr geringe Akkumulationsraten an *Kalziumkarbonat* ( $< 0.1 \text{ g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ ) und erreichen nur in dem zentralöstlichen Teil des Ochotskischen Meeres (LV28-42) und an den Schelfgebieten Sachalins und Kamtschatkas Werte über  $0.1 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1})$ . Maxima in den  $AR_{CaCO_3}$  werden am Kern LV28-42 mit  $1 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1})$  sowie vor dem Kontinentalhang Sachalins (LV28-4, GE99-12-1) mit Werten um  $0.5 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1})$  erreicht. Die  $AR_{CaCO_3}$ -Werte am Kontinentalhang Kamtschatkas weisen Werte um  $0.3 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1})$  auf, wobei die Kalziumkarbonatgehalte in den Oberflächensedimenten fast ausschließlich auf das Vorkommen planktischer Foraminiferen zurückzuführen sind.

Die hohen Sedimentationsraten am Kontinentalhang vor Sachalin gehen neben der verstärkten Anlieferung von fluvialem Material durch den Amur und biogenem Material durch eine erhöhte Produktivität, auf einen erhöhten Eintrag von *eistransportiertem Material* (IRD) zurück (Abb. 14B). Die Akkumulationsraten von eistransportiertem Material ( $AR_{IRD}$ ,  $125\text{-}500 \mu\text{m}$ ) erreichen dabei Werte von  $>3000 \text{ Körnern/cm}^2 \text{ ka}$ . Entsprechend der heutigen Meereisverbreitung zeigt das rezente Muster eine Abnahme in den IRD-Akkumulationsraten von NW nach SE. Unterhalb der Hauptbahn der heutigen Eisdrift reicht ein Maximum vom nordöstlichen Kontinentalhang vor Sachalin bis weit nach Süden. Maxima in den  $AR_{IRD}$  erreichen hier Werte bis zu ca.  $4000 \text{ Körner/cm}^2 \text{ ka}$ . An der Südspitze Sachalins weisen die  $AR_{IRD}$  noch ca.  $2000 \text{ Körner/cm}^2 \text{ ka}$  auf. Weitere Maxima treten im zentralen Teil des Ochotskischen Meeres (LV28-41, LV28-42) und an den zentral-nördlichen Kernstationen (LV27-5, LV27-6) auf. Die östliche Region des Ochotskischen Meeres am Kontinentalhang Kamtschatkas ist charakterisiert durch markante Minima, wobei die  $AR_{IRD}$  nicht  $40 \text{ Körner/cm}^2 \text{ ka}$  überschreiten. Dominiert wird der terrigene Eintrag durch Gesteinsbruchstücke und Quarzanteile, wobei der Anteil an vulkanischen Glas nicht unbedeutend ist.

#### •Diskussion

Im Ochotskischen Meer ist die Produktivität generell sehr hoch (Kapitel 2). Die Chlorophyll a-Verteilung an der Wasseroberfläche anhand von satellitengestützten Messungen zeigt, daß die biologische Produktion über den Schelfgebieten bei Sachalin und Kamtschatka infolge von Nährstoffzufuhr von der Küste am größten ist (LEONOV, 1997; MORDASOVA, 1997; SOROKIN und SOROKIN, 1999) (Abb. 14A). Der Fluß Amur trägt dabei große Mengen an gelöstem und schwebendem Material in das Gebiet nördlich vor Sachalin ein und fungiert als Nährstofflieferant für die Region in der Nähe von Sachalin (AGATOVA et al., 1996; ARZHANOVA und NALETOVA, 1999; ROGACHEV, 2000; SOROKIN und SOROKIN, 1999). Wie fast überall im westlichen subarktischen Pazifischen Ozean bestimmen auch im Ochotskischen Meer Opalskelett-bildende Planktonorganismen, vor allem Diatomeen, die biologische Produktion, während Karbonat-produzierende Planktonorganismen eine untergeordnete Rolle spielen (LEONOV, 1997; OBAYASHI et al., 2001; SOROKIN und SOROKIN, 1999; BROERSE et al., 2000).

Hohe Akkumulationsraten im *Biogenopal* ( $AR_{Opal}$ ) zwischen 20-50 ( $g\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ ) (NÜRNBERG et al., in Vorb.), der  $AR_{CaCO_3}$ , sowie der  $AR_{TOC}$  kennzeichnen die Hochproduktivitätsregion am Kontinentalhang vor Sachalin im Einflußbereich des Amur-Flusses (Abb. 14A). Ein weiteres Maximum erhöhter Produktivität tritt am südwestlichen Kontinentalhang vor Kamtschatka auf, infolge des einströmenden nährstoffreichen Kamtschatkastromes (Abb. 2A). Im Vergleich zum Schelfbereich vor Sachalin weisen die  $AR_{Opal}$ ,  $AR_{CaCO_3}$  und  $AR_{TOC}$  um Faktor 3-7 geringere Werte auf, welches auf den fehlenden Nährstoffeintrag des Amurs zurückzuführen ist. Geringe Gehalte an biogenem Opal ( $< 2\ g\ cm^{-2}\ ka^{-1}$ ), Kalziumkarbonat und organischem Kohlenstoff charakterisieren das nördliche Gebiet. Durch die gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Zirkulation im Ochotskischen Meer kann erklärt werden, daß das düngende Wasser des Amurs mit dem Ost-Sachalin Strom nach Süden zirkuliert (Abb. 2A; SAPOZHNIKOV et al., 1999). Die weiter nördlich gelegenen Gebiete sind aus diesem Grund weitaus weniger produktiv, was sich auch in den deutlich geringeren Sedimentationsraten widerspiegelt. Daneben verursacht die längere Meereisbedeckung im nördlichen Gebiet des Ochotskischen Meeres eine geringere Produktivität und gleichfalls einen erhöhten Flux an terrigenen Material (Abb. 14B).

Grobes terrigenes Material in so großen Mengen von bis zu 5000 Körner/  $cm^2\ ka$  kann nur durch treibendes Meereis oder durch Eisberge über weite Bereiche in das Ochotskische Meer transportiert werden. Eisbergtransport scheidet als Mechanismus für die heutige und holozäne Verteilung von eistransportiertem Material (IRD) im Ochotskischen Meer aus, da heute nur die Hochgebirgsregionen oberhalb von 1500 m über NN auf Kamtschatka und im ostsibirischen Hinterland vergletschert sind (World Glacier Inventory, National Snow and Ice Data Center, Univ. Colorado, USA). Demnach kann nur Meereis das dominierende Transportagens für das grobe terrigene Material sein. Solche großen Mengen an IRD können nur abgelagert werden, wenn enorme Mengen an küstennahen Meereis saisonal produziert und verteilt werden. Diese Bedingungen werden durch küstennahe Polynyas, wie im Bereich der Kashevarov-Bank im NW in denen ständig neues Eis produziert wird (Abb. 1; ALFUTIS und MARTIN, 1987), den flachen nördlichen Schelfgebieten, durch die kalten NW-Winde und den Amurausstrom, der zur einer Aussüßung des Oberflächenwassers führt (Abb. 3C), aufrechterhalten. Als Folge des oberflächennah niedrigen Salzgehaltes befindet sich die „Küche“ der Meereisbildung, neben den flachen nördlichen und nordwestlichen Schelfgebieten, vor dem Amurausstrom und führt so zu den markanten Maxima vor den Kontinentalhang Sachalins.

Eine Region mit erhöhten  $AR_{IRD}$  tritt gleichfalls im zentralen Teil des Ochotskischen Meeres auf (Abb. 14B; LV28-41, LV28-42). Nach der Meereisbildung an den nördlichen und nordwestlichen Schelfen wird das Meereis laufend in den zyklonalen Wirbel eingespeist und gebündelt, infolge dessen es in der zentralen Region des Ochotskischen Meeres zu einer intensiven Freisetzung des eistransportierten Materials kommt. Die IRD-Sedimentation hängt somit - neben dem Detritusgehalt des Meereises - entscheidend davon ab, wie schnell das

Meereis abschmilzt und wie häufig das Meereis über eine bestimmte Probenposition am Meeresboden driftet. Am südwestlichen Kontinentalhang vor Kamtschatka treten sehr geringe Gehalte an eistransportiertem Material auf (Abb. 14B), infolge des Einflusses des wärmeren Kamtschatkastromes (TALLEY und NAGATA, 1995), der die südöstliche Ausdehnung des Meereises begrenzt.

Kliffabfall auf Küsteneis ("cliff fall") und Aufnahme von Strand/Schelfmaterial durch Küsteneis ("coastal adfreezing") sind vermutlich die dominierenden Eintragsmechanismen für grobes lithogenes Material in das Meereis des Ochotskischen Meeres. Die überwiegend gut gerundeten "Dropstones" von bis zu 5 cm Durchmesser deuten auf eine Herkunft aus dem Strandbereich. Effektives und großräumiges Einfrieren von IRD in das Meereis erfolgt in den flachen, gezeitenbeeinflussten, nördlichen Schelfgebieten des Ochotskischen Meeres (Tidenhub 13 m, KOWALIK und POLYAKOV, 1998). Anschließendes beckenweites Verdriften des Meereises, gesteuert durch die bevorzugte Oberflächenwasserzirkulation (MOROSHKIN, 1966; TALLEY und NAGATA, 1995), die vorherrschenden Windsysteme und die ausgeprägten Gezeitenströme, sowie sommerliches Abschmelzen, kann dieses beckenweite Muster von IRD im Ochotskischen Meer erklären. Die Bedeutung des äolischen Sedimenteintrages in und auf das Meereis in dieser Region ist aufgrund des hohen Eintrages an eistransportiertem Material schwer zu erfassen. Untersuchungen an Sedimenten im Nordpazifik zeigen, daß hohe Akkumulationsraten von äolischen Material vor der Küste Japans erreicht werden (DUCE et al., 1991). Die Hauptflugbahn der äolischen Partikel, die von den zentralen und östlichen Lößgebieten Asiens mit dem subtropischen Jetstream in weite Gebiete des Nordpazifiks transportiert werden, reicht aber nicht in das Ochotskische Meer hinein (ARNOLD et al., 1998; ONO et al., 1998). Äolischer Eintrag spielt daher eher eine untergeordnete Rolle.

### 5.1.3 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope der Oberflächensedimente

#### •Lebensraum der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (s)

Die paläozeanographische Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen erfolgte anhand stabiler leichter Isotope der planktischen Foraminiferenart *Neogloboquadrina pachyderma* (s.). Sie ist neben der Foraminiferenart *Globigerina bulloides* mit einem Anteil von ca. 90% die dominierende Art in den Sedimenten des Ochotskischen Meeres (SAIDOVA, 1957; LIPPS und WARME, 1966). Die ganzjährigen Untersuchungen an Sedimentfallen (ALDERMAN, 1996) weisen darauf hin, daß *N. pachyderma* (s) im Spätsommer in Tiefen zwischen 20 und 40 m oberhalb der dichothermalen Schicht kalzifiziert. Im Gegensatz dazu weisen die KOMEX-Untersuchungen der Planktonnetzfänge (BAUCH et al., in press) Kalzifizierungstiefen von *N. pachyderma* (s) zwischen 50- und 200 m aus, also das typische Tiefenintervall der dichothermalen Schicht. Diese Tiefen leiten sich aus dem Vergleich zwischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert (Foraminifere) und den berechneten  $\delta^{18}\text{O}$ -Kalzifizierungswerten ab ( $\delta^{18}\text{O}$ -Wasserwert und Temperatureffekt).

Demzufolge ist es nicht eindeutig geklärt, in welchem Tiefenbereich *N. pachyderma* (s) das Temperatur- und/bzw. Salinitätssignal einbaut. Übereinstimmend weisen beide Autoren darauf hin, daß die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *N. pachyderma* (s) nicht die Oberflächentemperatur widerspiegeln, was so auch seine Bestätigung findet beim Vergleich der  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.P.}}$ -Werte einer rezenter Oberflächenprobe mit „standing stock“-Daten von *N. pachyderma* (s) in der Wassersäule und dem berechneten Kalzifizierungsgleichgewichtswert (BAUCH et al., in press) an der Kernstation LV28-43 vor dem Kontinentalhang Kamtschatkas (Abb. 15B).

• Interpretation der  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ - Verteilungsmuster von *N. pachyderma* (s)

Abb. 15A zeigt die Verteilung von  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in den Oberflächensedimenten. Geringe  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte am Kontinentalhang Kamtschatkas (LV28-44, LV27-10) markieren den Einfluß der einströmenden wärmeren Wassermassen aus dem Pazifik, welche eine erhöhte Produktivität in diesem Bereich forcieren (Abb. 14A). Der Wassermasseneinstrom in diese Region bildet sich im Sommer mit höheren Temperaturen in der dichothermalen Schicht ab (TALLEY und NAGATA, 1995).

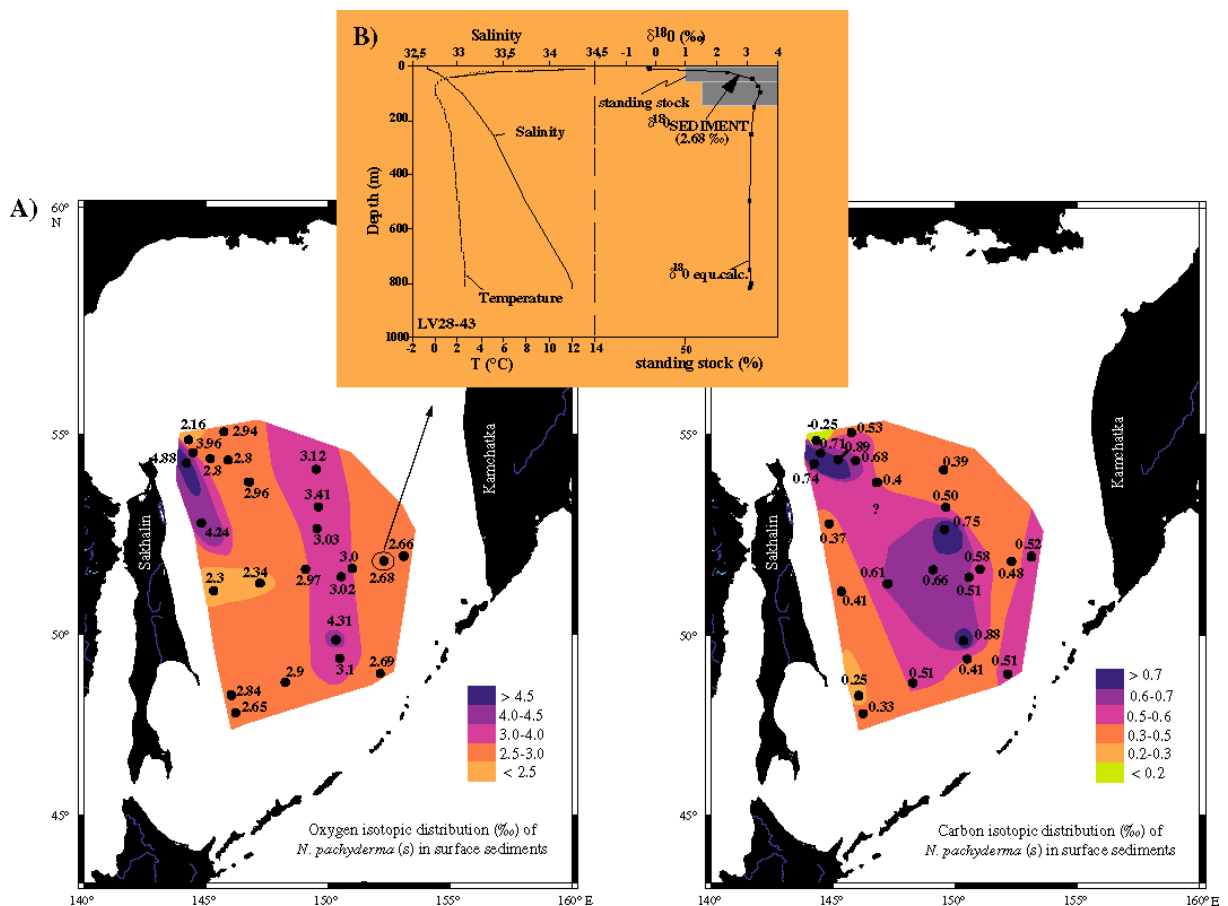


Abb. 15: A) Verteilungsmuster der  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotope der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (s) in den Oberflächensedimenten des Ochotskischen Meeres. B) Temperatur- und Salinitätsprofil der Station LV28-43 (BIEBOW und HÜTTEN, 1999) im Vergleich mit  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Kalk}}$ -Werten, die die Foraminiferengehäuse theoretisch bei ihrer Kalzifizierung im Gleichgewicht mit der umgebenen Wassermasse annehmen sollten, den "standing stock" von *N. pachyderma* (s) in der Wassersäule (BAUCH et al., in press), und den  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.P.}}$ -Wert von der Sedimentoberfläche.

Im Bereich des Kamtschatkastromes kalzifiziert *N. pachyderma* (s) in der oberen Schicht der dichothermalen Schicht (Abb. 15B). Die Differenz von ca. 0.3‰ zu schwereren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten an den zentralen Kernstationen (LV28-41, LV28-42) könnte so durch einen Temperaturanstieg von ca. 1°C in der dichothermalen Schicht an den Stationen LV27-10 und LV28-44 erklärt werden (BIEBOW und HÜTTEN, 1999).

Ein Anstieg der  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf 3.0‰ und 0.75‰ im zentralen Teil des Ochotskischen Meeres zeigen hier gut durchlüftete Wassermassen an, die mit hohen Gehalten von gelöstem Sauerstoff und in der Regel mit niedrigen Nährstoffgehalten im Oberflächenwasser verbunden sind (KROOPNICK, 1985). Aus den  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der *N. pachyderma* (s) im zentralen Teil des Ochotskischen Meeres spiegelt sich der Einfluß des „Ochotskischen Wirbels“ und des Kamtschatka-Stromes wider. Dabei verliert durch Mischungsprozesse der wärmere salzreichere Kamtschatka-Strom sein Signal, das mit einer progressiven Abnahme der Temperatur und Salinität einhergeht (SANCETTA, 1981).

An den Stationen östlich von Sachalin (LV28-4, LV28-40), an denen die geringen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (ca. 2.3‰; Abb. 15A) auftreten, wurde an der Meeresoberfläche, neben sehr geringen sommerlichen Salinitäten (Abb. 3C), isotopisch leichtes Wasser mit typisch geringen  $\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen angetroffen, die den Einfluß des Amurflußwassers entlang der Ostküste Sachalin widerspiegeln (WINCKLER und BAYER, 1999). Sehr geringe  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (0.25-0.41‰) entlang des Sachalin Schelfes reflektieren eine enorme Produktivität am Schelfrand. Nährstoffanreicherungen im Oberflächenwasser können nicht aufgebraucht werden, was sich so in den geringen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten aufzeigt (Kapitel 5.2.3).

Die geringsten  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten weist der Kern GE99-21 südlich der Kashevarov-Bank auf (Abb. 1 und Abb. 15A). Studien an der Kashevarov-Bank zeigen das permanent tideninduziertes wärmeres, salzarmes und nährstoffreiches Wasser in diesen Bereich aufgetrieben wird (POLYAKOV und MARTIN, 2000; ALFUTIS und MARTIN, 1987). Die extrem geringen  $\delta^{13}\text{C}$  (-0.25‰)- und  $\delta^{18}\text{O}$  (2.16‰)-Werte deuten so auf warme, und/bzw. salzarme und nährstoffreiche aufgetriebene Wassermassen.

An der NE-Küste von Sachalin treten sehr hohe  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (4.2-4.9‰) auf. Diese hohen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte reflektieren wahrscheinlich ein glaziales Alter, infolge mächtiger Umlagerungsprozesse in dieser Region des Amurausstromgebietes (LÜDEMANN, pers. Mittlg.).



## 5.2 Räumliche und zeitliche Änderungen im Sedimentationsgeschehen

### *5.2.1 Grobfraktionsanteile und Korngrößenverteilung der Grobfraktion*

Zur besseren Charakterisierung des Sandgehaltes wurde die Grobfraktion von sporadisch auftretenden Gesteinsbruchstücken  $> 1000 \mu\text{m}$  („pebble“-freie Gehalte) bereinigt, da sie zu einer Überbewertung des terrigenen Eintrages führen. Statistisch haben diese einzelnen cm-großen Gerölle keine Bedeutung. Um Variationen der granulometrischen Kennwerte besser aufzulösen, wurden auch die Aschen, die hohe Grobfraktionsanteile markieren, durch Selektion der entsprechenden Datensätze bei der graphischen Darstellung und für die Interpretation entfernt. Der Gewichtsanteil der *Grobfraktion* ( $> 63 \mu\text{m}$ ) am Gesamtsediment schwankt bei den untersuchten Sedimentkernen zwischen ca. 0 Gew.-% und 60 Gew.-%, wobei Werte über 20 Gew.-% selten sind und nur in den Kernen der nördlichen Region (LV27-5, LV27-4) bzw. nur kurzfristig als einzelne Spitzenwerte vorkommen (Abb. 16a-c). In den meisten Kernen liegt der mittlere Grobanteil (MUC und SL) bei 8-15 Gew.-%. Im Gegensatz dazu weist der Kern LV28-4, der sich im Amorausstromgebiet befindet, nur sehr geringe Grobanteile zwischen 2 und 6 Gew.-% auf, was sicherlich auf einen erhöhten fluviatilen Tonanteil zurückgeht, der den Sandanteil deutlich „verdünnt“.

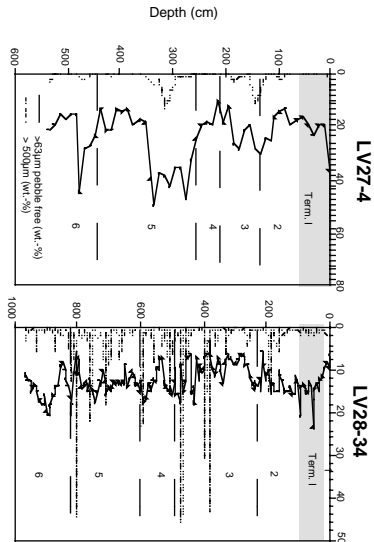
Erhöhte Einträge an der Grobfraktion erfolgen zu Beginn der Terminationen I und II, sowie in den glazialen Abkühlungsphasen. An den Kernen aus dem zentralen Teil des Ochotskischen Meeres werden diese typischen glazial-interglazialen Fluktuationen besonders deutlich (Abb. 16b). Markante Maxima treten dabei im Stadium 6 und 8 auf (LV28-41 und LV28-42). Die erhöhten Einträge von größerem Material in den Kaltzeiten werden am nordwestlichen Kern LV27-4 nicht widerspiegelt, wobei gleichfalls die  $> 63 \mu\text{m}$ - Anteile der südlichen Kerne einen relativ gleichförmigen Kurvenverlauf, mit kaum auftretenden Variationen aufzeigen (Abb. 16a, c). Da die Schwankungen der einzelnen Komponenten (terrigen, biogen) sowie das Korngrößenspektrum innerhalb der Grobfraktion räumlich und zeitlich stark variieren, wird eine abschließende Interpretation erst nach Vorstellung des Gesamtspektrums möglich. Deswegen werden im folgenden zunächst die Ergebnisse vorgestellt.

Die *Subfraktionen der Grobfraktion*, bezogen auf die „pebble“-freie Grobfraktion, weisen besonders in den Kernen der südlichen Region eine klare Dominanz der Fraktion  $63\text{-}125 \mu\text{m}$  mit durchschnittlich 50 Gew.-% Anteil auf (Abb. 16c).

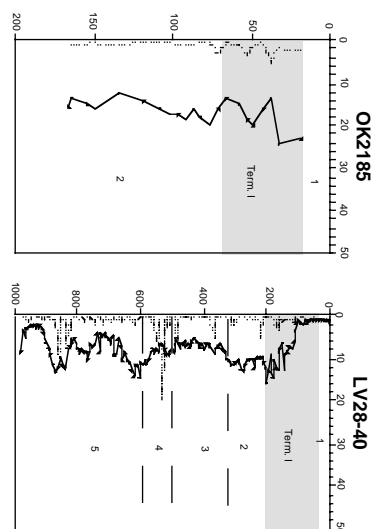
---

Abb. 16a-c (nächste Seiten): A) und B): Gewichtsanteile der Grobfraktion ( $> 63 \mu\text{m}$ ) und der Fraktion  $> 500 \mu\text{m}$  am Gesamtsediment sowie die Gewichtsanteile der Subfraktionen an der Grobfraktion. Unter C) sind die Akkumulationsraten der Kornzählungen ( $> 2 \text{ mm}$ ) mittels Radiographien in den verschiedenen Transekten dargestellt. a) Sachalin-Transekt; b) W-E-Transekt; c) N-S-Transekt.

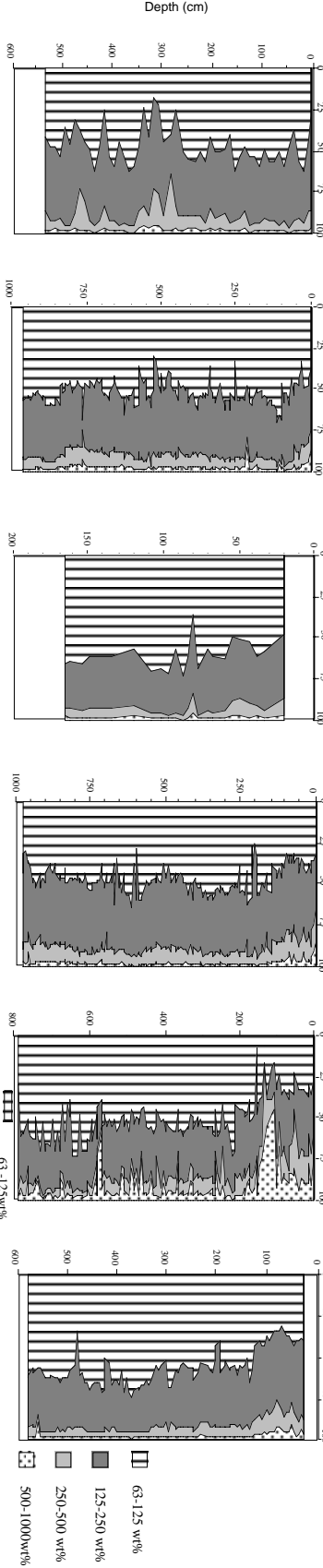
16a) Sakhalin-transect



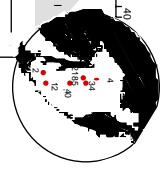
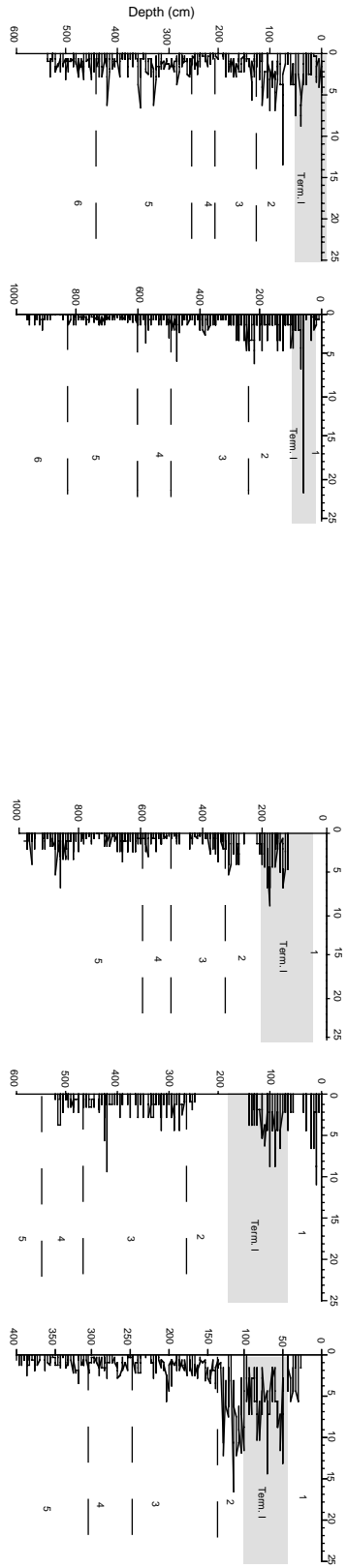
A) Coarse fraction (wt.-%)



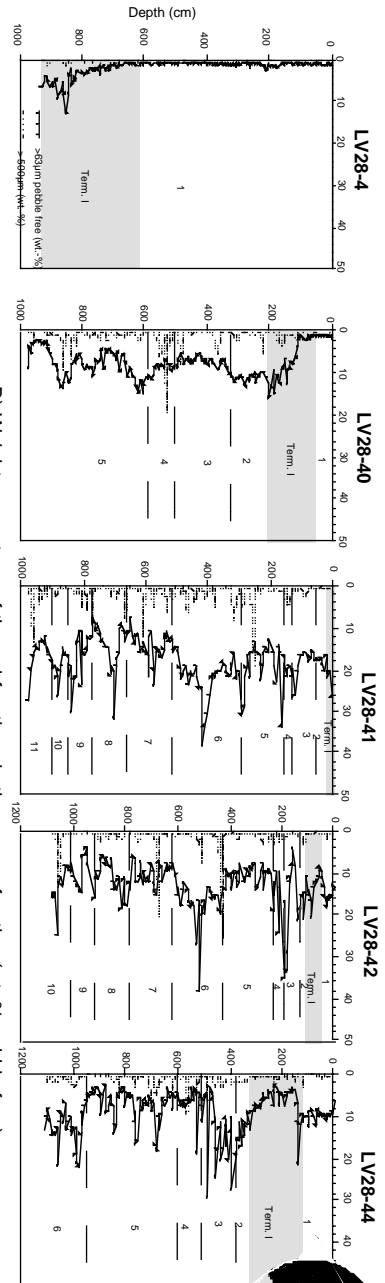
B) Weight percentage of the subtractions in the coarse fractions (wt.-%, pebble free)



C) Grains > 2mm/cm<sup>2</sup>\*1000a (from Radiographies)

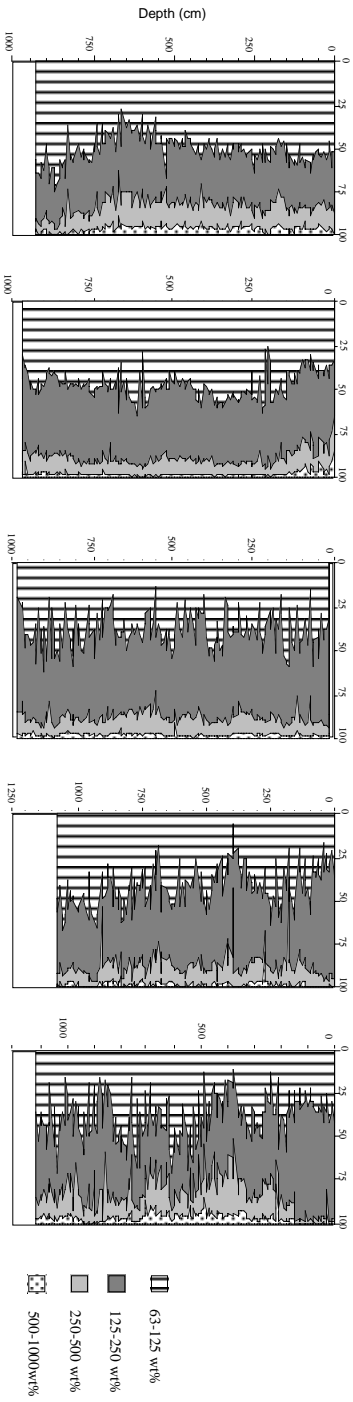


16b) W - E-Transsect

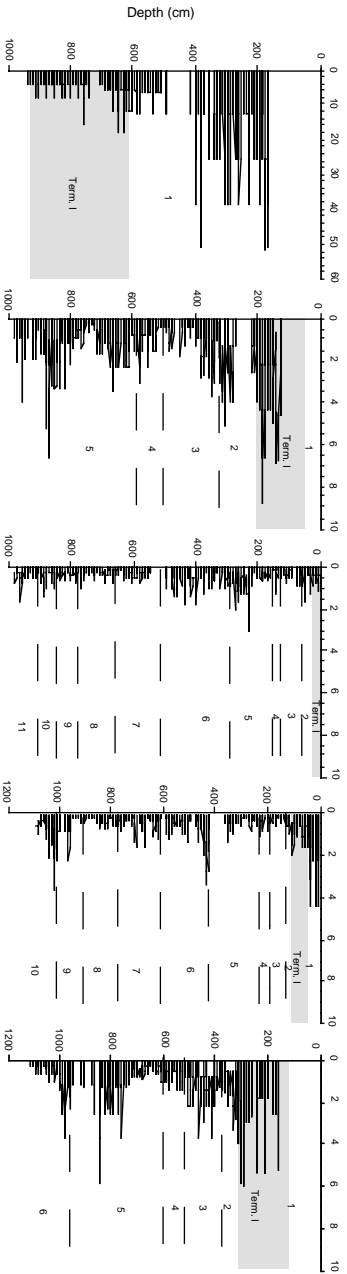


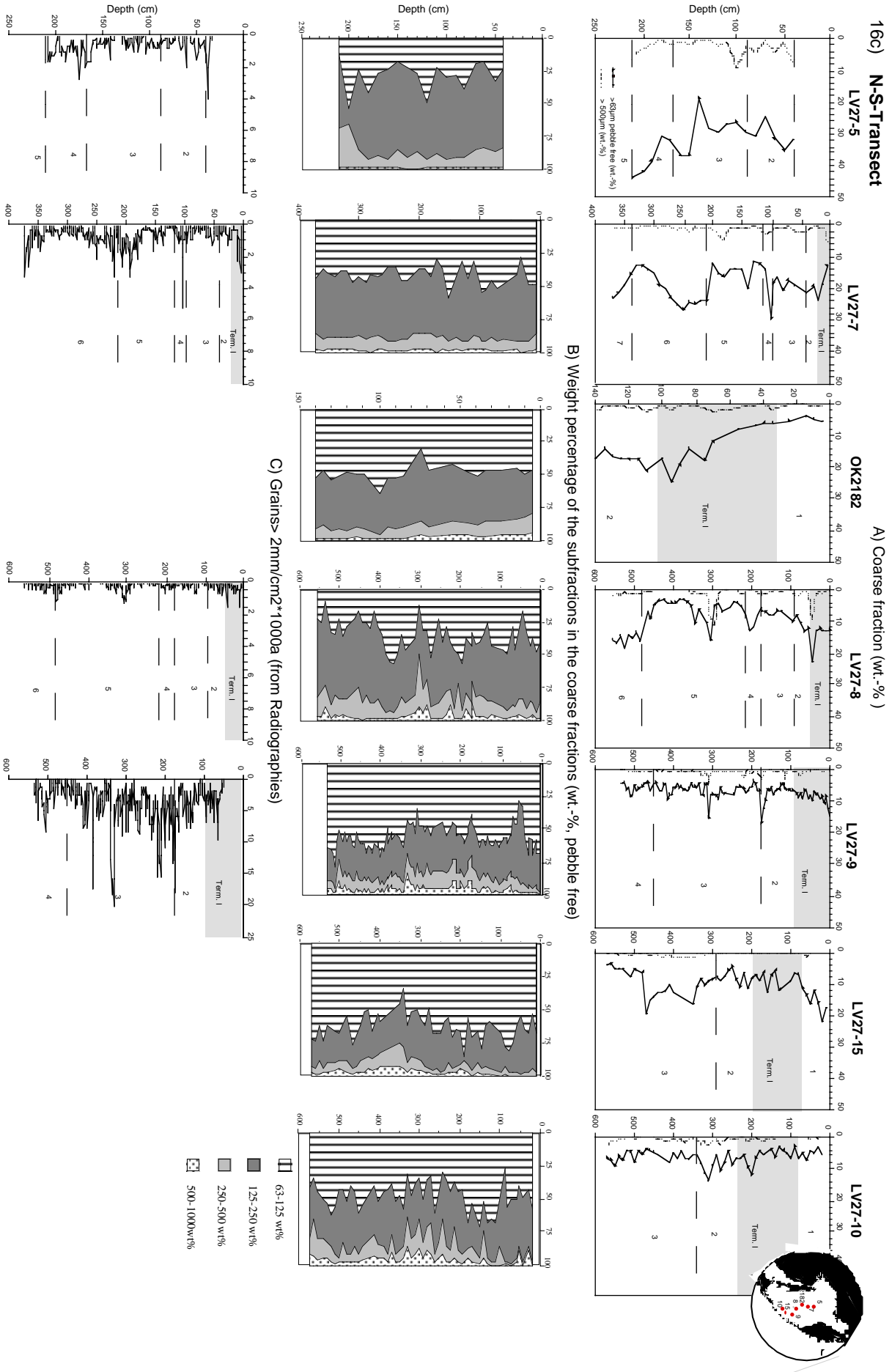
A) Coarse fraction (wt.-%)

B) Weight percentage of the subtractions in the coarse fraction (wt.-% pebble free)



C) Gains- 2mm/cm<sup>2</sup>\*1000a (from Radiographies)





Die Fraktion 125-250  $\mu\text{m}$  zeigt besonders in den Kernen aus der nördlichen, zentralen und der östlichen Region vor Kamtschatka sehr hohe Gehalte zwischen 50-75 Gew.-%. Die gröberen Fraktionen (250-1000  $\mu\text{m}$ ) weisen äußerst geringe Werte zwischen 5-25 Gew.-% auf. Der Anteil der Fraktion 500-1000  $\mu\text{m}$  sinkt in den nördlichen und zentralen Kernen aus dem Ochotskischen Meer auf ein sehr niedriges Niveau von durchschnittlich 2 Gew.-% ab, dagegen zeigen die südlichen Kerne und der Kern LV28-44 vor Kamtschatka um Faktor 2 höhere Werte. Das signifikant hohe Auftreten der Fraktion 500-1000  $\mu\text{m}$  im Kern LV28-2 (Abb. 16a) während der Termination I ist mit Vorsicht zu betrachten, da das Gesamtsediment nur in 4 Fraktionen geteilt wurde, infolge dessen es hier zu keiner „pebble“-freien Normierung kam.

Ein für alle untersuchten Kerne gültiges Muster wechselnder hoher und niedrigerer Gehalte an der Fraktion  $> 500 \mu\text{m}$  läßt sich nicht erkennen. Die Anteile der Fraktion  $> 500 \mu\text{m}$  am Gesamtsediment liegt in den Kernen bei durchschnittlich  $< 10$  Gew.-%. Eine Ausnahme bildet der Kern LV28-34, der sich im Derugin-Becken nordöstlich vor Sachalin befindet (Abb. 16a). Hier treten zahlreiche Einzelmaxima auf, die besonders im Stadium 3 und am Übergang 5/6 höhere Gehalte markieren (ca. 50 Gew.-%). Generell höhere Werte an der Fraktion  $> 500 \mu\text{m}$  belegen die zentralen Kerne (LV28-41, LV28-42) und Kerne östlich des Kontinentalhangs Sachalins (LV28-40, LV27-12) in den Terminationen I, II, und den Isotopenstadien 3, 4, 5 und 7. Dagegen weisen die südlichen Kerne (LV27-9, LV27-10, LV27-15) in dieser Fraktion kaum signifikante Schwankungen auf (Abb. 16c).

Anhand von *Radiographien* kann auch der quantitative Eintrag grobkörniger Gesteinskomponenten ( $> 2 \text{ mm}$ ) erkannt und abgeschätzt werden. Besonders auffallend sind die wesentlich höheren Kornzahlen/ $\text{cm}^2 \cdot \text{kyr}$  in der Termination I (Abb. 16a-c). Insgesamt sind die Fluktuationen mit Schwankungsbreiten bis zu 4 Körner/ $\text{cm}^2 \text{ ka}$  sehr gering. Ein erhöhtes „Grundrauschen“ tritt dabei in den westlichen, östlichen und südlichen Kernen auf. Anstiege in den Kornzahlen  $> 2 \text{ mm}$  charakterisieren vor allem die Stadiengrenzen 2/3, 4/5, 5/6 sowie das Stadien 5.4. Der südliche Kern LV27-9 reflektiert mit bis zu 20 Körner / $\text{cm}^2 \text{ ka}$  an der Stadiengrenze 2/3 markante Maxima. Noch höhere Kornzahlen dokumentiert lediglich der Kern LV28-4 vor dem Amurausstrom während der letzten ca. 4000 Jahre, der etwa 10-fach höhere Kornzahlen gegenüber den anderen Kernen aufweist (Abb. 16b).

### 5.2.2 Biogene und terrigene Komponenten der Grobfraction

Das Sedimentationsmuster im Ochotskischen Meer wird von lithogenen und vulkanogenen Komponenten bestimmt (Abb. 17). Kerne aus dem nördlichen Gebiet zeigen dabei eine sehr monotone Abfolge von litho- und vulkanogenen Komponenten, die bis zu 90% der Grobfraction ausmachen können. Der geringe Biogenanteil beträgt hier durchschnittlich nur 5 Kornzahl-%. Im zentralen, östlichen, südlichen Teil und vor Sachalin können sowohl bei den biogenen Komponenten als auch bei den *lithogenen Komponenten* drastische Veränderungen der Partikelzufuhr beobachtet werden. Einen nennenswerten Anteil an der terrigenen Grobfraction leisten überwiegend sedimentäre und metamorphe Gesteinsbruchstücke. Die Gehalte an Gesteinsbruchstücken variieren zwischen 20-60 Kz.-% (Anhang C1). Im Mittel beträgt der Terrigenanteil innerhalb der Grobfraction in den südlichen Kernen 40 Kz.-%, in den zentralen, östlichen und westlichen Kernen liegt er zwischen 50-70 Kz.-%. Deutlich markante Anstiege treten in glazialen Stadien auf, die teilweise um den Faktor 3 höhere Gehalte an terrigenen Komponenten gegenüber den interglazialen Stadien aufweisen. Diese signifikanten glazialen/interglazialen Schwankungen kennzeichnen insbesondere die Kerne aus der zentralen Region (LV28-41, LV28-42) des Ochotskischen Meeres. (Anhang H1). In den Sedimenten der südlichen und östlichen Region (LV27-9, LV28-2, LV27-12, LV28-44) dominieren neben den lithogenen Komponenten vor allem die *vulkanogenen Komponenten*. Das Auftreten von vulkanischem Glas ist nicht allein auf diskrete Aschenlagen beschränkt. Anteile von 10 Kz.-% bis knapp 40 Kz.-% dispers verteilter Asche sind in den Sedimenten zu verzeichnen (Abb. 17).

Die *biogenen Partikel* zeigen in den Kernen ein nahezu zeitlich übereinstimmendes Auftreten. Hohe Anteile an biogenen Komponenten treten generell in den Interglazialen auf (Anhang H1). Der Biogenanteil wird vor allem durch Diatomeen bestimmt. Ihre Maximalanteile sind in den interglazialen Stadien 11, 9, 7, 5, 3 und 1 zu finden. Drastische Anstiege bis zu 90 Kz.-% treten im Holozän an den östlichen (LV28-44) und südlichen Kernstationen (LV27-9, LV27-10) auf. Generell niedrige Diatomeengehalte und geringe Variationen reflektieren dagegen die nördlichen Kerne (LV27-4, LV27-5, LV27-7) aus dem Ochotskischen Meer. Planktische Foraminiferen zeigen Maxima (bis zu 80 Kz.-%) im Substadium 5.5 und Stadium 1 sowie in den Terminationen III, II und I. Ansonsten ist ihr Auftreten eher von untergeordneter Bedeutung. Die Gehalte an kalkschaligen benthischen Foraminiferen in der Grobfraction variieren generell zwischen 0- und 30 Kornzahl-%. Das Vorkommen der benthischen Foraminiferen zeigt dabei kein einheitliches Muster. In den Kernen aus der nördlichen, westlichen und südlichen Region korrelieren die Anteile größtenteils positiv mit den Anteilen der planktischen Foraminiferen. Im nordwestlichen und zentralen Teil des Ochotskischen Meeres (LV27-4, LV28-41, LV28-42) zeigen die benthischen Foraminiferen häufig ihre höchsten Gehalte in den glazialen Stadien 2, 4 und 6. Erhöhte Vorkommen an Radiolarien treten in den interglazialen Stadien 3, 5 und 7 auf (Anhang H1). Gleichfalls können erhöhte Anteile im Stadium 4 auftreten (LV27-9, LV28-44). Die höchsten Gehalte mit bis zu 15 Kz.-% werden in den Kernen aus den zentralen (LV27-8, LV28-42),

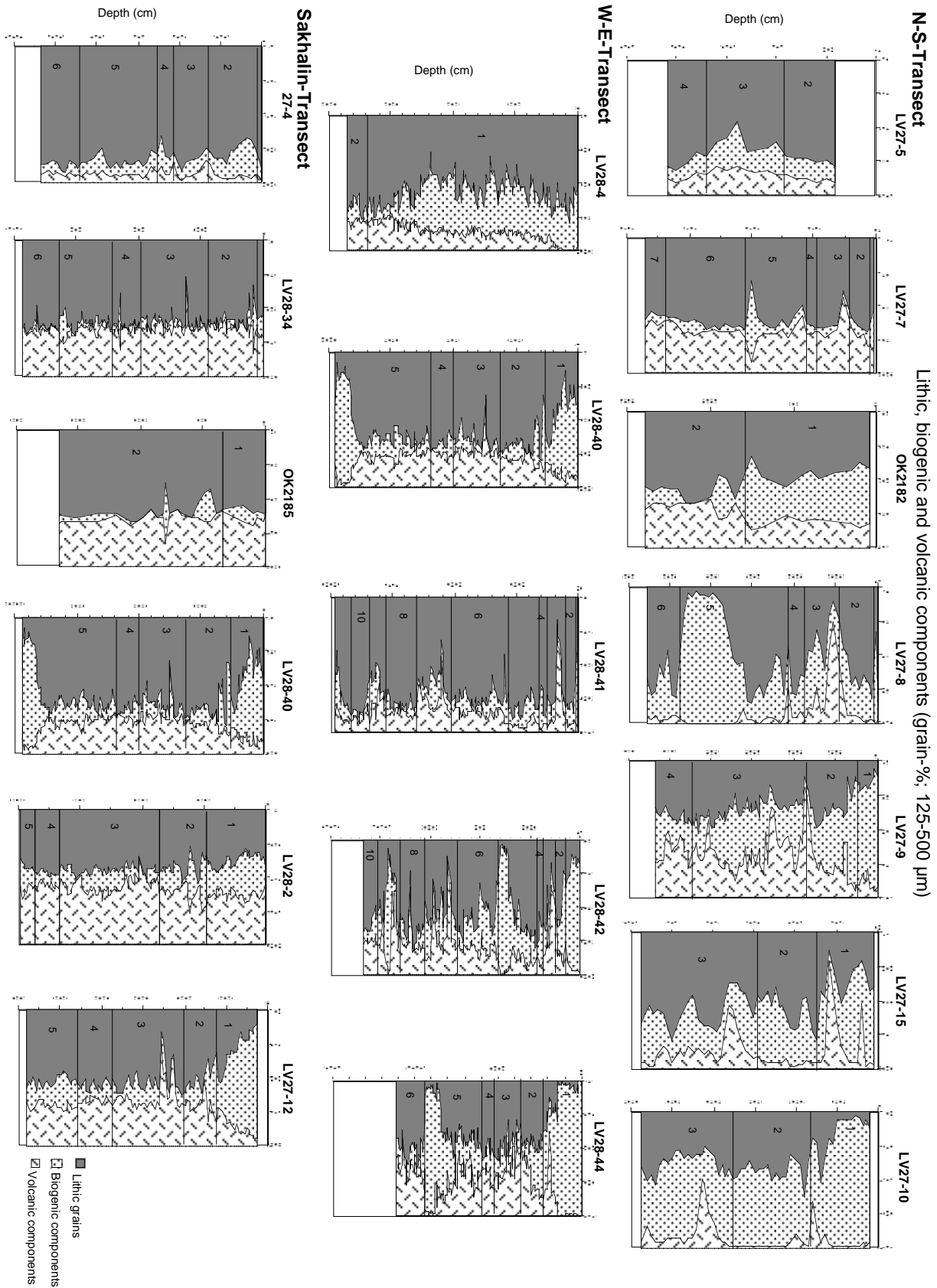


Abb. 17: Häufigkeitsverteilung der terrigenen, biogenen und vulkanogenen Komponentengruppen an den Sedimentkernen der N-S-, W-E- und Sachalin-Profile. Eingetragen sind die Sauerstoffisotopenstadiengrenzen.

östlichen (LV28-44) und südlichen Region (LV27-9, LV27-15) erreicht. Markante bis zu Faktor 4 höhere Gehalte an Radiolarien in den Interglazialen gegenüber den glazialen Stadien werden an den zentralen Kernstationen erzielt. Minima kennzeichnen die Kerne aus der nördlichen (LV27-4, LV27-5) und westlichen Region (LV28-2, LV28-4), die 5 Kz.-% nicht überschreiten. Schwammnadeln sind nur vereinzelt zu beobachten. Ausnahme ist der Kern LV28-42, der im Stadium 6 bis zu 35 Kz.-% Schwammnadeln an der Grobfraktion enthält (Anhang H1).

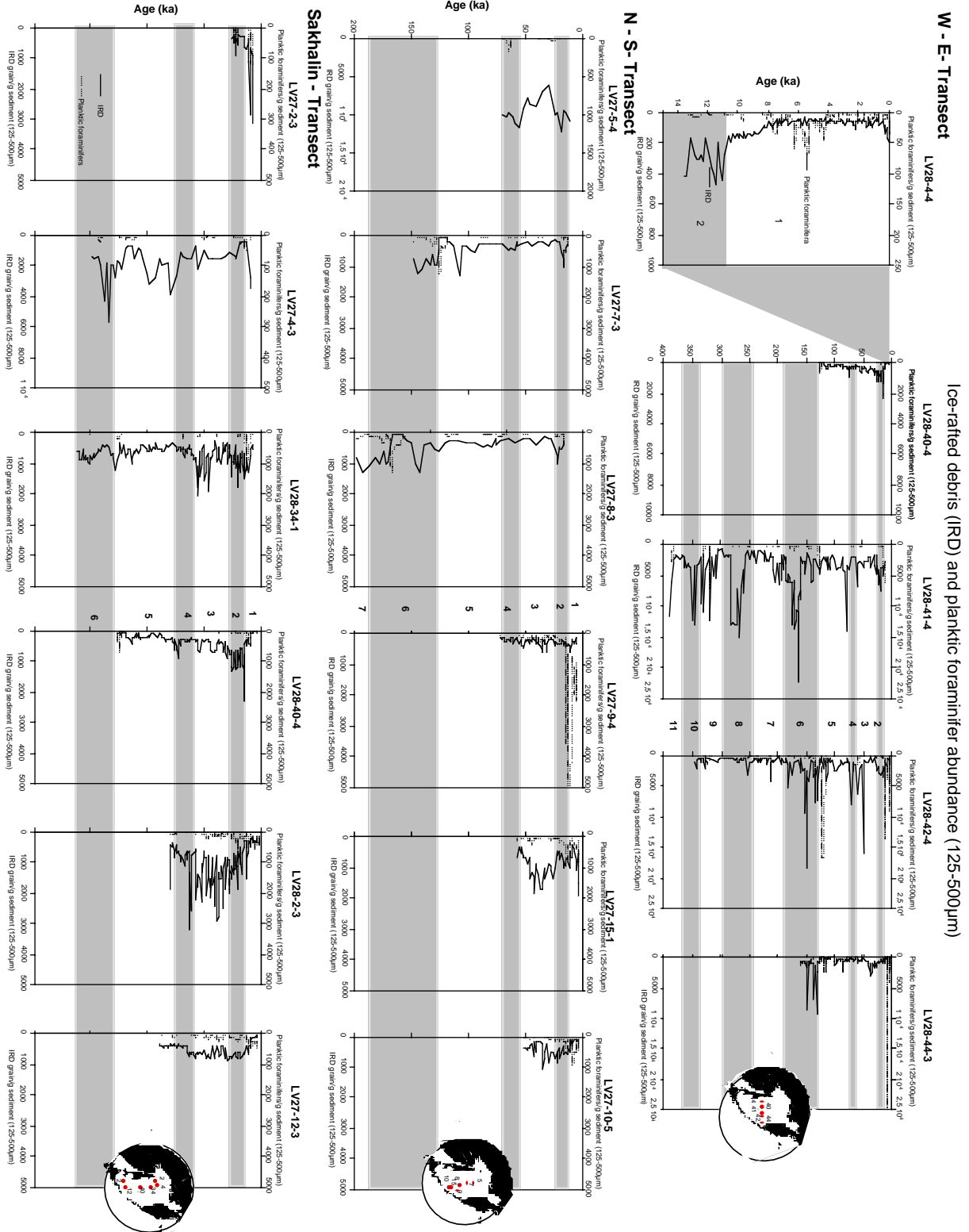
Die Anteile an lithogenen Komponenten (*IRD*, 125-500 µm; Kapitel 2) zeigen signifikante zyklische Schwankungen in den Sedimentkernen aus dem Ochotskischen Meer (Abb. 18). Die Gehalte an *IRD* variieren zwischen 100 und 20000 Körnern pro Gramm Sediment. Maxima an *IRD* kennzeichnen überwiegend die Kaltzeiten. Interglaziale sind größtenteils durch Minima gekennzeichnet. Ausnahme bildet das Stadium 3, das durch Maxima bis zu 3000 Körner/g Sediment eistransportierten Materials an den südwestlichen Kernstationen (LV28-2, LV27-12) charakterisiert wird. Der Kern LV28-2 im Südosten vor Sachalin zeichnet sich durch eine enorme Variabilität mit kurzfristig maximalen Werten in der Zulieferung von eistransportiertem Material aus (Kapitel 5.3.2). Markante Maxima an *IRD* kennzeichnen das Stadium 6 in den zentralen und östlichen Kernen des Ochotskischen Meeres (LV28-41, LV28-42, LV28-44). Die Anteile können bis auf 20000 Körner *IRD* pro g Sediment in diesem Zeitraum ansteigen. Einen relativ monotonen Eintrag an *IRD* weisen die südlichen Kerne (LV27-12, LV27-10, LV27-9) auf (Abb. 18). Die nordwestlichen Kerne LV27-4 und LV27-2 zeigen im letzten glazialen Maximum signifikante *IRD*-Minima an.

Die Anteile an *planktischen Foraminiferen* pro g Sediment weisen nur im Holozän, in den Terminationen I, II und IV kurzzeitig drastische Anstiege auf (Abb. 18). Maximalwerte werden im Holozän an den östlichen Kernen (LV27-9, LV28-44) sowie in der Termination II im Kern LV28-42 erreicht.

---

Abb. 18 (nächste Seite): Vergleich der stratigraphischen Verteilung und der Häufigkeit des eistransportierten Materials (*IRD*) und der planktischen Foraminiferen an den Sedimentkernen der W-E-, N-S- und Sachalin-Profile.





### 5.2.3 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Die benthischen und planktischen  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven sind in Abb. 19A-C zusammengefaßt.

#### •Sauerstoffisotope ( $\delta^{18}\text{O}$ )

Generell wird das Sauerstoffisotopensignal durch Änderungen im Eisvolumen, der Wassertemperatur und der Salinität beeinflusst. Da der Eiseffekt, der für den letzten Glazial/Interglazialwechsel ca. 1.1-1.3‰ beträgt, global gleichermaßen registriert wird (DUPLESSY et al., 1988; FAIRBANKS, 1989), geben die Abweichungen von diesem Signal Hinweise auf Schwankungen in der Wassertemperatur und/oder Salinität in der Wassersäule.

Die Sauerstoffisotopenkurven von *Uvigerina spp.* schwanken zwischen 2.8‰ und 5.1‰. Die Amplitude zwischen Glazialen und Interglazialen beträgt maximal 1.7‰ (Abb. 19A-C). In einigen Sauerstoffisotopenkurven der Sedimentkerne ist die durch den raschen Klimawechsel vom letzten Glazial zum heutigen Interglazial definierte Termination I sehr gut dokumentiert (BROECKER und VAN DONK, 1970). In den benthischen Kurven LV27-10, LV27-12, LV28-2 und OK2182 bilden sich innerhalb der Termination I zwei deutliche Abschmelzphasen ab, die in Analogie zu DUPLESSY et al. (1988) der Termination I<sub>A</sub> und Termination I<sub>B</sub> entsprechen (Abb. 19A-C). In diesen Kernen ist auch ein weiterer späterer Anstieg zu geringen  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ausgebildet. Dieser wird als Termination I<sub>C</sub> beschrieben (MIX und RUDDIMAN, 1985). Der Sauerstoffisotopenhub an der Termination I variiert in den Sedimentkernen zwischen 1.5‰ und 1.7‰. Die in den Kernen LV27-10, LV27-12, LV28-2 und OK2182 deutliche Unterteilung der Termination I verläuft in Stufen mit jeweils 0.7‰ Abnahme, wobei die Termination I<sub>C</sub> einen geringeren Anstieg von ca. 0.5‰ aufweist. Diesen Isotopenhub und den stufenweisen Anstieg spiegeln auch andere, vor allem benthische,  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus dem Ochotskischen Meer und dem NW-Pazifik wider (KEIGWIN et al., 1992; KEIGWIN, 1998; GORBARENKO, 1991a,b; 1996; GORBARENKO et al., 1998).

Der Glazial-Interglazial Isotopenhub über die Termination I ist in den planktischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenkurven von *N. pachyderma* (s) weniger stark ausgebildet (Abb. 19A-C). Der Sauerstoffisotopenhub (Termination I) beträgt im zentralen Teil des Ochotskischen Meeres (LV28-41, LV28-42, LV27-8, OK2182) ca. 1.1‰. Im östlichen und westlichen Teil des Ochotskischen Meeres (LV27-10, LV27-15, LV28-44; LV28-2, LV28-40) ist der Isotopenhub deutlich stärker ausgebildet (1.3 bis 1.6‰). Das gleiche Muster gilt für die Termination II,

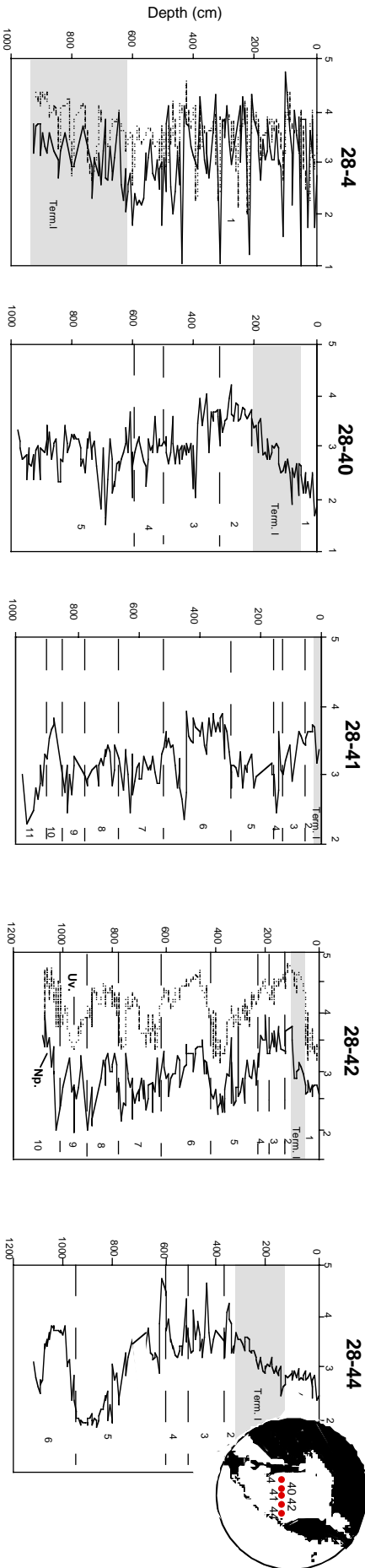
---

Abb. 19A-C (nächste Seiten):  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse von *N. pachyderma* (s) und *Uvigerina spp.* an verschiedenen Kernen der W-E-, N-S-Profile und Sedimentkernen südöstlich von Sachalin.

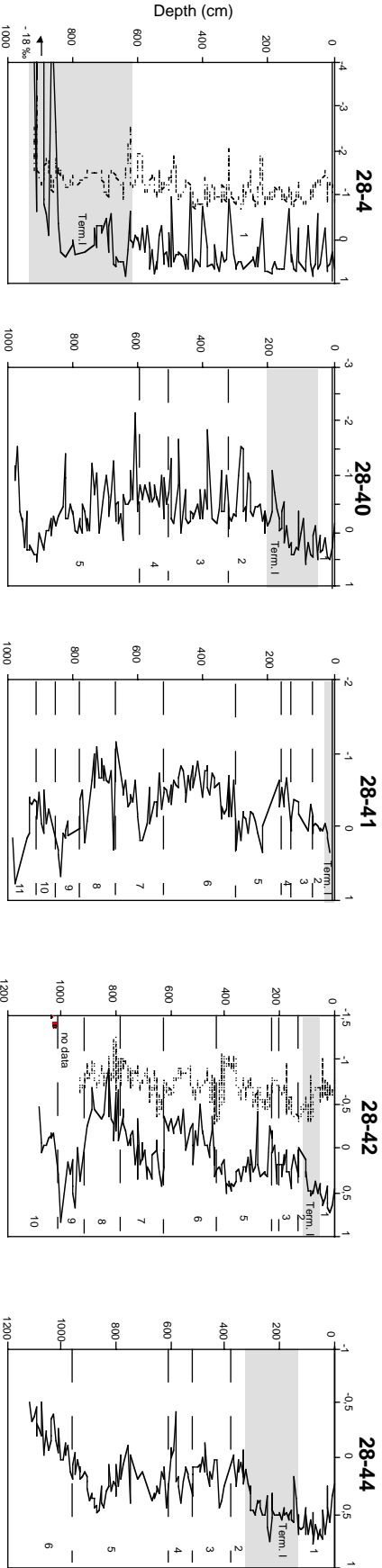
19A)

W-E-Transect

$\delta^{18}O$  (‰ vs. PDB) *N. pachyderma* (s) & *Uvigerina* spp.

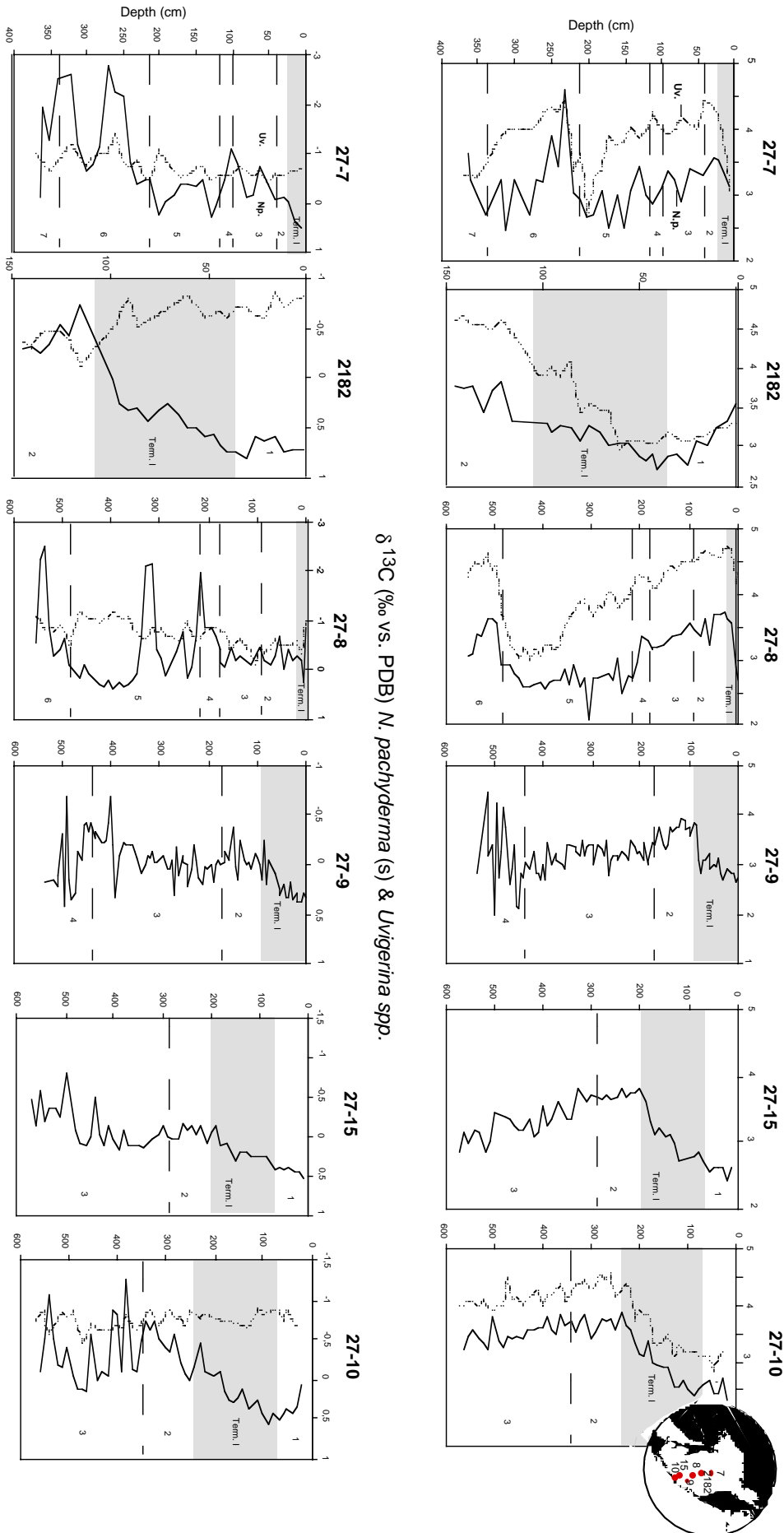


$\delta^{13}C$  (‰ vs. PDB) *N. pachyderma* (s) & *Uvigerina* spp.



19B)

N-S-Transect

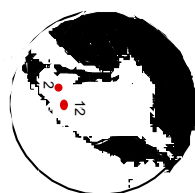


$\delta^{18}\text{O}$  (‰ vs. PDB) *N. pachyderma* (s) & *Uvigerina* spp.

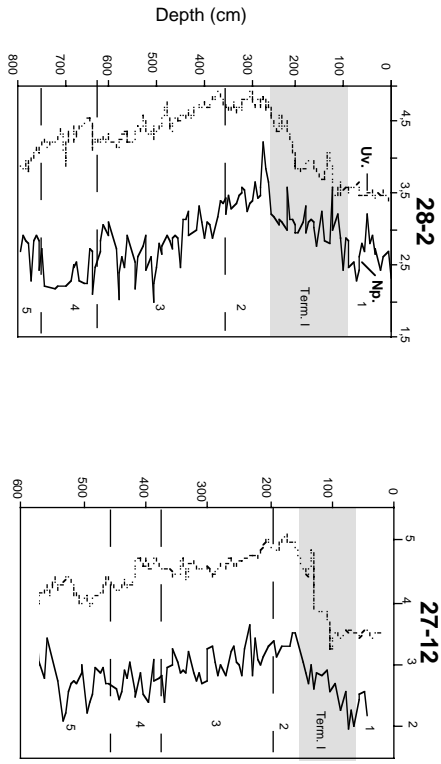
$\delta^{13}\text{C}$  (‰ vs. PDB) *N. pachyderma* (s) & *Uvigerina* spp.

19C)

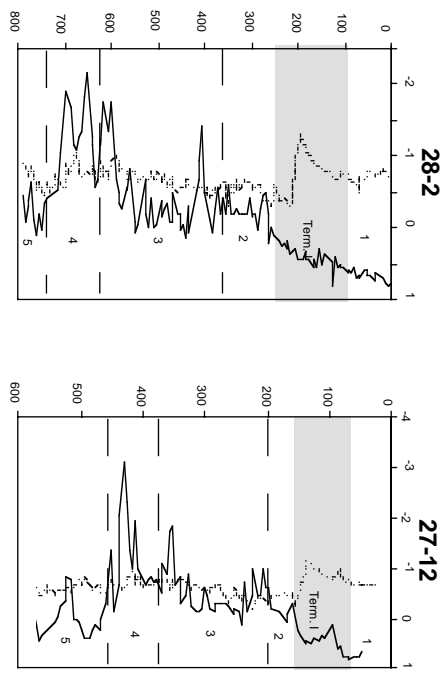
**South-Sakhalin**



$\delta^{18}O$  (‰ vs. PDB) *N. pachyderma* (s) & *Uvigerina* spp.



$\delta^{13}C$  (‰ vs. PDB) *N. pachyderma* (s) & *Uvigerina* spp.



wobei im östlichen Bereich des Ochotskischen Meeres (LV28-44) ein außergewöhnlich hoher Hub von 1.9‰ erreicht wird (Abb. 19A). Der globale  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenhub der letzten und vorletzten Eiszeiterminationen (1.1-1.3‰) wird damit vor allem in den östlichen und westlichen Randbereichen des Ochotskischen Meeres um 0.3-0.6‰ überschritten.

Glaziale SST-Rekonstruktionen der CLIMAP-Gruppe (1981) im Ochotskischen Meer weisen im Vergleich zum Holozän auf etwa 2°C niedrigere Temperaturen hin. Die vorliegenden Daten aus dem **zentralen Teil** des Ochotskischen Meeres deuten auf keine signifikanten Temperaturänderungen. Dabei ist jedoch zu bedenken, daß *N. pachyderma* (s) keine SST's abbildet, sondern Wassertemperaturen der entsprechenden Kalzifizierungstiefe (20-200 m, ALDERMAN, 1996; BAUCH et al., in press; Kapitel 5.1.3) widerspiegelt, die möglicherweise kaum von Glazial/Interglazial-Temperaturänderungen betroffen waren. Eine Temperaturverringerung von ca. 2°C im letztem glazialen Maximum würde einen  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopeneffekt von 0.5‰ verursachen, der durch einen Salinitätsanstieg um 1 Einheit kompensiert werden würde. Salinitätsverringerung durch Süßwasserzuflüsse bzw. eine Erhöhung des Niederschlagsverhältnisses gegenüber der Verdunstung können gleichfalls dieses gedämpfte  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal hervorrufen.

Die über den globalen Isotopenhub hinausgehenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in der östlichen und westlichen Region des Ochotskischen Meeres zeigen insbesondere im Stadium 5.5 und im Holozän geringere Werte als im Zentrum des Ochotskischen Meeres. Im **Ostteil** reflektiert diese Abweichung den Einfluß des Kamtschatkastromes, der wärmere Wassermassen aus dem Pazifik entlang des westlichen Kamtschatka-Kontinentalhanges mit sich führt.

Im **Westteil** stehen die geringen holozänen Werte wohl im Zusammenhang mit dem Amurausstrom, der geringe Salinitäten und ein hohes Wärmepotential aufweist (OGI et al., 2000). Nähere Einsichten in die holozänen Isotopenschwankungen liefert der hochauflösende Sedimentkern LV28-4. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Planktonkurve des Kernes LV28-4 weist insbesondere während der letzten ca. 5 ka extreme Isotopenhübe von bis zu 4‰ auf, die auf Variationen in der Süßwasserzufuhr durch den Amur hindeuten (Abb. 19A; Kapitel 5.3.1). Die Kerne LV28-2 und LV27-12 am Südostende Sachalins unterscheiden sich mit geringeren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Stadium 3 und 4 deutlich von den anderen Kernen (Abb. 19C). Die Amplituden im  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal reflektieren hier maximale Schwankungen zwischen 0.6 und 0.9‰ und weisen auf hochfrequente Schwankungen im Klimasystem hin, die möglicherweise mit den bekannten Dansgaard-Oeschger-Zyklen auf Grönland einhergehen (Kapitel 5.3.2).

Innerhalb der Glaziale/Interglaziale zeigen die Planktonkurven im Vergleich zu den Benthoskurven größere Amplitudenschwankungen, vor allem zu geringeren Werten hin. In

diesem Zusammenhang ist ein weiteres Phänomen zu diskutieren, das bei einem Vergleich zwischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Plankton- und Benthoskurven hervortritt. Im Isotopenstadium 4 zeigen Benthos- und Planktonkurven am Kern LV28-2 und LV27-12 (Abb. 19C) einen gegenläufigen Trend. Während die Benthoswerte wie erwartet ein  $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum erreichen, zeigen die Planktonwerte, wie auch am Kern LV27-9, hier genau umgekehrt ein Minimum. Da eine Erwärmung im Stadium 4 eher unwahrscheinlich ist, stehen die Planktonanomalien wohl eher im Zusammenhang mit Änderungen in der Salinität - entweder durch eine Zunahme der Niederschläge im Bereich des NW-Pazifiks oder durch eine erhöhte Süßwasserzufuhr (Fluß- und Schmelzwasser; Kapitel 5.3.2).

Eine Rekonstruktion der Oberflächenwassersignale aus den Isotopendaten von *N. pachyderma* (s) ist sehr schwierig, da die Tiefenwanderung dieser Foraminifere abhängig vom hydrographischen Regime möglicherweise eine Vermischung des Isotopensignals bewirkt. Bezüglich der Diskussion Meereis- contra Eisbergtransport tragen die planktischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven noch zu keiner endgültigen Klärung bei. Zwar sind an den Kernen deutliche  $\delta^{18}\text{O}$ -Schmelzwasseranomalien zu beobachten, jedoch lassen sich keine sicheren Rückschlüsse auf die Vereisung in der Untersuchungsregion führen. Normalerweise findet bei der Meereisbildung oder beim Abschmelzen des Meereises keine Isotopenfraktionierung statt (CRAIG und GORDON, 1965). Durch die Zumischung von Süßwasser aus den Amur, der von Schmelzwässern aus Hochgebirgszonen des ostsibirischen Hinterlandes gespeist wird, kann eine starke Abreicherung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte im Meereis auftreten. Das zeitgleiche Auftreten von eistransportiertem Material (IRD) ist somit nicht zwangsläufig auf Eisbergtransport zurückzuführen, sondern könnte auch auf Meereistransport zurückgehen. Das  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal von *N. pachyderma* (s) könnte so einerseits das Abschmelzen einer kontinentalen Vergletscherung oder den vermehrten Süßwassereintrag durch Schmelzwässer des Amur belegen.

#### •Kohlenstoffisotope ( $\delta^{13}\text{C}$ )

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen im Ozean werden hauptsächlich durch die globalen, klimabedingten Schwankungen in der terrestrischen Biomasse, in der Produktion von mariner Biomasse und ihrem Transfer in die Tiefsee bestimmt (SHACKLETON, 1977; BROECKER und PENG, 1982; SARNTHEIN et al., 1988). Im wesentlichen spiegeln  $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte die Nährstoffverteilung im Ozean und damit die Tiefenwasserventilation wider. So zeigt eine Wassermasse mit zunehmender Entfernung von der Bildungsregion durch Zufuhr von leichtem  $^{12}\text{C}$ , durch Oxidation von organischem Material, fortschreitende leichtere  $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte („Alterungsprozeß“).

Nur die epibenthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *Cibicidoides wuellerstorfi* werden als verlässlicher Proxy für Schwankungen in der Tiefenwasserventilation angesehen (DUPLESSY et al., 1984; ZAHN et al., 1986). Leider wurde diese Art nicht in den Sedimentkernen angetroffen. Stattdessen liegen nur  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von der endobenthischen Art *U. auberiana* vor. Gerade in

Hochproduktionsregionen erlaubt diese Foraminiferenart jedoch aus folgendem Grund keine Aussage zu Änderungen in der Tiefenwasserventilation. Sie besiedelt den obersten Zentimeter im Sediment und lebt nicht wie *C. wuellerstorfi* auf der Sedimentoberfläche. Die Kohlenstoffisotopenverhältnisse von *U. auberiana* werden daher stark vom Porenwasserchemismus und durch die lokale Zufuhr und Oxidation von  $^{12}\text{C}$ -reichem organischem Material beeinflusst (ZAHN et al., 1986). Erwartungsgemäß sollten Zeiten erhöhter Produktivität mit benthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Minima einhergehen. Tatsächlich treten deutliche  $\delta^{13}\text{C}$ -Minima an der Basis vom Isotopenstadium 1, sowie im Stadium 5.5 auf (Abb. 19A-C). Ansteigende Gehalte an Kalziumkarbonat und organischem Kohlenstoff weisen größtenteils eine strenge Korrelation mit leichten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in den Sedimentprofilen auf (Anhang H3). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der benthischen Foraminifere *U. auberiana* spiegeln somit zu einem großen Teil Schwankungen in der Paläoproduktivität wider. Aussagen zu Schwankungen in der Tiefenwasserventilation können, wenn überhaupt, nur für Zeiten mit geringer Produktivität getroffen werden.

Die Kohlenstoffprofile von *N. pachyderma* (s) zeigen deutlich niedrigere Werte in den Glazialen (Abb. 19A-C). Dabei wird ein klarer Trend der  $\delta^{13}\text{C}$ - Kurve zu geringeren Werten in den älteren Glazialen sichtbar. Die geringsten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte markieren mit ca.  $-0.9\text{‰}$  das Isotopenstadium 8. Die höchsten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden in den interglazialen Stadien 11.23, 9.3, 7, 5 und im Holozän erreicht. Dabei weisen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nur im Stadium 9.3 und 11.23 das holozäne Niveau auf. Auffallend ist ein markanter E-W-Gradient in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. So treten die geringsten  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopendaten in den westlichen bzw. südwestlichen Kernen (LV28-40, LV28-2, LV27-12) vor dem Kontinentalabhang Sachalin auf und weisen damit auf höhere Nährstoffkonzentrationen in der oberflächennahen Deckschicht hin. Nährstoffärmere Wassermassen zeigen die östlichen Kerne vor dem Kontinentalabhang Kamtschatkas (LV28-42, LV28-44) mit höheren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten an. Von diesem Muster deutlich abweichende  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ( $-3\text{‰}$  bis  $-18\text{‰}$ ) stehen im Ochotskischen Meer im Zusammenhang mit unterschiedlich ablaufenden Prozessen. So können die niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (bis  $-18\text{‰}$ , LV28-4) nicht mehr mit einer Nährstoffzunahme erklärt werden.

Gerade im Ochotskischen Meer sind die Prozesse, die zu Veränderungen in der oberflächennahen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten beitragen können, sehr vielfältig (Flußdüngung, Produktivität, Methanventing, Meereisbedeckung etc.). Im folgenden werden diese Zusammenhänge näher beleuchtet. Zum großen Teil lassen sich diese Prozesse jedoch nicht eindeutig zuordnen:

### **1. Einfluß der Produktivität auf die oberflächennahen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte**

Das Phytoplankton nimmt während der Photosynthese in der lichtdurchfluteten Deckschicht verstärkt leichte Kohlenstoffisotope auf. Bei einer hohen Produktivität während der Sommermonate kommt es zu einer relativen Anreicherung des schwereren  $^{13}\text{C}$ -Isotopes im



Oberflächenwasser und damit zu einem relativ höherem  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - Verhältnis. (JANSEN, 1989; SHACKLETON und PISIAS, 1985). So ist die Zunahme des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Verhältnisses in den Interglazialen im Ochotskischen Meer unter anderem auf eine erhöhte Oberflächenwasserproduktivität infolge der Nährstoffzehrung in der oberflächennahen Deckschicht zurückzuführen. Diese erhöhte Produktivität ist gleichzeitig mit einem Rückzug der Meereisdecke verbunden. Hohe Akkumulationsraten von organischen Kohlenstoff, Kalziumkarbonat und geringe  $\text{AR}_{\text{IRD}}$  deuten so auf eine erhöhte Produktivität und geringe Meereisbedeckung in den Interglazialen (Kapitel 5.2.6).

Verstärkte Flußdüngung durch den Amur besonders in den Sommermonaten (OGI et al., 1995; Abb. 3) kann trotz erhöhter Produktivität zu geringeren  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Werten führen, wenn im Habitat der Foraminifere die Nährstoffzufuhr den Nährstoffverbrauch übersteigt. Tiefenhabitatsänderungen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (s) im Ochotskischen Meer können so - abhängig von oberflächenhydrographischen Bedingungen - zu unterschiedlichen  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Signaleinbau führen. Das Habitat von *N. pachyderma* (s) (20- und 200 m; ALDERMAN, 1996; BAUCH et al., in press) spiegelt die Bedingungen in der lichtdurchfluteten Zone (0-100 m Wassertiefe), in der eine Nährstoffzehrung erfolgt (hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte), sowie dem Bereich wider, wo Remineralisationsprozesse also Nährstofffreisetzung von statten geht (geringere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte). Besonders an Hochproduktivitätszonen wie vor dem Kontinentallang Sachalin, ist der Kontrast zwischen Nährstoffzehrung in der lichtdurchfluteten Zone und Nährstofffreisetzung aus der Remineralisation unterhalb 100 m Wassertiefe besonders groß.

## 2. Thermodynamischer Effekt

Das Kohlenstoffisotopenverhältnis von *N. pachyderma* (s) gibt die Kohlenstoff-Isotopenschwankungen in der oberflächennahen Deckschicht wider, die im wesentlichen von Gasaustauschprozessen zwischen dem Oberflächenwasser und der Atmosphäre bestimmt werden (CHARLES und FAIRBANKS, 1990). Ein rascher Austausch des  $\text{CO}_2$  zwischen Atmosphäre und Oberflächenwasser führt zu höheren  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in der durchmischten Wassersäule und damit zu entsprechend höheren  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Werten. Ein Rückgang der  $\delta^{13}\text{C}$ -Planktonwerte belegt eine Anreicherung von Nährstoffen im Habitat der Foraminiferen und könnte auch auf eine Stabilisierung der Oberflächenwassermassen durch die sommerliche Ausbildung der dichothermalen Schicht oder auf weniger intensive Oberflächenwinde zurückgehen.

Die sehr geringen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Kaltzeiten (Abb. 19A-C) deuten neben dem beobachteten glazialen Abfall in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten auf hohe Nährstoffkonzentrationen des Oberflächenwassers und könnten zum Teil auf einen verminderten Wasser-Atmosphäre-Gasaustausch hindeuten, infolge einer ausgedehnten sommerlichen Meereisdecke (LYNCH-STIGLITZ et al., 1995). So

kann sich der leichte Kohlenstoff in Perioden starker Meereisbedeckung bzw. durch eine auflagernde Schmelzwasserschicht anreichern und einen Abfall des  $^{13}\text{C}$  im Oberflächenwassers verursachen (VOGELSANG, 1990). Gleichzeitig führt eine verstärkte Bildung des SOIW (Sea of Okhotsk Intermediate Water) im letzten glazialen Maximum (KEIGWIN, 1998) zu einer Abnahme der Aufenthaltszeit des Wasserkörpers an der Oberfläche. Dieser daraus resultierende reduzierte Gasaustausch zwischen der Atmosphäre und des Oberflächenwassers kann auch zu einem Abfall im  $^{13}\text{C}$  des Oberflächenwassers führen. Der thermodynamische Effekt könnte insbesondere während der Glaziale zu Zeiten einer stärker ausgeprägten Meereisdecke von Bedeutung sein, vor allem im Zusammenhang mit Methanentgasungen am Meeresboden.

### 3. Methanventing

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Gashydraten sind im Vergleich zu DIC-Werten (dissolved inorganic carbon) des Wassers deutlich geringer (-40 bis -70‰; KVENVOLDEN, 1995). Nur über die Oxidation von Methan könnte die  $\delta^{13}\text{C}$ -Signatur des Methans in das  $\text{CO}_2$  der Wassersäule transferiert werden und bei der Kalzifizierung in den Foraminiferen abgespeichert werden. Das Ochotskische Meer ist heute durch Methanfreisetzungen, insbesondere am Kontinentalhang vor Sachalin geprägt (CRANSTON et al., 1994; OBZHIROV, 1992; GINSBURG et al., 1993; ZONENSHAIN et al., 1987). Methan-Messungen ergaben eine bis zu 10000-fache Übersättigung im Wassers (LAMMERS et al., 1995). Die Sedimente vor dem Kontinentalhang Sachalins und Kamtschatkas enthalten mächtige Gashydratvorkommen (KVENVOLDEN et al., 1993; GINSBURG et al., 1993; CRANSTON et al., 1994; OBZHIROV, 1992), die bei einer Destabilisierung (Druck-, Temperaturänderungen) Methan an die Wassersäule abgeben.

Im Kern LV28-4 vor dem Kontinentalhang Sachalins weisen  $\delta^{13}\text{C}$ -Einbrüche von bis -18‰ auf Methanventingerscheinungen in dieser Region hin (Abb. 19A). Mikroskopische Untersuchungen an *N. pachyderma* (s) zeigen keinerlei Anzeichen für sekundäre diagenetische Verkrustungen und weisen auf einen guten Erhaltungszustand dieser Foraminiferen hin. Desweiteren zeigen Doppelmessungen an *N. pachyderma* (s), deren Schalen zuvor aufgebrochen und im Ultraschallbad gereinigt wurden, die gleichen Ergebnisse. Die benthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Kern LV28-4 weisen im Gegensatz zu den planktischen Werten keine Anomalie auf. Auch der Verlauf der planktischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve deutet auf keine diagenetische Anomalie hin. Eine Verfälschung der ursprünglichen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte durch Diagenese ist aufgrund fehlender Rasterelektronenmikroskopaufnahmen nicht auszuschließen. Bei  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von -10‰ bis -18‰ sollte aber selbst unter dem Mikroskop aus folgenden Überlegungen eine sekundäre Karbonatumkrustung sichtbar sein: Karbonatkonkretionen an Ventlokationen weisen im Ochotskischen Meer typische  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um -45‰ auf (TIEDEMANN, pers. Mittlg.). Um den  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert einer Foraminifere von „normal 0‰“ auf -

18‰ zu bringen, wäre eine sekundäre Kruste erforderlich, die nahezu dem Gewicht der Foraminifere entsprechen müßte.

Diese geringen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von DIC in der oberflächennahen Deckschicht würde nach Modellberechnungen (WALLMANN, pers. Mittlg.) jedoch aufgrund der hohen Sauerstoffzehrung (Oxidation  $\text{CH}_4$  zu  $\text{CO}_2$ ) auf ein anoxisches Milieu hinweisen. Dafür gibt es jedoch keinerlei Anhaltspunkte. Der Prozeß der Signalbildung konnte bislang noch nicht ausfindig gemacht werden. Einen Ausweg aus diesem Dilemma weisen vielleicht neueste Untersuchungen zum Habitat von *N. pachyderma* (s). Nach BERBERICH (Diss. AWI, mündl.Mittlg.) kann *N. pachyderma* (s) auch im Meereis kalzifizieren. Bei  $\text{CH}_4$ -Entgasungen kann Methan oder  $\text{CO}_2$  methanogenen Ursprungs in das Meereis eingefroren werden. Methanbeeinflusstes Meereis weist heute  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -10‰ auf (SUESS, pers. Mittlg.), wobei stark erhöhte Methankonzentrationen im Oberflächenwasser des Ochotskischen Meeres unterhalb der winterlichen Meereisdecke auftreten (LAMMERS et al., 1995).

Die gefundenen  $\text{CH}_4$ -Anomalien (-10‰ bis -18‰) treten während des Stadiums 2 zu Zeiten mächtiger Meeresspiegelabsenkungen auf (Abb. 20). Hydrostatische Druckentlastung durch Meeresspiegelabsenkungen können die Gashydrate destabilisieren und große Mengen an Methan freisetzen (PAULL und USSLER III, 1991). Temperaturanstiege im Bodenwasser, die gleichfalls einem Zerfall der Gashydrate bewirken können (KENNETT et al., 2000) sind für die Glazialzeiten eher auszuschließen, da in den Glazialen umgekehrt eine Absenkung der Bodenwassertemperaturen wahrscheinlicher wäre (SHACKLETON, 1967). Geringe  $\delta^{18}\text{O}$ -Amplitudenschwankungen während der Glaziale untermauern diese Vermutung. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -10‰ bis -18‰ treten im Stadium 2 an der Position auf, in der während dieser Zeit eine größtenteils ganzjährige Eisdecke postuliert wird (Kapitel 5.4.2). Methan kann so zu Zeiten mächtiger Methanpulsationen in die sommerliche Eisdecke eingefroren werden, wobei dieses methanogene  $\delta^{13}\text{C}$ -Signal von den im Meereis kalzifizierenden Foraminiferen abgespeichert werden könnte.

Gleichfalls sind die südwestlichen Kerne vor Sachalin (LV28-2, LV27-12) und die zentralen Kerne (LV27-7, LV27-8) charakterisiert durch markante Minima (bis -3‰) in den Kohlenstoffisotopen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* (s) in den kaltzeitlichen Stadien 4, 6 und den Stadial 5.4, die auch auf enorme Methanventingserscheinungen zu diesen Zeiten hinweisen (Abb. 20). Ähnliche Phänomene mit solchen niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in planktischen Foraminiferen sind auch in anderen Meeresgebieten beschrieben worden. So weisen Untersuchungen an quartären Sedimenten vor dem Amazonasdelta (MASLIN et al., 1997) und Sedimenten im Santa-Barbara-Becken im NE-Pazifik (KENNETT et al., 2000) auf enorme Methanausstöße vom Meeresboden, die zu solchen ähnlichen niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten

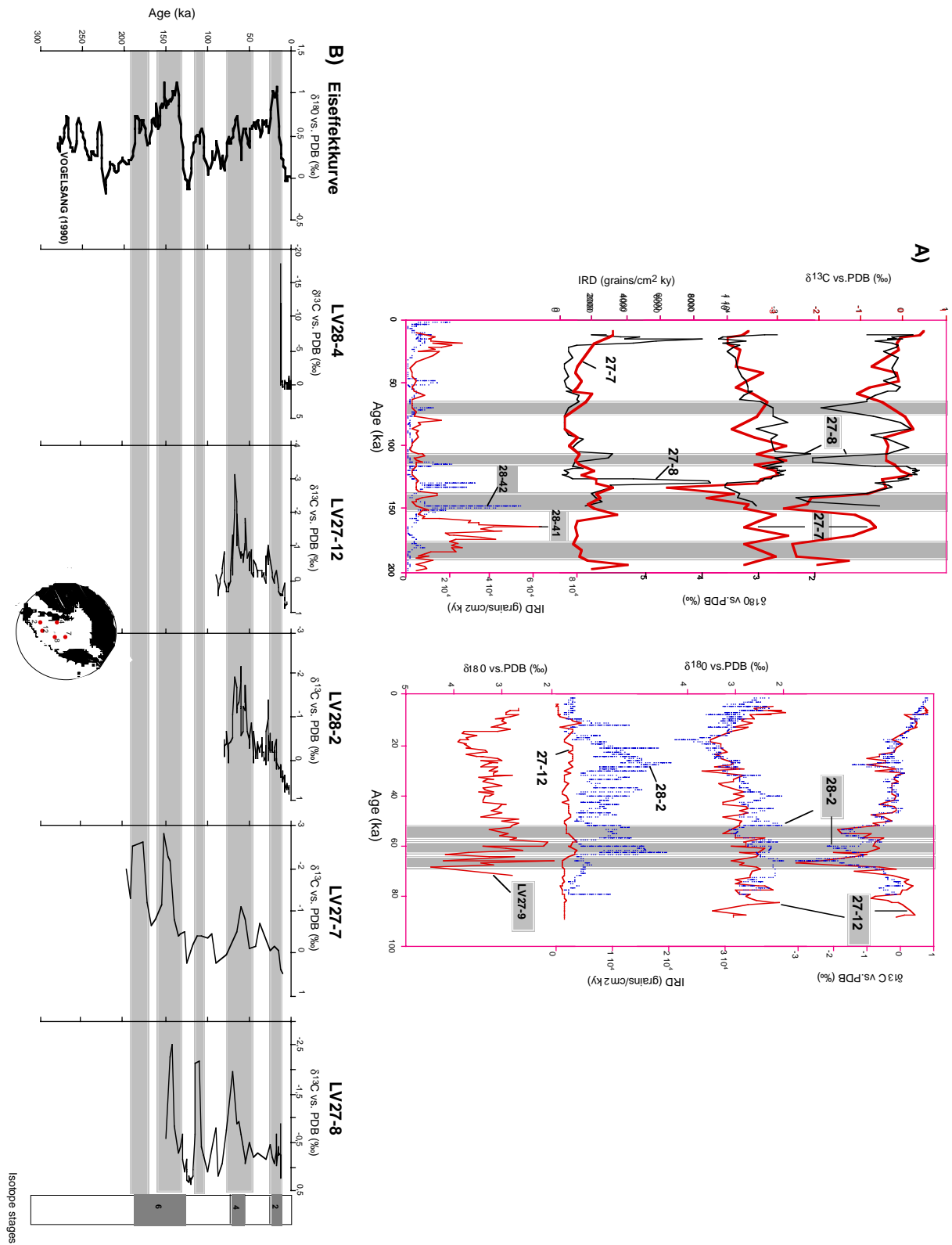


Abb. 20: A) Vergleich der  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ - und IRD- Werte verschiedener Sedimentkerne im Ochotskischen Meer mit den  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Anomalien" der westlichen und zentralen Kerne; B) Zusammenhang zwischen den globalen Meeresspiegelschwankungen (VOGELSANG, 1990) und den  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Anomalien".

ca.-3‰) in planktischen Foraminiferen führen.

Hohe Methangehalte treten heute in der Wassersäule an den Schelfgebieten Sachalins und Kamtschatkas vor allem in dem Bereich der dichothermalen Schicht auf, infolge Advektion (upwelling und downwelling) methanangereicherter Wassermassen und/bzw. durch ein Ausstoß mächtiger Methanfahnen aus dem Sediment (Öl/Gaslagerstätten bzw. Zerfall von Gashydraten) in die oberen Wassermassenschichten (DAFNER et al., 1998; BIEBOW und HÜTTEN, 1999). Besonders in hochstratifizierten Gebieten mit einer stark ausgebildeten Halo- und/oder Thermokline kann sich das Methan in den „subsurface“ Schichten anreichern, da die Methanblasen mit den Wassermassen unterschiedlicher Dichte in horizontaler und vertikaler Dichte verteilt werden (SUESS et al., 2001).  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima und IRD-Maxima in anderen Kernen weisen eine enge Verbindung mit diesen „ $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien“ auf (Abb. 20A). Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Signatur des Methans könnte so durch mächtige Methanpulsationen infolge Meeresspiegelschwankungen, durch eine größtenteils ganzjährige Meereisbedeckung und/bzw. durch die sommerliche Ausbildung einer dichothermalen Schicht (z.B. Fluß- bzw. Schmelzwässer), sowie strömungsbedingten Fluktuationen in die Kalkschalen von *N. pachyderma* (s) eingebaut werden.

#### 5.2.4 Kalziumkarbonat, organischer Kohlenstoff, Stickstoff und das C/N-Verhältnis

Der Kalziumkarbonatgehalt ( $\text{CaCO}_3$ ) in den untersuchten Sedimenten wird weitgehend durch planktische und benthische Foraminiferen bestimmt (Anhang H3). Die  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte weisen größtenteils sehr geringe Anteile (< 3 Gew.-%) in den verschiedenen Kernen des Ochotskischen Meeres auf. Maxima in den  $\text{CaCO}_3$ -Gehalten kennzeichnen das Holozän, die Termination I und die Isotopenstadien 5.5 und 9.3 (Abb. 21A-C). Die höchsten  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte mit mehr als 20 Gew.-% werden im Stadium 5.5 vor etwa 125 ka an verschiedenen Kernen registriert. Der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt (Gew.-%) ist in den Sedimentkernen aus dem zentralen Teil des Ochotskischen Meeres um Faktor 5-10 und Faktor 2-3 deutlich höher als in den Kernen aus der nördlichen (LV27-5) und südlichen Region (LV27-10, LV28-2). Zwei markante Karbonatmaxima mit Werten zwischen 1.7 und 23 Gew.-% charakterisieren die Termination  $I_A$  und  $I_B$  in den Kernen des Ochotskischen Meeres (Abb. 21A-C). Diese Maxima sind typisch für das Ochotskische Meer und den angrenzenden NW-Pazifik (KEIGWIN et al., 1992; SIGMAN et al., 1993; GORBARENKO, 1996; GORBARENKO et al., 1998). In einigen dieser hochauflösenden Kerne (LV27-9, LV27-10) tritt außerdem ein geglätteter Karbonatpeak in den Zeitraum zwischen 8-6 ka auf, der zu der Termination  $I_C$  gezählt wird (GORBARENKO et al., in Vorb.).

Die Variationen des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes im Sediment werden durch die drei Faktoren Produktion, Lösung und Verdünnung (kann durch die Berechnung von Massenakkumulationsraten eliminiert werden) gesteuert. Hohe  $\delta^{13}\text{C}$ - und geringe  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *N. pachyderma* (s) sind

verbunden mit Karbonat- und organischen Kohlenstoff-Maxima (Anhang H3). Diese  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind für die hohe Produktion während der Warmzeiten typisch, da durch den Einbau leichter Isotope in die organische Substanz das Meerwasser an schweren Isotopen angereichert wird. Die dazu geringen  $\delta^{18}\text{O}$ -Daten deuten auf eine Erwärmung und/bzw. erhöhte Niederschläge zu diesen Zeiten hin. Dieses Muster zwischen organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat, sowie planktischen  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopendaten ist an allen Kernen des Ochotskischen Meeres erkennbar. Die ansteigenden Kalziumkarbonatwerte sind somit größtenteils verbunden mit ansteigender Oberflächenwasserproduktivität. Während dieser warmen Perioden war die Ausdehnung des Meereises von kürzerer Dauer (Kapitel 5.4) und die Produktivität des Oberflächenwassers stieg drastisch an. Diese stimulierte verstärkte Oberflächenwasserproduktivität war im Holozän, in der Termination I, und den Stadien 5.5 und 9.3 groß genug, um der starken Lösung durch eintretendes pazifisches, korrosives Tiefenwasser entgegenzuwirken (Kapitel 2).

Die *organischen Kohlenstoffgehalte (TOC)* der Sedimentkerne schwanken zwischen 0.13 und 2.2 Gew.-%. Ein deutlicher Anstieg des organischen TOC-Gehaltes kann mit Beginn der Termination I an den Sedimentkernen des Ochotskischen Meeres festgestellt werden. Dieser Anstieg im TOC-Gehalt korreliert mit dem Anstieg der biogenen Produktion benthischer und planktischer Foraminiferen (Anhang H3). Die südlichen Kerne (LV27-9, LV27-10, LV28-2) weisen neben den westlichen Kern LV28-4, sowie den östlichen Kern LV28-44 vor dem Kontinentallang Kamtschatkas die durchschnittlich höchsten TOC-Gehalte auf. Die geringsten Gehalte (ca. 0.5 Gew.-%) und Schwankungsbreiten an organischem Kohlenstoff besitzen die Kerne aus dem nördlichen Teil des Ochotskischen Meeres (LV27-5, LV27-7; Anhang E). Zwischen den Isotopstadien 4 und 2 sind Fluktuationen im TOC-Gehalt weniger stark ausgebildet, während Intervalle mit höheren Gehalten und größerer Schwankungsbreite in den Stadien 11 bis 5 auftreten. Auffällig kurzfristige Variationen am TOC-Gehalt reflektieren die Stadien 6.4 bis 7.4 im Sedimentkern LV28-41 (Anhang H3).

Im Durchschnitt schwanken die *Stickstoffgehalte* zwischen 0.05 und 0.15 Gew.-%. Die höchsten Stickstoffgehalte werden in den Terminationen  $I_A$  und  $I_B$ , sowie im Holozän mit bis zu 0.4 Gew.-% erreicht (Anhang E). Das atomare Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff ist ein Kriterium, um marines von terrigenem organischem Material zu unterscheiden. Durch das *C/N-Verhältnis* ist eine relative Änderung der Verteilung an terrigenen und marinen organischen Komponenten im Sediment möglich. Für den marinen Bereich werden typische

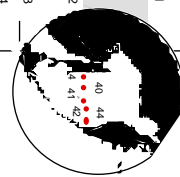
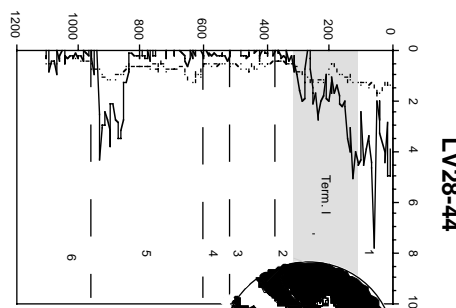
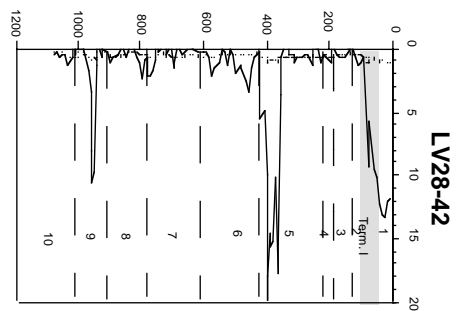
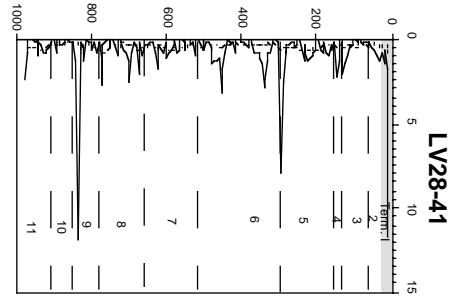
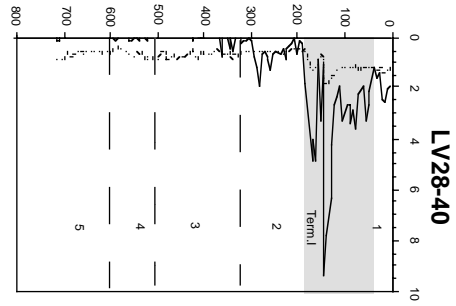
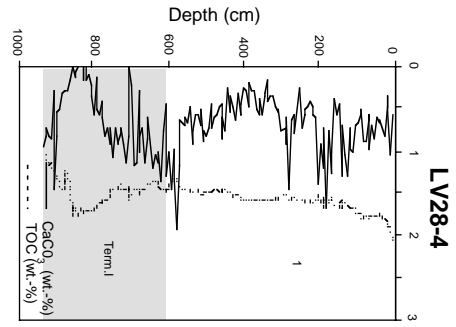
---

Abb. 21A-C (nächste Seiten): Zeitliche Variationen der Kalziumkarbonat- und organischen Kohlenstoffgehalte, sowie der C/N-Verhältnisse an Sedimentkernen der W-E- und N-S-Profilen, sowie Sedimentkernen aus dem Derugin-Becken und der Südostspitze Sachalins.

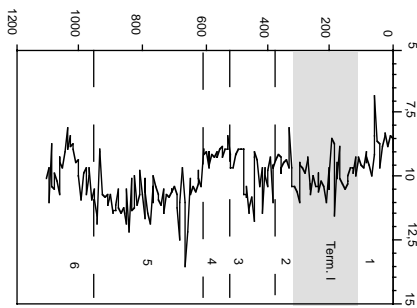
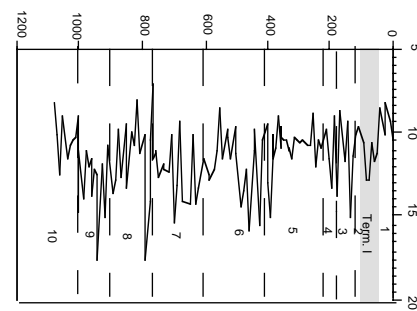
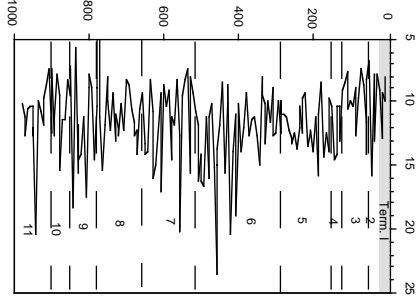
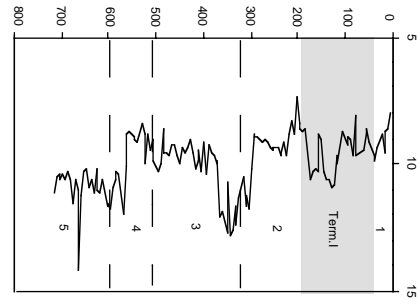
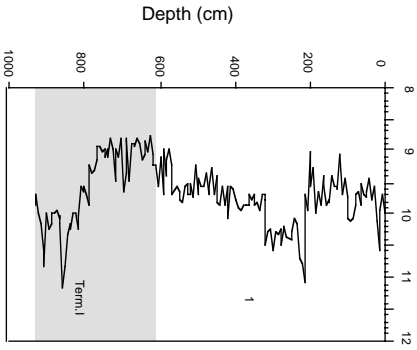
21A)

a) Calcium carbonate and total organic carbon (TOC) content (weight-%)

W - E - Transect



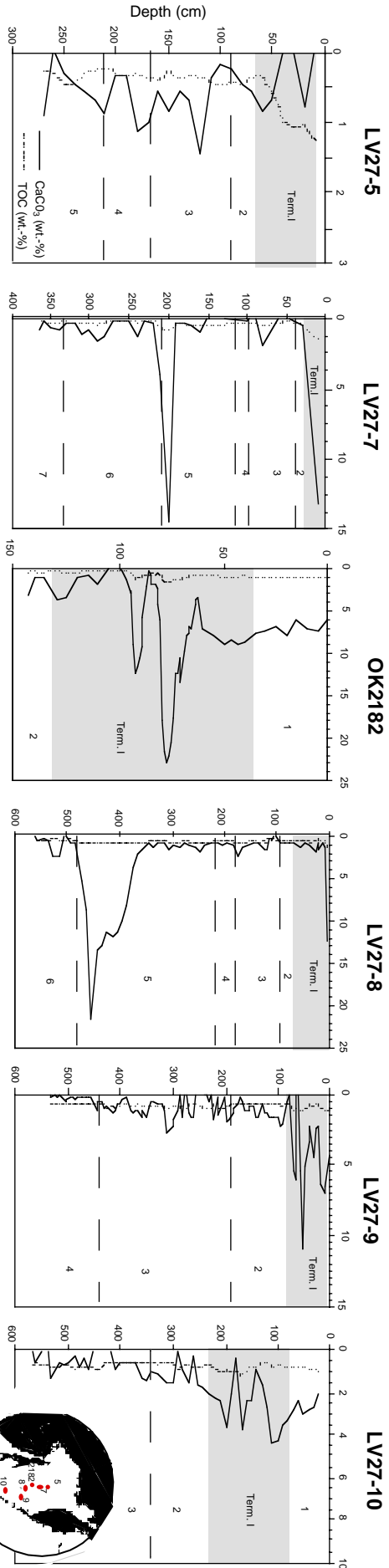
b) C/N ratio



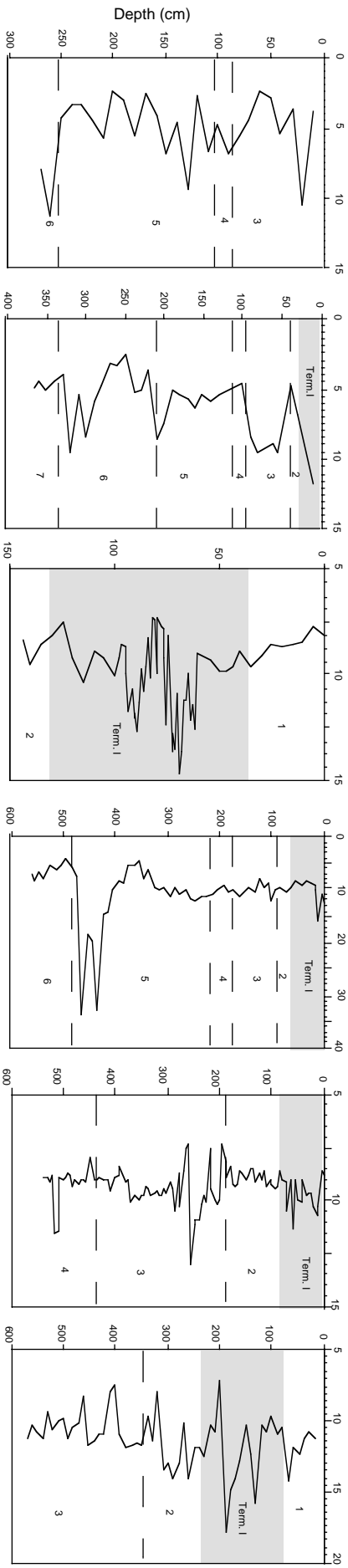
21B)

a) Calcium carbonate and total organic carbon (TOC) content (weight-%)

**N-S - Transect**



**b) C/N ratio**





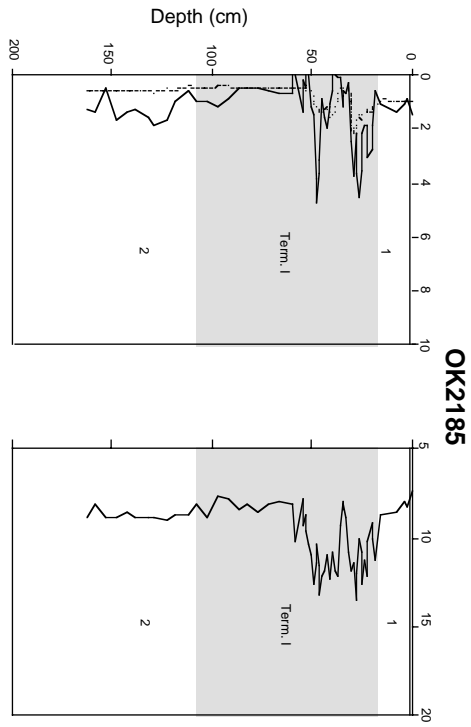
21C)

**Derugin Basin**



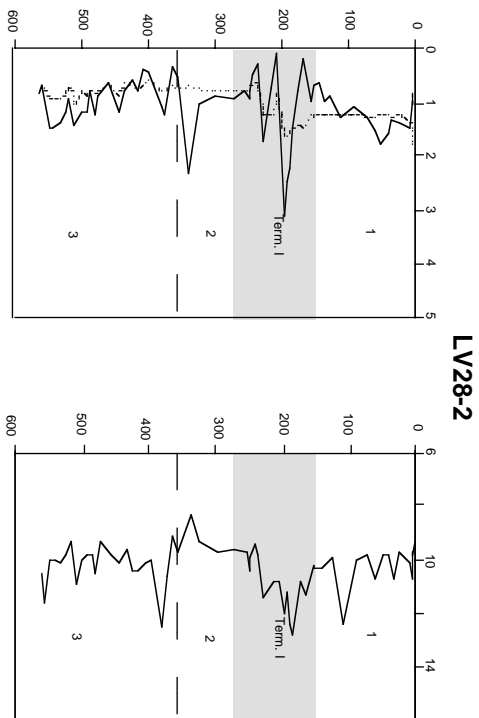
a) CaCO<sub>3</sub> and TOC content (weight-%)

b) C/N ratio



a) CaCO<sub>3</sub> and TOC content (weight-%)

b) C/N ratio



**South Sakhalin**

C/N-Verhältnisse für Zooplankton mit 5-6 und Phytoplankton mit 6-7 angegeben (REDFIELD et al., 1963; BORDOWSKIY, 1965). Wesentlich höher sind die Werte für terrigenes organisches Material (20-200; HEDGES et al., 1986). Aus Untersuchungen an Sedimentkernen des zentralen N-Pazifiks weist MÜLLER (1977) darauf hin, daß das Vorhandensein von Tonmineralien verstärkt Stickstoffkomponenten absorbieren kann und somit das C/N-Verhältnis herabsetzt. TERNOIS (2001) zeigt an Untersuchungen an Sedimenten im Ochotskischen Meer, daß die C/N-Verhältnisse infolge des von MÜLLER (1977) nachgewiesenen Zusammenhangs unterbewertet sind, und trotz der relativ geringen C/N-Verhältnisse diese viel stärker mit terrigenem organischem Material verbunden sind. Marine Sedimente mit einem C/N-Verhältnis >8-9 besitzen demnach einen bestimmten Anteil terrigenen organischen Materials.

In den Sedimentkernen des Ochotskischen Meeres treten markante zyklische Schwankungen der C/N-Verhältnisse auf. Das erhöhte C/N-Verhältnis spiegelt vor allem die allochthonen Einträge von terrigenem organischem Material durch den Amur bzw. durch das Abregnen von Eisberg/bzw. meereistransportiertem Material wider. Die Kerne aus dem zentralen Bereich (LV28-41, LV28-42) des Ochotskischen Meeres zeigen die stärksten Fluktuationen im C/N-Verhältnis (Abb. 21A). Besonders markante Anstiege in den C/N-Verhältnissen treten im Stadium 6 auf. Diese hohen C/N-Verhältnisse sind besonders im Stadium 6 durch ein paralleles Auftreten von Maxima an eistransportiertem Material charakterisiert (Anhang H3). Als Eintragsmechanismen kommt vor allem Meereis bzw. Eisbergtransport in Frage, wobei infolge einer aufgelockerten Meereisdecke in zentraler und südlicher Region ständig neues eistransportiertes Material angeliefert werden konnte. Das wird durch höhere C/N-Verhältnisse aus der südlichen Region (LV28-2, LV27-9, LV27-10) gegenüber Sedimentstationen aus den nördlichen Bereich (LV27-5, LV27-7) des Ochotskischen Meeres untermauert.

### *5.2.5 Magnetische Suszeptibilität und Farbscanner*

#### •Magnetische Suszeptibilität (MS)

Die magnetische Suszeptibilität in den Sedimenten des Ochotskischen Meeres zeigt einen engen Zusammenhang zu dem Anteil der Grobfraktion (> 63 µm) und dem Eintrag von eistransportiertem Material (IRD) (Abb. 22). So weist das MS-Signal in den Glazialen bei einem erhöhten Anteil der Grobfraktion und stärkerem Eintrag von eistransportiertem Material höhere MS-Werte auf. Dabei wird die Stärke der magnetischen Suszeptibilität bestimmt vom Anteil an magnetisierbaren Mineralen und der Korngröße der eingetragenen Sedimente (HENRICH, 1988; KIRBY et al., 1998; GINGELE et al., 1999).

Sedimente in Silt- und Sandgröße weisen im Ochotskischen Meer eine sehr gute Korrelation zur magnetischen Suszeptibilität auf (GORBARENKO et al., in Vorb.). Die Korngröße des terrigenen Materials in den spätquartären Sedimenten des Ochotskischen Meeres wird dabei bestimmt von der Nähe bzw. Distanz zum Quellgebiet, der Intensität des Meereistransportes und der

Akkumulation von eistransportiertem Material (IRD). In den Glazialen weisen die IRD-Akkumulationsraten einen bis zu Faktor 6 höhere Werte im Vergleich zu den Interglazialen auf (Kapitel 5.2.6). Das wird reflektiert durch ein erhöhtes MS-Signal in den Sedimentkernen des Ochotskischen Meeres. Dagegen weisen die Interglaziale größtenteils geringe MS-Werte auf. Die magnetische Suszeptibilität spiegelt in diesen hochproduktiven Zeiten (Stadium 1, 5.5, 9.3 und 11) vor allem die Ablagerung von biosilikatischen Sedimenten („Diatomeenschlämme“) wider, die infolge größerer Porenvolumina der Diatomeen in den Sedimente niedrigere magnetische Suszeptibilitäten hervorrufen. Ablagerungen von vulkanischen Aschen in den Interglazialen bilden aufgrund hoher Anteile magnetisierbarer Minerale deutliche Maxima im MS-Signal aus. Variationen in der magnetischen Suszeptibilität im Ochotskischen Meer zeichnen so hauptsächlich Änderungen in der Zusammensetzung der Sedimente nach.

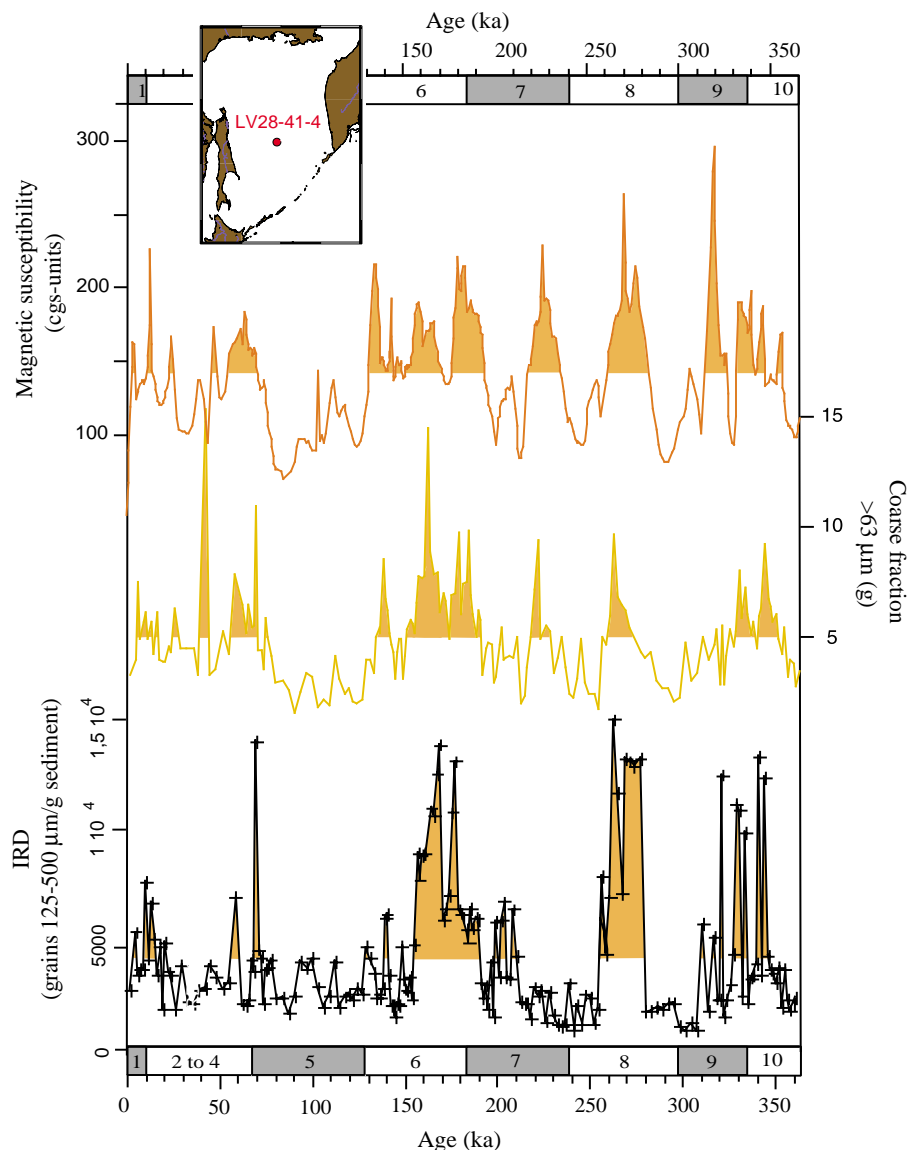


Abb. 22 : Zeitliche Variationen im Eintrag von eistransportiertem Material (IRD), der magnetischen Suszeptibilität und der Grobfraktion (> 63 µm) während der letzten ca. 350 ka im Zentrum des Ochotskischen Meeres (Kern LV28-41).

Neben zeitlichen Fluktuationen im MS-Signal sind auch räumliche Variationen in der Stärke der magnetischen Suszeptibilität für das Sedimentmuster im Ochotskischen Meer typisch. So weist ein ausgeprägter W-E-Gradient, mit geringen MS-Werten vor dem Kontinentalhang Sachalins und hohen MS-Signalen in den Sedimenten vor Kamtschatka und den Kurilen auf unterschiedliche Sedimentationsmuster. Besonders niedrige Werte der magnetischen Suszeptibilität treten im Amurausstrombereich auf (NÜRNBERG et al., 1997) infolge des feinkörnigen fluviatilen Sedimenteintrages. Vulkanische Aschenlagen zeichnen sich so aufgrund hoher Anteile an magnetisierbaren Mineralien, deutlich von den Sedimenten mit niedriger magnetischer Suszeptibilität im Westteil des Ochotskischen Meeres ab (BIEBOW und HÜTTEN, 1999). Die höheren Suszeptibilitätswerte der Sedimente im nördlichen, südlichen und zentralen Teil des Ochotskischen Meeres deuten hier auf einen höheren Anteil an größerem eistransportiertem Material (IRD) und an einen damit verbundenen erhöhten Eintrag von ferri- und ferromagnetischen Akzessorien.

Infolge dessen, daß das terrigene Material nicht konstant von einem Quellgebiet eingetragen wird, ist die Verdünnung bzw. Verstärkung des MS-Signals durch einen terrigenen Eintrag mit niedrigen bzw. hohen magnetischen Suszeptibilitätswerten von großer Bedeutung. Das terrigene Material im Amurausstromgebiet besteht überwiegend aus granitischen Komponenten wie Quarz und Feldspat (KURNOSOV und MURDMAA, 1978). Dieser terrigene Eintrag spiegelt sich in den niedrigen MS-Signalen vor dem nordöstlichen Kontinentalhang Sachalins wider. Im Gegensatz dazu weisen die Sedimente vor Kamtschatka und den Kurilen einen erhöhten Eintrag an vulkanischen Gläsern und mafischen Gesteinspartikeln auf (Kapitel 5.2.2), die aufgrund erhöhter Anteile magnetischer Akzessorien in den Sedimenten zu hohen Suszeptibilitätswerten führen können.

#### •Farbspektrum

Die Sedimentationsbedingungen des Ochotskischen Meeres werden wesentlich von den vorherrschenden klimatischen Verhältnissen und Transportprozessen bestimmt. In den Warmzeiten kommen überwiegend biogene Partikel, insbesondere Diatomeen zur Ablagerung. Dagegen dominieren in den Kaltzeiten terrigene Sedimente das Sedimentationsmuster, die größtenteils von Meereistransport gesteuert werden. Dieser glazial/interglaziale Wechsel der Sedimentationsbedingungen spiegelt sich auch in der Farbe der Sedimente wider. Um zu entschlüsseln von welchen Parametern die Farbdaten abhängen und gesteuert werden, wurden diese mit  $\text{CaCO}_3$ - und Corg- Werten, und Daten aus der Komponentenanalyse verglichen. Die  $a^*$ -Farbkurve (rot-grün) reflektiert sehr gut den Verlauf und Anstieg der opalhaltigen Sedimente („Diatomeenschlämme“) im Ochotskischen Meer (Abb. 23). Somit können diese  $a^*$ -Farbwerte als Anzeiger für erhöhte Produktivität im Ochotskischen Meer dienen und erlauben eine erste Abschätzung über die Stärke und Dauer dieser Produktivitätsereignisse. Die  $b^*$ -Signale (gelb-

blau) zeigen ein sehr ähnlichen Verlauf, wobei diese Farbkurven in abgeschwächter Form auftreten, was auf andere „Proxiss“ deutet, die dieses Signal dämpfen.

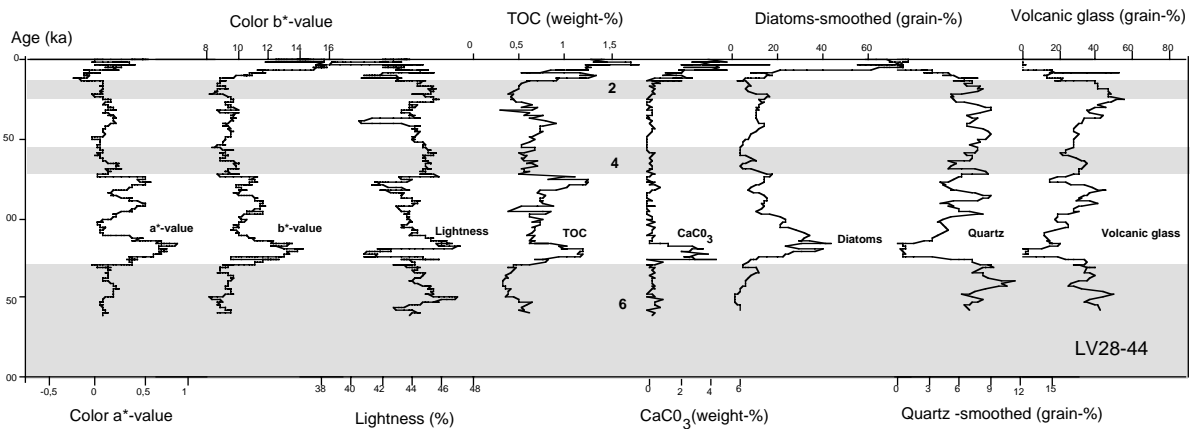


Abb. 23: Vergleichende Darstellung der  $L^*$ -,  $a^*$ - und  $b^*$ -Messungen und der Parameter Corg, den Anteilen an vulkanischem Glas, Quarz und Diatomeen für den Kern LV28-44. Eingezeichnet sind die O-Isotopenstadien.

Die Änderungen in der Sedimenthelligkeit ( $L^*$ ) sind auf verschiedene Parameter zurückzuführen. Dieses ergibt sich aus der Tatsache, daß sich die Sedimente im Ochotskischen Meer insgesamt aus terrigenem Eintrag, vulkanischem Material, opalhaltigen Sedimenten und marinem Karbonat zusammensetzen. Die Sedimente des Ochotskischen Meeres weisen größtenteils einen sehr geringen Karbonatgehalt auf (Kapitel 5.2.4). Erhöhte Werte sind nur für das Holozän, die Termination I, und die Warmstadien 5.5 und 9.3 charakteristisch, die sich in einen signifikanten  $L^*$ -Signal widerspiegeln. Damit stellen die Gehalte von  $\text{CaCO}_3$  einen wichtigen, aber nicht unbedingt maßgeblichen Helligkeitsbestimmenden Parameter im Ochotskischen Meer dar. Weitere mitbestimmende Faktoren für die Helligkeit sind neben dem Anteil an organischen Kohlenstoff, der Eintrag von Quarz, vulkanischen Aschen und der Gehalt an opalhaltigen Sedimenten. So treten glazial/interglaziale Helligkeitsmaxima auf, die mit einem erhöhten Gehalt an den Quarzgehalten und hellen, sauren vulkanischen Aschepartikeln einhergehen (Abb. 23). Dunkle basische Aschepartikel bzw. mafische terrigene Bestandteile, können dagegen ein dämpfendes  $L^*$ -Signal produzieren. Den größten Einfluß auf das  $L^*$ -Signal in den Sedimenten des Ochotskischen Meeres scheinen neben dem Eintrag terrigener Partikel, opalhaltige Sedimente zu spielen. Diese diatomeenhaltigen Sedimente verursachen in den Interglazialen ein gedämpftes Helligkeitssignal. In den Glazialen dominieren dagegen der Eintrag terrigener Bestandteile, die nicht von Produktivitätsparameter „unterdrückt“ werden und somit größtenteils erhöhte  $L^*$ -Signale aufweisen.

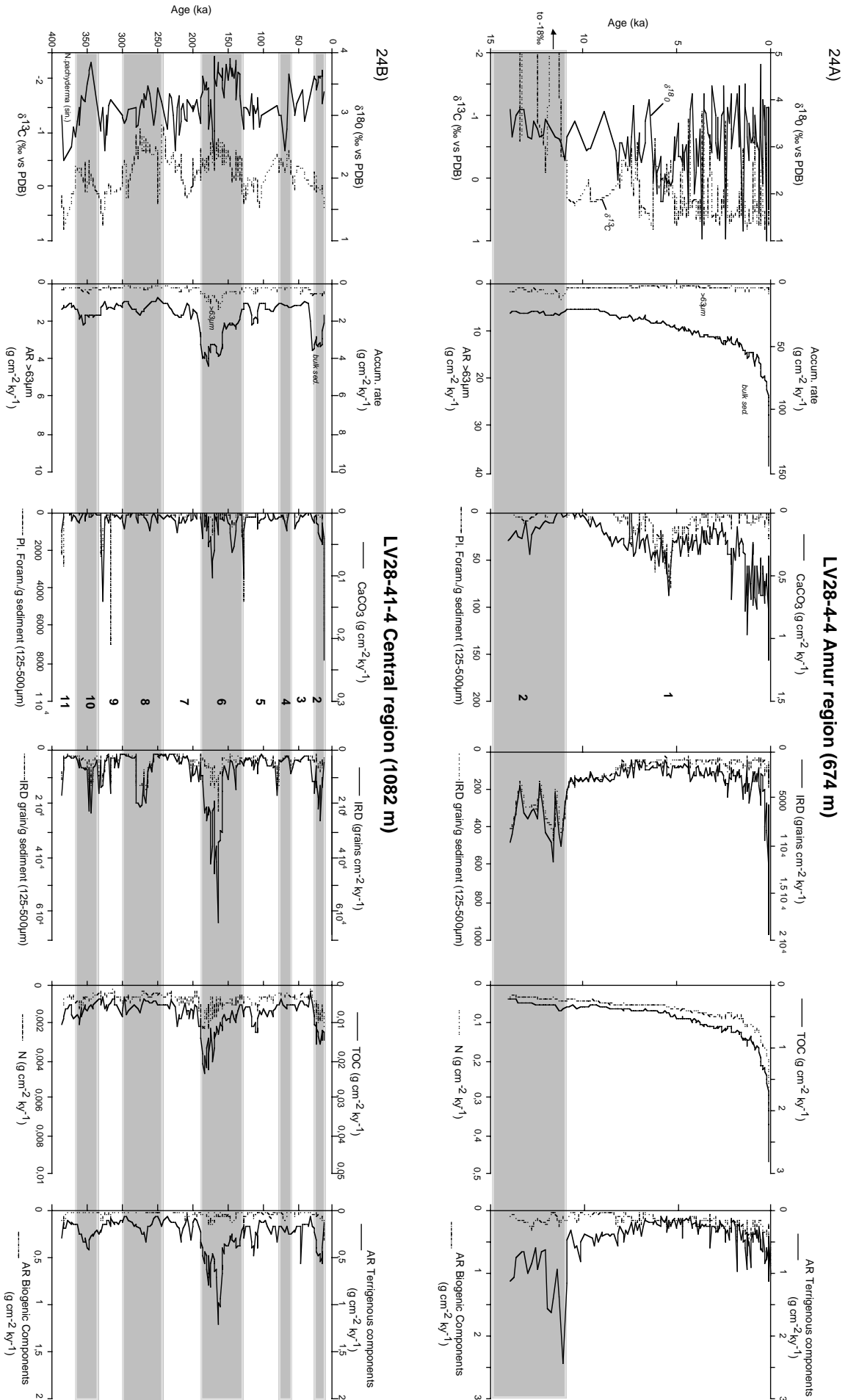
### 5.2.6 Akkumulationsraten der Gesamtsedimentparameter und der Partikel

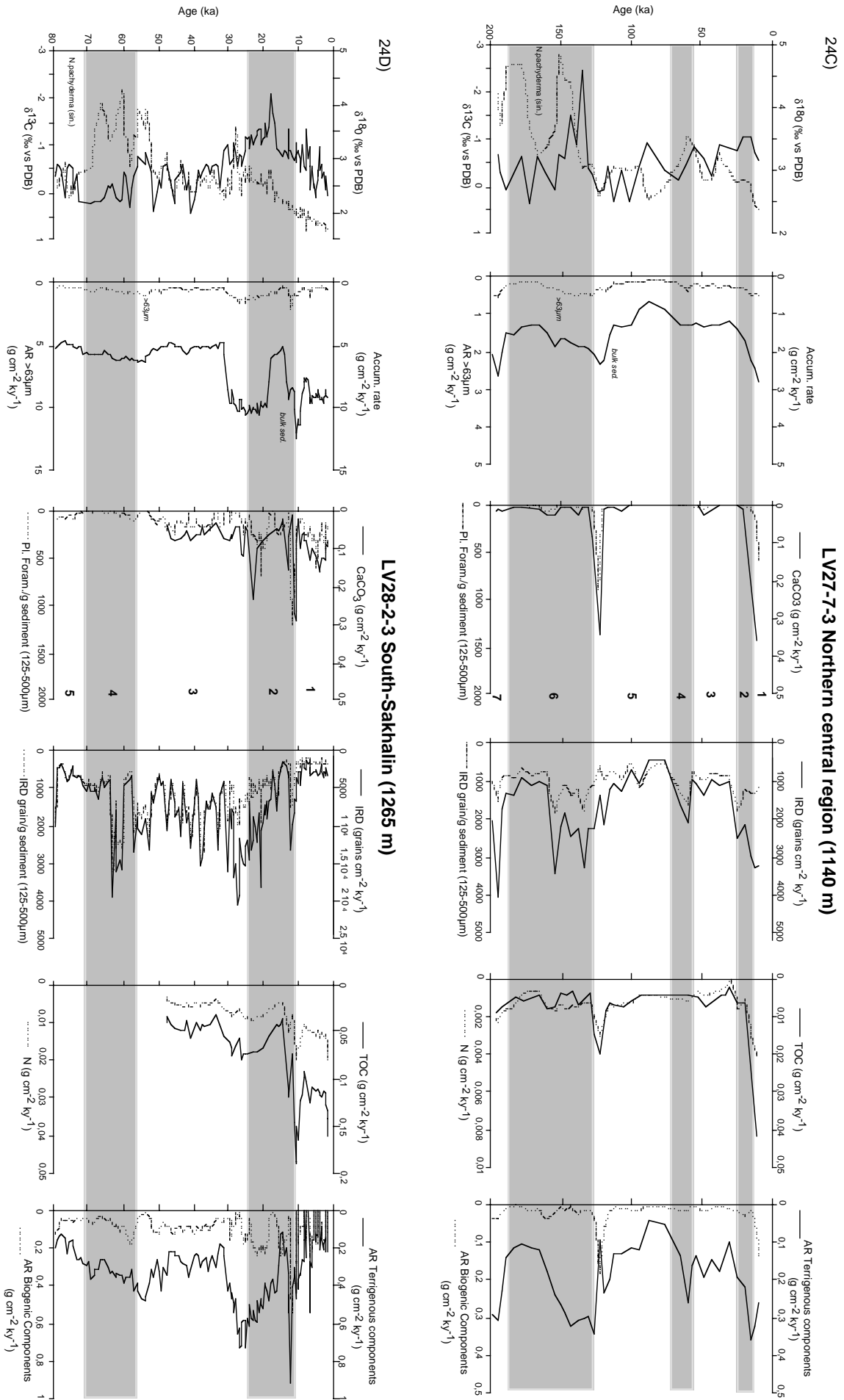
Die Akkumulationsraten ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ) des Gesamtsediments ( $AR_{\text{BULK}}$ ) zeigen ähnlich wie die Sedimentationsraten Maxima in den Terminationen, in den Glazialen, im Holozän und Stadium 5.5, sowie am Stadienübergang 2/3 (Abb. 24A-F). Die  $AR_{\text{BULK}}$ -Werte von Kern LV28-4 vor dem Amurausstromgebiet erreichen Maximalwerte um 100 ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ), die im Ochotskischen Meer einmalig sind und die Bedeutung des Amur für diese Region widerspiegeln. Die südlichen Kerne (LV28-2, LV27-9, LV27-12, LV27-10, LV27-15) und die nordwestlichen Kerne (LV27-2, LV28-34) weisen um Faktor 2 bis 5 höhere Werte auf als die Sedimente aus der zentralen und nördlichen Region. Die  $AR_{\text{BULK}}$ -Werte variieren hier zwischen 5 und 30 ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ). Dabei weisen die südlichen und östlichen Kerne (LV27-10, LV27-15, LV28-44) in der Termination I besonders hohe  $AR_{\text{BULK}}$ -Werte  $>15$  ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ) auf. Die  $AR_{>63 \mu\text{m}}$  zeigt ähnlich den  $AR_{\text{BULK}}$ -Werten innerhalb der Kerne Schwankungen, wobei deutlich erhöhte Anteile in den Glazialen, im Stadium 3 und an den Terminationen auftreten (Anhang H2). Die Werte variieren zwischen 0 und 4 ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ). Die höchsten  $AR_{>63 \mu\text{m}}$ -Werte treten dabei am nordwestlichen Kern LV28-34 auf.

Der Trend in der Akkumulationsrate des Gesamtsediments läßt sich auch in den Akkumulationsraten des Kalziumkarbonates ( $AR_{\text{CaCO}_3}$ ) und des organischen Kohlenstoffes ( $AR_{\text{TOC}}$ ) verfolgen (Abb. 24A-F). Erhöhte  $AR_{\text{TOC}}$ -Werte treten im Holozän, in den Terminationen I, II und IV, sowie im Stadium 5.5 auf. Die höchsten  $AR_{\text{TOC}}$ -Werte werden vor dem Kontinentallang Sachalins (LV28-4) erreicht. Diese erhöhten  $AR_{\text{TOC}}$  lassen sich hauptsächlich auf eine erhöhte Produktivität und/bzw. erhöhte Zulieferung von terrigenem organischem Material zurückführen. In den Glazialen, besonders im Stadium 6, treten an der zentralen Sedimentstation LV28-41 ansteigende C/N-Verhältnisse auf, die parallel mit einem erhöhten Gehalt von eistransportiertem Material und  $AR_{\text{TOC}}$  einhergehen (Kapitel 5.2.4). Die Akkumulationsraten des Kalziumkarbonates ( $AR_{\text{CaCO}_3}$ ) der Sedimentkerne zeigen eine gute Übereinstimmung untereinander. So treten Maxima in den Terminationen I, II und IV, sowie im Holozän auf. Die höchsten  $AR_{\text{CaCO}_3}$  werden im Holozän erreicht, mit Werten bis 1.5 ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ) (LV28-42). Infolge der geringeren Produktivität und Karbonatlösung in den anderen Glazialen und Interglazialen, liegt der  $AR_{\text{CaCO}_3}$ -Gehalt größtenteils in den Sedimentkernen unter 0.1 ( $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$ ).

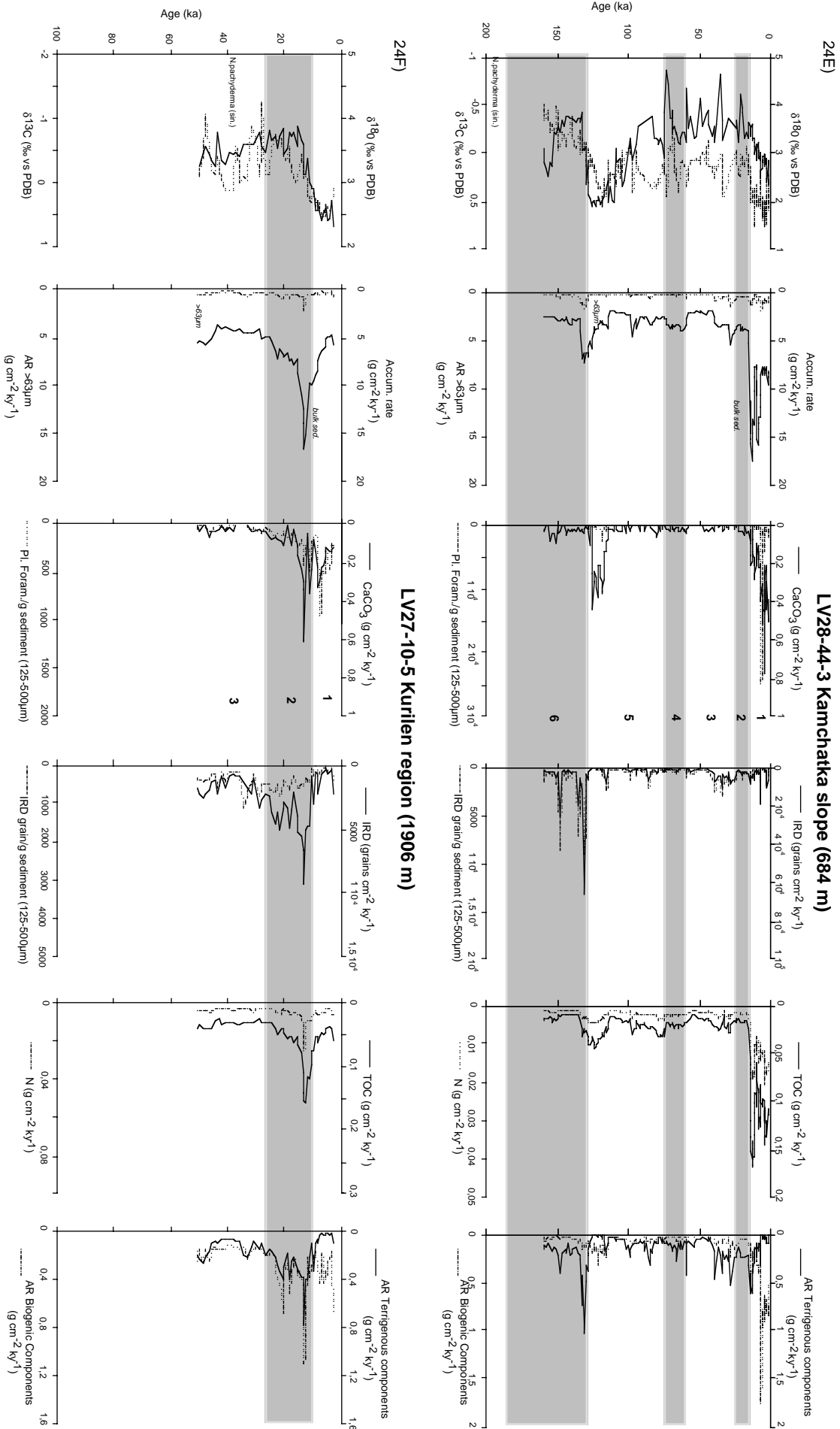
---

Abb. 24A-F (nächste Seiten): Stabile  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotope von *N. pachyderma* (s), Akkumulationsraten ( $AR$ ) des Gesamtsediments, der Grobfraktion, des Karbonat- und TOC-Gehaltes, des eistransportierten Materials (IRD), sowie der Terrigen- und Biogenanteile an ausgewählten Sedimentkernen.









Die *Akkumulationsraten der einzelnen Partikel* zeigen deutliche Unterschiede zwischen Komponenten biogener und terrigener Herkunft (Anhang H2). Die Terminationen zeichnen sich besonders durch erhöhte Akkumulationsraten der Grobfraktion und der *terrigenen* Komponenten aus (Abb. 24A-F). So lassen sich erhöhte Terrigen- und Grobfraktions-Akkumulationsraten an den Stadiengrenzen 10/9, 6/5 und 2/1 erkennen. Daneben weisen die Glaziale auf eine deutlich erhöhte Zufuhr von terrigenem Material. So erreichen im Stadium 2 in den nordwestlichen Kernen (LV27-2, LV28-34) neben den Kern LV28-4 die  $AR_{\text{Terrigener Partikel}}$  die maximalen Werte im Ochotskischen Meer. Ein Großteil der südlichen Kerne (LV 27-10, LV27-15) weist ein eher monotoneres Muster in der Zulieferung terrigener Partikel auf, in denen lediglich an der Termination I erhöhte Akkumulationsraten auftreten. Dagegen zeigen die südwestlichen Kerne (LV28-2, LV27-12, LV27-9) abrupte Schwankungen im Eintrag terrigener Partikel. Besonders markante glaziale/interglaziale Fluktuationen mit erhöhten  $AR_{\text{Terrigener Partikel}}$  in den Glazialen markieren den zentralen Bereich des Ochotskischen Meeres. Ein ausgeprägtes Maximum an  $AR_{\text{Terrigener Partikel}}$  läßt sich im Stadium 6 in den Kernstationen LV28-41 und LV28-42 nachweisen. Hier treten um Faktor 4 höhere Gehalte an terrigenen Komponenten gegenüber den anderen Kaltzeiten auf, wobei die Werte bis auf  $0.9 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}\text{)}$  ansteigen können.

Die Akkumulationsraten der *biogenen Partikel* dokumentieren einen ausgeprägten Wechsel in der Sedimentation im Ochotskischen Meer (Anhang H2). Maxima in den Akkumulationsraten der kalkig benthischen- und planktischen Partikel belegen einen Anstieg an den Terminationen I, II, und IV, im Holozän, sowie im Stadium 5.5. Die  $AR_{\text{Planktische F.}}$  zeigen dabei an der Termination I mit Werten bis zu  $1.0 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}\text{)}$  am südlichen Kern (LV27-10) und an der Termination II im Zentrum des Ochotskischen Meeres (LV27-8) hohe Werte an, die auf verbesserte Bedingungen im Oberflächenwasser zu dieser Zeit hindeuten. Hohe  $AR_{\text{Benthische Foram.}}$  werden vor dem Kontinentalhang Sachalins und Kamtschatkas mit Maximalwerten bis zu  $0.4 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}\text{)}$  erreicht, die auf die enorme Produktivität dieser Regionen hinweisen. Erhöhte  $AR_{\text{Benthische Foram.}}$  treten gleichfalls in den Glazialen an den zentralen (LV28-41, LV28-42), westlichen und nordwestlichen (LV28-4, LV28-2, LV28-34, LV27-4), sowie südlichen (LV27-10) Sedimentstationen auf. Die AR der kieseligen planktischen Partikel (Radiolarien und Diatomeen) zeigen ähnliche glaziale/interglaziale Fluktuationen. So treten deutlich höhere  $AR_{\text{Diatomeen}}$  und  $AR_{\text{Radiolarien}}$  in den Interglazialen auf. Markante Maxima der Diatomeen-Gehalte kennzeichnen die Terminationen I, II, IV und das Holozän. Die höchsten  $AR_{\text{Diatomeen}}$  werden am Kontinentalhang Kamtschatkas (LV28-44) und am Kern LV28-42 im Holozän erreicht, die Werte bis zu  $1.2 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}\text{)}$  aufweisen können. Die  $AR_{\text{Radiolarien}}$  erreichen ihr Maximum im Holozän, in den Stadien 5 und 7, sowie an den Terminationen I und II, wobei die Werte nicht  $0.05 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}\text{)}$  überschreiten. Die kieseligen benthischen (Poriferen-Spicula) Partikel zeigen in den Kernen gleichfalls zeitliche Variationen. Signifikant ist das Maximum am Kern LV28-42 im Stadium 6.3 mit  $AR_{\text{Spicule}}$ -Werten um ca.  $0.1 \text{ (g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}\text{)}$ . Die durchschnittlich höchsten  $AR_{\text{Spicule}}$  werden am nördlichen Kern LV27-5 in den Glazialen 2 und 4 erzielt.

Ähnlich wie die IRD-Gehalte (Kapitel 5.2.2) nehmen in den Glazialen die *IRD-Akkumulationsraten* zu (Abb. 25). Das Stadium 3 ist gleichfalls gekennzeichnet durch hohe Anteile  $AR_{IRD}$ . Neben den zentralen und nördlichen Kernstationen (LV28-41, LV28-42; LV27-5) enthalten die Sedimentkerne am Kontinentallhang Sachalins und Kamtschatkas (LV27-2, LV28-34, LV28-40, LV28-2; LV28-44) hohe  $AR_{IRD}$  im Ochotskischen Meer. Die höchsten  $AR_{IRD}$  werden an den zentralen Kernstationen (LV28-41, LV28-42) im Stadium 6 und am Kontinentallhang Kamtschatkas (LV28-44) während der Termination II erreicht. Das Stadium 6 unterscheidet sich deutlich von allen anderen Isotopenstadien. Hier treten im Vergleich zum letzten LGM um Faktor 4 bis 6 höhere IRD-Akkumulationsraten auf. Markante IRD-Maxima treten in den Sedimentkernen auch in der Termination I auf.

Es gibt verschiedene Erklärungsmöglichkeiten für die erhöhten  $AR_{IRD}$  in den kaltzeitlichen Sedimenten des Ochotskischen Meeres. In den Glazialen begünstigen das kalte Klima und die verstärkte atmosphärische Zirkulation (COHMAP, 1988) eine Verstärkung und Ausweitung der Meereisdecke. Eine Erhöhung der Transportrate für das Eis würde zu einer höheren glazialen Akkumulation von eistransportiertem Material führen. Desweiteren verkürzt sich infolge Meeresspiegelabsenkung der Transportweg der im Meereis eingeschlossenen terrigenen Komponenten zum Beckeninneren des Ochotskischen Meeres und führt somit zu einem verstärkten Partikelfluß eistransportierten Materials in die Sedimente. Die markanten IRD-Maxima im Stadium 6 deuten auch auf einen in das Ochotskische Meer gerichteten Eisbergtransport (Kapitel 5.4.2.2). Im Gegensatz zu den anderen Kernen aus dem Ochotskischen Meer weisen die nordwestlichen Kerne (LV27-2, LV27-4) deutlich geringere  $AR_{IRD}$  während des letzten glazialen Maximums auf (Abb. 25). Diese Umkehr in den  $AR_{IRD}$  deutet auf eine während des letzten Hochglazials zeitweise permanente, starre Meereisdecke im Ochotskischen Meer in dieser Region nördlich  $54^\circ$  hin, welche es nicht erlaubte, daß sich eistransportiertes Material in großen Mengen freisetzen konnte.

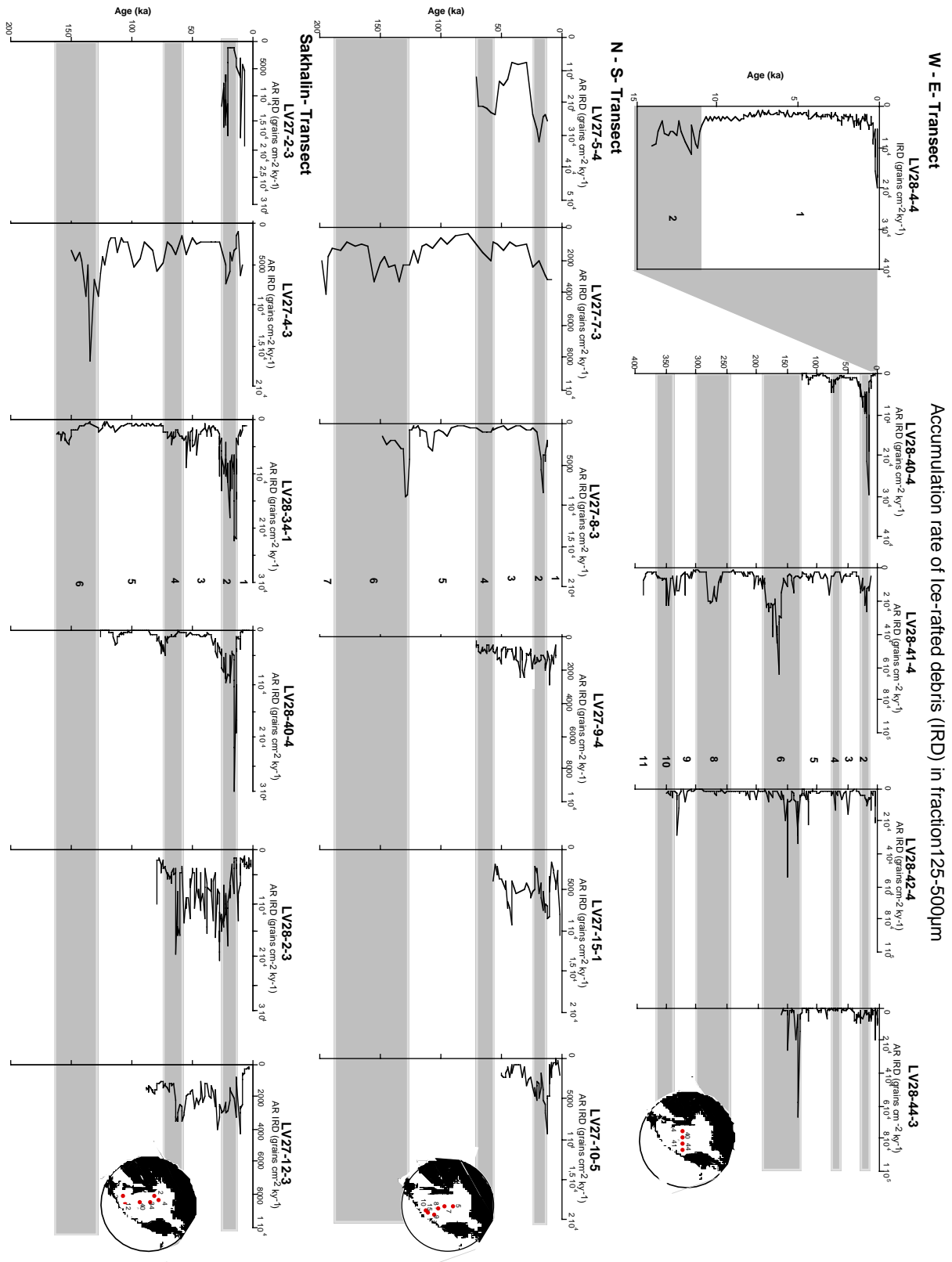


Abb. 25: Zeitliche Schwankungen der IRD-Akkumulationsraten an verschiedenen Kernen der W-E-, N-S- und Sachalin-Profile (vulkanische Aschen sind aus dem Datensatz gestrichen worden).

### 5.3 Einblicke in die kurzfristige und langfristige Klimavariabilität im Ochotskischen Meer

#### *5.3.1 Veränderlichkeit der Ozeanologie und der Paläo-Umwelt während der letzten ca. 15.000 Jahre am Kern LV28-4 im Bereich des östlichen Kontinentalhanges Sachalins*

##### •Stratigraphie und Lage

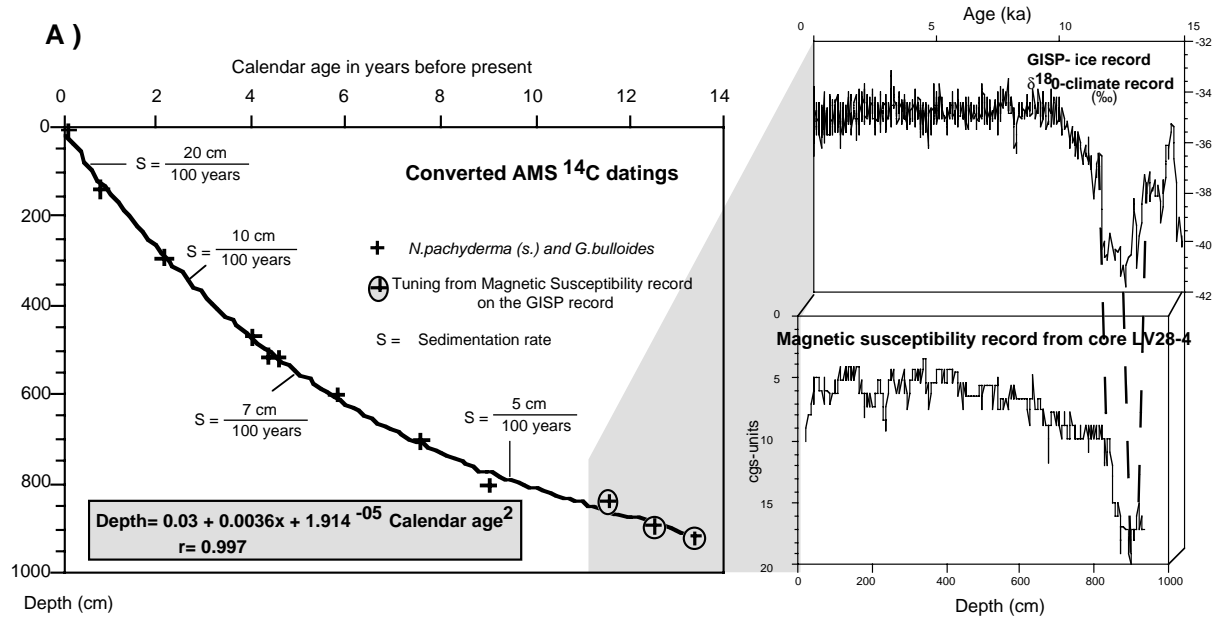
Der Kern LV28-4, der sich am Kontinentalhang Sachalins befindet (Abb. 1), zeigt insgesamt eine Auflösung des Klimageschens, wie sie bisher von keinem anderen Tiefseekern aus dem Ochotskischen Meer bekannt ist. Dieser stammt aus dem Ausstrombereich des Amurflußwassers, welcher durch eine deutliche Erniedrigung der Oberflächenwassersalinität gekennzeichnet ist (Kapitel 2; Abb. 3C). Für den Sedimentkern LV28-4 wurde eine Sauerstoffisotopenkurve aus planktischen und benthischen Foraminiferen erstellt. Mithilfe von 9 AMS-<sup>14</sup>C-Datierungen an planktischen Foraminiferen konnte der Bereich bis ca. 800 cm Kernteufe absolut datiert werden. Der nachfolgende Kernabschnitt wurde anhand der Korrelation eines in der magnetischen Suszeptibilität deutlich identifizierten Abbruches bei 850 cm mit ähnlichen definierten Kennzeichen (Beginn der Jüngeren Dryas) in der GISP2-Eiskernkurve (GROOTES und STUIVER, 1997) eingestuft (Abb. 26). Das 9,30 m mächtige Sedimentprofil, beinhaltet die letzten ca. 15.000 Jahre mit entsprechend hohen Sedimentationsraten von 30 - 260 cm/1000 Jahre.

##### •Variabilität der Signalträger während der letzten ca. 15.000 Jahre

Das Sedimentationsmuster des Kernes LV28-4 wird weitgehend durch den detritischen Flußeintrag kontrolliert. Charakteristisch für diese tonig-siltigen Sedimente ist der sehr geringe Anteil an der Grobfraction (> 63 µm) während der letzten ca. 11.000 Jahre (Kapitel 5.2.1). Die Grobanteile schwanken zwischen 2 und 6 Gew.-%. Ein charakteristischer Anstieg der > 63 µm- Fraction erfolgt ab ca. 11.000 Jahren mit Werten um die 15 Gew.- %. Lithogene Komponenten, die bis zu 80 Kz.-% ausmachen können, bestimmen das Sedimentationsmuster (Kapitel 5.2.2). Vor allem Gesteinsbruchstücke und hohe Quarzanteile reflektieren neben vulkanischen Gläsern das Sedimentationsgeschehen (Anhang H1). Die IRD-Gehalte weisen über die letzten ca. 11.000 Jahre relativ geringe Anteile auf. Ab ca. 11.000 Jahren charakterisieren die bis zu Faktor 5 höheren Gehalte an eistransportiertem Material markante Änderungen im Sedimentationsmuster des Kernes LV28-4.

Biogene Partikel treten ab ca. 9000 Jahren vermehrt auf. Vor allem Diatomeen, planktische und benthische Foraminiferen bestimmen den Biogenanteil, wobei ein deutliches Maximum an planktischen Foraminiferen zwischen ca. 5000 und 6000 Jahren auftritt. Der Kalziumkarbonatgehalt variiert größtenteils zwischen ca. 0 und 1 Gew.-%, mit Maxima bis zu 2 Gew.-% (Kapitel 5.2.4), wobei höhere Anteile an planktischen und benthischen Foraminiferen den CaCO<sub>3</sub>-Gehalt am Kern LV28-4 bestimmen (Anhang H3). Der Gehalt an organischen Kohlenstoff kann in den letzten ca. 11.000 Jahre 2 Gew.- % erreichen, wobei der geringe CaCO<sub>3</sub>-Gehalt während des Holozäns am Kern 28-4 wahrscheinlich so aus den erhöhten

organischen Kohlenstoff-Flux resultiert, der zu einer Verflachung der Lysokline vor allem in Schelfnähe führen kann (Kapitel 2).



**B)**

Depth (cm)	Material dated	Weight mg	Raw 14C age , years	Reservoir age, years	STD	Calendar age, years
5.5	Planktic Foram.	0.3	1065	1000	30	60
136.5	Planktic Foram.	0.1	1855	1000	45	784
285.5	Planktic Foram.	0.1	3080	1000	50	2122
465.5	Planktic Foram.	0.3	4600	1000	40	3985
500.5	Planktic Foram.	0.3	4790	1000	70	4266
505.5	Planktic Foram.	0.1	4930	1000	120	4434
595.5	Planktic Foram.	0.5	6010	1000	55	5754
700.5	Planktic Foram.	0.5	7640	1000	70	7542
800.5	Planktic Foram.	0.6	9155	1000	55	8988

Samples were measured at the Leibniz Laboratory in Kiel. Carbon 14 ages were reduced by 1000 years for the local ocean reservoir effect and converted to calendar ages using the INTCAL98 (STUIVER et al. 1998).

Abb. 26: A) Alters- und Tiefenmodell vom Kern LV28-4 am Kontinentalhang Sachalins; B) Detailangaben zu den AMS<sup>14</sup>C-Alter planktischer Foraminiferen am Kern LV28-4.

Die herausragenden Signale bilden die niedrigen  $\delta^{18}O_{N.p.}$ -Werte von ca. 5000 Jahre bis rezent (Kapitel 5.2.3). Für diesen Bereich vorliegende Minimawerte liegen bei ca. 1.0‰. Auffällig sind die kurzfristigen und starken Amplitudenschwankungen in diesen Bereich. Die Amplituden zwischen extrem geringen und hohen Werten betragen ca. 4.0‰. Es fallen grundsätzlich die sehr geringen  $\delta^{18}O_{N.p.}$ -Werte mit den geringen  $\delta^{13}C_{N.p.}$ -Werten zusammen. Das Zusammengehen dieser  $\delta^{18}O$ - und  $\delta^{13}C$ -Signale spricht für die „Quelle“ Fluß, der niedrig-isotopisches Süßwasser und terrestrischen Kohlenstoff in diesem Bereich einträgt. Auffällig ist der konforme Verlauf der benthischen und planktischen Isotopendaten im  $\delta^{18}O$ - und  $\delta^{13}C$  von ca. 5000 Jahre bis

rezent. Diese Resultate zeigen, daß sich die Wechsel in der Oberflächenhydrographie, wie Änderung der Produktivität und Süßwasserzufluß, parallel auch in den  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Signalen der benthischen Foraminiferen eingebaut werden. Markante  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ - Minima (ca. -18‰) treten im Zeitraum zwischen ca. 14.000 und 11.000 Jahren auf.

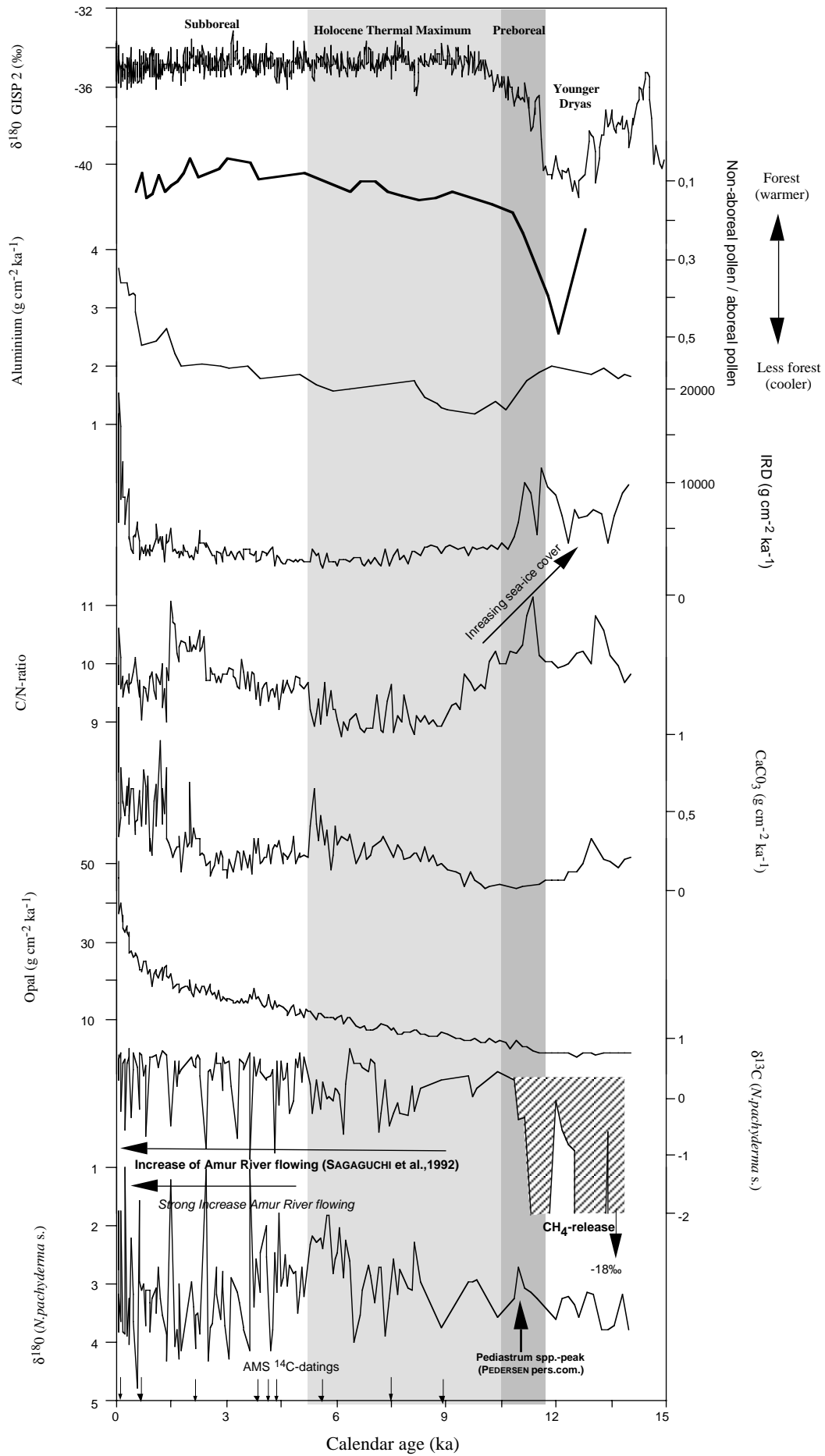
•Paläozeanographische Entwicklung während der letzten ca. 15.000 Jahre

Als größte Klimaschwankung tritt in dem Zeitintervall der letzten ca. 15.000 Jahre der eiszeitliche Rückschlag der Jüngeren Dryas hervor (Abb. 27). Pollenuntersuchungen zeigen, daß der westliche Randbereich des Ochotskischen Meeres während der Jüngeren Dryas deutlich weniger bewaldet war (PEDERSEN, in Vorb.). Während dieser Zeit dominieren in diesem Bereich vor allem die Pollenarten *Picea* und *Pinus*, die kaltes und trockenes Klima anzeigen (IGARASHI et al., 2000). Deutlich erhöhter Eintrag von eistransportiertem Material, ein hohes C/N-Verhältnis, und eine reduzierte Oberflächenproduktivität, mit geringen Opal- (NÜRNBERG et al., in Vorb.),  $\text{CaCO}_3$ -, und TOC -Akkumulationsraten, sind weitere Kennzeichen dieses Klimarückschlages (Abb. 27, Kapitel 5.2.6). Starke  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Anomalien mit  $^{13}\text{C}$ -Werten um -18‰ treten bis ca. 11.000 Jahre auf. Hydrostatische Druckentlastung durch Meeresspiegelabfall, der zu einem Zerfall der Gashydrate und zu Methanventingerscheinungen führen kann, sowie eine sommerliche Meereisbedeckung, verursachen und verstärken wahrscheinlich zu dieser Zeit den Einbau der negativen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in die Kalkschale von *N. pachyderma* (s) (Kapitel 5.2.3).

Die geringen  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Amplitudenschwankungen deuten darauf hin, daß der Amur auf das Sedimentgeschehen zu dieser Zeit im Vergleich zu den letzten ca. 5000 Jahren eine geringere Rolle gespielt hat. Aufgrund der postulierten kalten, trockenen klimatischen Bedingungen in diesem Zeitabschnitt (COHMAP Members, 1988) kann ein erhöhter fluviatiler Eintrag durch den Amur ausgeschlossen werden. Während des Meeresspiegeltiefstandes ist ein großer Teil des nördlichen Kontinentalrandes des Ochotskischen Meeres subaerisch gewesen (Kapitel 5.4). Die Mündung des Amur-Flusses könnte sich zu dieser Zeit an einer anderen Stelle befunden haben. So kann ein Ausstrom des Amurwassers durch die Tatarstraße in das Japanische Meer stattgefunden haben (Abb. 1) (KEIGWIN und GORBARENKO, 1992).

---

Abb. 27 (nächste Seite): Darstellung der Veränderlichkeit der Paläo-Umwelt während der letzten ca. 15.000 Jahre am Kern LV28-4 mit Unterstützung von verschiedenen Parametern wie Pollendaten (PEDERSEN, in Vorb.) , IRD-Akkumulationsraten, C/N-Verhältnis, Karbonatakkumulationsraten,  $^{18}\text{O}$ - und  $^{13}\text{C}$  Isotope von *N. pachyderma* (s), sowie Opalakkumulationraten- und Aluminiumgehalten (NUERNBERG et al., in Vorb.), im Vergleich mit der grönländischen Eiskernkurve GISP 2 (GROOTES und STUIVER, 1997).





Das anschließende Präboreal leitet zum holozänen Klimaoptimum (ca. 10.000-5.400 Jahre) über, das durch eine allmähliche Zunahme in der Bewaldung und der Oberflächenproduktivität, und einer Verminderung im IRD-Eintrag gekennzeichnet ist (Abb. 27). Der saisonale Meereisrückzug während diesen Zeitraumes wird wahrscheinlich forciert durch die ansteigende Sommerinsolation (BERGER und LOUTRE, 1991), als deren Folge es zu einem Wechsel im atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationsmuster kommt (TERNOIS et al., 2000). Auf ein erstes Anzeichen für einen Ausstrom von Fluß- und Schmelzwasser (aus Hochgebirgsregionen des ostsibirischen Hinterlandes) des Amurs, weist eine  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Anomalie am Ende der Jüngeren Dryas, die mit einem verstärkten Eintrag von IRD und einem Süßwasseralgen-Maximum (Pediastren; PEDERSEN, in Vorb.) einhergeht. In dem Bereich zwischen 11.000 und 8000 Jahren treten höhere  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Werte auf (Abb. 27). Die  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Daten zeigen besonders bei ca. 9000 Jahren um 0.3‰ höhere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Vergleich zum Präboreal. Geringe Amplitudenschwankungen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$  und im IRD deuten in diesem Zeitraum auf eine nur wenig ausgeprägte Klimavariabilität. Diese relativ kalte Periode (11.000-8.000 Jahre) ist wahrscheinlich verbunden mit einer Oberflächentemperaturabnahme von 1°C im südlichen Teil des Ochotskischen Meeres (TERNOIS et al., 2000). Eine massiv erhöhte Zufuhr von kaltem Schmelzwasser aus tauenden Permafrostböden aus dem Amurausstrombereich in das Ochotskische Meer, zu Zeiten des Insolationsmaximums, könnte diese kältere Periode zwischen 11.000 und 8000 Jahren verursacht haben (SAKAGUCHI, 1992).

Ab 9000 Jahre vor heute zeichnet sich ein Umschwung im Sedimentationsgeschehen ab. Erhöhte Fluktuationen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$  und ein Anstieg im Terrigengehalt ( $\text{AR}_{\text{AL}}$ , NÜRNBERG et al., in Vorb.) deuten auf einen erhöhten Zustrom von Flußwasser, der nach SAKAGUCHI (1992) mit dem Zeitraum verstärkten Amurausstroms zusammenfällt (Abb. 27). Im ausgehenden holozänen Klimaoptimum steigen die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um ca. 1.0‰ gegenüber dem Präboreal an. Ein erhöhter Flux an planktischen Foraminiferen zwischen 5000 und 6000 Jahren weist während dieses Zeitraumes auf verbesserte oberflächenhydrographische Bedingungen mit größtenteils offenen Wasserflächen hin. Die durchschnittliche Oberflächentemperatur während des holozänen Klimaoptimums lag in dieser Region um 1-5°C höher als heute (MATUSHIMA und OHSHIMA, 1974; VELITCHKO und KLIMANOV, 1990; KOROTKY et al., 1988; LUTAENKO, 1993).

Um ca. 3000 Jahre erreicht die Bewaldung und ihr Anteil an Laubbäumen ein Maximum. Seitdem reduzierte sich der Waldbestand. Das Verhältnis von Laubbäumen zu Nadelhölzern nahm ab und deutet generell auf kühlere Umweltbedingungen in Übereinstimmung mit einer Zunahme im IRD-Eintrag, im C/N-Verhältnis und Terrigeneintrag (Abb. 27). Die gleichzeitig höhere Variabilität im IRD spräche für eine ausgeprägtere Saisonalität in der Meereisbedeckung. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Planktonkurve zeigt insbesondere während der letzten ca. 5000 Jahre extreme Isotopenhübe von bis zu 4‰, die auf enorme Variationen in der Süßwasserzufuhr durch den

Amur hinweisen. Erhöhter Eintrag an Süßwasser könnte zu einer stabileren oberflächennahen Wassermassenschichtung und damit zu einem erhöhten Nährstoffangebot führen. Signifikant ansteigende Gehalte an Opal- und  $\text{CaCO}_3$ - Akkumulationsraten, sowie Anteilen an Diatomeen und Radiolarien (Anhang H2), weisen auf eine erhöhte Produktivität und auf eine stärkere Stratifizierung der Wassersäule ab diesem Zeitraum hin.

### 5.3.2 Suborbitale Schwankungen in den Proxydaten des Ochotskischen Meeres (Kern LV28-2) - Dansgaard-Oeschger-Zyklen?

#### •Stratigraphie und Lage

AMS  $\text{C}^{14}$ -Datierungen, isotopenstratigraphische, sedimentologische sowie tephrochronologische Ereignisse im Zusammenhang mit zyklischen Änderungen der magnetischen Suszeptibilität wurden genutzt, um ein stratigraphisches Gerüst für die letzten ca. 80 ka am Kern LV28-2 zu entwickeln (Kapitel 4). Der Kern LV28-2 befindet sich am Kontinentalhang vor SE-Sachalin in einem sehr sensiblen Bereich, in dem kalte nördliche Wassermassen auf wärmere Wassermassen aus der Japansee treffen (Abb. 1). Heute ist diese Region durch eine hohe Produktivität, einen markanten Eintrag an eistransportiertem Material (Eisrandoszillationszone; Kapitel 5.1.2) und geringeren sommerlichen Salinitäten gekennzeichnet (Abb. 3C).

#### •Hochfrequente Variationen der verschiedenen Proxies im Kern LV28-2 im Zeitraum zwischen ca. 30 und 80 ka

Untersuchungen an verschiedenen Proxies am Kern LV28-2 zeigen besonders im Stadium 3 kurzfristige Variationen (Abb. 28). Die Gehalte an eistransportiertem Material (IRD) weisen ähnlich abrupte Schwankungen auf, wie sie die  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen von *N. pachyderma* (s) und Zählungen an Diatomeen aufzeigen. Die Maxima im IRD-Gehalt im Stadium 3 sind größtenteils verbunden mit  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Minima und  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Maxima und geringen Gehalten an Diatomeen. Umgekehrt zeigen die  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima häufig eine Korrelation zu  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Maxima und IRD-Minima sowie höheren Diatomeen-Gehalten. In Hinblick auf potentielle Schmelzwassereinflüsse treten  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima auf, die mit erhöhten Anteilen an eistransportiertem Material zusammenfallen. Solche gekoppelten Variationen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Signal und IRD-Gehalt werden im Stadium 4 beobachtet. Am Ende des Stadiums 4 weist der Kern LV28-2 in Verbindung mit  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima, IRD-Maxima und extrem geringen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Werten auf besondere oberflächenhydrographische Bedingungen hin (Kapitel 5.2.3).

Die kleinskaligen Variationen im Ochotskischen Meer scheinen in Beziehung zu globalen kurzfristigen klimatischen Wechsel zu stehen. Ähnliche Oszillationen sind in den grönländischen Eiskernen als Dansgaard-Oeschger Zyklen (DANSGAARD et al., 1993), und in verschiedenen marinen Sedimentkernen des Nordatlantiks als Heinrich-Ereignisse (HEINRICH, 1988) und Bond-Zyklen (BOND et al., 1993) bekannt. Diese Klimaoszillationen sind über den

Nordatlantik hinaus auch im nordpazifischen Raum (KOTILAINEN und SHACKLETON, 1995; BEHL und KENNETT, 1996; LUND und MIX, 1998; HENDY und KENNETT, 2000; KIEFER et al., 2001) beschrieben worden. Eine genaue Anbindung der stark variierenden IRD-Maxima und  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima vom Kern LV28-2 an die hochfrequenten Dansgaard-Oeschger Klimazyklen ist aufgrund der relativ geringen zeitlichen Auflösung und der wenigen Altersfixpunkte im Stadium 3 nur bedingt möglich. Eine enge Korrelation zu den D/O-Zyklen ist aber wahrscheinlich.

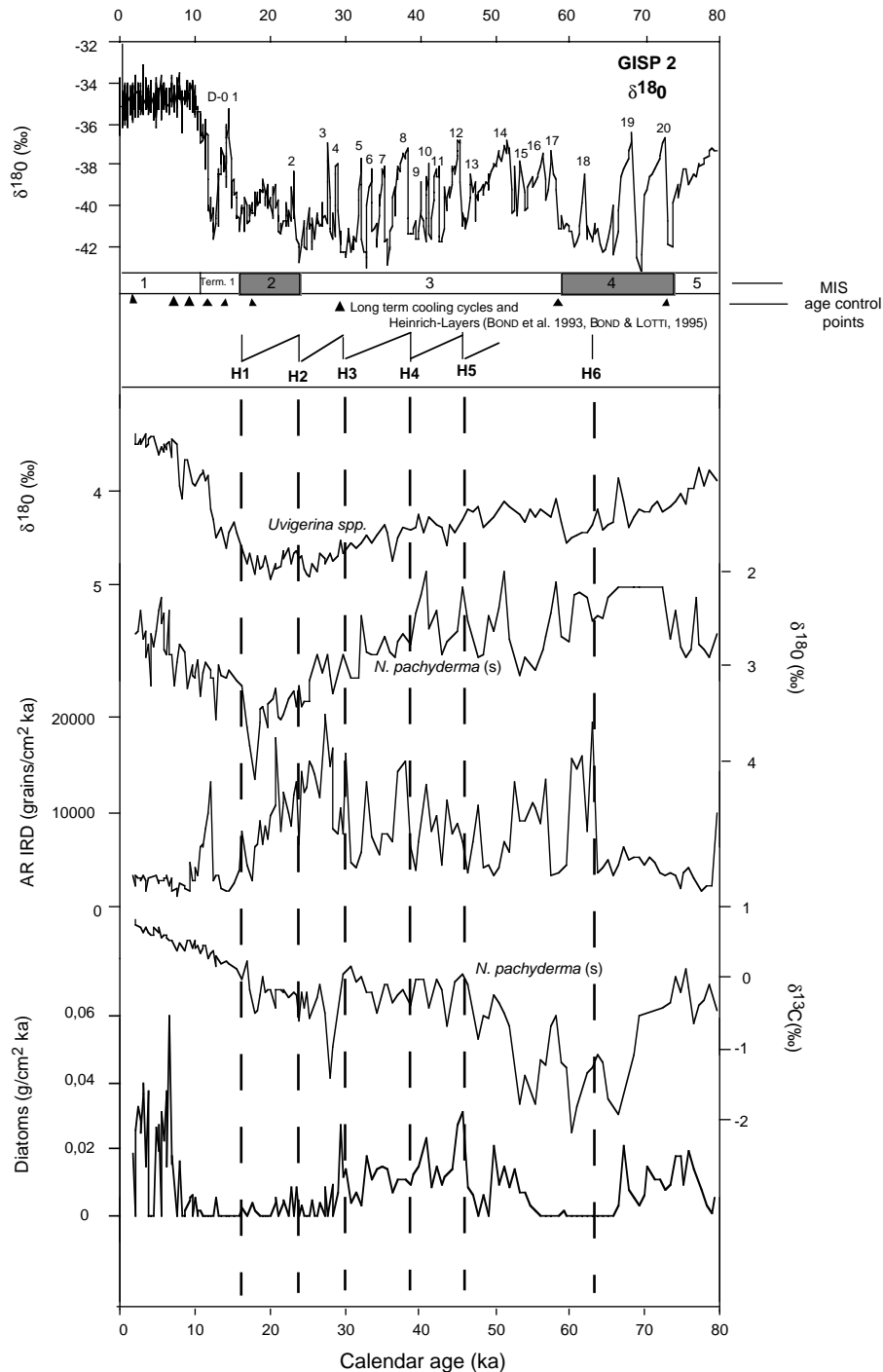


Abb. 28: Korrelation der suborbitalen Variationen an verschiedenen Parametern im Kern LV28-2 mit den  $\delta^{18}\text{O}$ -Profil des GISP 2-Eiskernes (GROOTES und STUIVER, 1997). Eingezeichnet sind die Dansgaard-Oeschger Ereignisse nach JOHNSEN et al. (1992) und die Heinrich-Lagen (gestrichelte Linie; BOND et al., 1993; BOND und LOTTI, 1995).

In erster Annäherung würden die bekannten Interstadiale mit benthischen und planktischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima, IRD-Minima und Produktivitätsmaxima einhergehen (Abb. 28). Umgekehrtes gilt für die Stadiale. So korrelieren die geringen Lufttemperaturen über Grönland, die in den GISP2-Eiskern in den Stadien aufgezeichnet sind, größtenteils mit erhöhter Meereisbedeckung und IRD-Eintrag im Ochotskischen Meer. Die Maxima im IRD im Ochotskischen Meer stehen dabei den Heinrich-Ereignissen im N-Atlantik (H1-H6; BOND et al., 1993; BOND und LOTTI, 1995) zeitlich sehr nahe.

Die kurzfristigen Variationen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N,p}}$ -Signal in den Stadien 3 und 4 reflektieren größere Änderungen in den oberflächennahen Wassermassen-Signaturen als am Übergang vom LGM zum Holozän. Um den lokalen Effekt auf die oberflächennahen Wassermassen-Signaturen an der Lokation LV28-2 besser abzuschätzen, wurde der globale „ $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekt“ (VOGELSANG, 1990) von der  $\delta^{18}\text{O}$ -Planktonkurve abgezogen (Abb. 29). Danach schwankt das lokale  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal zwischen LGM zum Holozän (mit Ausnahme Bölling/Alleröd) zwischen 0.3 und 0.6‰. Diese Änderung entspricht einer Temperaturerhöhung von 1-2°C oder eine Salinitätsabnahme von 0.5-1.0 Einheiten. Im Stadium 3 und 4 zeigen die kurzfristigen Schwankungen im  $\delta^{18}\text{O}$ -Signal Hübe von 0.9-0.6‰. Im Vergleich zum heutigen  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert sind die  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima um bis zu 1.5‰ geringer, die  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima um ca. 0.5‰ geringer. Sie würden im Vergleich zu heute mit einer Temperaturerhöhung von 2-6°C und/oder einer Salinitätsreduzierung von bis zu 3 Einheiten einhergehen.

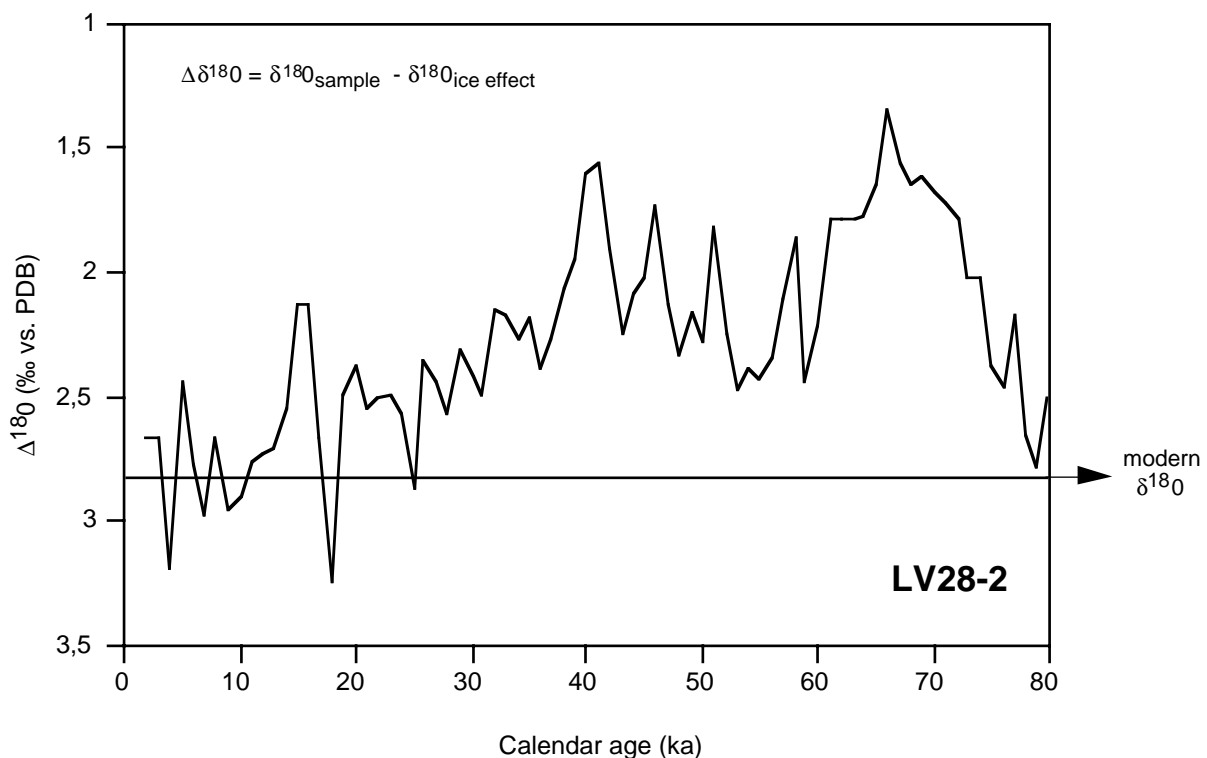


Abb. 29: Sauerstoffisotopenwerte von *N. pachyderma*(s) am Kern LV28-2 unter Abzug des globalen „ $\delta^{18}\text{O}$ -Eiseffekts“ (VOGELSANG, 1990). Eingetragen ist der  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N,p}}$ -Wert der Oberflächenprobe.

Für eine weitergehende Interpretation des lokalen  $\delta^{18}\text{O}$ -Signals sind jedoch noch folgende Überlegungen zu berücksichtigen: Die planktische Foraminifere *N. pachyderma* (s) kalzifiziert im Ochotskischen Meer in Tiefen zwischen 20-200 m (ALDERMAN, 1996; BAUCH et al., in press), also in Tiefenbereichen die größtenteils der kalten Zwischenwassermassenschicht ("dichothermal layer") zugeordnet werden (Kapitel 5.1.3). Die Temperatur der kalten Zwischenwassermassenschicht liegt im Sommer am SE-Ende des Kontinentalhanges Sachalin zwischen  $4^{\circ}\text{C}$  und  $-1^{\circ}\text{C}$  (BIEBOW und HÜTTEN, 1999). Aus dem Vergleich des rezenten  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.Sediment}}$ -Wertes mit den  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Kalk}}$ -Werten (BAUCH et al., in press), den die Foraminifere theoretisch bei ihrer Kalzifizierung im Gleichgewicht mit dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Wasserwert bei unterschiedlichen Temperaturen von ca.  $4^{\circ}\text{C}$  bis  $-1^{\circ}\text{C}$  annehmen sollte, wird an der Kernstation LV28-2 eine heutige Kalzifizierungstiefe zwischen 20-50 m (Tiefenbereiche der oberen dichothermalen Schicht) mit einer entsprechenden Wassertemperatur von ca.  $2^{\circ}\text{C}$  postuliert. Temperaturanstiege in den Interstadialen von bis zu  $6^{\circ}\text{C}$  sind im eher kaltzeitlichen Stadium 3 im Vergleich zu heute schwer vorstellbar. Wahrscheinlicher ist, daß die Schwankungen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Isotopensignal vor allem Veränderungen im Salzgehalt, d.h. Fluß- (infolge erhöhter Niederschläge) und/bzw. Schmelzwasser reflektieren.

Ozeanographische Änderungen im Ochotskischen Meer werden auch durch Änderungen im oberflächennahen Einstrom von Wassermassen aus dem NW-Pazifik (via Kamtschatkastrom) beeinflußt. Gerade für die letzten ca. 70 ka steht eine hochauflösende  $\delta^{18}\text{O}$ -Planktonkurve aus dem angrenzenden NW-Pazifik (Detroit Seamount) für einen Vergleich zur Verfügung (KIEFER et al., 2001). Sie postulieren für die Stadiale im Stadium 3 eine Erwärmung der oberflächennahen Wassertemperaturen aufgrund eines reduzierten Auftriebes von kälteren Wassermassen im NW-Pazifik. Umgekehrt weisen die Fluktuationen in der  $\delta^{18}\text{O}$ -Planktonkurve im NW-Pazifik auf kältere Temperaturen in den Interstadialen aufgrund einer global verstärkten thermohalinen Zirkulation, die an ihrem Endpunkt im NW-Pazifik zu einem verstärkten Auftrieb von kälteren Wassermassen führt. Die stratigraphische Zuordnung von Stadialen und Interstadialen wird durch die Korrelation der benthischen  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven im NW-Pazifik mit den  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Benthos}}$ -Werten im Ochotskischen Meer (LV28-2) möglich, mit höheren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten während der Stadiale an beiden Kernlokalitionen.

Im westlichen Ochotskischen Meer am Kern LV28-2 zeichnet sich eine deutliche  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Anomalie zu geringeren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten für den Zeitraum zwischen ca. 30 und 80 ka ab ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$  minus Eiseffekt; Abb. 29), die zunächst auf einen signifikanten Süßwasserzufluß hindeuten. Die extremen  $\delta^{18}\text{O}$ -Minima im Kern LV28-2 stellen dabei ein eher lokales Phänomen dar, das sicherlich im Zusammenhang mit einem erhöhten Süßwassereintrag (Fluß- und Schmelzwasser) durch den Amur während der Interstadiale zu deuten ist. Aber selbst die stadialen  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Werte zeigen im Stadium 3 deutlich geringere Werte als im Holozän und verweisen auf eine Süßwasserzufuhr. Das Ausmaß der Beeinflussung durch Süßwasser wird durch den Vergleich

der  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Isotopenkurven vom Kontinentalhang Sachalins und Kamtschatkas deutlich. Während im Stadium 3 vor Kamtschatka deutlich höhere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auftreten, zeigen die Kerne vor Sachalin geringere, Süßwasser-beeinflußte  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte auf ( $\delta^{18}\text{O}$ -Differenz im Stadium 3 ca. 0.5-1‰; Kapitel 5.2.3). Die geringen  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Werte während der Interstadiale am südwestlichen Kern LV28-2 können demzufolge nicht im Zusammenhang mit einem Einfluß von kälteren Wässern aus dem NW-Pazifik in das Ochotskische Meer gedeutet werden. Außerdem würden sie genau umgekehrt auf einen wärmeren Zustrom hinweisen, daß aber gerade in den Interstadialen des Stadiums 3 nicht zu erwarten wäre (KIEFER et al., 2001).

•Klimatische Deutungen der kleinskaligen Variationen am Kern LV28-2

Neben Meeresspiegel- und Insolationsschwankungen haben Wechsel im atmosphärischen Zirkulationssystem eine große Bedeutung für die Ozeanographie im Ochotskischen Meer. Heute unterliegt die winterliche Meereisbedeckung starken jährlichen Schwankungen in Abhängigkeit von der Lage und Ausprägung des Sibirischen Hochs und des Aleuten Tiefs (Kapitel 2; CAVALIERI und PARKINSON, 1987, PARKINSON und GRATZ, 1983). Für das Klima und den hydrologischen Zyklus in dieser Region sind die vorherrschenden Monsunwinde von Bedeutung. Während der sommerliche SE-Monsun zu erhöhten Niederschlägen führt, sorgt der kalte NE-bzw. NW-Monsun im Winter für eine weit nach Süden reichende Meereisbedeckung im Ochotskischen Meer (WAKATSUCHI und MARTIN, 1990), insbesondere auf der Westseite.

Die IRD- und  $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima scheinen mit verstärkten NW-Monsunaktivitäten zusammenzuhängen, die kalte, polare und trockene Luftmassen in das Ochotskische Meer transportieren und so die Meereisbildung forcieren. Erhöhte Meereisbildung im Winter an den nördlichen Schelfen und ein Abschmelzen des eistransportierten Materials im Sommer verursacht die Anstiege im IRD-Gehalt am Kern LV28-2. Lichtlimitation durch eine ausgedehntere sommerliche Meereisdecke und ein geringerer fluviatiler Eintrag (geringere Niederschläge) führen zu einer verminderten Produktivität im Ochotskischen Meer (geringe Gehalte an Diatomeen).

Stadiale mit hohen IRD-Anteilen im Stadium 3 werden abrupt unterbrochen von markanten  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima (Abb. 28). Die  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima zeigen größtenteils eine strenge Korrelation zu  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Maxima und IRD-Minima, die auf verbesserte klimatische Bedingungen mit zum größtenteils offenen sommerlichen Wasserflächen hindeuten. So reflektieren die markanten  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima während der Interstadiale am Kern LV28-2 bessere ozeanographische Bedingungen, die höchstwahrscheinlich einhergehen mit verstärkten Niederschlägen und/oder höheren Temperaturen, infolge einer Intensivierung des SE-Monsuns bzw. Abschwächung des NW-Monsuns. Ähnliche atmosphärisch gesteuerte paläozeanographische Phänomene sind auch aus verschiedenen Arbeiten aus den NW-pazifischen Randmeeren der China- und der Japansee beschrieben worden (WANG 1999; TADA et al., 1999; IRINO et al., 2001). Erhöhter Fluß- und

Schmelzwassereintrag in das Ochotskische Meer führen zudem zu einer stärkeren Stratifizierung der Oberflächenwassermassen. Höhere Produktivität (ansteigende Diatomeengehalte) und eine Abschwächung der Tiefenwasserventilation zu diesen Zeiten sind die Folge.

## 5.4 Die Eisdrift im Ochotskischen Meer während der letzten ca. 200.000 Jahre

### *5.4.1 Paläozeanographische Bedeutung einer Meereisdecke*

Die Beantwortung der Frage nach dem Vorhandensein und der Ausdehnung einer Eisbedeckung im Vergleich zu rezenten Bedingungen erlaubt Rückschlüsse auf Veränderungen der Strömungsmuster im Ochotskischen Meer, aus denen sich zum Teil auch Hinweise auf die hydrographischen Verhältnisse im angrenzenden NW-Pazifik ableiten lassen. Das Meereis hat einen dominierenden Einfluß auf klimatische und hydrographische Prozesse, insbesondere auf den Strahlungshaushalt der Erde, der Bildung von Tiefenwässern und die Produktivität im Ochotskischen Meer. Der Eintrag von Sedimenten in das Ochotskische Meer wird weitgehend durch lokale Wetterbedingungen und den Stand des Meeresspiegels bestimmt. Drastische Klimaveränderungen, wie enorme Meeresspiegelabsenkungen während des letzten Glazials und Insolationsschwankungen, können große Auswirkungen auf Eisbildung und Sedimentation im Ochotskischen Meer haben. Die Meereisdecke spielt außerdem einen entscheidenden Faktor im Gasaustausch zwischen dem Ozean und der Atmosphäre. In Verbindung mit einer ausgedehnten Meereisdecke können sich große Mengen an Methan unter der Eisdecke ansammeln, welche aus dem Zerfall von Gashydraten freigesetzt werden. Fluktuationen in der Meereisdecke können so zu mächtigen Methanpulsationen in die Atmosphäre führen.

### *5.4.2 Rekonstruktion der Meereisbedeckung im Ochotskischen Meer*

Aufgrund der Unterschiede in den IRD-Zeitscheibenmustern aus den Stadien 1 bis 5 einerseits und dem Stadium 6 andererseits, die auf deutliche Veränderungen in den Umweltbedingungen hinweisen, wird das Stadium 6 bei der paläozeanographischen Rekonstruktion später gesondert betrachtet (Kapitel 5.4.2.2).

#### **5.4.2.1 Der letzte Glazial/Interglazialzyklus**

Es läßt sich während des letzten Glazial/Interglazialzyklus ein typisches Meereisverbreitungsmuster im Ochotskischen Meeres erkennen, welches eine strenge West-Ost-Asymmetrie in der Meereisbedeckung aufweist. Hohe IRD-Akkumulationsraten kennzeichnen auf der westlichen Seite vor dem Kontinentalhang Sachalins einen dominanten Meereistransport, der in den interglazialen Stadien weniger markant ist als in den glazialen Klimaphasen (Abb. 30). Die östliche Region vor dem Kontinentalhang Kamtschatkas ist geprägt durch einen relativ geringen IRD-Flux während des letzten Glazial/Interglazialzyklus. Aus diesen geringen IRD-Anteilen werden hierfür größtenteils offene Wasserflächen bzw. eine bis in diese Region reichende saisonal fluktuierende Meereisdecke postuliert.

Verschiedene Faktoren verursachen diese strenge West-Ost-Asymmetrie in der Meereisbedeckung im Ochotskischen Meer. Einerseits verhindern wärmere, salzreichere einströmende pazifische Wassermassen durch den Kamtschatkastrom eine östliche Ausbreitung der Meereisdecke. Zum anderen verursachen der verstärkte Amureintrag, die kalten NW-



Winde, küstennahe Polynyas eine ständige Zufuhr von Meereis im westlichen Bereich des Ochotskischen Meeres, und somit eine verstärkte Ablagerung von eistransportiertem Material in dieser Region.

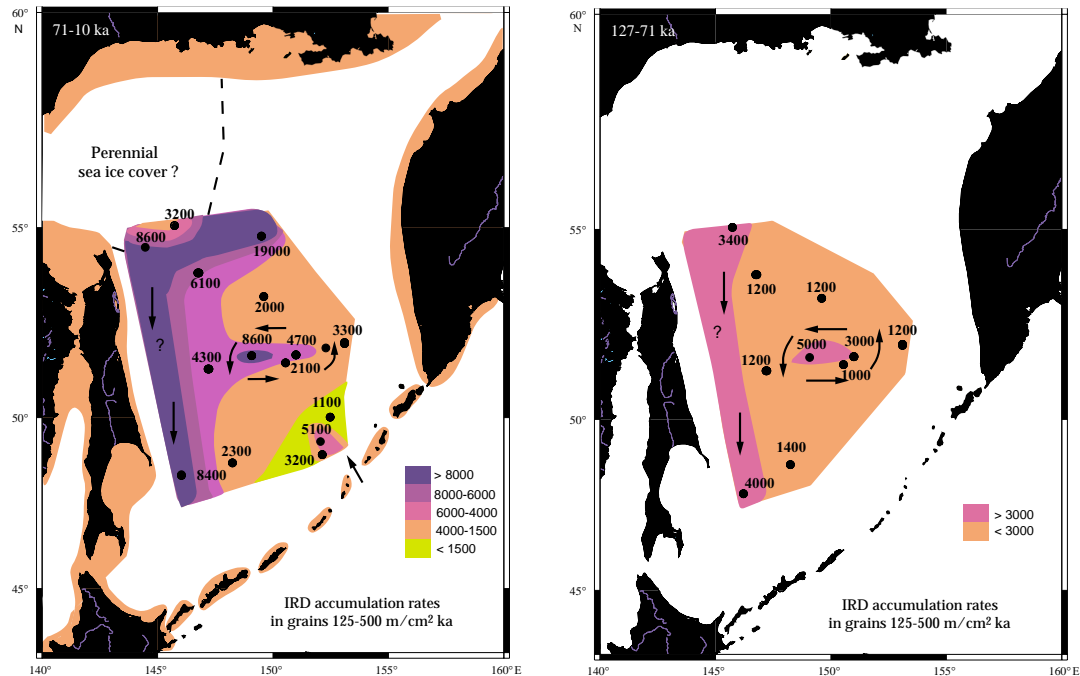


Abb. 30: Gemittelte interglaziale (127-71 ka) und glaziale (71-10 ka) IRD-Akkumulationsraten. Schwarze Kreise stellen die berücksichtigten Kernlokationen dar. Eingezeichnet sind postulierte Oberflächenzirkulationsmuster (Pfeile), Schelfbereiche, die aufgrund der glazialen Meeresspiegelabsenkung trocken lagen (grau schraffiert, -120 m), und Bereiche, die eine zum Großteil ganzjährige Meereisbedeckung im NW-Teil des Ochotskischen Meeres kennzeichnen.

#### •Sauerstoffisotopenstadium 5 (127-71 ka)

Für diesen Zeitraum existiert höchstwahrscheinlich ein sehr ähnliches Oberflächenzirkulationssystem wie heute (Kapitel 5.1). Hohe IRD-Raten im Zentrum des Ochotskischen Meeres und vor dem Kontinentalhang Sachalins kennzeichnen die durch den Ostsachalinstrom (Abb. 2A) nach Süden gerichtete Meereisdrift und den ausgeprägten zyklonalen Wirbel im Zentrum des Ochotskischen Meeres (Abb. 31). Im Substadium 5.5 reflektieren geringere  $\delta^{18}O_{N.p.}$ -Werte im Ostteil, im Vergleich zum zentralen Teil des Ochotskischen Meeres, den Einfluß des Kamtschatkastromes, der warme salzreichere Wassermassen aus dem NW-Pazifik in die östliche Region des Ochotskischen Meeres transportiert (Kapitel 5.2.3).

Die IRD-Zählungen weisen über weite Gebiete des Ochotskischen Meeres sehr geringe Werte auf, infolge dessen für diesen Zeitraum größtenteils offene Wasserflächen postuliert werden,

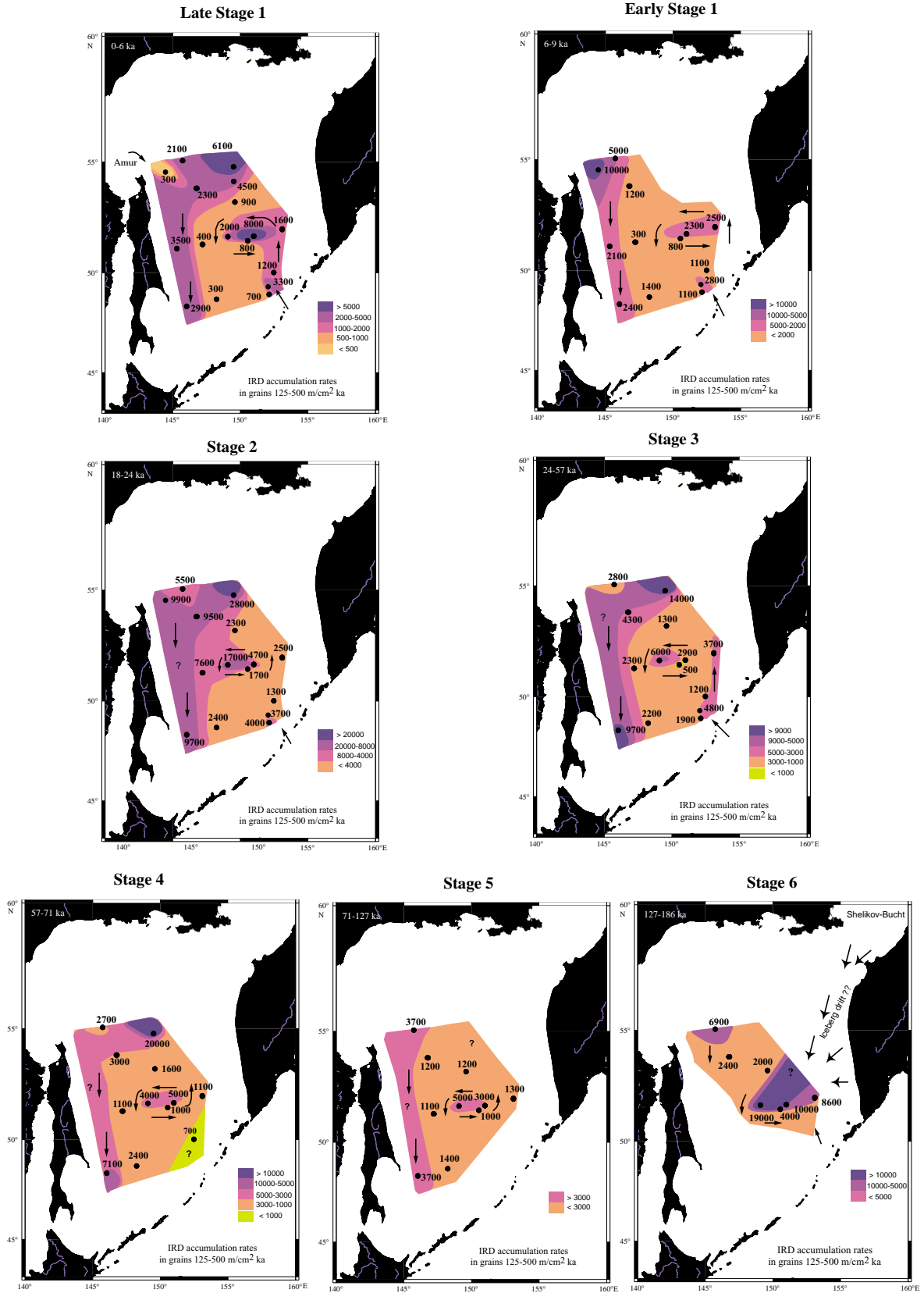
die mit hohen Gehalten an planktischen Foraminiferen einhergehen (Kapitel 5.2.4). Sommerliche Meereisschmelze (SANCETTA, 1992), erhöhter Flußeintrag durch den Amur (z.B. ROGACHEV, 2000), forciert durch eine hohe Sommer-Insolation und einer Intensivierung des Sommermonsuns (Abb. 32; WANG, 1999), führen wahrscheinlich im Substadium 5.5 zu einem vermehrten Nährstoffeintrag und einer erhöhten biologischen Produktion, die so nur in ihrem Ausmaß im Holozän erreicht wird. Geringere Meereisausdehnung und daran gekoppelte erhöhte Produktivität ist verbunden mit klimatischer Erwärmung zu dieser Zeit (GORBARENKO, 1991), die laut VELICHKO (1989) noch stärker ausgeprägt war, als das Holozän.

Erhebliche Schwankungen in den  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ - und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Daten im Stadium 5 (mit Ausnahme des Substadiums 5.5) - sowie in den Stadien 3 und 4 (Kapitel 5.2.3) - in den verschiedenen Kernprofilen weisen darauf, daß zu diesen Zeiten keine massive Meereisdecke bestanden haben kann, sondern eher eine saisonal stark variable Meereisdecke vorgelegen haben muß. Die großen Fluktuationen in den  $^{18}\text{O}/^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Werten dokumentieren wahrscheinlich neben dem Amurflußeintrag vor allem ein häufig wiederkehrendes, lokal begrenztes Aufreißen der Meereisdecke mit regional eingegrenzter Schmelzwasserzufuhr in den Interglazialen und Glazialen. Markante Gradienten in den Isotopensignalen der planktischen und benthischen Foraminiferen weisen über den Großteil des Ochotskischen Meeres auf ein stark stratifiziertes Oberflächenwasser besonders im mittleren und späten Stadium 5 hin. Eine stabile Schichtung der Wassersäule durch Amurfluß- und zum Teil Schmelzwassereintrag, Meereisschmelze, sowie erhöhte Niederschläge, dürfte eine aktive Tiefenkonvektion während des Stadiums 5 verhindern, wobei episodische Tiefenwasserbildungen nur an den meereisdominierten NW-Schelfgebieten auftreten könnten.

Markante kurzfristige oberflächenhydrographische Änderungen treten im Stadial 5.4 auf. Es wird charakterisiert durch erhöhte Anteile an eistransportiertem Material (Kapitel 5.2.6) und  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima, sowie markanten Einbrüchen im  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Signal (Kapitel 5.2.3). Methanventingerscheinungen, eine zeitweise intensivere Meereisbedeckung und regional begrenzter Schmelzwassereintrag, infolge eines Insolationsminimums und Meeresspiegelabfalls, sowie eines Wintermonsunmaximums (Abb. 32), könnten diese oberflächenhydrographischen Veränderungen bewirken.

---

Abb. 31 (nächste Seite): Räumliche und zeitliche Schwankungen im Eintrag von eistransportiertem Material für die letzten ca. 200.000 Jahre im Ochotskischen Meer, als Anzeiger der Meereisausbreitung. Schwarze Kreise kennzeichnen berücksichtigte Kernstationen. Pfeile reflektieren das postulierte Oberflächenzirkulationsmuster für das Ochotskische Meer in den verschiedenen Zeitscheiben.



## •Sauerstoffisotopenstadium 4 (71-57 ka)

Deutlich höhere IRD-Raten treten im Stadium 4 auf (Abb. 31). Hohe IRD-Akkumulationsraten vor dem Kontinentalhang Sachalins und geringe IRD-Fluxraten an der Ostseite reflektieren den deutlichen West-Ostgradienten in der Meereisbedeckung, mit einer Meereisdrift im Westteil und größtenteils eisfreien Bedingungen vor Kamtschatka. Eine verstärkte westliche bzw. nordwestliche Meereisbedeckung dürfte ein abgeschwächtes nach Süden verlagerndes zyklonales Strömungssystem im Ochotskischen Meer verursachen. Markante  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Amplitudenschwankungen an den Kernen LV28-2, LV27-12, LV27-9 vor der SE-Küste Sachalins und der SW-Küste Kamtschatkas und ausgewiesene  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Minima (LV28-2, LV27-12) markieren wahrscheinlich regional begrenzte Fluß- und Schmelzwassereinträge (Kapitel 5.3.2) bzw. erhöhte Niederschläge im NW-pazifischen Raum, sowie Methanentgasungen im Ochotskischen Meer (Kapitel 5.2.3).

Landgeologische Untersuchungen an den nördlichen und östlichen Küstenregionen des Ochotskischen Meeres weisen auf Vergletscherungen während des späten Pleistozäns (ANANJEV et al., 1984; BRAITSEVA und MELEKESTSEV, 1974), wobei Gletschermassen während des Isotopenstadiums 4 die Küste E-Kamtschatkas erreichten (BRAITSEVA und MELEKESTSEV, 1974). Die spätpleistozäne Vereisungsgeschichte des nordostsibirischen Raumes unterscheidet sich deutlich zum europäischen Raum, da NE-Sibirien gekennzeichnet ist durch eine Verstärkung der Vergletscherung in den frühen Phasen des Spätpleistozäns (Stadium 4) gegenüber späteren Phasen (Stadium 2) (Abb. 32; VELICHKO 1987, 1992; ARKHIPOV et al. 1986; DENTON und HUGHES, 1981; ANANJEV et al., 1984; ANANJEV et al., 1993; ONO und NARUSE, 1997). Aufgrund von IRD-Zeitscheibenmustern und IRD-Akkumulationsraten scheint aber Eisbergeintrag nur im Stadium 6 eine besondere Rolle zu spielen.

Meereisschmelze und regional begrenzter Fluß- und Schmelzwassereintrag bzw. erhöhte Niederschläge unterbinden zum Großteil eine aktive Tiefenkonvektion. Als Anzeiger von Schwankungen in der Zwischenwasserdurchlüftung zeigen die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der epibenthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* am Kern LV28-2 an der SE-Küste Sachalins niedrige Werte im Stadium 4 an (TIEDEMANN et al., in Vorb.). Tiefenwasserbildungsprozesse scheinen nur lokal auf die nordwestlichen Schelfgebiete begrenzt zu sein.

Variationen in der Monsunaktivität, gekoppelt mit Meeresspiegelschwankungen und Methanpulsationen im Stadium 4, markieren diese vor allem meereisdominierte Zeitscheibe, die auch regional von Fluß- und Schmelzwassereinträgen geprägt ist (Abb. 32, Kapitel 5.3.2).

•Sauerstoffisotopenstadium 3 (57-24 ka)

Die IRD-Raten im Stadium 3 unterscheiden sich kaum von denen im Stadium 4. Maxima in den IRD-Akkumulationsraten im westlichen Teil bis weit an die Südspitze Sachalins und im zentralen Bereich des Ochotskischen Meeres weisen auf eine saisonal mobile Meereisbedeckung, mit einer nach Süden gerichteten Meereisdrift und einem ausgeprägten zyklonalen Wirbel im Zentrum des Ochotskischen Meeres (Abb. 31). Markante kurzzeitige Anstiege an eistransportiertem Material in den südlichen Kernen des Ochotskischen Meeres (LV28-2; Kapitel 5.3.2), reflektieren eine stark zeitlich und räumlich fluktuierende Meereisdecke. Gleichwohl verweisen mächtige Ablagerungen von vulkanischen Aschenlagen (K2, K3) über den Großteil des Ochotskischen Meeres auf eine über einen längeren Zeitraum im Stadium 3 zumindest saisonal offene Wasserfläche.

Geringe Anteile an planktischen Foraminiferen und ein hoher IRD-Flux deuten auf ein zum überwiegenden Teil meereisdominiertes Zeitintervall, in dem die Produktivitätsanstiege nur sehr gering und von kurzer Dauer sind (Kapitel 5.2.6). Eine ausgewiesene verstärkte Meereisbildung besonders im späten Stadium 3 bis an die Südspitze Sachalins, in Beziehung mit hohen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{Uv}}$ -Daten (Kapitel 5.2.3), weisen auf eine erhöhte Tiefenwasserbildung im Ochotskischen Meer („Brine-Formation“ während des Meereiszuwachses). Diese Vermutung findet in diesem Zeitraum ihre Bestätigung durch hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der epibenthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* im Kern LV28-2 vor der SE-Küste Sachalins (TIEDEMANN et al., in Vorb.).

Die starken Fluktuationen im IRD-Vorkommen (LV28-2) im mittleren Stadium 3 sind wahrscheinlich auf Veränderungen im atmosphärischen Zirkulationsmuster, im Wechsel zwischen NW- und SE-Monsun, zurückzuführen (Kapitel 5.3.2).  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Minima auf der südwestlichen Seite vor dem Kontinentalhang Sachalins weisen auf lokal begrenzte Fluß- und Schmelzwassereinflüsse in diesem Bereich des Ochotskischen Meeres (LV28-2). Planktische und benthische Isotopensignale zeigen einen deutlichen Gradienten in diesem Zeitraum auf (Kapitel 5.2.3), die darauf hindeuten, daß über weite Teile des Ochotskischen Meeres zu dieser Zeit eine stratifizierte Oberflächenwassermasse vorgelegen hat, infolge eines höheren Fluß- und Schmelzwassereintrages, Meereisschmelze bzw. erhöhten Niederschlägen.

Insgesamt ist das Stadium 3 mit dem steten Wechsel eisfreier Wasseroberflächen und saisonal fluktuierender Meereisbedeckung (im westlichen Bereich) und größtenteils eisfreien Bedingungen im östlichen Teil des Ochotskischen Meeres ein äußerst variabler, klimatisch sensibler Zeitraum.

## •Letztes glaziales Maximum (24-18 ka)

Das letzte glaziale Maximum (LGM) ist gekennzeichnet durch eine forcierte Meereisbildung, mit sehr hohen Einträgen an eistransportiertem Material in das Ochotskische Meer (Abb. 31). Der Kern LV27-4 an der NE-Küste Sachalins weist wie im Stadium 3 und 4 deutlich geringere IRD-Raten auf als die südlicher positionierten Kernstationen. Diese Nord-Süd-Umkehr in den IRD-Akkumulationsraten deutet möglicherweise auf eine besonders während des letzten Hochglazials zeitweise starre Meereisdecke im Ochotskischen Meer nördlich 55°N hin, welche es nicht erlaubte, daß sich große Mengen an eistransportiertem Material in diese Region absetzen konnten. Das Zentrum des saisonalen, mobilen Meereistransportes scheint sich zu diesem Zeitpunkt weiter nach Süden verlagert zu haben.

Am Kontinentalhang Sachalins weisen  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Minima (Kapitel 5.3.1) und IRD-Maxima auf eine auch zum größten Teil vorhandene sommerliche Meereisbedeckung hin. Die relativ niedrigen IRD-Akkumulationsraten im östlichen Teil des Ochotskischen Meeres unterstützen die aus Diatomeenuntersuchungen abgeleitete Annahme von SHIGA und KOIZUMI (2000), daß diese Bereiche für das letzte glaziale Maximum größtenteils eisfrei waren bzw. nur eine saisonal fluktuierende, mobile Meereisdecke vorgelegen hat. Markante IRD-Maxima im Zentrum des Ochotskischen Meeres verweisen auf ein, wenn auch vermindertes und weiter nach Süden reichendes, zyklonales Oberflächenzirkulationssystem. Die hohen IRD-Gehalte im Ochotskischen Meer während des letzten LGM unterscheiden sich deutlich von den anderen Glazialen und Interglazialen, welche die Vermutung nahe legen, daß im Ochotskischen Meer zu dieser Zeit zum Großteil eine weit ausgedehnte mobile Meereisdecke bestanden hat, die in diesem Ausmaß während des letzten Glazial/Interglazialzyklus nicht mehr erreicht wird.

Glazialer Meeresspiegelabfall (CHAPPEL und SHACKLETON, 1986), verstärkte atmosphärische Zirkulation (COHMAP, 1988), zunehmende Wintermonsunaktivität (WANG et al., 1999) und eine geringe Sommerinsolation zu dieser Zeit (BERGER und LOUTRE, 1991; Abb. 32) bewirken eine länger andauernde Meereisausbreitung mit größerer Bildungsrate und Volumen, sowie eine Erhöhung der Verwitterungsrate der anstehenden Gesteine auf den freiliegenden nördlichen Schelfen, infolge dessen es zu einem vermehrten Eintrag von eistransportiertem Material in das Sediment kommt. Erhöhter fluviatiler Eintrag durch den Amur kann aufgrund der postulierten kalten, trockenen klimatischen Bedingungen für das LGM ausgeschlossen werden (HOVAN et al., 1991; CLIMAP 1981, ANANJEV et al., 1993). Wahrscheinlich ist es, daß während des letzten glazialen Maximums auch Polynyas, wie sie auch heute im Ochotskischen Meer beobachtet werden (Kashevarov-Bank; MARTIN und KAWASE, 1998), eine größere Bedeutung haben, die so einerseits die Meereisbildung und auch Tiefenwasserbildungsprozesse forcieren könnten. Der glaziale Meeresspiegelabfall bewirkte gleichfalls, daß flache Schelfgebiete trockenfallen und so ein Einstrom wärmerer Wassermassen aus dem Japanischen Meer durch

die Soya-Straße (Abb.1,- Tiefe 55 m) verhindert wurde. Dieser abgeschnürte Wärmetransport begünstigte die Meereisbildung im Ochotskischen Meer (VOZOVIK, 1985).

Geringe Anteile an planktischen Foraminiferen weisen auf eine sehr geringe Produktivität im LGM (Kapitel 5.2.6; Anhang H2). Lichtlimitation und eine ansteigende vertikale Konvektion in der Wassersäule, infolge einer ausgedehnten über den Großteil des Jahres vorhandenen Meereisdecke und einer verstärkten atmosphärischen Zirkulation, sowie der geringe Amurflußeintrag, führen zu einer Nährstoffabreicherung in der Wasseroberfläche und folglich zu einer geringen Produktivität. Die zunehmende glaziale Meereisbildung spielt ebenfalls eine große Rolle für die Hydrologie des angrenzenden NW-Pazifiks. Aufgrund einer vermehrten Eisbildung im Ochotskischen Meer kommt es zu einer verstärkten Tiefenwassermassenbildung, wobei diese zu einer besseren Durchlüftung des nordpazifischen Zwischenwassermassenstockwerkes beiträgt (KEIGWIN, 1998; TIEDEMANN et al., in Vorb.).

Wenig bekannt ist die glaziale Vereisungsgeschichte des Ochotskischen Meeres. HUGHES (1995) und GROSSWALD und HUGHES (1998) vertreten die Ansicht, daß der nordpazifische Festlandsgürtel mit einer Eisdecke bedeckt war, wobei sich nach ihrer Meinung auch eine mächtige Eiskappe bis in das Ochotskische Meer erstreckte. Demgegenüber steht jedoch die Auffassung, daß Sibirien zu trocken war, um die Herausbildung einer Eiskappe zu ermöglichen (CLIMAP Project Members, 1981; VELICHKO et al., 1993; BIRYUKOV et al., 1988). Es gibt keine klaren Beweise, die für eine Eiskappe im LGM im ostsibirischen Raum sprechen, vielmehr deuten geomorphologische, paläo-ökologische und sedimentologische Untersuchungen auf zu großen Teilen eisfreies Gebiet (SHER, 1992, 1995; FARTYSHEV, 1993; NÜRNBERG et al., 1997).

Auch neuere Arbeiten stehen im strengen Kontrast zu dem postulierten Eisgürtel über den ganzen nördlichen Schelfgebieten von Svalbard bis zur Beringsee von GROSSWALD (1998). Seismische Erkundungen und landgeologische Aufnahmen zeigen, daß der nordeuropäische Eisgürtel während des LGM nur auf die Barentssee beschränkt war (SVENDSEN et al., 1999). Die meisten Autoren gehen davon aus, daß sich die Vereisung im LGM im ostsibirischen Raum nur auf einige Hochgebirgsgletscher vor allem auf Kamtschatka beschränkte, die nicht die trocken gelegten Schelfregionen zu dieser Zeit erreichten (BIRYUKOV et al., 1988; FRENZEL et al., 1992). Nach FLINT (1971), HOPKINS (1972) und FRENZEL et al. (1992) existierten auch kleine Gletscher an der Nordküste des Ochotskischen Meeres, die in ihrer Ausdehnung gegenüber den Hochgebirgsgletschern auf Kamtschatka nur eine untergeordnete Rolle spielen.

•Die Zeit um die Termination I und das Sauerstoffisotopenstadium 1 (ca. 18 ka-rezent)

Daß sich die Oberflächenzirkulationsmuster in der Übergangsperiode des letzten Glazial/Interglazials besonders schnell änderten, wird an den zeitlichen IRD-Fluktuationen zwischen 6000 und 18.000 J.v.h. (Termination I) deutlich (Kapitel 5.2.6, Abb. 31). Die IRD-Muster manifestieren die zeitlichen Fluktuationen der Meereisdecke in Richtung des nordwestlichen Schelfgebietes. Während noch vor ca. 18.000 J.v.h. eine für weite Teile des Ochotskischen Meeres mächtige Meereisbedeckung angenommen wird, erfolgten in der Termination I drastische Änderungen. Markante IRD-Maxima treten in der Termination I auf, die etwa zeitgleich mit den nordatlantischen Schmelzwasserereignissen  $I_A$  und  $I_B$  einhergehen (FAIRBANKS, 1989; Kapitel 5.2.6). Die IRD-Anstiege gehen größtenteils mit hohen Gehalten an planktischen Foraminiferen einher, welche auf klimatisch verbesserte Bedingungen zu dieser Zeit hindeuten.

Meeresspiegelanstieg und Insolutionsmaxima (Abb. 32) könnten ein Freisetzen von Gletschern bzw. eine erhöhte Zulieferung von terrigenem Material auf die Schelfgebiete von einer kleinräumigen kontinentalen Vergletscherung bewirken. Vor ca. 15.000 J.v.h. weisen am Kern LV28-2 hohe  $\delta^{13}C$ -Werte der epibenthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* (TIEDEMANN et al., in Vorb.) auf einen Tiefenwasserausstrom aus dem Ochotskischen Meer, der kompensiert wird durch einen Oberflächeneinstrom aus dem NW-Pazifik (Kamtschatkastrom), welcher so wahrscheinlich mit einem regional begrenzten Schmelzwasserzustrom aus der nordwestpazifischen Region einhergeht. Dafür sprechen die während der Termination I in den  $\delta^{18}O_{N.p.}$ -Werten hohen Gradienten in den Kernen vor den Kurilen (LV27-10), im Einstromgebiet der pazifischen Wassermassen (Kapitel 5.2.3).

Ein schneller Rückgang der Meereisbedeckung im Ochotskischen Meer markiert den Zeitraum zwischen 15.000 und 9000 J.v.h. (Kapitel 5.2.6). Dies stimmt mit anderen im Ochotskischen Meer durchgeführten sedimentologischen bzw. mikropaläontologischen Untersuchungen überein (SHIGA et al., 1997; GORBARENKO, 1996; TERNOIS et al. 2000). Während dieses Zeitraumes wird aufgrund verbesserter klimatischer Bedingungen (TERNOIS et al., in press) und des Rückzuges der Meereisdecke das zyklonale Oberflächenzirkulationssystem im Ochotskischen Meer forciert. Deutliche Gradienten zwischen dem Oberflächenwasser und Tiefenwasser werden durch die planktischen und benthischen Isotopensignale an verschiedenen Kernen im Ochotskischen Meer zu dieser Zeit angezeigt (Kapitel 5.2.3). Die hohe Süßwasserzufuhr aus Flußwasser- und z.T. Schmelzwassereintrag, Meereisschmelze, und erhöhte Niederschläge können zu einer stabilen Oberflächenschichtung führen, welche größtenteils eine aktive Tiefenkonvektion im Ochotskischen Meer unterbinden. Episodische Tiefenwasserbildungsprozesse sind wahrscheinlich nur an den nordwestlichen Schelfgebieten, die durch Meereis geprägt sind, zu erwarten.



Ab ca. 9000 J.v.h. weisen deutlich niedrigere IRD-Gehalte, erhöhte Anteile an planktischen Foraminiferen und Diatomeen auf bessere oberflächenhydrographische Bedingungen mit zum größten teils offenen Wasseroberflächen hin (Kapitel 5.2.6). Infolge ansteigender Sommerinsolation kommt es im Winter zu einer reduzierten Meereisbildung und ansteigender Meereisschmelze im Sommer. Um ca. 5000 J.v.h. weisen  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Daten am Kern LV28-4 vor dem Kontinentalhang Sachalins auf einem vermehrten Süßwassereintrag durch den Amur (Kapitel 5.3.1). Eine erhöhte Nährstoffzufuhr durch den Amur, geringere Meereisbedeckung, sowie eine besser stratifizierte Wassersäule bewirken eine ansteigende Produktivität im Oberflächenwasser. Im Holozän, in Zeiten mittlerer bis hoher Sommerinsolationswerte, dominiert so vor allem ein Sedimentregime, daß durch den Amurflußeintrag, einen markanten W-E-Gradienten in der Meereisbedeckung und hoher Produktivität geprägt ist, mit einem, ähnlich wie heute (Kapitel 5.1), zyklonalen ausgebildeten Zirkulationssystem (Abb. 31).

#### 5.4.2.2 Das Isotopenstadium 6

Im Stadium 6 spiegelt das IRD-Zeitscheibenmuster im Vergleich zu den anderen Isotopenstadien ein völlig neues Bild wider, was auf andere Eintragsmechanismen des terrigenen Materials schließen läßt (Abb. 31). Deutliche IRD-Maxima vor dem Kontinentalhang Kamtschatkas und geringere IRD-Gehalte östlich von Sachalin lassen eine Umkehr im für den letzten glazial/interglazial Zyklus typischen Meereismuster erkennen. Im zentralen und östlichen Bereich des Ochotskischen Meeres treten im Vergleich zum letzten LGM um Faktor 4 bis 6 höhere IRD-Akkumulationsraten auf (Kapitel 5.2.6). Scharfe Gradienten in den IRD-Akkumulationsraten kennzeichnen diesen engbegrenzten Raum, die einerseits topographisch (1000 m Linie) und andererseits südlich durch einströmende pazifische Wassermassen in ihrer Ausdehnung begrenzt zu scheinen sind. Gleichfalls ist das Stadium 6 von markanten  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ - und  $\delta^{13}\text{C}_{\text{N.p.}}$ -Minima gekennzeichnet, die auf extreme Änderungen in der Oberflächenwasserhydrographie hinweisen (Kapitel 5.2.3).

Relativ hohe Gehalte an planktischen Foraminiferen in den warmen Stadien 6.3 und 6.5 im Kern LV28-41 aus den zentralen Bereich des Ochotskischen Meeres sind Indizien für lokal zumindest saisonal eisfreie Wasserflächen. Hohe Anteile an benthischen Foraminiferen im Stadium 6.5 in dieser Region (LV28-41; Anhang H2), die unter anderem auf eine sehr gute Durchlüftung der Tiefenwässer und ausreichenden Nährstoffeintrag schließen lassen, weisen gleichfalls auf zumindest saisonal offene Wasseroberflächen. Desweiteren sind im Stadium 6.3 hohe Gehalte an Kieselschwämmen am Kern LV28-42 zu verzeichnen (Anhang H2), die auf gut durchlüftetes Bodenwasser hindeuten. Episodische Tiefenwassererneuerung kann für die meereisdominierte nordwestliche Region, sowie für die zentralöstliche Region (LV28-42) angenommen werden. Dieses zeitweilige Szenario kann unterbrochen werden durch eine stabile geringsaline Oberflächenwasserschicht aus schmelzenden Eisbergen im östlichen Teil des Ochotskischen Meeres, worauf  $\delta^{18}\text{O}_{\text{N.p.}}$ -Daten (LV28-41) besonders im Stadium 6.5 hinweisen (Kapitel 5.2.3).

Verstärkter Meereistransport, der auf der östlichen Seite des Ochotskischen Meeres zu diesen um Faktor 2-6 höheren IRD-Raten im Vergleich zum NW-Bereich (LV28-34, LV27-4) führt, ist eher auszuschließen, da sich die „Küche“ der Meereisbildung nicht vor dem Kontinentallhang Kamtschatkas verlagern dürfte. Desweiteren wurde für das LGM über den Großteil des Ochotskischen Meeres eine sehr weitreichende Meereisdecke postuliert. Die IRD-Raten weisen aber im zentralen und östlichen Bereich des Ochotskischen Meeres deutlich geringere IRD-Werte im Vergleich zum Stadium 6 auf (Kapitel 5.2.6, Abb. 31). Eine Möglichkeit, das lokal begrenzte IRD-Maximum zu erklären, ist Eisbergtransport. Grundvoraussetzung hierfür ist die Vergletscherung des Hinterlandes. Die Vergletscherungen im NE-sibirischen Raum besitzen nach ARCHIPOV et al. (1984) im Mittleren Pleistozän einen alpinen Charakter. Eiskappen und Gebirgsgletscher in die um das Ochotskische Meer angrenzenden nordöstlichen Kolyma- und Korjak-Gebirge werden hierfür postuliert. Nach Auffassung von ARKHIPOV et al. (1986) ist davon auszugehen, daß Gletschermassen die Küstenregionen erreichten. Um der Frage der pleistozänen Vereisungsgeschichte auf Kamtschatka nachzugehen, wurden neuere Untersuchungen von ZECH et al. (1996, 1997) durchgeführt. In Übereinstimmung mit ARKHIPOV et al. (1986) postulieren die Autoren für die mächtigen küstennahen Moränen auf Kamtschatka mittelpleistozänes Alter und verweisen auf eine stärker vorhandene Vergletscherung zu dieser Zeit als zu späteren Phasen des Pleistozäns, wobei Gletschermassen zu dieser Zeit bis in das Ochotskische Meer hinabgereicht haben sollen.

Das Stadium 6 wird in der Literatur auch als „superglazial“ bezeichnet (CROWLEY und NORTH, 1991), in dem eine Ausdehnung der Polarfront im NW-Pazifik weiter nach Süden für diesen Zeitraum postuliert wird (THOMPSON und SHACKLETON, 1980; THOMPSON 1981; KENT et al., 1971). Hohe IRD-Werte im Stadium 6 sind auch für das gesamte Europäische Nordmeer, den durch die Transpolar drift belieferten Bereichen der Framstraße und des Arktischen Ozeans ein typisches Signal (BIRGISDOTTIR, 1991; HENRICH, 1992; GOLDSCHMIDT, 1994; SPIELHAGEN und THIEDE, 1994; KUBISCH, 1992). Markante Erosionen am Lomonosov-Rücken im Arktischen Ozean, die nur durch Eisbergtransport verursacht werden können, werden stratigraphisch dem Ende des Sauerstoffisotopenstadiums 6 (ca. 150.000 Jahre) zugeordnet (POLYAK et al., 2001), die so zeitlich sehr nahe den hohen IRD-Flux im Stadium 6 des Ochotskischen Meeres stehen.

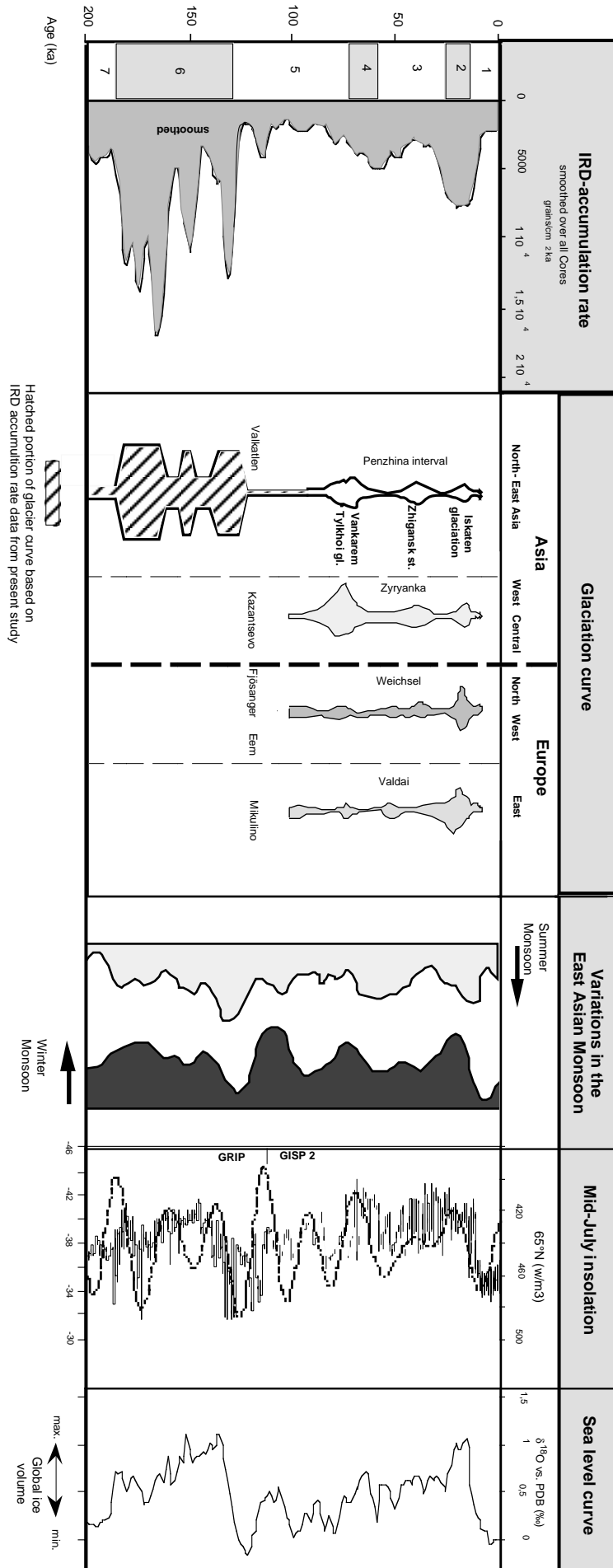
Aus welcher Richtung könnten die postulierten Gletschervorstöße im Stadium 6 in das Ochotskische Meer kommen? Ein Vorhandensein lokaler Vergletscherungen wird von verschiedenen Autoren für die Halbinsel Kamtschatka und die nördlichen Hochgebirgsregionen des Ochotskischen Meeres angenommen. VELICHKO (1993) geht davon aus, daß während des letzten glazialen Maximums sich Gletscher aus Nordosten in Richtung des Schelfrandes der Shelikov-Bucht bewegten (Abb. 31). Infolge dessen, für das Mittelpleistozän eine stärkere Vergletscherung der nordöstlichen Region des Ochotskische Meeres gegenüber dem LGM

angenommen wird (ARKHIPOV et al., 1986), ist es sehr wahrscheinlich, daß aus dieser Richtung, neben der W- bzw. SW-Küste Kamtschatkas (ZECH et al., 1997), zu dieser Zeit der Eintrag von Eisbergen in das Ochotskische Meer erfolgte. Aus glazialen und glaziofluvialen Ablagerungen im Bereich der Shelikov-Bucht schlußfolgerten BONDARENKO (1931) und UDINTSEV (1957), daß Gletscher aus den umliegenden Bergmassiven in das Ochotskische Meer geflossen sein müssen. Auch GROSSWALD und HUGHES (1998) postulierten aus den geomorphologischen Zeugnissen im Bereich der Shelikov-Bucht und des Tinro-Beckens (Abb.1) Moränenzüge und Schmelzwasserkanäle, die so auf einen vermehrten Gletschereintrag aus nordöstlicher Richtung deuten, welche sie aber zeitlich spätpleistozänem Alter zuordneten. Die lithologische Zusammensetzung von eistransportiertem Schutt im NW-Pazifik und deren Verteilungsmuster deuten gleichfalls nach CONOLLY und EWING (1970), McKELVEY et al. (1995) und JOHN und KRISSEK (1999) auf eine intensive Vergletscherung Kamtschatkas während der pleistozänen Vereisungsphasen.

Diese Aussagen werden unterstützt, durch das IRD-Verteilungsmuster im Stadium 6, welches mit einem steilen Gradienten auf einen nordöstlich, aus Richtung der Shelikov-Bucht, bzw. östlich bis südöstlich, aus Richtung der W-SW-Küste Kamtschatkas, gerichteten Eisbergtransport deuten (Abb. 31). Desweiteren treten an der Termination II am Kern LV28-44 und im Stadium 6 am Kern LV28-42 markante Maxima an eistransportierten dunklen Mineralen (Hornblende, Pyroxene) auf (Anhang H2), die auf Abtragungsgebiete Kamtschatkas und des nordöstlichen Festlandes hinweisen, welche vorwiegend aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut sind (DOLGINOW und KROPATSCHJOW, 1994; PARFENOV et al., 1993; GEOLOGICAL WORLD ATLAS, 1976).

---

Abb. 32 (nächste Seite): Zusammenfassende Darstellung der verschiedenen festländischen europäischen und asiatischen spätpleistozänen Vereisungsphasen (FRENZEL, B., PESCI, M., VELICHKO, A.A., 1992), der Sommer-Insolation (BERGER und LOUTRE, 1991); den GISP 2- (GROOTES und STUIVER, 1997) und GRIP- Eiskern (DANSGAARD et al., 1993), den relativen Meeresspiegelschwankungen nach VOGELSSANG (1990), den Variationen des "East Asia Monsoon" (WANG, 1999), im Vergleich mit den IRD-Akkumulationsraten aus dem Ochotskischen Meer.



## 6. Schlußfolgerungen

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen im Ochotskischen Meer lassen nachstehende Schlußfolgerungen zu:

- Die generelle Sedimentzusammensetzung für die letzten ca. 350 ka wird dominiert durch den Eintrag von terrigen-siliziklastischem Material. Dieses monotone Muster des terrigenen Sedimenteintrages wird von Produktivitätsereignissen unterbrochen, die das Ende der Eiszeit-Terminationen I, II, III und IV kennzeichnen.
- Die Paläo-Umweltbedingungen im Bereich des Ochotskischen Meeres reagieren rasch auf globale Klimaveränderungen. Die spätpleistozänen Klimaschwankungen drücken sich durch Wechselwirkungen von Meeresspiegel- und Insolationsschwankungen, Gletscherausdehnung, Wechsel im atmosphärischen Zirkulationssystem, und Änderungen in der Meereisbedeckung aus.
- Die Untersuchungen von Sedimentkernen aus dem Ochotskischen Meer zeigen deutliche Unterschiede in den Akkumulationsraten verschiedener sedimentologischer Parameter. Insbesondere weisen die IRD-Akkumulationsraten im letzten Glazial/Interglazialzyklus deutliche Unterschiede auf. So können zwei Regime festgestellt werden: einerseits dominiert auf der westlichen Seite vor dem Kontinentalhang Sachalins enormer Meereis- und Flußtransport, dagegen ist die östliche Seite geprägt durch zum größtenteils eisfreie Verhältnisse und den Einstrom pazifischer Wassermassen. Die Variationen in der Meereisbedeckung sind dabei eng gekoppelt an Veränderungen im atmosphärischen Zirkulationssystem, wie z.B. die Lage der Hochdruck- und Tiefdruckzellen wie dem „Aleuten-Tief“ und „Sibirischen Hoch“ zueinander und der daraus ableitenden Monsunaktivität.
- Das Eisdriftmuster während der letzten ca. 200.000 Jahre belegt ein konstant existierendes mehr oder weniger stark ausgebildetes zyklonales Oberflächenzirkulationssystem. Bezüglich der Strömung und der Eisbedeckung stellt der zyklonale Ochotskische Wirbel während dieses Zeitabschnittes ein relativ „stabiles“ paläozeanographisches Element dar.
- Der hohe IRD-Flux und die IRD-Verteilungsmuster im Sauerstoffisotopenstadium 6 belegen eine weitaus größere Vergletscherung der angrenzenden Umgebung zu dieser Zeit als in den Stadien 4 und 2. Während dieser Kaltphase reichten die Gletscher wahrscheinlich bis an die Küste bzw. bis an den Schelfrand (NE-Sibirien und/bzw. W-SW-Kamtschatka), von wo aus

mit Sediment beladene Eisberge die zentral-östliche Seite des Ochotskischen Meeres erreichen konnten.

• Mittels einer Multiparameter Untersuchung lassen sich für das Ochotskische Meer folgende Szenarien erstellen (Abb. 33):

a) letztes glaziales Maximum (LGM) - ist gekennzeichnet durch Sommerinsolationsminima, Meeresspiegelabfall, geringe kontinentale Vergletscherung, starke Meereisbedeckung über weite Gebiete des Ochotskischen Meeres, geringe Produktivität, geringe Sedimentationsraten, Methanventing- und Tiefenwasserbildungsprozesse.

b) Interglazial (Stadium 1 und Stadium 5.5) - ist geprägt durch hohe Sommerinsolation, Meeresspiegelanstieg, keine signifikante Vergletscherung des Hinterlandes, hohen Amurfluß- und geringen Schmelzwassereintrag, räumlich begrenzte und saisonal wechselnde Meereisbedeckung, hohe Produktivität, hohe Sedimentationsraten und episodische Tiefenwasserbildungsprozesse.

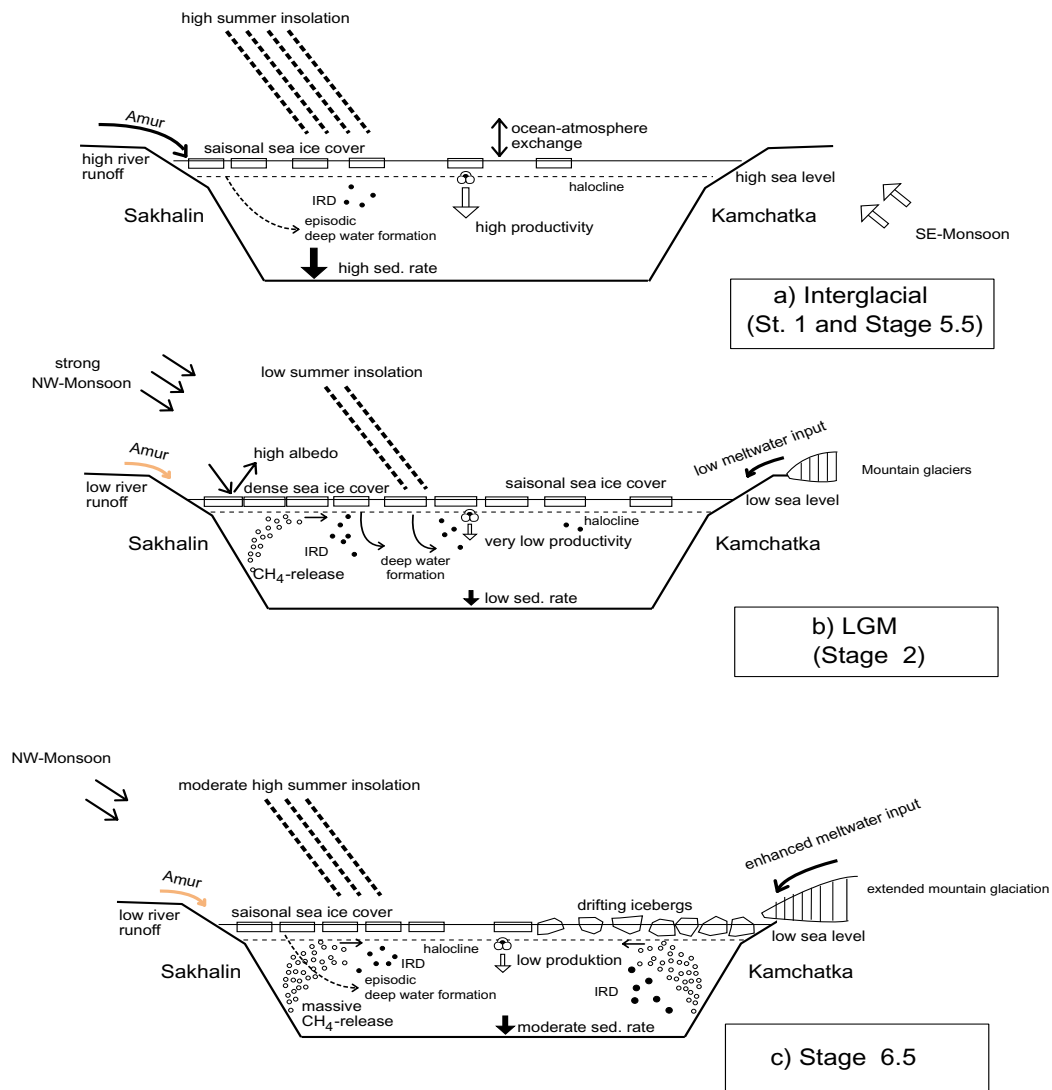


Abb. 33: Modelle für die verschiedenen klimatischen Situationen im Ochotskischen Meer während der letzten ca. 200.000 Jahre.

c) Stadium 6.5 - Sommerinsolationsmaxima, Meeresspiegelabfall, starke kontinentale Vergletscherung, jährlich fluktuierende Meereisdecke im Westteil und Eisbergeintrag im Ostteil des Ochotskischen Meeres, moderate Produktivität, massive Methanventingerscheinungen und Schmelzwassereintrag, episodische Tiefenwasserbildungsprozesse.

- Im Sauerstoffisotopenstadium 3 treten an verschiedenen Kernen des Ochotskischen Meeres kurzfristige Variationen an verschiedenen Parametern auf, die auf eine Zyklizität dieser Ereignisse hindeuten. Diese suborbitalen Schwankungen im Ochotskischen Meer stehen in enger Beziehung zu den globalen kurzfristigen klimatischen Wechseln, die in den grönländischen Eiskernen als Dansgaard-Oeschger Zyklen (DANSGAARD et al., 1993) und in verschiedenen marinen Sedimentkernen des Nordatlantiks als Heinrich-Ereignisse (HEINRICH, 1988) und Bond-Zyklen (BOND et al., 1993) beschrieben wurden. Die suborbitalen Variationen der verschiedenen Umweltparameter dokumentieren einen direkten „link“ zwischen den klimatischen Fluktuationen im Bereich des Ochotskischen Meeres zu den zeitgleich auftretenden Klimavariationen im N-Atlantik und weisen so auf die hohe Sensibilität des Ochotskischen Meeres auf die globalen klimatischen Ereignisse.
- Hohe Sedimentationsraten am Sachalinhang ermöglichen hochauflösende zeitliche Einblicke in die holozäne Klimageschichte. Im Holozän zeichnet sich ab ca. 9000 Jahre ein Umschwung von einem meereisdominierten zu einem größtenteils flußdomiertem Regime ab. Besonders ab 5000 Jahren kommt es zu einer Intensivierung des Amurflusseintrages. Ein saisonaler Meereisrückzug, forciert durch eine ansteigende Sommerinsolation, sowie eine erhöhte Nährstoffzufuhr durch den Amur, bewirken eine stark erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser ab dieser Zeit.





## 7. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K., Coachman, L.K. und Greisman, P. 1975. Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 80, 3821-3827.
- Agatova, A.I., Dafner, E.V., Sapozhnikov, V.V., Torgunova, N.I. und Ukolova, T.K. 1996. Investigations of dissolved and suspended organic matter distribution in the Sea of Okhotsk. *Oceanology* 36(6), 808-815.
- Alderman, S.E. 1996. Planktonic foraminifera in the Sea of Okhotsk: Population and stable isotopic analysis from a sediment trap. MS Science Thesis, WHOI, Massachusetts, 99 S.
- Alfultis, M.A. und Martin, S. 1987. Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes, 1978-1982. *J. Geophys. Res.* 92, 13013-13209.
- Ananjev, G.S., Ananjeva, E.G. und Pakhomov, A.Ju. 1984. Quaternary glaciation of the east Priokhotja. In: Bespaluj, V.G. (ed.). Pleistocene glaciation of the eastern Asia. Far eastern Branch of Academy Nauk of the SSSR, Magadan, 43-56.
- Ananjev, G.S., Glushkova, O.Yu. und Kolpakova, V.V. 1993. Stratigraphy and paleogeography of Northeast Asia at Late Pleistocene. In: Velichko, A.A. (ed.). Evolution of landscapes and climate of the Northern Eurasia. Late Pleistocene-Holocene elements of prognosis, Nauka, Moscow, 59-61.
- Aota, M. und Uematsu, E. 1989. The study on the polar ocean and the Sea of Okhotsk. *J. Geogr.* 98 (5), 70-82.
- Arkipov, S.A., Bepaly, V.G., Faustova, M.A., Glushkova, O.Yu., Isaeva, L.L. und Velichko, A.A. 1986. Ice sheet reconstruction. In: Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere, *Quaternary Science Reviews*, 475-483.
- Arnold, E., Merrill, J., Leinen, M. und King, J. 1998. The effect of source area and atmospheric transport on mineral aerosol collected over the North Pacific Ocean. *Global and Planetary Change* 18, 137-159.
- Arzhanova, N.V. und Naletova, I.A. 1999. Hydrochemical structure, mesoscale eddies, and primary production in the northern part of the Sea of Okhotsk. *Oceanology* 39(5), 675-682.
- Barranco, F.T., Balsam, W.L. und Deaton, B.C. 1989. Quantitative reassessment of brick red lutites: evidence from reflectance spectrophotometry. *Marine Geology* 89, 299-314.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. und Lancelot, Y. 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunshes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 91-108.

- Bauch, D., Erlenkeuser, H., Winckler, G., Pavlova, G. und Thiede, J. in press. Carbon isotopes and habitat of polar planktic foraminifera in the Okhotsk Sea: The "Carbonate ion effect" under natural conditions. *Marine Micropaleontology*.
- Bayer, R. und Winckler, G. 1999. Edelgas- und Isotopenuntersuchungen im Bereich des Ochotskischen Meeres. KOMEX - Zwischenbericht, 19-27.
- Behl, R.J. und Kennett, J.P. 1996. Brief interstadial events in the Santa Barbara Basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature* 379, 243-246.
- Berger, W.H. und Heath, G.R. 1968. Vertical mixing in pelagic sediments. *J. Marine Research* 2, 134-143.
- Berger, A. und Loutre, M.F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Biebow, N. und Hütten, E. 1999. KOMEX cruise reports: KOMEX I und II: RV Professor Gagarinsky Cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 28 - GEOMAR Report 82, 188 S.
- Biebow, N., Lüdemann, T., Karp, B. und Kulinich, R. 2000. KOMEX cruise reports: KOMEX V und VI: RV Professor Gagarinsky Cruise 26, MV Marshal Gelovany Cruise 1.- GEOMAR Report 88, 296 S.
- Birgisdottir, L. 1991. Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Islandsee in den letzten 550.000 Jahren. *Ber. Sonderforschungsber.* 313, 34, 1-112.
- Biryukov, V.Y., Faustova, M.A., Kapli, P.A., Pavlidis, Y.A., Romanova, E.A. und Velichko, A.A. 1988. The paleogeography of Arctic shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. et al.*, in press. 68, 117-125.
- Bohrmann, G. 1988. Zur Sedimentation von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeere. *ODP Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647* DERMANAUCH et al., in press. *ODP Bulletin* 8, 1-221.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. und Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147.
- Bondarenko, B.V. 1931. Report on a geomorphologic reconnaissance of the Penzhina Region in the summer of 1930. *Zemlevedeniye* 33 (3-4), 222-282.
- Bordowskiy, O.K. 1965. Sources of organic matter in marine basins. *Marine Geology* 3, 5-31.
- Braitseva, O.A. und Melekestsev, I.V. 1974. Quaternary glaciation. In: Luchitskiy, I.B. (ed.). *Kamchatka, Kuril and Komandor Islands*, Nauka, Moscow, 426-438.

- Broecker, W.S. und Van Donk, J. 1970. Insolation changes, ice volumes, and the  $\delta^{18}\text{O}$  record in deep-sea cores. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 8, 169-198.
- Broecker, W.S. und Peng, T.H. 1982. *Tracers in the Sea*. ELDIGIO Press, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University. Palisades, New York, 690 S.
- Broerse, A.T.C., Ziveri, P. und Honjo, S. 2000. Coccolithophore ( $-\text{CaCO}_3$ ) flux in the Sea of Okhotsk: seasonality, settling and alteration processes. *Marine Micropaleontology* 39, 179-200.
- Bychkov, A.S., Pavlova, G.Yu., Tishchenko, P. Ya und Salyuk, A. 1994. Hydrochemical parameters and the carbonate system, Karin Ridge Area. In: Hein, J.R., Bychkov, A.S und Gibbs, A.E. (eds.). *Data and Results from R.V.Alexander Vinogradov Cruises 91-AV-19/1, North Pacific Hydrochemistry Transect; 91-AV-19/2, North Equatorial Pacific Karin Ridge Fe-Mn-Crust Studies; and 91-AV-19/4, Northwest Pacific and Bering Sea Sediment Geochemistry and Paleoceanographic Studies*.
- Cavaliere, D.J. und Parkinson, C.L. 1987. On the relationship between atmospheric circulation and the fluctuations in the sea ice extents of the Bering and Okhotsk Seas. *J. Geophys. Res.*, 92, 7141-7162.
- Chappel, J. und Shackleton, N.J. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137-140.
- Charles, C.D. und Fairbanks, R.D. 1990. Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of southern ocean surface water. In: Bleil, U. und Thiede, J (eds.). *Geological history of polar oceans: Arctic versus Antarctic*. NATO ASI Series, C 308, 519-538; Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- CLIMAP Project Members 1981. *Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum*. Boulder, Geological Society of America, Map Chart Series.
- COHMAP Members 1988. Climatic changes of the last 18.000 years: Observations and model simulations.. *Science* 241, 1043-1052.
- Conolly, J.R. und Ewing, M. 1970. Ice-rafted detritus in Northwest Pacific deep-sea sediments. In: Hays, J.D. (ed.), *Geological Investigations of the North Pacific*. *Geol. Soc. Am.*, 126, 219-231.
- Craig, H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correlation factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochem. Cosmochim. Acta* 12, 133-149.
- Craig, H. und Gordon, L.I. (1965). Isotopic oceanography: Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. *Symposium on marine geochemistry*. Proc. Sympos. Univ. University of Rhode Island Press, Kingston, RI.
- Cranston, R.E., Ginsburg, G.D., Soloviev, V.A. und Lorenson, T.D. 1994. Gas venting and hydrate deposits in the Okhotsk Sea. *Bull. Soc. Denmark* 41, 80-85.

- Crowley, T.J. und North, G.R. (eds.) 1991. *Correlation of the last glacial period*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No.16, Oxford Univ. Press, Oxford, New York, 339 S.
- Dansgaard, W., Johnson, S.J., Claussen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, D., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. und Bond, G. 1993. Evidence of general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.
- Dafner, E., Obzhairov, A. und Vereshzhagina, O. 1998. Distribution of methane in waters of the Okhotsk and western Bering Seas, and the area of the Kuril Islands. *Hydrobiologia* 362, 93-101.
- Denton, G.H. und Hughes, T.J. 1981. The Arctic Ice Sheet: An outrageous hypothesis. In: G.H. Denton and T.H. Hughes (eds.). *The Last Great Ice Sheets*, Wiley Interscience, NY, 437-467.
- Dodimead, A.J., Favorite, F. und Hirano, T. 1963. Salmon of the North Pacific Ocean II - Review of oceanography for the subarctic Pacific region. *Intern. North Pacific Fish. Com., Bulletin*, 13, 195 p.
- Dolginow, J. und Kropatschjow, S. (eds.) 1994. *Abriß der Geologie Rußlande und angrenzender Staaten*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Duce, R.A., Liss, P.S., Merrill, J.T., Atlas, E.L., Baut-Menard, P., Hicks, B.B., Miller, J.M., Prospero, J.M., Arimoto, R., Church, T.M., Ellis, W.G., Galloway, J.N., Hansen, L., Jickelts, T.P., Knap, A.H., Reinhardt, K.H., Schneider, B., Soudine, A., Tokos, J.J., Tsunogai, S., Wollast, R. und Zhou, M. 1991. The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 5(3), 193-259.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M. und Hندی, C.H. (1984).  $^{13}\text{C}$  record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quaternary Research* 21, 225-243.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L.D., Oppo, D. und Kallel, N. 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography* 3, 317-341.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642.
- Fartyshev, A.I. 1993. *Cryolithozone of the Laptev Sea*. Moscow, Nauka, 156 S.
- Favorite, F., Dodimead, A.J. und Nasu, K. 1976. *Oceanography of the Subarctic Pacific region, 1960-1971*. Bull. International North Pacific Fisheries Commission, 33, Tokyo.
- Flint, R.F. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley, New York, 892rS.

- Freeland, H.J., Bychkov, A.S., Whitney, F., Taylor, C., Wong, C.S. und Yurasov, G.I. 1998. WOCE section P1W in the Sea of Okhotsk, 1. Oceanographic data description. *J. Geophys. Res.* 103 (C8), 15.613-15.623.
- Frenzel, B., Pesci, M. und Velichko, A.A. (eds.) 1992. Atlas of Paleoclimate and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene - Holocene. Geogr. Res. Inst., Hungarian Academy of Science., Budapest, Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, Jena, New York, 153 S.
- Geological World Atlas 1/10 000 000, 1976. Unesco and Commission for the Geological Map of the World, Paris.
- Gingele, F.X., Schmieder, F., Von Dobeneck, T. und Petschnik, R. 1999. Terrigenous flux in the Rio Grande Rise area during the past 1500 ka: evidence of deepwater advection or rapid response to continental rainfall patterns? *Paleoceanography* 14, 84-95.
- Ginsburg, G.D., Soloviev, V.A., Cranston, R.E., Lorenson, T.D. und Kvenvolden, K.A. 1993. Gas hydrates from continental slope offshore from Sakhalin Island, Okhotsk Sea. *Geo-Mar. Lett.* 13, 41-48.
- Gnibidenko, H.S. und Svarichevsky, A.S. 1984. Tectonic of the south Okhotsk deep-sea basin. *Tectonophysics* 102, 225-244.
- Gnibidenko, H.S. 1985. The Sea of Okhotsk-Kuril Islands Ridge and Kuril-Kamchatka Trench. In: A.E.M. Nairn, F.G. Stehli und Uyeda, K. (eds.). *The Ocean Basins and Margins, Vol. 7A, The Pacific Ocean*, N.Y. Plenum Press, 337-418.
- Asia.climate of the Northern ice-rafting history in the Norwegian-Eurasia. the effect of source area and at and primary cycles. reduction in the northern part of Pavlo, 444-450.
- Gorbarenko, S.A. 1991a). Stratigraphie of late Quaternary sediments in Seas of Japan and Okhotsk and their paleoceanological conditions. In: Harding, J.L. (ed.). *The INQUAA International Symposium and correlation of Quaternary deposits of the Asian and Pacific Regions*, 11-24.
- Gorbarenko, S.A. 1991b). Stratigraphy of the upper Quaternary sediments from the central part of the Okhotsk Sea and its paleoceanology by the isotopic-oxygen method data and other methods. *Oceanology* 31, 1036-1042 (in Russisch).
- Gorbarenko, S.A. 1996. Stable isotope and lithologic evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the northwestern Pacific and its marginal seas. *Quaternary Research* 46, 230-250.
- Gorbarenko, S.A., Chekhovskaya, M.P. und Southon, J.R. 1998. Paleoenvironment of the central part Okhotsk Sea during last glaciation-Holocene. *Oceanology* 38, 305-308 (in Russisch).

- Gorbarenko, S., Nuernberg, D., Derkachev, A.N., Asthakov, A.S. und Kaiser, A. in Vorb. Magnetostratigraphy, Lithostratigraphy and Tephrochronology of Okhotsk Sea sediments for the last 100 ka.
- Grobe, H. 1986. Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. Berichte zur Polarforschung 27, 121 S.
- Groote, P.M. und Stuiver, M. 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with  $10^3$  to  $10^5$  -year time resolution. J. Geophys. Res., 102, 26455-26470.
- Grosswald, M.G. und Hughes, T.H. 1998. Evidence for Quaternary glaciation of the Sea of Okhotsk. In: Horie, S. (ed.). International Project on Paleoclimatology and Late Cenozoic Climate (IPPCCE) Newsletter 2, 3-25.
- Grosswald, M.G. 1998. Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia. Quaternary International 45/46, 3-18.
- Groves, D.G. und Nunt, L.M. 1980. The Ocean World Encyclopedia. McGraw-Hill, New York, 443 pp.
- Hedges, J.I., Clark, W.A., Quay, P.D., Richey, J.E., Devol, A.H. und Santos, U. De. 1986. Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. Limnol. Oceanogr. 31, 717-738.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. Quaternary Research 29, 142-152.
- Hendy, I.L. und Kennett, J.P. 2000. Dansgaard-Oeschger cycles and the California Current System: Planktonic foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, Ocean Drilling Program Hole 893A. Paleoceanography 15(1), 30-42.
- Henrich, R. 1986. A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation. Geol. Rundschau 75 (3), 805-827.
- Henrich, R., Wolf, T., Bohrmann, G. und Thiede, J. 1989. Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse fraction composition in sediments from the Vöring Plateau - ODP Leg 104 Drillsites.- In: Eldholm, O., Thiede, J. und Taylor E. et al. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 104, 77-188.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. und Thiede, J. 1989. Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. Marine Geology 86, 283-319.
- Henrich, R. 1990. Cycles, rhythms, and events in Quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits. In: Bleil, U. und Thiede, J. (eds.). Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Serie C, Vol. 308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht), 213-244.

- Henrich, R. 1992. Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimentflüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent. Unveröff. Habil.- Schrift, Univ. Kiel, 345S.
- Hopkins, D.M. 1972. The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic time. *Inter-Nord* 12, 121-150.
- Hovan, S.A., Rea, D.K. und Pisias, N.G. 1991. Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in Northwest Pacific sediments. *Paleoceanography* 6 (3), 349-370.
- Hughes, T.J 1995. A search for marine ice sheets in Pleistocene Beringia. In: Simakov, K.V (ed.). *Proceedings of the International Conf. on Arctic Margins, Magadan, Russia, Sept. 1994*, 81-94.
- Igarashi, Y., Sagayama, T., Higake, T. und Fukuda, M. 2000. Late Quaternary environmental change in Central and North Sakhalin, Russia. *J. Geography* 109(2), 165-173
- Jansen, E. 1989. The use of stable oxygen and carbon isotope stratigraphy as a dating tool. *Quaternary International* 1, 151-166.
- Johannessen, T. 1987. Resente planktoniske foraminiferer fra GIN-havet de siste 15000 ar. Unpubl. Masters Thesis, Univ. Bergen.
- Johannessen, T., Jansen, E., Flatoy, A. und Ravelo. A.C. 1994. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian Seas. In: Zahn, R., Pedersen, T.F, Kaminski, M.A. and Labeyrie, L. (eds.). *Carbon cycling in the glacial ocean: constraints on the ocean's role in global change*, NATO ASI Series, Vol I. 117, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 61- 86.
- John, K.F. und Kriesek, L.A. 1999. Regional patterns of Pleistocene ice-rafted debris flux in the North Pacific. *Paleoceanography*, 14 (5), 653-662.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. und Steffensen, J.P. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359, 311-313.
- Jones, G. and Ruddiman, W.F. 1982. Assessing the global meltwater spike. *Quaternary Research* 17, 148-172.
- Kalinin, E.N. und Trusov, P.A. 1995. Mezoscale variability of ice drift on the north-eastern shelf of Sakhalin. *Proc. 10th Int. Symp. Okhotsk Sea & Sea Ice*, 5-8. Feb. 1995, Mombetsu, Japan, 186-191.
- Keigwin, L.D. 1987. North Pacific deep water formation during the latest glaciation. *Nature* 330, 362-364.

- Keigwin, L.D., Jones, G.A. und Froelich, P.N. 1992. A 15.000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far northwestern Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 111, 425-440.
- Keigwin, L.D. und Gorbarenko, S.A. 1992. Sea Level, Surface Salinity of the Japan Sea, and the Younger Dryas Event in the Northwestern Pacific Ocean. *Quaternary Research* 37, 346-360.
- Keigwin, L.D. 1998. Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific. *Paleoceanography* 13 (4), 323-339.
- Kennett, J.P. 1981. Marine tephrochronology. In: Emiliani, C. (ed.). *The oceanic lithosphere. The Sea*, 7, 1373-1436; John Wiley & Sons, New York.
- Kennett, J.P., Cannariato, K.G, Hendy, I.L. und Behl, R.J. 2000. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary interstadials. *Science* 288, 128-133.
- Kent, D., Opdyke, N.D und Ewing, M. 1971. Climate change in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climatic indicator. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 2741-2754.
- Kiefer, T., Sarnthein, M., Erlenkeuser, Grootes, P.M. und Roberts, A.P. 2001. North Pacific response to millennial-scale changes in ocean circulation over the last 60 kyr. *Paleoceanography* 16(2), 179-189.
- Kirby, M.E., Domack, E.W. und McClennen, C.E. 1998. Magnetic stratigraphy and sedimentology of Holocene glacial marine deposits in the Palmer Deep, Bellingshausen Sea, Antarctica: implication for climate change? *Marine Geology* 152 (4), 247-259.
- Kirsten, E., John, K.S., und Kriisek, L.A. 1999. Regional patterns of Pleistocene ice-rafted debris flux in the North Pacific. *Paleoceanography* 14(5), 653-662.
- Kitani, K. 1973. An oceanographic study of the Okhotsk Sea.- Particularly in regard to cold waters. *Bull. Far Seas Fish. Res. Lab.* 9, 45-75.
- Koblentz-Mishke, O.J., Volkovinsky, V.V. und Kabanova, J.G. 1970. Plankton primary production of the world ocean. In: Wooster, W. (ed.). *Scientific exploration of the South Pacific*, National Academy of Science, 183-193.
- Korotky, A.M., Pletnev, S.P., Pushkar, V.S., Grebennikova, T.A., Raszhigaeva, N.T., Sahabgareeva, E.D. und Mohova; L.M. 1988. Development of Natural Environment of the Southern Soviet Far East (Late Pleistocene-Holocene). Nauka, Moscow, 240 S. (in Russisch).
- Kotilainen, A.T. und Shackleton, N.J. 1995. Rapid climate variability in the North Pacific Ocean during the past 95.000 years. *Nature* 377, 323-326.



- Kowalik, Z. and Polyakov, I. 1998. Tides in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.* 28 (7), 1389-1409.
- Kroopnick, P.M. 1985. The distribution of  $\Sigma^{13}\text{C}$  of  $\text{CO}_2$  in the world ocean. *Deep-Sea Research A* 32, 57-84.
- Kubisch, M 1992. Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. *GEOMAR Report* 16, 1-100.
- Kurashina, S., Nishida, K. und Nakabayashi, S. 1967. On the open water in the southeastern part of the frozen Okhotsk Sea and the currents through the Kuril Islands. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.* 23 (2), 57-62.
- Kurnosov, V.B. und Murdmaa, I.O. 1978. Clay minerals in recent sediments of the Sea of Okhotsk. *Oceanology* 18 (4), 442-447.
- Küster, F.W. und Thiel, A. 1982. *Rechentafeln für die chemische Analytik*. De Gruyter, Berlin.
- Kvenvolden, K., Lilley, M.D., Lorenson, T.D., Barnes, P.W. und Mc. Laughlin, E. 1993. The Beaufort Sea continental shelf as a seasonal source of atmospheric methane. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2459-2462.
- Kvenvolden, K. 1995. A review of the geochemistry of methane in natural gas hydrates. *Org. Geochem.* 23, (11-12), 997-1008.
- Lammers, S., Suess, E., Mantsurov, M.N. und Anikiev, V.V. 1995. Variations of atmospheric methane supply from the Sea of Okhotsk induced by the seasonal ice cover. *Global Biogeochem. Cycles* 9(3), 351-358.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, London, 1-193.
- Leonov, A.V.S. 1997. Transformation and organogenic substances and rates of production-destruction processes in the ecosystem of the the Sea of Okhotsk. *Oceanology* 37(1), 62-74.
- Lipps, J.H. and Warme, J.E. 1966. Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk Sea. *Contribution of the Cushman Foundation to Foraminiferal Research*, Vol.17, (4), 125-134.
- Lund, D.C. und Mix, A.C. 1998. Millennial-scale deep water oscillations: Reflections of the North Atlantic in the deep Pacific from 10 to 60 ka. *Paleoceanography* 13(1), 10-19.
- Lutaenko, K.A. 1993. Climatic optimum during the Holocene and the distribution of warm-water mollusk in the Sea of Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 102, 273-281.
- Lynch-Stieglitz, J., Stocker, T.F., Broecker, W.S. und Fairbanks, R.G. 1995. The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of ocean carbon: Observations and modelling. *Global Biogeochem. Cycles* 9 (4), 653-665.

- Martin, S. und Kawase, M. 1998. The southern flux of sea ice in the Tatarskiy Strait, Japan Sea and the generation of the Liman Current. *J. Marine Research* 56, 141-155.
- Maslin, M., Bruns, S., Erlenkeuser, H. und Hohnemann, C. 1997. Stable isotope records from Sites 932 and 933. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A. und Petersen, L.C. (eds.). *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results* 155, 305-318.
- Matsushima, Y. und Ohshima, K. 1974. Littoral molluscan fauna of the Holocene climatic optimum (5000-6000 y. B.P) in Japan. *Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)* 13, 135-159 (in Japanese).
- McKelvey, B.C., Chen, W. und Arculus, R. J. 1995. Provenance of Pliocene-Pleistocene ice-rafted debris, Leg 145, Northern Pacific Ocean. In: Rea, D.K., Basov, L.A., Scholl, D.W. und Allen, J.F (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 145, 195-203.
- Mix, A.C. und Ruddiman, W.F. 1985. Structure and timing of the last deglaciation: Oxygen-isotope evidence. *Quat. Science Reviews* 4, 59-108.
- Mochizuki, S., Aota, M., Takatsuka, T. und Truskov, P. 1995. Tracing of ice floe in the Sea of Okhotsk by satellite-tracked drifters, *Proc. 10th Intl. Symp. Okhotsk Sea & Sea Ice*, 5-8.Feb. 1995, Mombetsu, Japan, 192-197.
- Mordasova, N.V. 1997. Some peculiarities of chorophyll distribution in the Sea of Okhotsk.- *Oceanology* 37(4), 484-491.
- Morley, J.J., Heusser, L.E. und Shackleton, N.J. 1991. Late Pleistocene/Holocene radiolarian and pollen records from sediments in the Sea of Okhotsk. *Paleoceanography* 6, 121-131.
- Moroshkin, K.V. 1966. New scheme of the surface Okhotsk Sea currents. *Oceanology* 1(4), 641-643 (in Russisch).
- Müller, P.J. 1977. C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 765-776.
- Nagao, S. und Nakashima, S. 1992. The factors controlling vertical color variations of North Atlantic Madeira Abyssal Plain sediments. *Marine Geology* 109, 83-94.
- NASA, Nimbus 7, 1980, [http://www.nsidc.colorado.edu/NASA/GUIDE/GSFC/animations/antarctic\\_sea\\_ice.gif](http://www.nsidc.colorado.edu/NASA/GUIDE/GSFC/animations/antarctic_sea_ice.gif)
- Nowaczyk, N.R. 1991. Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. *Ber. Polarforsch.* 78, 1-187.
- Nowaczyk, N.R., Brück, L. und Gaedicke, C. 1991. Magnetostratigraphie und magnetische Suszeptibilität. *Ber. Polarforsch.* 80, 87-94.

- Nürnberg, D., Baranov, B.V. und Karp, B.J. 1997. GREGORY cruise report: RV Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 27. GEOMAR Report 60, 69 S.
- Nürnberg, D., Fütterer, D.K., Niessen, F., Nørgaard-Pedersen, N., Schubert, C.J., Spielhagen, R.F. und Wahsner, M. 1997. The depositional environment of the Laptev Sea continental margin: Preliminary results from the R/V Polarstern ARK IX-4 cruise. *Polar Research* 14 (1), 43-53.
- Obayashi, Y. et al. 2001. Spatial and temporal variabilities of phytoplankton community structure in the northern North Pacific as determined by phytoplankton pigments. *Deep-Sea Research A* (48), 439-469.
- Obzhairov, A.I. 1992. Gasgeochemical manifestations of gas hydrates in the Sea of Okhotsk. *Alaska Geol.* 21, 1-7.
- Ogi, T., Musiaka, K., Matsuyama, H. und Masuda, K. 1995. Global atmospheric water balance and runoff from large river basins. *Hydrological Processes* 9, 655-678.
- Ohtani, K. und Nagata, Y. 1990. The role of the Okhotsk Sea on the formation of the Oyashio water. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 28, 881.
- Ono, Y. und Naruse, T. 1997. Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese Island during Isotope Stages 2 and 4. *Quaternary International* 37, 45-54.
- Ono, Y., Naruse, T., Ikeya, M., Kohno, H. und Toyoda, S. 1998. Origin and derived courses of eolian dust quartz deposited during marine isotope stage 2 in East Asia, suggested by ESR signal intensity. *Global and Planetary Change* 18, 129-135.
- Parfenov, L.M., Naptapov, L.M., Sokolov, S.D. und Tsukanov, N.V. 1993. Terrane analysis and accretion in North-East Asia. *The Island Arc* 2, 35-54.
- Parkinson, C.L. und Gratz, A.J. 1983. On the seasonal sea ice cover of the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.* 88, 2793-2802.
- Paull, C.K. und Ussler III, W. 1991. Is the extent of glaciation limited by marine gas-hydrates? *Geophysical Research Letters* 18 (3), 432-434.
- Pedersen, U. in Vorb.. Holocene vegetation change and Amur River run-off based on analysis of Po
- Berger, A. und Loutre, M.F. 1991. Insolation values for the climate of the last
- Peng, T.H., Broecker, W.S. und Berger, W.H. 1979. Rates of benthic mixing in deep-sea sediments as determined by radio-active tracers. *Quaternary Research* 11, 141-149.
- Polyak, L., Edwards, M.H., Coakley, B.J. und Jakobsson, M. 2001. Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms. *Nature* 410, 453-457.

- Polyakov, I. und Martin, S. 2000. Interaction of the Okhotsk Sea diurnal tides with the Kashevarov Bank polynya. *J. Geophys. Res.* 105 (C2), 3281-3294.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H. und Richards, F.A. 1963. The influence of organisms on the composition of sea-water. In: Hill, M.N. (ed.). *The Sea*. Vol. 2, 26-77, John Willey & Sons, New York.
- Reid, J.L., 1965. Intermediate waters of the Pacific Ocean. *John Hopkins Oceanogr. Studies*, 2, 85 pp. The John Hopkins Press, Baltimore.
- Riser, S.C., 1990. Sources of North Pacific Intermediate Water from the Sea of Japan and Sea of Okhotsk. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 28, 881.
- Rogachev, K.A. 2000. Recent variability in the Pacific western subarctic boundary currents and Sea of Okhotsk. *Progress in Oceanography* 47, 299-336.
- Ruddiman, W.F. und McIntyre, A. 1981. Oceanic mechanisms for amplification of the 23.000-year ice-volume cycle. *Science* 212, 617-627.
- Saidova, Kh., M. 1957. The quantitative distribution of foraminifera in the Sea of Okhotsk. *Doklady Akad.Nauk SSR* 114, 1302-1305.
- Sakaguchi, Y. 1992. Cooling of Hokkaido around 9000 BP caused by permafrost meltwater burst. *Univ. Tokyo Bull. Dept. Geogr.* 24, 1-6.
- Sancetta, K., 1981. Oceanographic and ecologic significance of diatoms in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas. *Deep-Sea Res. I* (28), 789-817.
- Sancetta, C. und Silvestri, S.M., 1986. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms. *Paleoceanography* 1 (2), 163-180.
- Sancetta, C. 1992. Primary production in the glacial North Atlantic and North Pacific oceans. *Nature* 360, 249-251.
- Sapozhnikov, V.V et al. 1999. Principal features of spatial distribution of organic and inorganic nutrient compounds in the Sea of Okhotsk. *Oceanology* 39(2): 198-204.
- Sarnthein, M. 1971. Oberflächensedimente im Persischen Golf und dem Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraction. "Meteor" Forsch. Erg., Reihe C5, 1-113.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.C. und Fontugne, M.R. 1988. Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO<sub>2</sub> reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21.000 years. *Paleoceanography* 3, (3), 361-399.
- Savostin, L., Zonenshain, L. und Baranov, B. 1983. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk. *Geodyn. Ser.* 11, 189-221.

- SeaWiFS-Projekt, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE, [http://www.seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS/IMAGES/SEAWIFS\\_GALLERY.html](http://www.seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS/IMAGES/SEAWIFS_GALLERY.html)
- Shackleton, N.J. 1967. Oxygen isotopes analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature* 215, 15-17.
- Shackleton, N.J. 1977. Carbon-13 in *Uvigerina*: Tropical rain-forest history and the Equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: Anderson, N.R. und A. Malahoff (eds.). *The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*, pp. 401-427, Plenum Press, New York.
- Shackleton, N.J. und Pisias, N.G. 1985. Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. In: Sundquist, E.T. und Broecker, W.S. (eds.). *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*. Geophys. Monogr. Ser. 32, 303-317, Washington (American Geophysical Union).
- Sher, A.V. 1992. Biota and climate in Arctic Northeast Siberia during the Pleistocene/Holocene transition. In: *The 22nd Arctic Workshop, March 5-7, 125-127*, Boulder.
- Sher, A. 1995. Is there any real evidence for a huge shelf ice sheet in East Siberia? *Quaternary International* 28, 39-40.
- Shiga, K., Fukusawa, H. und Koizumi, I. 1997. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 22 ky. *The Earth Monthly* 16, 703-708.
- Shiga, K. und Koizumi, I. 2000. Latest Quaternary oceanographic changes in the Okhotsk Sea based on diatom records. *Marine Micropaleontology* 38, 91-117.
- Shuntov, V.P. et al., 1998. Recent Condition of Plankton and Nekton Communities in the Epipelagic Zone of the Sakhalin-Kuril Region. *Russian Journal of Marine Biology* 24(3), 161-169.
- Sigman, D., Keigwin, L.D., Altabet, M.A. und McCorkle, D. 1993. The nitrogen isotopic analysis of a deglacial productivity event in the western Subarctic Pacific (Abstract). *EOS Trans. AGU* 74 (16), Spring Meet. Suppl., 185.
- Sorokin, Y.I. und Sorokin, P.Y. 1999. Production in the Sea of Okhotsk. *Journal of Plankton Research* 21(2), 201-230.
- Southon, J.R., Kashgarian, M. und Gorbarenko, S. 1993. *Calcite Dissolution and the Radiocarbon Age of Pre-Bomb Surface Water in North Pacific Coastal Region*, Washington: Am. Geophys. Union, 198 S.
- Spielhagen, R.F. und Thiede, J. 1994. Late Quaternary changes in the Arctic ocean ice-cover. *Ber. Polarforsch.* 144, 101-105.
- Stuiver, M. und Reimer, P.J. 1993. Extended <sup>14</sup>C data base and revised CALIB 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program. In: Stuiver, M., Long, A. and Kra, R.S. (eds.). *Calibration 1993, Radiocarbon* 35(1), 215-230.

- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. und Spurk, M. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24.000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1085.
- Suess, E., Bayer, R. und Lammers, S. 2001. Mehrjährige Erfassung des Methanhaushaltes und beteiligter Komponenten im Ochotskischen Meer. KOMEX-Abschlußbericht, 2-12.
- Svendsen, J.I., Astakhov, V.I., Bolshiyarov, D.Yu., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Gataullin, V., Hjort, C., Hubberten, H.W., Larsen, E., Mangerud, J., Melles, M., Möller, P., Saarnisto, M. und 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.
- Tada, R. und Irino, T. 1999. Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, 14 (2), 236-247.
- Takizawa, T. 1982. Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *Journal of the Oceanographical Society of Japan* 38, 281-292.
- Talley, L.D., 1991. An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific. *Deep-Sea Res. Suppl.* 1A, 38, 171-190.
- Talley, L.D. und Nagata, M.Y. 1995. The Okhotsk Sea and Oyashio Region. *Inst. of Ocean Sci., Sidney, B.C., Canada: 227 S.*
- Ternois, Y., Kawamura, K., Okhouchi, N. und Keigwin, L. 2000. Alkenone sea surface temperature in the Okhotsk Sea for the last 15 kyr. *Geochemical Journal* 34, 283-293.
- Ternois, Y., Kawamura, K., Keigwin, L., Ohkouchi, N. und Nakatsuka, T. in press. A biomarker approach for assessing marine and terrigenous inputs to the sediments of Sea of Okhotsk for the last 27.000 years. Submitted to *Geochim. Cosmochim. Acta*
- Thiede, J., Suess, E. und Müller, P.J. 1982. Late Quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor of the northwest African continental slope. In: v. Rad, U. et al. (eds.). *Geology of the northwest African continental margin*, Springer Verlag, Berlin, 605-631.
- Thiede, J., Diesen, G.W., Knudsen, B.E. und Snåre, T. 1986. Patterns of Cenozoic sedimentation in Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geology* 69, 323-352.
- Thompson, P.R. und Shackleton, N.J. 1980. North Pacific palaeoceanography: Late Quaternary coiling variations of planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. *Nature* 287, 829-833.
- Thompson, P.R. 1981. Planktonic foraminifera in the western North Pacific during the past 150.000 years: comparison on modern and fossil assemblages. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 35, 241-279.

- Tiedemann, R. und Haug, G.H. 1995. Astronomical calibration of cycle stratigraphy for Site 882 in the northwest Pacific. In: Rea, D.K., Basov, I.A., Scholl, D.W. and Allen, J.F. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 145, 283-292.
- Udintsev, G.B. 1957a). The topography of the Okhotsk Sea bottom. Geological Investigations in the Far-Eastern Seas, Moscow, Izd. Akad. Nauk SSSR, 3-76 (in Russisch).
- Udintzev, G.B. 1957b). Bottom topography of the Okhotsk Sea. Tr. Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR 22, 3-76 (in Russisch).
- Velichko, A.A. 1987. Present-day state of development of the concept of ice-sheets. Izvestiya AN SSSR, Geogr. Ser. 3, 21-34 (in Russisch).
- Velichko, A.A. 1989. The relationship of the climatic changes in the high and low latitudes of the Earth during the Late Pleistocene and Holocene. In: Velichko, A.A et al. (ed.). Paleoclimates and Glaciation in the Pleistocene, Nauka Press, Moscow, 5-19.
- Velichko, A.A. und Klimanov, V.A. 1990. Climatic zonality of the northern hemisphere 5 or 6 thousand years B.P. Proc. USSR Acad. Sci., Geogr. Ser. 5, 38-52 (in Russisch).
- Velichko, A.A. (ed.). 1993. Climate and landscape evolution in Northern Eurasia. The Late Pleistocene and Holocene (in Russisch), Moskva, Nauka.
- Verado, J.D., Froelich, N.P. und Mc Intyre, A. 1990. Dertermination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyser. Deep-Sea Res. Suppl. I, 37 (1), 157-165.
- Vogelsang, E. 1990. Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, 23, 136S.
- Vorren, T.O., Hald, M. und Thomsen E. 1984. Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. Marine Geology 57, 229-257.
- Vozovik, Yu.I. 1985. Paleoglaciology of the northern part of the Pacific Ocean during the Late Pleistocene. Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy 52, 130-134, Winston und Sons.
- Wadachi, K. 1987. Encyclopedia of Oceanography. Tokyodo Publishing Co., Tokyo, 589 S.
- Wakatsuchi, M. und Martin, S. 1990. Satellite observations of the ice cover of the Kuril basin region of the Okhotsk Sea and ist relation to the regional oceanography. J. Geophys. Res. 95(C8), 13393-13410.
- Wefer, G. 1985. Die Verteilung stabiler Isotope in Kalkschalen mariner Organismen. Geol. Jb., A 82, 1-112.
- Winckler, G. und Bayer, R., 1999. Edelgas- und Isotopenuntersuchungen im Bereich des Ochotskischen Meeres. KOMEX-Zwischenbericht, 19-27.

- Winckler, G. 2000. Tracer oceanographic aspects of the Sea of Okhotsk- Kuril Arc System, Moscow, 2000.
- Wolf, T.C.W. 1991. Paläo-ozanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81).- GEOMAR Report 5, 1-92.
- Wong, C.S., Matear, R.J., Freeland, H.J., Whitney, F.A. und. Bychkov, A.S. 1998. WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk, 2. CFCs and the formation rate of intermediate water. J. Geophys. Res. 103 (C8), 15.625-15.642.
- Yang, J.H und Susumu, S. 1996. Modelling the near-freezing dichothermal layer in the Sea of Okhotsk and its interannual variations. J. Geophys. Res. 101 (C7), 16421-16433.
- Yasuoka, T., 1967. Hydrography in the Okhotsk Sea. Oceanogr. Mag. 198 (7), 61-72.
- Zahn, R., Winn, K. und Sarnthein, M. 1986. Benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*. Paleoceanography 1(1), 27-42.
- Zech, W., Bäumlner, R., Savoskul, O. und Sauer, G. 1996. Zur Problematik der pleistozänen und holozänen Vergletscherung Süd-Kamtschatkas - erste Ergebnisse bodengeographischer Untersuchungen. Eiszeitalter und Gegenwart 46, 132-143.
- Zech, W., Bäumlner, R., Savoskul, O., Braitseva, O.A. und Melekestsev, J. 1997. Evidence of Middle Pleistocene glaciation in SW-Kamtschatka. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 33 (1), 15-20.
- Zenkevitch, L. 1963. Biology of the Seas of the U.S.S.R. Interscience, New York, N.Y., 955 S.
- Zonenshain, L.P., Murdmaa, I.O., Baranov, B.V., Koznetsov, A.P., Kurin, V.S., Barash, M.S., Valyashirv, G.M. und Demiral, M. 1987. An underwater gas source in the Sea of Okhotsk west of Paramushir Island. Oceanology 27(5), 598-602.



## 8. Danksagung

Mein Dank für die interessante Fragestellung und für die Betreuung dieser Arbeit gilt Prof. Dr. Jörn Thiede (Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven), Dr. Dirk Nürnberg (Geomar, Kiel) und Dr. Ralf Tiedemann (Geomar, Kiel).

Allen Kolleginnen und Kollegen aus der Abteilung Paläozeanologie insbesondere der KOMEX-Arbeitsgruppe danke ich für die gute Zusammenarbeit und anregenden Diskussionen.

Den Besatzungen der RV Professor Gagarinsky und RV Akademik M. A. Lavrentyev, sowie allen russischen Wissenschaftlern, die an diesen Ausfahrten mit teilgenommen haben, gilt mein besonderer Dank.

Bei Dirk Reese möchte ich mich für die Betreuung bei der Analyse der stabilen Isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ;  $\delta^{13}\text{C}$ ) bedanken.

Desweiteren danke ich den Mitarbeitern des Leibniz-Labor, besonders Herrn Prof. Dr. Pieter Grootes, für die AMS  $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

Hans Otto Schneider danke ich für die tage- und nächtelange Unterstützung an der Mikrosonde und am Rasterelektronenmikroskop.

Mein Dank gilt auch Bettina Domeyer für die Messungen am C/N-Analysator.

Für die Sedimentaufbereitung und Pickarbeiten bedanke ich mich bei: Rainhard, Natasja, Nina, Nadine, Sven, Tatjana, Hinack und Manfred, die sehr gute Arbeit geleistet haben.

Besonders möchte ich mich bei meinen Kolleginnen, Kollegen und Freunden Elena Stangeew, Silke Steph, Arne Sturm, Anja Wolf, Rainhard Koszdon und Natasja Brughmans für ihre Hilfe und für das immer „offene Ohr“ bedanken.

Meinen Eltern und meinem Bruder danke ich ganz herzlich für ihre Unterstützung. Ohne sie wäre es nicht möglich gewesen, diese Arbeit abzuschließen.