

2945

666

Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel	Nr. 40	S. 1 - 108	1.5.1993
--	--------	------------	----------

Nr. 40

**Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer -
ihre Bedeutung für die paläo-ozeanographische Interpretation
während der letzten 600.000 Jahre**

Henning Bauch



GLIEDERUNG	Seite
Zusammenfassung	
Abstract	
1. EINLEITUNG	1
1.1 Einführung	1
1.2 Zielsetzung	2
2. ARBEITSGEBIET	3
2.1 Hydrographie	3
3. GRUNDLAGEN	7
3.1 Verbreitungsmuster planktischer Foraminiferen	7
3.2 Stratigraphisch-ozeanologischer Überblick	8
3.3 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen in Foraminiferen	9
4. METHODIK	11
4.1 Probenmaterial	11
4.2 Stratigraphische Grundlagen	12
4.3 Probenbearbeitung	13
4.3.1 Qualitative Analyse	13
4.3.2 Statistische Quantifizierung	15
4.3.3 Fehlerbetrachtung	16
4.4 Biometrische Analyse	17
4.4.1 Fehlerbetrachtung	18
4.5 Qualitative Analyse unabhängiger Parameter	19
4.6 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenmessungen	19
5. ERGEBNISSE	20
5.1 Faunenzusammensetzung	20
5.1.1 Artenliste und ökologische Anmerkungen	20
5.2 Stratigraphische Verteilung planktischer Foraminiferen seit dem letzten Glazial	26
5.3 Größenveränderungen von Foraminiferen	35
5.4 Isotopenzusammensetzung subpolarer Arten	39
5.5 Foraminiferen in den Sedimenten während der O-Isotopenstadien 3-15	40
5.6 Herausragende Faunenereignisse während glazial/interglazialer Übergänge	50
5.6.1 Untersuchungen an der Termination II, III, und Stadium 15	51
6. STRATIGRAPHIE	55
6.1 Zeitliche Einstufung und Sedimentationsraten während Isotopenstadium 1 und 2	55
6.2 Zeitliche Einstufung und Sedimentationsraten während Isotopenstadium 3-15	58
6.3 Foraminiferenflux- und Akkumulationsraten im Europäischen Nordmeer	60
7. GLAZIAL/INTERGLAZIALE FAUNENZUSAMMENSETZUNG ALS AUSDRUCK OZEANOLOGISCHER VERÄNDERUNGEN	63
7.1 Spät- und postglaziale Zusammenhänge von Fauna und Zirkulationssystem	63
7.1.1 Termination IA (ca. 14.00-12.300 J.v.h.)	63
7.1.2 Termination IB (bis ca. 9.000 J.v.h.)	64
7.1.3 Jüngere Dryas- ein erkennbares Ereignis?	65
7.1.4 Biometrie und Isotopen als Klimaindikatoren	67
7.1.5 Faunale und ozeanologische Entwicklung nach Termination IB	70
7.2 Foraminiferen als Anzeiger für Wassermassen	70

7.3 Die Bedeutung der Foraminiferenfauna während signifikanter Abschmelzphasen	74
7.4 Faunen- und Zirkulationsveränderungen während der letzten 600.000 Jahre	82
7.5 <i>G. quinqueloba</i> als Klimaindikator- nur ein Ausdruck veränderter Lösungsprozesse?	90
8. SCHLUßFOLGERUNGEN	92
LITERATUR	96
Dank	
Anhang	

ZUSAMMENFASSUNG

Quantitative und biometrische Untersuchungen an planktischen Foraminiferen sowie die Bestimmung der Artenzusammensetzung ihrer Gemeinschaft wurden an Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer durchgeführt. Die Ergebnisse wurden für die zeitliche und räumliche Konstruktion der paläo-ozeanographischen Entwicklung herangezogen. Mithilfe der O-Isotopenstratigraphie konnten die Veränderungen von Verbreitungsmuster einzelner Arten und ihre Beziehung zu spezifischen Wassermassen erkannt werden. Die Fluktuationen der Faunenzusammensetzung sind dabei primär eine Reaktion auf veränderte Lebensbedingungen, wobei subpolare und polare Arten in Abhängigkeit zum Einfluß einströmender atlantischer Wassermassen und dem daraus entstehenden Zirkulationssystem stehen.

Die Konzentrationen der subpolaren Art *Globigerina quinqueloba* zeigen besonders nach dem letzten und vorletzten Glazial eine gute Übereinstimmung mit der klimatischen Entwicklung, wie sie durch die O-Isotopen beschrieben wird. Ihr maximales Auftreten korrespondiert exakt mit den interglazialen Klimaoptima. Während dieser Phasen zeigt sie eine weite Verbreitung und ihr bevorzugtes Wassermassen-Habitat liegt im Bereich der gut durchmischten Arktischen Front. In kälteren Interglazialabschnitten ist sie dagegen überhaupt nicht oder nur geringfügig vertreten. Neben *G. quinqueloba* sind auch andere häufigere Subpolararten wie *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata* und *Globigerinita uvula* prinzipiell auf interglaziale Maxima beschränkt. Die Verbreitung von *G. bulloides* bezieht sich jedoch nur auf den 'wärmeren' Einflußbereich des Norwegenstroms (Atlantische Domäne), wogegen *G. glutinata* und *G. uvula* im gesamten Untersuchungsgebiet auftreten. Weitere Subpolararten sind nur in geringen Anteilen an der Faunenzusammensetzung beteiligt und wurden, da sie hauptsächlich im südlicheren Teil des Europäischen Nordmeeres vorkommen, durch nordatlantisches Wasser eingedrftet.

Eine lateral ausgedehnte Verbreitung der atlantischen Art *Beella megastoma* konnte für die Abschmelzphasen der Termination II, III und für das Stadium 15 belegt werden, wobei als Ursache ein 'pulsartiges' Einströmen von atlantischem Zwischenwasser angenommen werden kann. Dieser Prozeß, der zumindest in Termination II zeittransgressiven Charakter aufweist, war ein kurzzeitiges ozeanologisches Phänomen, das durch die Etablierung des jeweils nachfolgenden interglazialen Zirkulationssystems beendet wurde.

Detaillierte biometrische Analysen von *G. quinqueloba*, die über den letzten glazial/interglazialen Wechsel bis in die jüngsten Sedimente durchgeführt wurden, beweisen eine systematische 'Klimaabhängigkeit', die sich in kleineren Gehäusen während kälterer Phasen und größeren Gehäusen im Klimaoptimum ausdrückt. Qualitative Abschätzungen an Teilfraktionen zeigen, daß dieses auch auf ältere Stadien übertragbar ist. Besonders in den Stadien 7, 9, 11 und 13 herrschte demnach nicht die interglaziale Stabilität des Strömungssystems vor, wie sie für das Stadium 5.51 und das Holozän erkennbar ist.

Untersuchungen an zwei Teilfraktionen ergaben eine Größendifferenzierung von *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral in zwei prinzipielle Phänotypen: *N. pachyderma* (125-250µm) bevorzugt im interglazialen Maximum (Stadium 5.51 und Holozän) ein Wassermassen-Habitat im Bereich der kalten Polaren Front. Daher müssen für die Stadien 7, 9 und 11 für den östlichen Raum des Europäischen Nordmeeres aufgrund der extrem hohen Konzentrationen dieses Phänotyps ähnliche ozeanologische Voraussetzungen angenommen werden. *N. pachyderma* (250-500µm) zeigt hingegen im Interglazial erhöhte Konzentrationen in Gebieten mit wechselhaften Bedingungen (vermehrte Eisdrift, Schmelzwasser, saisonale Gegensätze). Diese Verhältnisse lassen sich demnach auch für die Zeit während der Stadien 6.5, Ende von 6.2, 5.4-5.1 und für den östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres auch für das Stadium 2 postulieren.

N. pachyderma dextral zeigt demgegenüber keine deutlichen größenabhängigen Unterschiede. Obwohl sie auch in glazialen Abschnitten mit geringen Faunenanteilen vorhanden ist, beweist sie im Interglazial eine starke Anbindung an die Wassermassen des Norwegenstroms.

Die Untersuchungen von Fauna, stabilen O/C-Isotopen, zeitliches Ein- bzw. Aussetzen von eistransportiertem Material sowie die stratigraphische Position der Vedde Asche zeigen, daß die interglaziale Entwicklung mit dem Auftreten von *G. quinqueloba* nach dem letzten Glazial schon frühzeitig (ca. 12.000 J.v.h.) im Süd-Westen des Europäischen Nordmeeres einsetzt. Das kurzfristige thermale Ereignis, die Jüngere Dryas, wird in den O-Isotopen anhand von *N. pachyderma* sinistral nicht sicher überliefert. Das stratigraphische Aussetzen von eistransportiertem Material deutlich oberhalb der Vedde Asche läßt vermuten, daß entweder die Jüngere Dryas oder aber die Termination IB einen zweigeteilten Charakter aufweist. Im zentralen und nördlichen Teil des Europäischen Nordmeeres zeigt *G. quinqueloba* erst deutlich nach der Termination IB ein vermehrtes Auftreten, das vor ca. 6.000 J.v.h. ein vorläufiges Maximum erreichte. Danach wurde ein steter Rückgang in den

Konzentrationen der Subpolarfauna beobachtet. Eine dem Stadium 5.4 klimatisch analoge Situation mit eistransportiertem Material ist jedoch in keinem der Sedimentkerne mit jüngsten Oberflächen erreicht.

ABSTRACT

Quantitative and biometric analyses of planktic foraminifers and identification of fossil assemblages were carried out on sediment cores from the Norwegian-Greenland Sea. The results were used to reconstruct the spatial and temporal palaeo-oceanographic evolution of this area. Based on O-isotopic stratigraphy, changes of the lateral distribution of important species and their relation to distinct water masses are recognized. Fluctuations of the subpolar/polar foraminiferal assemblage are due to environmental variability that is primarily governed by the influence of Atlantic Water and its resulting circulation pattern.

Test concentrations of the subpolar form *Globigerina quinqueloba* agree well with the climatic evolution as is described by O-isotopes especially for the time after the last and penultimate glacial periods. Maximum abundances are always in correspondence with major interglacial optima. During these times, *G. quinqueloba* is widely distributed in the NGS, but the well-mixed water masses of the Arctic Front appear to be the preferred environment. In cooler interglacial times, this form is either present only in small quantities or absent. Besides *G. quinqueloba*, other abundant subpolar forms such as *G. bulloides*, *G. glutinata*, and *G. uvula* are closely tied to interglacial maxima. Whereas *G. bulloides* seems to be confined to the 'warmer' area of the Norwegian Current (Atlantic Domain), *G. glutinata* and *G. uvula* are found in the entire study area. Additional subpolar species show extremely low abundances and occur mainly in the southern part of the Norwegian-Greenland Sea. Their presence is most likely due to transportation by North Atlantic Water.

During meltwater phases of Termination I, II, and stage 15 the Atlantic foraminifer *Beella megastoma* is widely observed. The occurrences are possibly a result of pulses of Atlantic Intermediate Water incursions which (especially the event during Termination II) appear to be time-transgressive. In all cases, this oceanological phenomenon is always of short duration and terminates once interglacial circulation patterns are established.

Detailed biometric analyses of *G. quinqueloba* across the last glacial/interglacial transition and in younger sediments give evidence of a systematic 'size-dependence' to climatic changes. Smaller tests appear during cooler time intervals whereas larger shells dominate during the phase of climatic optimum. Estimate on different size-fractions reveal that this relation may also apply to older stages. Accordingly, a stable interglacial circulation system such as in stage 5.51 and the Holocene did not prevail during stages 7, 9, 11, and 13.

Two size-fractions can be used to distinguish between two principal phenotypes of the polar species *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral: During interglacial maxima (stage 5.51 and Holocene) *N. pachyderma* (125-250 μ m) exhibits a preferred habitat in relatively cold Polar Front water masses. Thus, very high concentrations of this type observed during stages 7, 9, and 11 in the eastern part of the investigated area, are likely due to similar oceanographic circumstances. In contrast, *N. pachyderma* (250-500 μ m) shows high interglacial abundances in areas with varying conditions (e.g. ice-drift, meltwater, strong seasonal variability). Hence, these conditions may be also postulated for the time during stage 6.5, end of 6.2, 5.4-5.1 as well as for the eastern part of the Norwegian-Greenland Sea during stage 2.

There are no obvious variations in the test size of *N. pachyderma* dextral that might lead to a differentiation of phenotypes. This type occurs mainly in close vicinity of the Norwegian Current although it is also present in low concentrations during glacial times.

Investigations of fauna, stable O/C-isotopes, the presence or absence of ice-rafted material as well as the stratigraphic position of the Vedde Ash give evidence that interglacial conditions based on the appearance of *G. quinqueloba* commenced in the south-western part of the Norwegian-Greenland Sea ~12.000 B.P.. The brief cooling of the Younger Dryas event is not well documented in O-isotopes measured on *N. pachyderma* sinistral. In cores containing the Vedde Ash, the transport of ice-rafted material clearly terminates above this distinct layer. There are indications that either the Younger Dryas or the succeeding Termination IB may be two-stepped. In the central and northern part of the Norwegian-Greenland Sea, concentrations of *G. quinqueloba* first increased after Termination IB and reached a preliminary maximum ~6.000 B.P.. From there, a steady decrease in the abundance of the total subpolar fauna can be observed. A climatically analogous situation in regard to ice-rafted material comparable to stage 5.4 is not recorded in the most recent surface sediments.

1. EINLEITUNG

1.1 Einführung

Das Europäische Nordmeer gilt mit seinem Strömungssystem als ein Schlüsselgebiet zum Verständnis der globalen Zirkulationsmuster. Die Eigenschaften der Oberflächenwasser sind dabei von entscheidender Bedeutung für die klimatische Entwicklung der hohen Breiten. Diese basiert auf einem thermohalinen Strömungssystem, wobei wärmere atlantische Wassermassen auf ihrem Weg nach Norden verschiedenen physikalisch-chemischen Veränderungen unterworfen sind. Die daraus resultierenden charakteristischen Wassermassen können eng definierte, horizontale und vertikale Grenzflächen aufweisen und sind ein System, das zeitlichen und räumlichen Fluktuationen unterworfen ist.

Die Oberflächenwassermassen stehen in direktem Kontakt mit der Atmosphäre und spiegeln somit, nach den atmosphärischen Zirkulationen, am schnellsten klimatische Veränderungen wider.

Fossilisierbares Plankton ist ein wichtiges Bindeglied für das Abbild dieser Schwankungen und kann somit, insofern es in den Tiefseesedimenten überliefert bleibt, zur Rekonstruktion der Zirkulationsmuster von Oberflächenwassermassen und folglich klimatischen Entwicklung über geologische Zeiträume beitragen.

Von den planktischen Organismen sind die Foraminiferen, Coccolithen und Dinoflagellaten-Zysten die wichtigsten Mikrofossilien, da sie am kontinuierlichsten in den Sedimenten überliefert und somit ein signifikanter Träger ozeanologischer Information sind.

Besonders die planktischen Foraminiferen nehmen hierbei eine Sonderstellung ein, da die isotopische Zusammensetzung (stabiler Sauerstoff und Kohlenstoff) ihrer kalkigen Schalen zum einen als Indikator für das globale Eisvolumen dient und daher ein stratigraphisches Grundgerüst für die Interpretation glazial/interglazialer Zyklen darstellt und zum anderen für die Rekonstruktion der Eigenschaften von fossilen Oberflächenwassermassen herangezogen werden kann. Isotopen allein bilden jedoch nur eine Interpretationsbasis, die zudem in einem so eng begrenzten und ozeanologisch komplex aufgebauten Raum wie dem Europäischen Nordmeer durch kurzfristige Fluktuationen der Temperatur, Salinität, biologischen Produktivität und Sedimentationsereignissen oft erschwert wird. Kenntnisse der räumlichen und zeitlichen Verteilungsmuster planktischer Foraminiferen sowie detaillierte Untersuchungen der Zusammensetzung ihrer Artengemeinschaft tragen weiterhin zum besseren Verständnis lang- und kurzfristiger klimatischer Veränderungen bei.

1.2 Zielsetzung

In der vorliegenden Arbeit soll untersucht werden, inwieweit sich das komplexe glazial/interglaziale Wechselspiel anhand von planktischen Foraminiferen interpretieren läßt. Konkret muß hierfür folgenden Fragestellungen nachgegangen werden:

- Ergeben sich aus der Verteilung planktischer Foraminiferen Aussagen über eine räumlich und zeitlich unterschiedliche Klimaentwicklung im Bereich des Europäischen Nordmeeres?
- Inwieweit lassen sich einzelne Foraminiferenarten als Informationsträger für zeitlich wiederkehrende ozeanologische Ereignisse charakterisieren?
- Ergeben sich aufgrund der klimatischen Oszillationen artspezifische Änderungen und wenn ja, ermöglichen diese eine von der Artenzusammensetzung unabhängige Interpretation?
- Können die Ergebnisse mikropaläontologischer Analysen mit isotopischen sowie sedimentologischen Parametern korreliert werden und inwieweit ergibt sich aus der Zusammenführung dieser voneinander unabhängigen Faktoren ein verfeinertes Verständnis der paläo-ozeanologischen Rahmenbedingungen?

Um den Fragestellungen gerecht zu werden, wurden Sedimentkerne aus verschiedenen Wassermassen des Europäischen Nordmeeres herangezogen, die somit eine Rekonstruktion der Entwicklung gewährleisten.

Die systematische Anwendung von traditionellen qualitativen und quantitativen Auswertungen werden dabei von verfeinerten und zum Teil auch neuen Methoden unterstützt. Um ihre Aussagekraft beweisen zu können, werden an ausgewählten Sedimentkernabschnitten, die aufgrund einschneidender klimatischer Änderungen besondere paläo-ozeanologische Bedeutung besitzen, diese dann detailliert durchgeführt.

2. ARBEITSGEBIET

2.1 Hydrographie

Das Europäische Nordmeer (NGS) ist ein Becken, dessen äußere Begrenzung und innere Unterteilung von der plattentektonischen Entwicklung des Nordatlantiks geprägt ist. Wird der äußere Rahmen durch die amerikanischen (Grönland) und europäischen (Skandinavien) Kontinentalgebiete bestimmt, so untergliedern im großen Maße subaquatische Schwellen (aseismische- und mittelozeanische Rücken, transforme Bruchzonen, kontinentale Plateaus) das Gebiet in Teilbereiche (s. Abb. 1) mit unterschiedlicher Tiefenausbildung.

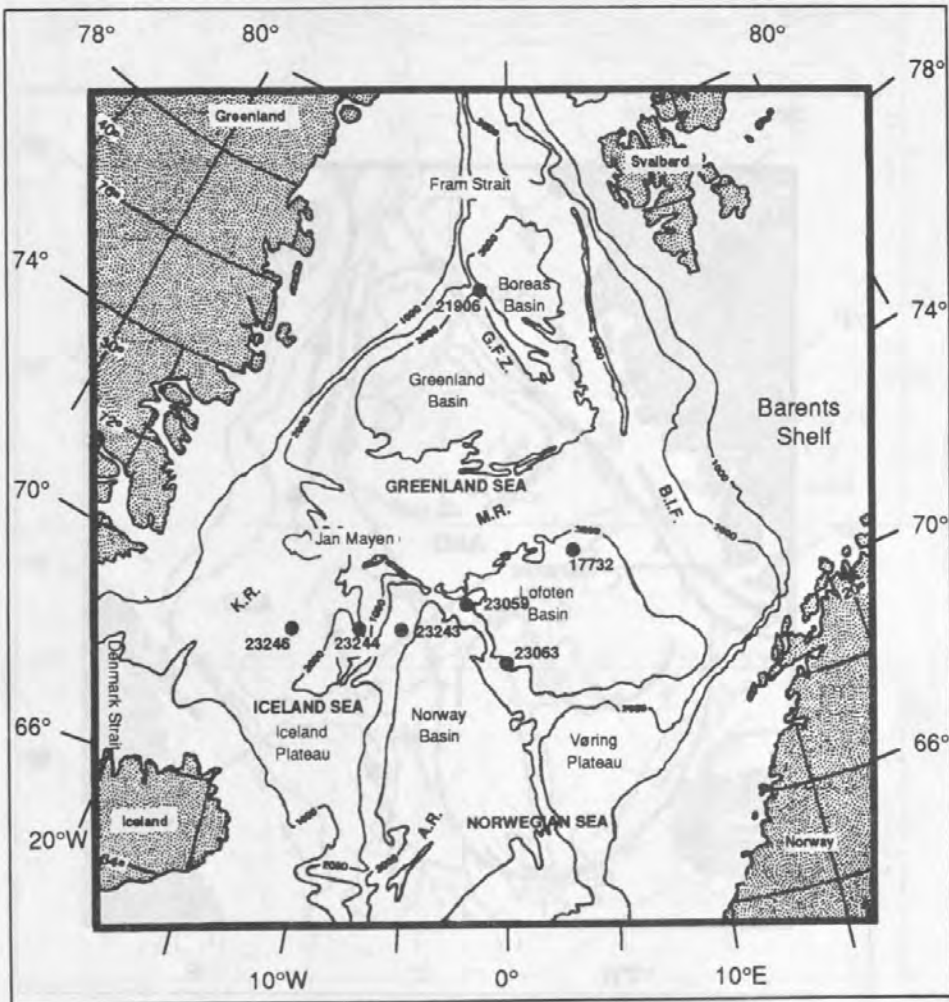


Abb. 1: Bathymetrische Übersichtskarte des Europäischen Nordmeeres mit Untergliederung in seine Teilbereiche. Abkürzungen: A.R.= Aegir-Rücken, G.F.Z.= Grönland-Bruchzone, K.R.= Kolbeinsey-Rücken, M.R. = Mohns-Rücken, B.I.F.= Bäreninsel-Sedimentfächer.

Das rezente Zirkulationsmuster der Oberflächenwässer in der NGS ist das Resultat eines komplexen Systems, das im engen Zusammenhang mit den klimatischen Bedingungen und dem oben genannten physiographischen Grundmuster steht.

Als Ausläufer des Golfstromes transportiert die Nordatlantische Drift (NAD) Wassermassen in höhere Breitengrade. Nach SWIFT (1986) lassen sich drei ozeanographische Bereiche mit charakteristischen Salinitäten und Temperaturen unterscheiden. Die auf den östlichen Teil der NGS beschränkte Atlantische Domäne (AND) wird durch den direkten Einfluß der NAD geprägt und hat sommerliche Salinitäten von 35,1-35,3‰. Die Temperaturen liegen zu dieser Jahreszeit zwischen 6 und 10° C (SWIFT, 1986). Im küstennahen Bereich sind die Salinitäten jedoch geringer ($\geq 34,7\text{‰}$), da hier der Einfluß von niedrig-salinem Nordsee- sowie norwegischem Küstenwasser zum Tragen kommt (JOHANNESSEN, 1986). Im Westen wird das Gebiet der AND durch die arktische Front der Arktischen Domäne (ARD) begrenzt (s. Abb. 2).

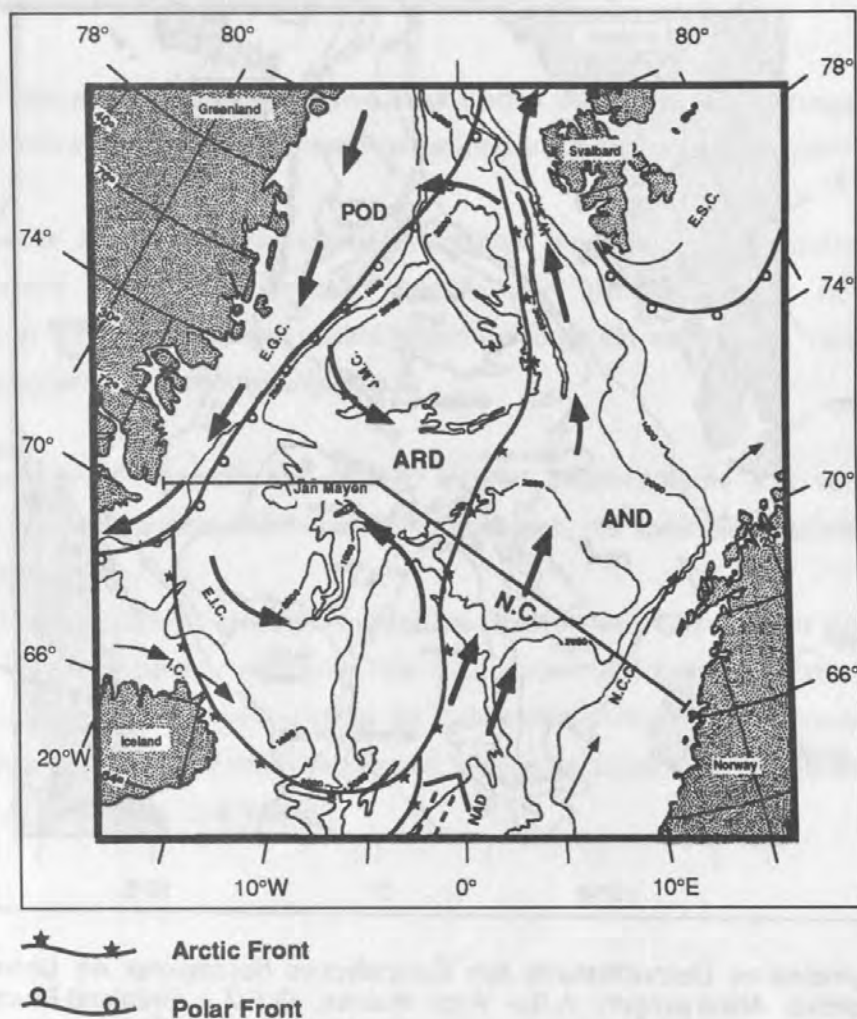


Abb. 2: Rezente Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer und Darstellung der hydrographischen Regime mit Profilschnitt für Abb. 3. Die Abkürzungen sind im Text erklärt (nach PAQUETTE et al. 1985, JOHANNESSEN 1986, BOURKE et al. 1987, 1988, DICKSON et al. 1988, MIDTTUN 1989).

Diese verläuft zwischen Island und den Faröer Inseln über den Mohns-Knipovich-Rücken zur Framstraße (DICKSON et al. 1988). Die Salinitäten und Temperaturen liegen zwischen 34,6 und 34,9‰, bzw. 0 und 4° C, können gelegentlich aber auch <0° C betragen. Die ARD ist auch östlich von Spitzbergen in der Barentssee ausgeprägt. Die Lage der Fronten wird auf einem repräsentativen Schnitt durch das NGS (Lage s. Abb.2) anhand der Winter- und Sommertemperaturen deutlich (Abb. 3).

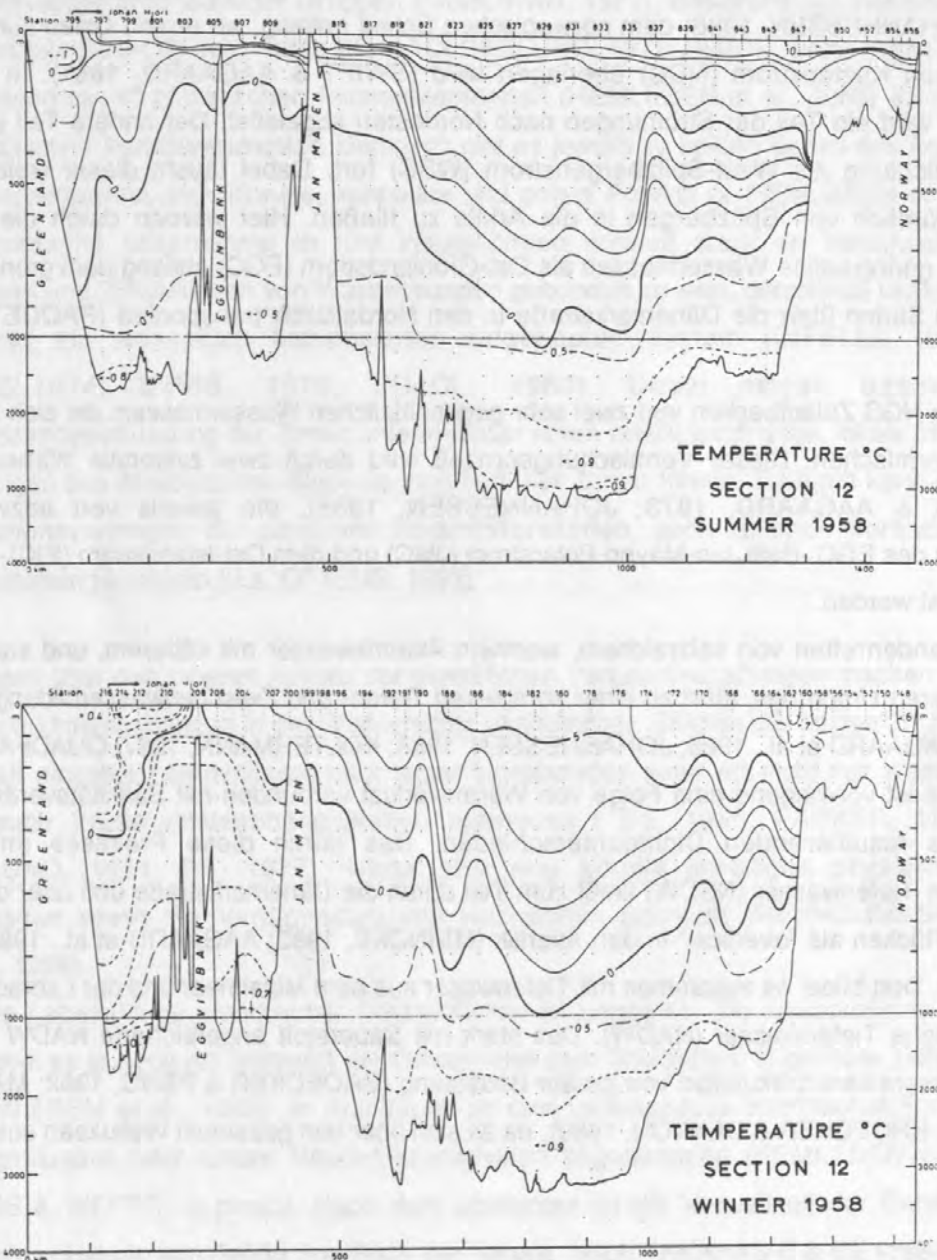


Abb.3: Temperaturschnitt (Winter und Sommer) durch das Europäische Nordmeer (aus DIETRICH, 1969). Lage des Profils s. Abb. 2.

Der westliche Teil der NGS wird durch die polare Domäne (POD) bestimmt, deren Front entlang der grönländischen Schelfkante verläuft. Die Salinitäten sind in diesem Gebiet generell gering (<34,4‰) mit Temperaturen unter 0° C. Diese können saisonal bis auf 5° C ansteigen, wobei die Salzgehalte zum Teil sogar 30‰ unterschreiten (SWIFT, 1986).

Das relativ warme und höher-saline Oberflächenwasser der NAD gelangt hauptsächlich über den Island-Schottland-Rücken und im geringen Maße auch als Irminger Strom (IC) westlich um Island in die NGS. Als nördliche Fortsetzung der NAD fließt der Norwegenstrom (NC) als 500-700m mächtige Schicht (JOHANNESSEN, 1986) dem norwegischen Schelf entlang, wo er von Osten zum Teil vom Norwegischen Küstenstrom (NCC) überlagert wird (SWIFT & AAGAARD, 1981). In Höhe der Barentssee wird ein Teil der Strömungen nach Nordosten abgeleitet. Der andere Teil setzt seine nördliche Richtung als West-Spitzbergenstrom (WSC) fort. Dabei taucht dieser weiter ab, um endgültig nördlich von Spitzbergen in die Arktis zu fließen. Hier werden durch die westliche Framstraße gering-saline Wassermassen als Ost-Grönlandstrom (EGC) entlang dem grönländischen Schelf nach Süden über die Dänemarkstraße in den Nordatlantik transportiert (PAQUETTE et al., 1985).

Somit ist die NGS Zulaufbecken von zwei sehr gegensätzlichen Wassermassen, die sich im Bereich der ARD vermischen. Dieser Vermischungsprozeß wird durch zwei zyklonale Wirbel gefördert (CARMACK & AAGAARD, 1973; JOHANNESSEN, 1985), die jeweils von abzweigenden Strömungen des EGC -dem Jan-Mayen-Polarstrom (JMC) und dem Ost-Islandstrom (EIC)- sowie des NC ausgelöst werden.

Das Aufeinandertreffen von salzreichem, warmem Atlantikwasser mit kälterem, und salzärmerem Wasser polaren Ursprungs, führt zu einer komplexen Tiefen- und Zwischenwasserbildung innerhalb der NGS (AAGAARD et al., 1985; JOHANNESSEN, 1986; KOLTERMANN, 1987; QUADFASEL et al., 1988). Diese ist vorwiegend eine Folge von Wärmeverlust verbunden mit Salinitätsveränderungen und daraus resultierenden Dichteunterschieden. Das durch diese Prozesse entstehende Norwegische Tiefenwasser (NSDW) fließt zum Teil durch die Dänemarkstraße und über den Island-Schottland-Rücken als "overflow" in den Atlantik (MEINCKE, 1983; AAGAARD et al., 1985; SWIFT, 1980, 1986). Dort bildet es zusammen mit Tiefenwasser aus dem Mittelmeer und der Labradorsee das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW). Das stark mit Sauerstoff angereicherte NADW ist für die globale Wassermassenzirkulation von großer Bedeutung (BROECKER & PENG, 1982; MANTYLA & REID, 1983; BROECKER & DENTON, 1989), da es sich über den gesamten Weltozean ausdehnt.

3. GRUNDLAGEN

3.1 Verbreitungsmuster planktischer Foraminiferen

Planktische Foraminiferen sind kalkschalige Protozoen mit multiplen Kammern, die generell in den offenen Weltmeeren leben. Nur bestimmte hydrodynamische Prozesse wie z.B. "Upwelling" können dazu führen, daß vereinzelt Arten auch über den küstennäheren Schelfgebieten stärker verbreitet sind (KROON, 1988). Ihr globales Verteilungsmuster korrespondiert im allgemeinen mit dem anderer, zoo- und phytoplanktisch lebender Gruppen (McGOWAN, 1971). Basierend auf intensiven Studien der Wassersäule (BRADSHAW, 1959; BÉ & TOLDERLUND, 1971; PUJOL, 1980) ergibt sich für die heute lebenden ca. 40 planktischen Foraminiferenarten (HEMLEBEN et al., 1989) ein bestimmtes biogeographisches Verteilungsmuster. Demnach gibt es jeweils zu beiden Seiten des Äquators eine tropische, subtropische, transitionale, subpolare und polare Provinz (s. HEMLEBEN et al., 1989). Diese vereinfachte Unterteilung in fünf Haupt-Zonen scheint stark an klimatisch bedingte Temperaturen und Zirkulationen von Wassermassen gebunden zu sein, detaillierte Untersuchungen zeigen aber ein wesentlich komplizierter aufgebautes System (CIFELLI, 1962, 1967; McGOWAN, 1974; LIPPS, 1979; PUJOL, 1980). Dabei mögen besonders die Wassermassenbeeinflussung der Zonen untereinander sowie relativ kurzfristige, lokale Ereignisse zu Veränderungen des ökologischen Systems innerhalb der Zonen führen. Dadurch kann es leicht, je nach Adaptionsvermögen der einzelnen Foraminiferenarten, auch zu einer Veränderung der Vergesellschaftung kommen (u.a. OTTENS, 1991).

Um Aussagen über den inneren Aufbau der eigentlichen Vergesellschaftungen machen zu können, sind vertikale Untersuchungen in der Wassersäule unabdingbar. Studien der letzten 30 Jahre haben gezeigt, daß einzelne Foraminiferen oder sogar Morphotypen einer Art nicht nur Wassermassen- sondern auch Saisonalitätsabhängigkeiten aufweisen (BÉ, 1960; PARKER, 1960; BÉ & TOLDERLUND, 1971; BÉ, 1977). Diese sind eng an die jeweiligen physio-chemischen Gegebenheiten sowie die Verfügbarkeit von Nährstoffen geknüpft (REYNOLDS-SAUTTER & THUNELL, 1989).

Die genaue Lebenslänge planktischer Foraminiferen ist ungewiss. Sie reproduzieren jedoch nur einmal, wobei es je nach Art während der Ontogenese zum Abwandern in größere Tiefen kommen kann (HEMLEBEN et al., 1989). In Anlehnung an den Lebenszyklus benthischer Foraminiferen, werden semilunare oder lunare Reproduktionszyklen angenommen (HEMLEBEN et al., 1989; CARSTENS & WEFER, in press). Nach dem Absterben ist die Verweilzeit der Gehäuse in der Wassersäule abhängig von Größe und Form der Schale. Nach TAKAHASHI & BÉ (1984) erreichen Gehäuse $>150\mu\text{m}$ eine Tiefe von 3800m in 3-12 Tagen. Kleinere Formen ($<150\mu\text{m}$) brauchen dagegen 2-3mal länger (BERGER & PIPER, 1972), um die Sedimentoberfläche zu erreichen.

Für die NGS gibt es bislang wenige Daten (BÉ, 1977) über die Lebensweise der hier vertretenen Arten, da die meisten Untersuchungen in subtropischen bis tropischen Faunenzone durchgeführt wurden (CIFELLI & SMITH, 1970; BÉ & TOLDERLUND, 1971; VINCENT & BERGER, 1981; HEMLEBEN & SPINDLER, 1983; CIFELLI & McCLOY, 1983). Erst in den letzten Jahren - durch gesteigertes Interesse am "global ocean flux"- zeigen Ergebnisse von Fallen aus der Norwegensee wiederkehrende saisonale Ereignisse, die aus der komplexen Interaktion innerhalb der pelagischen Gemeinschaft resultieren (WEFER & HONJO, 1985; BATHMANN et al., 1987; BATHMANN et al., 1990).

Realistische Informationen über Lebensweise und -raum der planktischen Foraminiferen ergeben sich aber hauptsächlich durch Lebendfänge (STEHMANN, 1972; VILKS, 1974, 1975; SPINDLER & DIECKMANN, 1986; CARSTENS, 1988, in press; BOCK, 1990). Dabei zeigt sich, daß die Zusammensetzung der Fauna vom jährlichen Zyklus des hydrographischen Regimes abhängig ist (DEUSER, 1987; LEGENDRE & LEFEBRE, 1989; DEUSER & ROSS, 1989), das in der NGS besonders im Bereich der ARD und POD starken saisonalen Schwankungen unterlegen ist.

In der NGS zeigen die planktischen Foraminiferen generell das dieser Zonierung entsprechende Verteilungsmuster. Dabei fördert der relativ warme NC das Vorhandensein von sogenannter "Subpolarfauna" (zur subpolaren Zone zugehörig), von denen einige Arten rezent auch in der Arktis in der Wassersäule vorzufinden sind (CARSTENS & WEFER, in press). Zudem werden noch Arten aus südlicheren Zonen durch die NAD nach Norden in die NGS transportiert. Ein Abbild der vorherrschenden Wassermassen findet sich somit in der Vergesellschaft der Foraminiferen auf der Sedimentoberfläche wieder (KELLOGG, 1975; KIPP, 1976).

3.2 Stratigraphisch-ozeanologischer Überblick

Anhand der Faunen- und Florenzusammensetzung der Sedimente (Foraminiferen, Coccolithen, Diatomeen, Radiolarien etc.) können nun Aussagen über die unterschiedlichen paläo-ozeanologischen Zustände der Oberflächenwassermassen der NGS in Zeiten mit wechselhaften Klimabedingungen, wie sie z.B. in den letzten 600.000 Jahren vor heute (J.v.h.) vorkamen, gemacht werden. Durch die Anwendung der Karbonatstratigraphie (u.a. KELLOGG, 1975, 1976, 1977; HENRICH, 1989) sowie Untersuchungen an kalkigen planktischen Fossilgemeinschaften (u.a. KELLOGG, op. cit.; BELANGER, 1982; GARD, 1988a, 1988b; RAMM, 1988, 1989; HAAKE & PFLAUMANN, 1989; BAUMANN, 1990) konnten wechselhafte Bedingungen festgestellt werden. Basierend auf Verteilungen subpolarer Foraminiferen wurden ursprünglich nach KELLOGG (u.a. 1978) dem Holozän entsprechende interglaziale Verhältnisse innerhalb der letzten 600.000 J.v.h. nur im letzten interglazialen Maximum vor ca. 123.000 J.v.h. (O-Isotopenstadium 5.51) erreicht.

Dagegen wurden Glazialzeiten -d.h. in diesem Falle eine eisbedeckte NGS- für die übrige Zeit vermutet. Besonders Arbeiten über kalkiges Nannoplankton deuten jedoch an, daß es neben dem letzten Interglazial auch noch andere Zeitabschnitte (z.B. O-Isotopenstadien 15, 13, 11, 9 und 7) mit relativ "warmen" Bedingungen und ausgeprägtem, atlantischem Einfluß gab (GARD 1988a, 1988b; BLEIL & GARD, 1989; BAUMANN, 1990). Desren 'warm-anzeigende' Arten korrepondieren nicht unbedingt im Detail, wie z.B. um ca. 80.000 J.v.h. (O-Isotopenstadium 5.1), auch mit den Verteilungen der Foraminiferen-Gemeinschaft. Sehr gute Übereinstimmungen gibt es jedoch für ausgeprägte Glazialzeiten, in denen allgemein niedrige Konzentrationen mit stark dezimierten Artenzahlen beobachtet werden. Als Argument für diese geringen Häufigkeiten wird oft eine permanente Eisdecke angegeben. Neuere Modelle postulieren für bestimmte Glazialabschnitte sogar eine totale Umkehrung des rezent vorherrschenden Strömungsmusters (z.B. vor ca. 135.000 und 15.000 Jahren), das auf dem Zusammenbruch des interglazialen Zirkulationssystems basiert (VOGELANG, 1990). Andere Autoren (RAMM, 1989) vermuten dagegen auch für diese Glazialstadien eine zumindest teilweise saisonal bedingt, offene Eisdecke.

3.3 Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen in Foraminiferen

Die Analyse stabiler Sauerstoffisotopen an planktischen Foraminiferen gilt nicht nur als wichtige stratigraphische Stütze, sondern wird auch zur Interpretation der Paläo-Zirkulation von Oberflächenwassermassen in der NGS benutzt (u.a. VOGELANG, 1990). Der Theorie entsprechend, reflektieren die Isotopenverhältnisse -sie stehen im Gleichgewicht mit der umgebenen Wassermasse- hydrologische Bedingungen (VINCENT & BERGER, 1981; ANDERSON & ARTHUR, 1983), wobei die Foraminiferen die Isotopen durch die Kalkakkretion aus dem Equilibrium mit dem Meerwasser in die Schale einbauen. Bei der späteren Interpretation der Isotopendaten müssen jedoch besonders auftretende 'Vitaleffekte' der Foraminiferen berücksichtigt werden. Diese drücken sich z.B. in artspezifischen Habitatwechseln bedingt durch ontogenetische Tiefenabwanderungen aus, wobei Isotopenzusammensetzungen unterschiedlicher Wassermassen in die Schale eingebaut werden. Oder aber sie stellen sich in einer festen Bindung an spezifische Wassermassen, ausgelöst durch eine intensive Abhängigkeit von physio-chemischen Parametern wie z.B. saisonalabhängige Tiefenänderung der Thermokline und/oder der Nährstoffsituation (REYNOLDS & THUNELL, 1986; CARSTENS, 1989; CARSTENS & WEFER, in press) dar. Besonders die O-Isotopenzusammensetzung des Meerwassers steht in starker Korrelation mit Temperatur, Salinität und Eisvolumen ('Eiseffekt') und kann in beträchtlicher Weise eine Interpretation nachhaltig beeinflussen.

Die Kohlenstoffisotopensignale planktischer Foraminiferen stellen ein "Maß" für die Durchlüftung der Oberflächenwasser dar (MIX & FAIRBANKS, 1985). Über einen längeren Zeitraum betrachtet sollten

diese z.B. mit dem $\delta^{13}\text{C}$ -Signal benthischer Foraminiferen korrespondieren. Dabei sind kurzzeitige Diskrepanzen auf interne Änderungen der Wassermassen wie z.B. Schmelzwasserereignisse oder Tiefenwasserbildung zurückzuführen (BERGER & VINCENT, 1986).

Für die NGS vermuten LABEYRIE et al. (1987) und DUPLESSY et al. (1988) eine zeitweilige Tiefenwasserbildung während der ^{18}O -Stadien 1, 4 und 5, die eigentlich keine langfristige Eisbedeckung zuläßt (DUPLESSY et al., 1987). Auffällige Schmelzwasserereignisse sind besonders gut an glazialen/interglazialen Übergängen (z.B. Termination IA) dokumentiert (VOGELSSANG, 1990; WEINELT et al., 1991; SARNTHEIN et al., 1992)

4. METHODIK

4.1 Probenmaterial

Für die Bearbeitung der Sedimentkerne konnte auf ein umfangreiches Datenmaterial zurückgegriffen werden (DETTMER, 1988; GEHRING, 1989; HENRICH, 1989; HOLLER & KASSENS, 1989; KASSENS, 1990; VOGELSANG, 1990; WOLF, 1990; BIRGISDOTTIR, 1990; HAMICH, 1991; JÜNGER, 1991; KUHLEMANN, 1991; LACKSCHEWITZ, 1991; SCHACHT, 1991). Dieses zusammen mit der vorhandenen Isotopenstratigraphie (z.B. VOGELSANG, 1990; WEINELT et al., 1991) bildete ein wichtiges Kriterium für die Auswahl der Kerne.

Um in dieser Arbeit eine große räumliche Abdeckung über einen möglichst langen geologischen Zeitraum erreichen zu können, wurden 5 Sedimentkerne mit entsprechender stratigraphischer Reichweite ausgewählt. Daneben wurde ein Kern mit hoher zeitlicher Auflösung untersucht, um jüngere geologische Ereignisse stratigraphisch besser einordnen zu können. Zusätzlich wurden die jeweiligen Großkastengreifer (GKG) in die Bearbeitung mit einbezogen, da sie mit ihrer ungestörten Oberfläche eine möglichst enge Anbindung der Kerne an das Rezente gewährleisten. Außerdem wurden Kerne in Bezug auf spezifische Zeitintervalle untersucht (s. Tab. I und Abb.23). Die Kerne wurden so gewählt, daß möglichst ein umfassender Bereich der NGS mit unterschiedlichen hydrographischen Bedingungen abgedeckt wurde (s. Abb. 1 und 2). Dabei wurden Kernpositionen unterhalb der POD von detaillierten Untersuchungen ausgenommen, da eigene Stichproben hier eine starke Beeinträchtigung des Foraminiferegehaltes durch Karbonatlösung ergeben haben.

Tab. I: Liste des bearbeiteten Kernmaterials. Kerne mit * wurden auf bestimmte Zeitintervalle hin untersucht. Die Kerndaten sind den Fahrtberichten von AUGSTEIN et al. (1984), GERLACH et al. (1986), ELDHOLM et al. (1987), HIRSCHLEBER et al. (1988) und GERLACH & GRAF (1991) entnommen - KAL=Kastenlot, GKG=Großkastengreifer, KOL=Kolbenlot, SL=Schwerelot, ODP=Bohrung.

Kern-Nr.	Gerät	Geogr. Position		Wassertiefe (m)	Kerngewinn (m)	Stratigr.Länge ¹⁸ O-Stadium
		Breite (N)	Länge			
17732-1	KAL	71°36.8'	04°12.8'E	3103	5,93	??
21906-2	KAL	76°50.1'	02°09.1'W	2939	6,53	12
23059-2	GKG	70°18.3'	03°07.3'W	2283	0,40	2
23063-2	GKG	68°44.8'	00°00.3'W	2302	0,40	2
23063-3	KOL	68°45.0'	00°00.0'W	2299	9,18	12
23243-1	SL	69°22.3'	06°32.1'W	2710	7,67	13
23243-2	GKG	69°22.5'	06°32.4'W	2716	0,49	1
23244-2	SL	69°22.0'	08°40.0'W	2162	6,68	13
23246-2	GKG	69°23.0'	12°55.0'W	1861	0,45	3
23246-4	SL	69°23.6'	12°52.1'W	1902	7,09	15
17728-2*	KAL	76°31.1'	03°57.3'E	2485	6,23	12
17730-4*	KAL	72°06.7'	07°23.3'E	2749	7,31	??
21852-2*	KAL	70°15.7'	15°49.5'W	1117	5,73	8
21910-2*	KAL	75°37.0'	01°20.0'E	2454	6,60	10
23059-3*	KAL	70°18.3'	03°07.4'W	2281	6,22	10
23062-1*	KAL	68°43.7'	00°10.1'E	2244	7,00	10
23245-1*	SL	69°23.0'	10°47.0'W	1750	6,17	15
23259-2*	KOL	72°01.8'	09°15.9'E	2518	7,51	6
23269-1*	KAL	71°26.3'	00°40.1'E	2867	5,62	6
23351-1*	KAL	70°21.5'	18°13.2'W	1672	6,19	??
23352-3*	KAL	70°00.4'	12°25.8'W	1819	8,26	12
23342-6*	KAL	71°38.2'	08°38.2'W	1974	5,98	7
23353-5*	KAL	70°34.2'	12°43.3'W	1394	10,68	11
23359-4*	KAL	65°31.7'	04°09.6'W	2820	5,99	11
643 A*	ODP	67°42.9'	01°02.0'E	2753	565	

4.2 Stratigraphische Grundlagen

Die stratigraphische Gliederung und Interpretation der analysierten Sedimentkerne wurde wo vorhanden mit Hilfe von O-Isotopenstratigraphie durchgeführt. Dabei wurden charakteristischen Isotopen-Maxima und -Minima absolute Alter zugeordnet (IMBRIE et al., 1984; MARTINSON et al., 1987; VOGELSANG, 1990). Die Alter zwischen diesen Zeitmarken (s. Tab. II) wurden dann unter Annahme linearer Sedimentationsraten (LSR) interpoliert. Die Zuweisung dieser Zeitmarken an die jeweilige O-Isotopenkurve beruhen auf eigenen Interpretationen und können daher von denen der ursprünglichen Autoren abweichen. Dieses bezieht sich im besonderen Maße auf die Zeiteinstufungen der letzten ca. 20.000 Jahre. Für diesen Abschnitt sind durch Korrelation zweier eng beieinander liegender Kerne - dem hochauflösenden Kern 17732-1 und dem AMS-¹⁴C datierten Kern 17730-4 (WEINELT, unpubl.) - neue Zeitmarken hinzugekommen (s. Tab.IV Kap.6.1). Diese wurden dann auch auf die übrigen Kerne projiziert.

Tab. II: Liste der für die Sauerstoff-Isotopenstratigraphie relevanten Alterseinstufungen.

Terminations	Event $\delta^{18}\text{O}$	Source	Age (a)	AMS- ¹⁴ C Datings (a)
				6.400*
				8.070*
End IB		Sa	9.000	
I		Ma	12.050	
End IA	1/2	Sa	12.300	9.120*
		Vo	13.600	
	2.22	Vo	14.900	
	3.1	Vo	27.000	
	3.31	Ma	55.450	
	4.22	Vo	65.220	
	5.1	Vo	79.455	
	5.2	Vo	90.525	
	5.3	Vo	103.545	
	5.4	Ma	110.790	
	5.51	Vo	122.375	
	5.53	Vo	125.000	
II	5/6	Ma	129.840	
	6.2	Ma	135.100	
	6.3	Vo	141.330	
	6.4	Vo	157.100	
	6.5	Vo	171.370	
	6.6	Ma	183.300	
	7.1	Ma	193.070	
	7.2	Ma	200.570	
	7.3	Ma	215.540	
	7.4	Im	228.000	
	7.5	Ma	240.190	
III	7/8	Ma	244.180	
	8.2	Ma	253.430	
	8.3	Vo	255.900	
	8.4	Vo	267.480	
	8.5	Vo	288.170	
	8.6	Im	299.000	
	9.1	Im	310.000	
	9.2	Im	320.000	
	9.3	Im	331.000	
	10.2	Im	341.000	
	11.1	Im	368.000	
	11.2	Im	375.000	
	11.3	Im	405.000	
	12.2	Im	434.000	
	12.4	Im	471.000	
	13.11	Im	481.000	
	13.12	Im	491.000	
	13.13	Im	502.000	
	15.1	Im	574.000	
	15.2	Im	585.000	

Im = IMBRIE et al. (1984); Ma = MARTINSON et al. (1987); Vo = VOGELSANG (1990);
Sa = SARNTHEIN et al. (1992); * = WEINELT (unpubl.)

Ein entscheidender Vorteil wurde dadurch erreicht, daß in dieser Arbeit die Faunenuntersuchungen im allgemeinen an denselben Proben vorgenommen wurden, die auch Basis für die Isotopendaten waren. Um einen nahezu optimalen Vergleich beider Datensätze zu ermöglichen und deren Verwendbarkeit gegeneinander abwägen zu können, wurden Isotopendaten aus unbearbeiteten Zwischenproben nicht berücksichtigt (s. GKG 23059-2 VOGELANG, 1990; Kern 21906-2 HAMICH, 1991). Dieses bezieht sich nicht auf den Kern 17732-1. Dieser wurde gänzlich in 5cm-Intervallen neu beprobt. Da dessen stratigraphische Interpretation das Grundgerüst für die jüngeren Abschnitte der anderen Kerne bildete, wurde hier der gesamte Isotopen-Datensatz (WEINELT et al., 1991) in die Beurteilung einbezogen.

Für den Kern 23244-4 ohne Isotopenstratigraphie bildete die Korrelation mit Kern 23243-1 anhand eigener Faunendaten, sowie die Untersuchungen von BIRGISDOTTIR (1990) eine stratigraphische Basis. Diese wurden zusätzlich noch durch die Beobachtungen von STRUCK (1992) an benthischen Foraminiferen ergänzt.

Beim Einhängen der ungestörten GKG an die langen Kerne kann es zu Verschiebungen des an Bord gesetzten Nullpunktes kommen, die von VOGELANG (1990) durch Isotopenvergleiche korrigiert wurden. Die Korrekturen wurden in zwei Fällen (23246, 23243) anhand eigener Beobachtungen nachgebessert.

4.3 Probenbearbeitung

Basis für die Faunen-Untersuchungen bildeten in den meisten Fällen 1cm Sediment-Schlitzproben, die dann über ein standardisiertes Aufbereitungsschema in die Teilfraktionen $>63\mu\text{m}$ trockengesiebt wurden (s. Abb.4). Diese wurden dann für verschiedene Untersuchungsmethoden entweder getrennt oder zusammen bearbeitet.

4.3.1 Qualitative Faunenanalyse

Bei der mikropaläontologischen Bearbeitung wurden in dieser Arbeit Auszählungen im Größenspektrum von $125-500\mu\text{m}$ durchgeführt. Die überwiegende Anzahl mikropaläontologischer Bearbeiter benutzen jedoch entsprechend der Empfehlung von CLIMAP (1976) $150\mu\text{m}$ als untere Grenze. Dies führt unweigerlich zu einer prozentualen Überrepräsentation von größeren Arten. Faunenanalysen in der Wassersäule zeigen die Bedeutung der kleineren Formen, da insbesondere einige Subpolarten ihr Größenspektrum überwiegend unterhalb von $150\mu\text{m}$ aufweisen (CARSTENS, 1988; CARSTENS & WEFER, in press; BOCK, 1990). Wichtige paläo-ozeanologische Aussagen anhand dieser Größenklasse wären somit von vornherein eliminiert. Daß wie von KELLOGG (1983) angenommen nur relativ große und stärker kalzifizierte Formen ozeanologische Signifikanz haben,

erscheint somit zweifelhaft. In dieser Arbeit wurde der Vorteil, daß die Proben oftmals schon als Subfraktionen vorlagen, genutzt, um das Material getrennt in den Klassen 125-250 μm und 250-500 μm auszuzählen. Diese Trennung führt zwar zur Verdopplung des Arbeitsaufwandes, gibt dem Betrachter aber die Möglichkeit, allgemeine Größenveränderungen innerhalb der Foraminiferen-Vergesellschaftung zu erkennen und zu deuten.

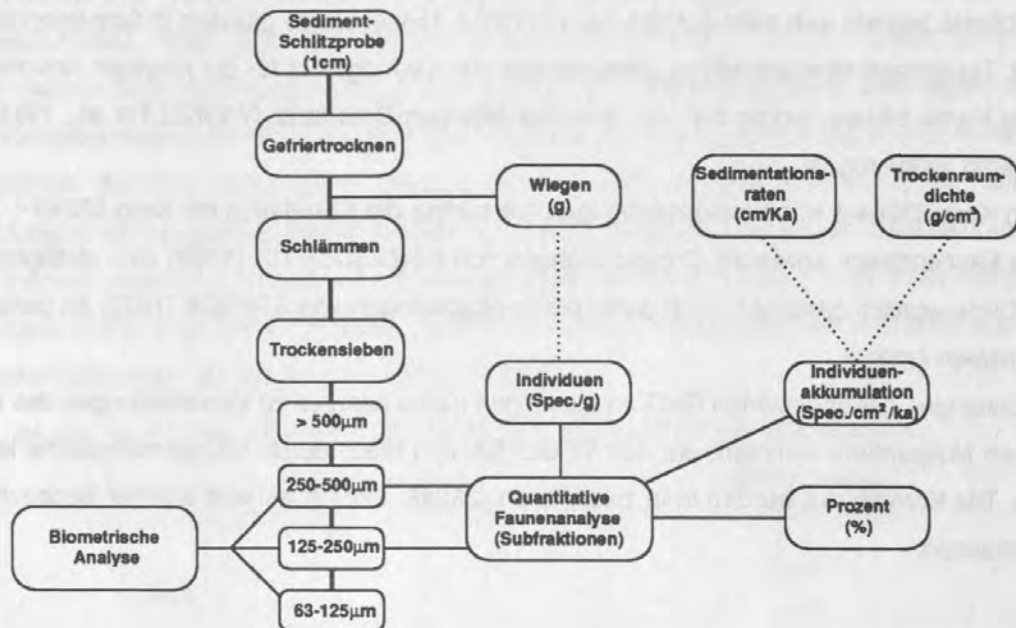


Abb. 4: Übersichtsschema der Probenaufbereitung.

Ein großes Problem stellt die technische Handhabung beim Auszählen sowie die taxonomische Zuordnung von Formen in der Subfraktion 63-125 μm dar. Ein sinnvoller Kompromiß ist somit die Wahl von 125 μm als untere Auszählgrenze (JANSEN & BJØRKLUND, 1985).

Die bearbeiteten Subfraktionen wurden mittels eines "Mikro-Splitters" heruntergeteilt und gleichmäßig auf eine Auszählchale gestreut. Da das O-Isotopenstadium 5 intensiv nach subpolaren Arten untersucht wurde (s. Kap.7.3.) und diese in zum Teil nur geringen Mengen vorkommen, wurden sie gesondert ausgezählt. Dabei wurden die relativ häufigen Arten wie *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinita uvula* in den konventionell heruntergeteilten Proben gezählt. Danach wurde die gesamte Subfraktion 250-500 μm ungeteilt ein zweites Mal nur nach den verbleibenden subpolaren Arten -diese sind generell >250 μm - durchgezählt. Dies ist unbedingt erforderlich, da ihre Mengen oftmals so gering sind, daß statistische Hochrechnungen mit Hilfe eines Teilungsfaktors nicht realistisch wären. Dadurch sind diese beiden 'Gruppen' quantitativ nicht mehr unmittelbar vergleichbar. Der Vorteil liegt allerdings in der Erfassung aller Arten, die später eine verbesserte paläo-ozeanologische Beurteilung gewährleistet.

Mit Hilfe eines binokularen Mikroskops und des computergestützten Auszählsystems 'FOCOS' und dessen statistischen Anwendungsmöglichkeiten (WEINHOLZ, 1987), wurden Datensätze produziert, die die Basis für weitere Berechnungsverfahren darstellten.

4.3.2 Statistische Quantifizierung

Die ausgezählten, nach Arten getrennten Foraminiferengehäuse, wurden unter Berücksichtigung des jeweiligen Teilungsfaktors auf die Gesamtprobe (Subfraktionen 125-250 μm , 250-500 μm) hochgerechnet. Einen Eindruck über die Artenzusammensetzung der fossilen Foraminiferen-Gemeinschaft wird durch die Berechnung von Prozentanteilen erlangt. Da diese aber nur relative Häufigkeiten angeben und Auskunft über reale Konzentrationen nicht zulassen, werden in dieser Arbeit die ausgezählten Foraminiferengehäuse zu Individuen pro Gramm Trockensediment ($\text{Spec.} \cdot \text{g}^{-1}$) umgerechnet. Diese Daten geben eine gute Interpretationsbasis und sind zudem ein notwendiger Zwischenschritt, um aussagen zu können, wieviele Foraminiferengehäuse (Spec.) auf einer definierten Meeresbodenfläche (cm^2) innerhalb eines bestimmten Zeitintervalls -in diesem Falle 1000 Jahre (ky^{-1})- abgelagert wurden.

Um die unterschiedlichen physikalischen Parameter des Sediments mit zu berücksichtigen, werden mit Hilfe der Trockenraumdichte ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) und der Linearen Sedimentationsrate ($\text{LSR} [\text{cm} \cdot \text{ky}^{-1}]$) nach VAN ANDEL et al. (1975) die Akkumulationsraten ($\text{AR} [\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}]$) errechnet. Dabei wird die Trockenraumdichte (DBD) aus Feuchtraumdichte (WBD) und Porosität (POR) sowie der Dichte von Meerwasser ($1.025 \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) ermittelt (EHRMANN & THIEDE, 1985):

$$(1) \quad \text{DBD} = \text{WBD} - (1.025 \text{g} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{POR} \cdot 10^{-2})$$

Das Produkt aus DBD und der LSR ist dann die Akkumulationsrate (AR_{Bulk}):

$$(2) \quad \text{AR}_{\text{Bulk}} [\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}] = \text{DBD} [\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}] \cdot \text{LSR} [\text{cm} \cdot \text{ky}^{-1}]$$

In Anlehnung an EHRMANN & THIEDE (1985) ergibt das Produkt aus AR_{Bulk} und Anzahl der ausgezählten Komponenten -in diesem Falle Foraminiferengehäuse (Spec.)- pro Gramm Trockengewicht der Gesamtprobe ($\text{Spec.} \cdot \text{g}^{-1}$) die Foraminiferenakkumulationsrate ($\text{ForamAR} = \text{Spec.} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$):

$$(3) \quad \text{ForamAR} [\text{Spec.} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}] = \text{AR}_{\text{Bulk}} [\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}] \cdot \text{Spec.} \cdot \text{g}^{-1}$$

Die notwendigen Daten für die Berechnung der DBD der Kernproben sind von HOLLER & KASSENS (1989), KASSENS (1990), BIRGISDOTTIR (1990) sowie KASSENS (unpubl.) übernommen. Wenn Probenteufen nicht übereinstimmten, wurde unter Berücksichtigung der Sedimentbeschreibungen interpoliert bzw. korreliert.

4.3.3 Fehlerbetrachtung

Grundsätzlich ist die Einschätzung notwendig, inwiefern die oben genannten Verfahrensweisen der Realität am besten entsprechen. Die größte Fehlerquelle liegt in der LSR, da die DBD im allgemeinen zwischen 0,7-1,3 (u.a. BIRGISDOTTIR, 1990) variiert. Die LSR ist hingegen zum einen von der Beurteilung der Altersfixpunkte durch den jeweiligen Bearbeiter abhängig, zum anderen aber noch viel stärker von der zeitlichen Auflösung der Beprobungsintervalle. Diese liegen in der vorliegenden Arbeit für die GKG im Durchschnitt bei 2cm und für die langen Kerne zwischen 5 und 20cm, meistens jedoch um 10cm (s. z.B. Kerne von DETTMER, 1988; BIRGISDOTTIR, 1990; HAMICH, 1991) und in Teilabschnitten manchmal sogar bei 15-20cm (HENRICH, in Vorb.).

Eine andere, sehr gewichtige Fehlerursache kommt aber dann zum Tragen, wenn zwischen zwei Altersfixpunkten neben Abschnitten mit 'ungestörten' Sedimentationsbedingungen eindeutige Turbiditlagen oder kurzfristige Schüttungsereignisse erkennbar sind (s. Abschnitte von 21906, 23063 und 17732). Es errechnet sich dann für diesen Abschnitt eine sehr hohe LSR, die zu ungewöhnlich hohen $FORAMAR$ führt. Diese können dann leicht zu Fehlinterpretationen verleiten. In dieser Arbeit wurden deshalb jene sichtbar begrenzten Schüttungen (Abstand von Probenpunkt zu Probenpunkt) unter Annahme, daß sie in kürzester Zeit unterhalb des Auflösungsvermögen der Probenintervalle sedimentiert wurden, bei der Interpolation der LSR herausgenommen. Zur Berechnung des Alters wurde diese LSR nur auf die Proben mit 'normalen' Sedimentationsbedingungen angewandt. Das Alter ober- und unterhalb der Schüttung diente dann als neuer Fixpunkt, um die LSR des kurzfristigen Sedimenteintrags zu kalkulieren. Die Probentiefen mit solchen 'künstlichen' LSR sind im Anhang gesondert gekennzeichnet.

Da die Sedimentationsraten trotz aller Bemühungen (PAETSCH, 1991) in den älteren Kernabschnitten aufgrund der hier relativ weiten Altersabstände der SPECMAP-Zeitskala eine hohe Ungenauigkeit beinhalten, wurde die Interpretation der Faunendaten hauptsächlich auf der Basis von Prozentanteilen und $Spec.*g^{-1}$ durchgeführt. Besonders die $Spec.*g^{-1}$ -Methode erwies sich dabei als sinnvoll, da die Sedimentzusammensetzung (d.h. Verhältnis Fein-/Grobfraktion) der einzelnen Kerne besonders in den 'eisfreien' und gemäßigeren O-Isotopenstadien (z.B. 1, 3, 5, 7, 8, 9) sehr gut untereinander vergleichbar ist. In den Hochglazialzeiten (z.B. 2.2, 6.2, 10.2) wirkt sich der generell höhere Feinfraktionsanteil jedoch leicht erniedrigend auf die Anzahl der Foraminiferen aus.

4.4 Biometrische Analyse

Neben den oben beschriebenen konventionellen Auszählmethoden, wurden im Rahmen dieser Arbeit auch Größenmessungen an Foraminiferen durchgeführt. Dabei wurde jeweils der längste Durchmesser auf der umbilikalen Seite von Gehäusen der Gesamtfraktion 63-500 μm ermittelt. Dieses erfolgte mit Hilfe eines binokularen Mikroskops (Leitz) bei 80facher Vergrößerung. Die Messung selbst wurde dann mit einer okularen Skala (Stricheinheiten = 12,5 μm) ausgeführt. Da es aus zeitlichen Gründen nicht möglich war, die gesamte Probe durchzumessen, war es unbedingt erforderlich, ein repräsentatives Streupräparat zu erstellen. Zunächst wurde die Gesamtprobe mittels eines "Mikro-Splitters" heruntergeteilt und in ein Gläschen ($\varnothing=2\text{cm}$, Höhe=2cm) mit glattem Mündungsrand und flachem Boden gefüllt. Die Teilprobe sollte so groß sein, daß sie die Bodenfläche des Gläschens gut abdeckt. Dann wurde die Fläche einer konventionellen Auszählchale mit farbigem (mittleres blau), steifem Papier, das eine feuchtigkeitsresistente Oberfläche hatte, ausgeklebt. Auf dieses wurde dann ein quadratisches Gitternetz (Seitenlänge =4mm) von 4x4cm projiziert. Diese definierte Fläche wurde mit einem Pinsel leicht befeuchtet und auf die Mündung des Gläschens gelegt. Zusammen wurden dann beide einmal um 180° gekippt und wieder zurückgedreht. Jetzt war die Probe so präpariert, daß die Foraminiferen quadratweise ausgemessen werden konnten. -Bei der Messung ist der farbige Untergrund für eine kontrastreiche Unterscheidung von Foraminiferenrand und Strichskala unbedingt erforderlich.

'Box-Plot' Scheme

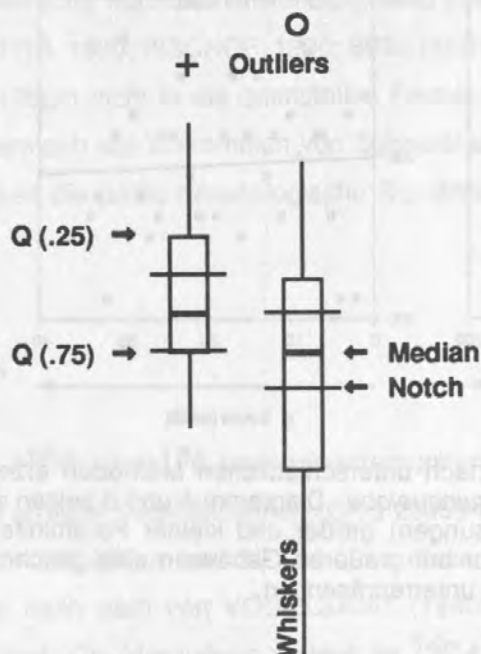


Abb. 5: Statistische Darstellung zur Beschreibung der biometrischen Analyseergebnisse.

Zur Beschreibung der gemessenen Daten können verschiedene Darstellungsmöglichkeiten wie z.B. arithmetisches Mittel oder Medianwert dienen.

Da es sich bei Größenverteilung einer Population von juvenilen bis adulten Gehäusen wie in diesem Falle kaum um Normalverteilungen handelt, sollte besonders der Medianwert im Vordergrund stehen (KÜRZL, 1988). Dieser wird hier in sogenannten 'Box Plots' (MCGILL, 1978) dargestellt. Die obere und untere Begrenzung der Box beschreiben 25 bzw. 75% (Quartile) der Daten (s. Abb. 5). Entlang der senkrechten Striche ('Whiskers') ober- und unterhalb der Box befinden sich die übrigen 50% der Daten zusammen mit eventuellen Ausreißern. Zwei zusätzliche Linien parallel zum Medianwert beschreiben ein Signifikanz-Niveau auf der Basis von 5%. Der Abstand dieser Linien errechnet sich nach KÜRZL (1988) aus dem 'interquartile range' (=IQR) der Daten und dem Stichprobenumfang (n):

$$\text{Median} \pm 1,7(1,25 \text{ IQR}/1,35\sqrt{n})$$

4.4.1 Fehlerbetrachtung

Es bleibt die Überlegung, inwieweit das Streupräparat die Gesamtprobe real widerspiegelt und nicht einer Sortierung unterliegt. Abb. 6 zeigt als Beispiel die oberste Probe vom GKG 23063-2.

23063-2

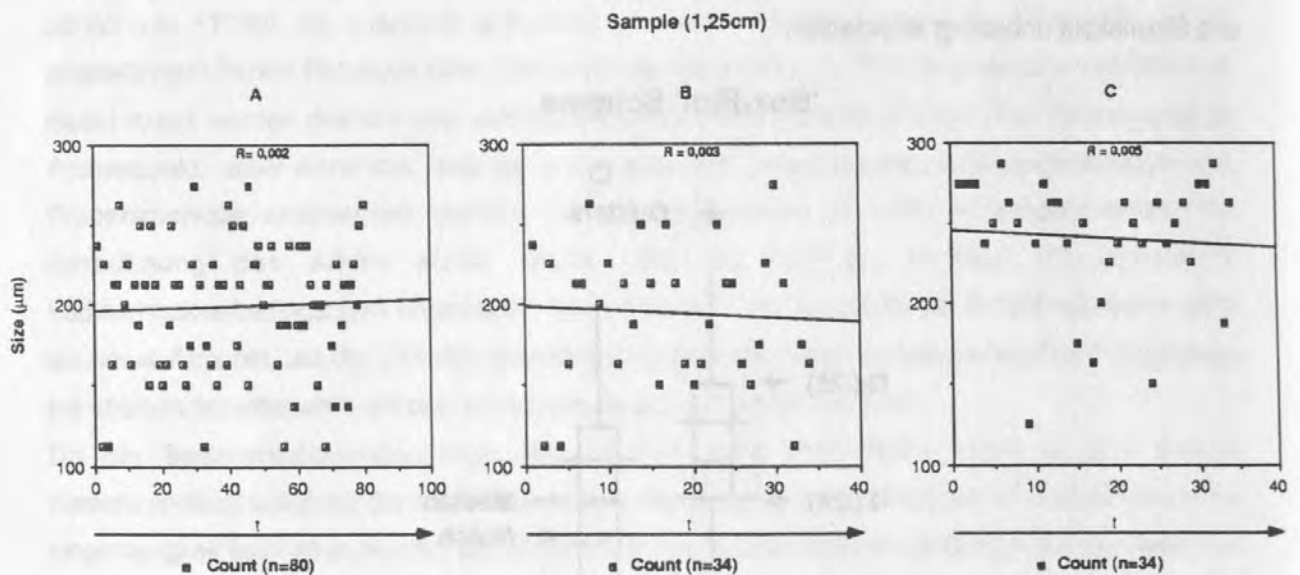


Abb. 6: Darstellung zweier nach unterschiedlichen Methoden erzeugter Streupräparate für die biometrische Analyse von *G. quinqueloba*. Diagramm A und B zeigen eine gleichmäßige Verteilung (t = zeitliche Abfolge der Messungen) großer und kleiner Foraminiferengehäuse über das ganze Präparat. C dagegen zeigt nur bei größeren Gehäusen eine gleichmäßige Verteilung. Das kleine Spektrum dagegen ist stark unterrepräsentiert.

Dabei stellen A und B ein nach der oben beschriebenen Methode erstelltes Präparat dar. Dem gegenüber wurde Probe C direkt aus dem Mikro-Splitter auf das Gitternetz gestreut. Probe C zeigt

hier deutlich eine Sortierung zugunsten der großen Foraminiferen. Dabei wurden die meisten kleineren Formen erst in der hinteren Hälfte des Präparats gemessen ($t = \text{Zeit}$). Dagegen zeigen A und B ein sehr gleichmäßig verteiltes Bild. Darüberhinaus weicht der Mittelwert von B nur um ca. 2% von dem der Gesamtprobe A ab. Trotzdem wurden in dieser Arbeit pro Präparat 60-90 Messungen angestrebt.

4.5 Qualitative Analyse unabhängiger Parameter

Bei der Erstellung der Stratigraphie wurden in dieser Arbeit neben Isotopendaten und den eigenen Faunen-Auszählungen noch zusätzliche qualitative eigene Beobachtungen durchgeführt und in die Interpretation eingebracht.

Für diese Zwecke haben sich dabei in jüngster Zeit zum einen benthische Foraminiferen als 'Index-Fossilien' für bestimmte Zeitabschnitte bewährt. Besonders die Arten *Pullenia bulloides* für die Einordnung des Substadiums 5.1 sowie *Siphotextularia rolshauseni* für das Stadium 2 zeigen beide eine sichere stratigraphische Handhabe (HAAKE & PFLAUMANN, 1989; NEES, 1989; STRUCK & NEES, 1991). Zum anderen sind Aschenlagen (z.B. Vedde Asche) sowie Gesteinspartikel wertvolle stratigraphische Indikatoren. Die Gesteinsfragmente werden als eistransportiertes Material (IRD) verfrachtet. Sie sind somit von paläo-ozeanologischer Signifikanz und können zudem die richtige Zuweisung der Zeitmarken maßgeblich unterstützen, da in den Proben die Beobachtung vom Aus- oder Einsetzen des IRD - in dieser Arbeit $>250\mu\text{m}$ - ein sicheres Zeichen für die zeitliche Beurteilung von Eisdrift ist und schon vielfache nützliche Anwendung fand (JANSEN & BJØRKLUND, 1985; HENRICH, 1989; BIRGISDOTTIR, 1990; BISCHOF, 1990; SPIELHAGEN, 1990; KUBISCH, 1991).

Obwohl die Subfraktion $63-125\mu\text{m}$ nicht in die quantitative Faunenanalyse einbezogen wurde (s. Kap. 4.3.1), wurden diese dennoch auf Vorkommen von Subpolararten durchgesehen und notiert, da sich im Laufe dieser Arbeit die paläo-ozeanologische Signifikanz von Größenveränderungen einiger Arten herausstellte.

4.6 Isotopenmessungen

Es wurden in dieser Arbeit $\delta^{18}\text{O}$ - bzw. ^{13}C -Isotopenuntersuchungen anhand der subpolaren Foraminifere *G. quinqueloba* an zwei Sedimentkernen (GKG 23059-2, 23063-2) durchgeführt. Dafür wurden aus der Subfraktion $125-250\mu\text{m}$ ca. 30 Gehäuse dieser Art ausgelesen. Die weitere Probenaufbereitung erfolgte nach dem von VOGELSANG (1990) beschriebenen Verfahren in Zusammenarbeit mit M. Weinelt. Die Messungen wurden im ^{14}C -Labor am Institut für Reine und Angewandte Kernphysik (Universität Kiel) mit einem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer ausgeführt.

5. ERGEBNISSE

5.1 Faunenzusammensetzung

Die Bestimmung der Foraminiferenarten folgte im allgemeinen dem Konzept von KENNETT & SRINIVASAN (1983), HOLMES (1984) und BOLLI & SAUNDERS (1985). In der Tab. III sind alle in dieser Arbeit identifizierten Arten - exemplarisch steht dafür das O-Isotopenstadium 5.5, in dem die größten Diversitäten vorgefunden wurden - mit den Kernbezeichnungen (letzten 3 Ziffern) aufgelistet. Die Präsenz der Arten ist durch das schwarze Dreieck (+=immer, -=selten) zusammenfassend veranschaulicht. Die Kerne sind entsprechend ihrer ungefähren geographischen Position (vgl. Tab. I) von Süden nach Norden bzw. Westen dargestellt. Es ist eine deutliche Abnahme der Diversität gut erkennbar. Danach kann die Fauna in Zusammenhang mit den quantitativen Analysen (s. Kap.5.2 und 5.5) in prinzipiell drei Gruppen untergliedert werden: (1) die polare Gruppe mit *N. pachyderma* (s) und *N. pachyderma* (d), die sowohl in glazialen und interglazialen Zeiten vertreten ist, (2) die subpolare Gruppe mit *G. quinqueloba*, *G. glutinata*, *G. uvula* und *G. bulloides*, von denen einige Arten zum Teil hohe Konzentrationen in Interglazialen aufweisen, aber in Glazialzeiten nur gering oder überhaupt nicht vorhanden sind, sowie (3) die 'exotische' subpolare Gruppe, die nur äußerst selten und neben dem Holozän hauptsächlich im letzten Interglazial vorkommt. Von dieser Unterteilung ist jedoch *Beella megastoma* ausgenommen, die einen stratigraphischen Sonderstatus einnimmt.

Tab. III: Diversität und laterale Verbreitung der planktischen Foraminiferenfauna in Substadium 5.5 und Grenzbereich von 5/6 (X = vorhanden, O =nicht vorhanden). Die Sedimentkerne sind nur mit den letzten drei Ziffern dargestellt (s. Tab.I).

		Species \ Core											Zones (Kipp, 1976)			
		359	062	063	243	059	732	244	245	246	352	342	906			
+	Subpolar	abundant														
		<i>N. pachyderma</i> (s)	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Polar
		<i>N. pachyderma</i> (d)	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Subpolar
		<i>G. quinqueloba</i>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Polar
		<i>G. glutinata</i>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Subpolar
		<i>G. uvula</i>	X	X	X	X	X	X	X	O	X	O	X	O	O	None
		<i>G. bulloides</i>	X	X	X	X	X	X	O	X	O	O	O	O	O	Subpolar
		<i>Gl. equilateralis</i>	X	X	X	O	X	X	O	O	O	O	X	O	O	Patchy
		<i>Gl. inflata</i>	X	X	X	X	X	X	O	O	O	O	O	O	O	Transitional
		<i>O. universa</i>	X	X	X	X	X	X	O	O	O	O	O	O	O	Patchy
		<i>Gl. scitula</i>	X	X	X	O	X	O	O	O	O	O	O	O	O	Subtropical
		<i>Gl. truncatulinoides</i>	X	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	Subtropical
		<i>B. megastoma</i>	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	Patchy

5.1.1 Artenliste und ökologische Anmerkungen

Im folgenden werden die Arten mit einigen Synonymen aufgeführt und zusätzlichen relevanten Bemerkungen versehen.

Neogloboquadrina pachyderma (EHRENBERG) 1861, Tafel III, 9-11

Aristospira pachyderma EHRENBERG, 1861

Globigerina pachyderma (EHRENBERG)-PARKER, 1962

Globorotalia pachyderma (EHRENBERG)-JENKINS, 1967

Turborotalia pachyderma (EHRENBERG)-BANDY, 1972

Neogloboquadrina pachyderma (EHRENBERG)-COLLEN & VELLA, 1973

Bemerkungen:

Die rezent bipolar verbreitete *N. pachyderma* ist eine häufig für paläo-ozeanologische Untersuchungen der höheren Breiten verwendete planktische Foraminifere. Dabei liegt ihre Bedeutung vor allem in der Ausbildung von zwei hauptsächlich, phänotypischen Varianten: *N. pachyderma* sinistral (s) und *N. pachyderma* dextral (d). Die linksgedrehte *N. pachyderma* (s) ist besonders stark in den polaren Gebieten -sogar im Meereis (LIPPS & KREBS, 1974)- beheimatet, wogegen *N. pachyderma* (d) die größten Häufigkeiten in den angrenzenden wärmeren Zonen aufweist und daher auch als subpolar bezeichnet wird (KIPP, 1976). Diese unterschiedliche morphologische Ausbildung wurde schon früh erkannt und mit der Temperatur in Verbindung gebracht (ERICSON, 1959; BÉ & HAMLIN, 1967). Daneben wurden jedoch noch vielfältige andere Gründe für diesen Wechsel vorgeschlagen (THIEDE, 1971; KENNETT, 1976). Abgesehen von ihrer Windungsrichtung zeigt sie auch sonst eine vielfältige Morphologie (KENNETT, 1968; KELLER, 1978; REYNOLDS & THUNELL, 1986), die wahrscheinlich ein Hauptgrund dafür ist, daß sie so unterschiedlichen Gattungen zugeordnet wurde.

Rezente Fallenuntersuchungen aus dem Boreas Becken zeigen, daß *N. pachyderma* 50-60% der Fauna in Gebieten mit permanenter Eisbedeckung bildet, im eisfreien Bereich des WSC werden jedoch nur Anteile von ca. 20-30% beobachtet werden (CARSTENS, unpubl.).

Da *N. pachyderma* (s) in den Kernen der NGS nahezu kontinuierlich mit 15-98% vorkommt, werden ihre Gehäuse für die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen bevorzugt herangezogen. Demgegenüber ist *N. pachyderma* (d) nur mit 1-26% an der Gesamtf fauna vertreten. Bei der Isotopeninterpretation sollte unbedingt berücksichtigt werden, daß *N. pachyderma* (s) zur Reproduktion in Tiefen weit unter 200m abwandert (SPINDLER, 1986), wo es kurz vor der Reproduktion zu einer vermehrten Kalkakkretion kommt (HEMLEBEN et al., 1989). Somit könnten folglich Isotopenverhältnisse unterschiedlicher Wassermassen in die Schale eingebaut werden. Auch anhand ihrer Größenvariabilität sind Unregelmäßigkeiten in den Isotopensignalen nachgewiesen (AKSU & VILKS, 1988).

Gehäuse der Art *N. dutertrei* (d'Orbigny) wurden in dieser Arbeit nicht erkannt. Zusätzlich scheint die Unterscheidung von sogenannten Zwischenformen von *N. pachyderma* (d) und *N. dutertrei*, den 'P-D-intergrades' (HAAKE & PFLAUMANN, 1989) wegen zu starker Subjektivität bei der taxonomischen

Beurteilung schwierig und auch nicht unbedingt notwendig, da beide ein ähnliches Verteilungsmuster in Oberflächenproben des Nordatlantiks aufweisen (KIPP, 1976).

Globigerina quinqueloba NATLAND, 1938 Tafel II, 10,11

Globigerina atlantisae CIFELLI & SMITH, 1970

Globigerina egelida CIFELLI & SMITH, 1970

Globigerina exumbilicata HERMAN, 1980

Bemerkungen:

G. quinqueloba wird generell als subpolare Art beschrieben (KENNETT & SRINIVASAN, 1983). Nach BÉ (1977) hat sie ihre vertikale Häufigkeit in der photischen Zone (sie besitzt Symbionten) oberhalb von 50m und eine geographische Verbreitung von den polaren Gebieten bis zur subtropischen Zone. Neuere Untersuchungen zeigen, daß sie in eisfreien Gebieten der NGS unterhalb von 100m ihre Häufigkeitsmaxima aufweist (BOCK, 1990) und erst nahe der Eiskante hauptsächlich in Tiefen zwischen 50-100m vorkommt (CARSTENS, 1988). Im Bereich des EGC und jährlicher Eisbedeckung hat sie im westlichen Boreas Becken deutliche Maxima in größeren Tiefen (ca. 100-200m), die CARSTENS (1989) mit dem Abtauchen von salzreicherem WSC-Wasser begründet. Hier bildet sie in Sedimentfallen ca. 40-50% der Gesamtfaua und im direkten Einflußgebiet des WSC sogar bis zu 70%. Geringere Vorkommen in Netzfängen aus der Arktis werden CARSTENS & WEFER (in press) zufolge mit Verdriftung durch den WSC begründet. Ein Vergleich von Daten aus Netzen, Sedimentfallen und Oberflächenproben aus dem Bereich der südlichen Framstraße belegen zumindest für diese Region eine gewisse Karbonatlösung, die zur Unterrepräsentation von *G. quinqueloba* im Sediment führt (CARSTENS, 1989). Dabei beweist ein gegenüber der Wassersäule höheres Größenspektrum der Gesamtfaua in Sedimentoberflächen eine Abnahme der lösungsempfindlicheren kleinen Formen von *G. quinqueloba*.

Die Bedeutung von *G. quinqueloba* zeigt sich auch in den Sedimentkernen, wo sie, abhängig von der geographischen Position, mit Prozentanteilen bis zu 70% in holozänen Zeitabschnitten vertreten ist. Dieses macht sie zur häufigsten Art der Subpolarfauna und zu einem wichtigen Faktor bei der paläo-ozeanologischen Interpretation.

Globigerina bulloides d'ORBIGNY, 1826 Tafel II, 3

Bemerkungen:

Diese Form hat eine subpolare bis tropische Verbreitung mit größten Häufigkeiten in den klimatisch gemäßigteren Breiten (KENNETT & SRINIVASAN, 1983) und bevorzugt ein flaches Tiefenhabitat mit hohen Nährstoffgehalten wie sie z.B. in 'Upwelling'-Gebieten vorkommen (KROON, 1988).

In der NGS wird sie außerhalb der direkten Einflußsphäre des NC in der Wassersäule nahezu überhaupt nicht vorgefunden (CARSTENS, 1988; BOCK, 1990).

Kerne unterhalb atlantischer Wassermassen weisen in interglazialen Abschnitten prozentuale Schwankungen an der Gesamtfaua (125-500µm) zwischen 0-5% auf. In der Fraktion 250-500µm, in der ihr hauptsächliches Größenspektrum liegt, kann sie jedoch bis zu 50% der Fauna bilden.

Globigerinita glutinata (EGGER) 1893, Tafel II, 7

Globigerinita glutinata EGGER, 1893

Globigerinita incrusta AKERS, 1955

Globigerina juvenilis, BOLLI, 1957

Globigerinita uvula (EHRENBERG) 1861, Tafel II 5

Pylodexia uvula EHRENBERG, 1861

Globigerina bradyi WIESNER, 1931

Bemerkungen:

Beide Arten der Gattung *Globigerinita* zeigen eine subpolare bis tropische Verbreitung (KENNETT & SRINIVASAN, 1983).

In der NGS zeigen sie einen allgegenwärtigen Charakter in der Wassersäule (J. Carstens, frdl. mdl. Mttlg.) und sind nur geringfügig an der Gesamtfaua beteiligt. Ein ähnliches Bild ergeben auch die Sedimentuntersuchungen, in denen *G. glutinata* maximal mit bis zu 5%, bzw. *G. uvula* mit 4% in Interglazialen vertreten sind. In den meisten Fällen sind diese Werte jedoch weitaus geringer. Es muß dabei allerdings berücksichtigt werden, daß besonders *G. uvula* hauptsächlich in der Fraktion 63-125µm beobachtet wurde und sich die oben genannten 4% (Kern 17732) auf die Gesamtprobe 125-500µm beziehen. Danach ist dieser Anteil ungewöhnlich hoch zu bewerten.

Globigerinella aequilateralis (BRADY) 1884, Tafel II, 8

Globigerina aequilateralis BRADY, 1884

Globigerina siphonifera d'ORBIGNY, 1839

Bemerkungen:

Eine Art, die nur sporadisch in der NGS und im Nordatlantik (KIPP, 1976) auftritt und nach KENNETT & SRINIVASAN (1983) in tropischen bis gemäßigten Breiten ihre Hauptverbreitung hat.

Globorotalia inflata (d'ORBIGNY) 1839, Tafel II, 9

Globigerina inflata d'ORBIGNY, 1839

Globorotalia (Turborotalia) inflata (d'ORBIGNY)-BANNER & BLOW, 1967

Bemerkungen:

Eine subpolar bis subtropisch verbreitete Art, die hauptsächlich in der transitionalen Zone verbreitet ist (HEMLEBEN et al., 1989).

Orbulina universa d'ORBIGNY 1839

Bemerkungen:

Eine allgegenwärtige Form mit subpolarer bis tropischer Verbreitung, die nach KIPP (1976) in den Sedimenten des Nordatlantiks kein 'einheitliches' Verteilungsmuster widerspiegelt.

Globorotalia scitula (BRADY) 1882, Tafel II, 1

Pulvinulina scitula BRADY, 1882

Globorotalia bermudezi RÖGL & BOLLI, 1973

Bemerkungen:

Nach KENNETT & SRINIVASAN (1983) sowie HEMLEBEN et al. (1989) tritt diese Art in den tropischen bis gemäßigten Breiten auf.

Globorotalia truncatulinoides (d'ORBIGNY) 1839, Tafel II, 2, 4

Rotalia truncatulinoides d'ORBIGNY, 1839

Bemerkungen:

Diese Art ist hauptsächlich in subtropischen bis tropischen Gegenden verbreitet (KENNETT & SRINIVASAN, 1983), wo lebende Formen sogar in Tiefen von 800m vorkommen (HEMLEBEN et al., 1989).

Ab *Gl. aequilateralis* sind alle oben genannten Arten nur geringfügig mit Prozentanteilen von zusammen unter 1% (Fraktion 250-500µm) in den Kernen vertreten, weshalb sie in die Gruppe 'exotische Subpolarfauna' gestellt wurden (s. Tab. III). Dennoch hat ihre Präsenz ozeanologische bzw. paläo-ozeanologische Signifikanz (s. Kap.7.3 und 7.4).

Abgesehen von *N. pachyderma*, werden in dieser Arbeit alle Arten aber auch zusammenfassend als Subpolarfauna bezeichnet, da sie bevorzugt in den 'wärmeren' interstadialen bzw. interglazialen Abschnitten auftreten.

Beella megastoma (EARLAND) 1934, Tafel III, 1-8

Globigerina megastoma EARLAND, 1934

Globigerina digitata BRADY, 1879

Globigerina praedigitata PARKER, 1967

Beella digitata cf. *digitata* BLOW, 1969

Hastigerinella digitata BRÖNNIMANN & RESIG, 1971

Bemerkungen:

In dieser Arbeit wird zum ersten Mal die Art *B. megastoma* aus pleistozänen Sedimenten der NGS beschrieben. Die Gattung wurde von BANNER & BLOW (1960) als Untergattung von *Globorotalia* eingeführt, dann aber von BLOW (1965) als Untergattung von *Globigerina* behandelt. Ihre stratigraphische Verbreitung wurde mit Tertiär-Rezent angegeben.

Sie hebt sich besonders durch starke Trochospiralität sowie radial langgestreckte Kammern hervor, wobei sich die letzte oder auch vorletzte Kammer gelegentlich fingerartig ausbilden und eine streptospirale Tendenz aufweisen kann.

Die geographische Verbreitung von *B. digitata* wird mit tropisch bis gemäßigt angegeben (KENNETT & SRINIVASAN, 1983), wobei sie nach HEMLEBEN et al. (1989) besonders 'tiefere' Gewässer bevorzugt.

Die taxonomische sowie stratigraphische Zuordnung bereitete in der Vergangenheit offensichtliche Schwierigkeiten und wird im folgenden kurz umrissen:

PARKER (1967) führte den Namen für die Art *Globigerina praedigitata* ein, die zwar langgestreckte Kammern aufwies, diese aber nie fingerartig verlängerte. Dieselbe Beschreibung wurde von BLOW (1969) für *B. digitata* cf. *digitata* übernommen. Beide wurden stratigraphisch den spätertären Zonen N16-N21 zugeordnet.

HOLMES (1984) erkannte den Typ von PARKER (1967) und BLOW (1969) als *G. megastoma* und stellte sie in die Gattung *Beella*. Seine beschriebenen Exemplare stammen aus dem Nordatlantik aus Oberflächenproben des Rockall Trops (50-55° N). Neuere Beobachtungen an DSDP-Material aus der Karibik zeigen, daß die Arten *G. praedigitata* und *G. digitata* cf. *digitata* seit dem Spät-Tertiär bis ins Holozän kontinuierlich vorzufinden sind (BOLLI & Saunders, 1985). Dieses wird unter anderem auch aus dem Pazifik bestätigt (BELFORD, 1989). Vergleicht man die verschiedenen Abbildungen der

Autoren, so liegt die Vermutung nahe, daß *G. praedigitata*, *B. digitata* cf. *digitata* und auch *B. megastoma* extrem große 'juvenile' Formen von *B. digitata* sind. Solange dieses aber nicht genügend gesichert ist, wird sie in dieser Arbeit als *B. megastoma* behandelt.

5.2. Stratigraphische Verteilung der Foraminiferen seit dem letzten Glazial

Die laterale Verbreitung planktischer Foraminiferen in Oberflächensedimenten zeigt ein von den Wassermassen abhängiges Verteilungsmuster, wobei die Subpolarfauna -insbesondere die exotischen Subpolararten- am häufigsten direkt unterhalb bzw. in der näheren Einflußsphäre des NC anzutreffen sind (KELLOGG, 1975; KIPP, 1976). Verschiedene Untersuchungen haben gezeigt, daß auch innerhalb der Sedimentkerne deutliche glazial/interglaziale Unterschiede zu erkennen sind, die prinzipiell mit den Unterteilungen der O-Isotopenstratigraphie korrelieren (u.a. KELLOGG, 1980; BELANGER, 1982; RAMM, 1989). Diese gute Korrelation mag zum Teil mit den weiten Probenintervallen der Kerne zusammenhängen (~10cm), die detailliertere Unterschiede nicht aufzulösen vermögen. Einen besseren Aufschluß über die Zusammenhänge bieten somit die enger beprobten oberen Kernabschnitte bzw. die ungestörten GKG. Die Ergebnisse dieser Bereiche werden - separat von den langen Kernen - im folgenden besonders anhand der dominanten Arten *N. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *G. bulloides* beschrieben.

Im Verlaufe dieser Arbeit hat sich der GKG 23243-2 aus zwei Gründen als ein 'Standard'-Kern herauskristallisiert. Er ist zum einen im zentralen Bereich der NGS gelegen und spiegelt durch die Nähe des NC gut den Einfluß des Nordatlantiks wider. Zum anderen hat er durch das Auftreten der Vedde Asche, die den Zeitraum der Jüngeren Dryas auch auf dem Island Plateau repräsentiert (SEJRUP et al., 1989), eine von der O-Isotopenstratigraphie unabhängige Zeitmarke von 10.600 J.v.h. (MANGERUD et al., 1984). Aufgrund der Aschenverteilung im GKG und im langen Sedimentkern, bietet sich die Möglichkeit einer genauen stratigraphischen Korrelation an. Dabei zeigte sich, daß die Korrektur von VOGELSANG (1990) mit +4,5cm eindeutig um mindestens 3,5cm zu niedrig ausgefallen war (s.a. BIRGISDOTTIR, 1990). Eine optische Untersuchung der Fraktion 63-125µm - hier zeigen die glasartigen Aschenpartikel die größten Konzentrationen - belegt das Maximum in diesem GKG in ca. 44cm Teufe. Die gleiche Möglichkeit der stratigraphischen Korrelation von GKG und langem Sedimentkern bietet auch der GKG 23246-2. Basierend auf einer Isotopenkorrelation hat VOGELSANG (1990) eine Korrektur von -15cm angegeben. Diese Korrektur wurde von BIRGISDOTTIR (1990) in diesem Fall direkt übernommen. Aufgrund des in diesem Kern wesentlich geringeren Anteils der Asche gegenüber dem Kern 23243 scheint eine Korrelation schwierig. Eine genaue optische Studie des GKG zeigte aber, daß die Aschenlage in der Teufe 18,5cm ihr eindeutiges Maximum aufweist. Dieses, zusammen mit der Information von BIRGISDOTTIR

(1990) aus dem Kern 23246-4 -diese hat die Grobfraktionsanalyse nicht auf die GKG angewandt- beträgt die Korrektur der Einhängung nicht -15cm sondern ca. -12cm.

Aufgrund der Zuordnung der Asche zur Vedde Asche (SEJRUP et. al., 1989) ergibt sich für den 23243-2 eine LSR von ca. $4\text{cm} \cdot \text{ky}^{-1}$. Dieses ist eine relativ hohe LSR für einen pelagisch gelegenen Kern, der durch seine Position nicht durch hangbedingte Schüttungen beeinträchtigt wird wie z.B. der Kern 17732 (Abb.8 und 17), der mit offensichtlichen Turbiditlagen durchsetzt ist.

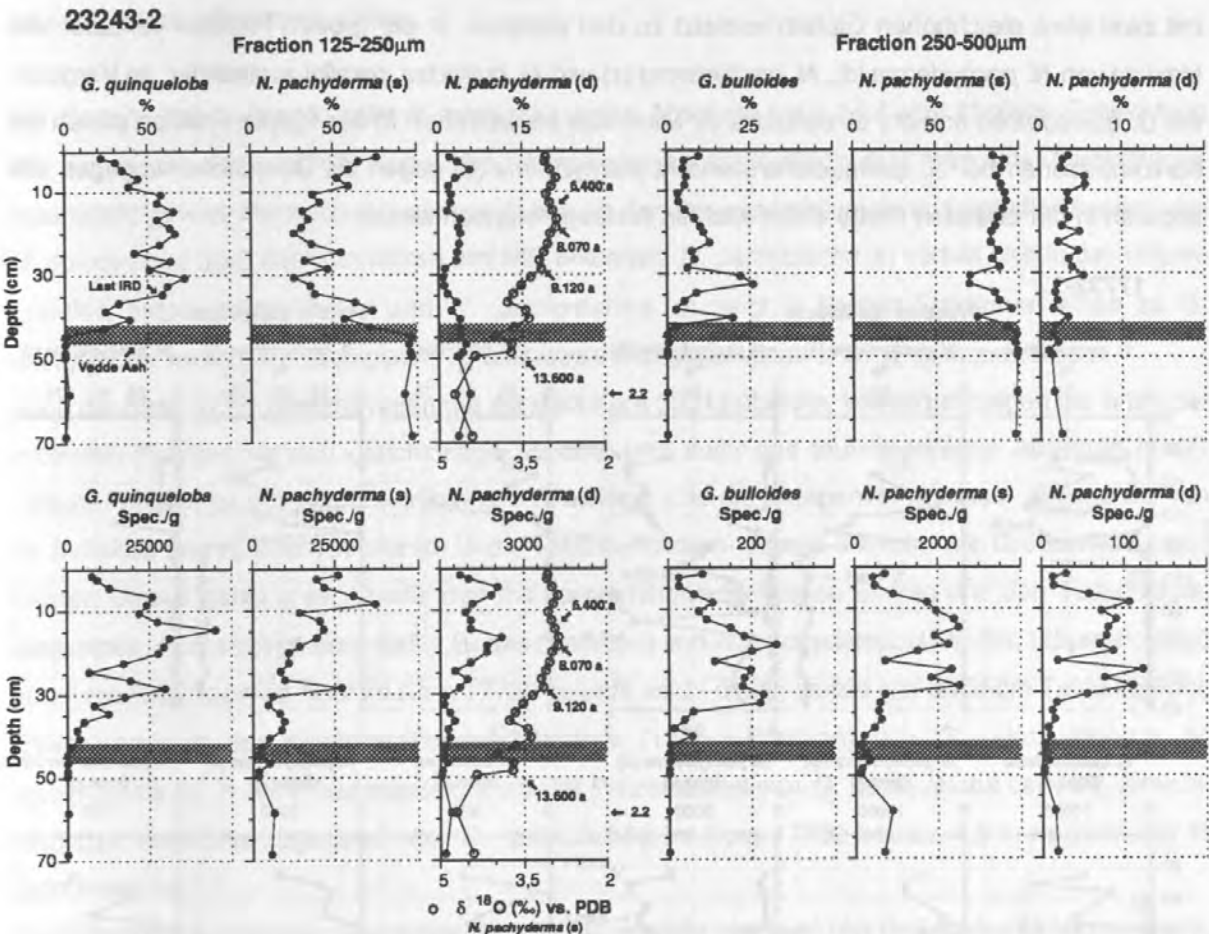


Abb. 7: Faunenverteilungen und -konzentrationen der untersuchten Teilfraktionen des Kernes 23243. IRD ist in Stadium 2 durchgehend bis zum angezeigten letzten Auftreten vorhanden. Zeitmarken s. Kap. 6, Tab. IV. S.R. = beobachtetes Auftreten von *Siphotextularia rolshauseni*. O-Isotopenwerte von VOGELSANG (1990).

Die Subpolarfauna wird im GKG 23243-2 (Abb. 7) eindeutig von *G. quinqueloba* dominiert, die kurz nach der Vedde Asche schon 40% und dann nach einem kleinen Abfall bei 30 cm über 70% der Gesamtfaua in der Subfraktion 125-250µm (=125µm-Fraktion) bildet. Gegen die Oberfläche fällt der Anteil dann auf ca. 20% zurück. *N. pachyderma* (s) verhält sich entsprechend invers zu *G.*

quiqueloba und hat ihren größten Anteil mit ca. 95% im Bereich der Aschenlage. In der 250µm-Fraktion (250-500µm) bildet *G. bulloides* insgesamt ca. 25% der Fauna, wobei sich der übrige Teil hauptsächlich auf *N. pachyderma* (d) und *N. pachyderma* (s) verteilt. In beiden Fraktionen ist der Anteil von *N. pachyderma* (d) mit bis zu 6% sehr ähnlich.

Ein deutlich anderes Bild geben die Spec.*g⁻¹-Daten wieder. Hier treten in der 125µm-Fraktion die größten Konzentrationen von *G. quiqueloba* erst viel später auf (ca. 15cm Teufe), obwohl auch schon bei 28cm Teufe ein erstes Zwischenmaximum erreicht wird. *N. pachyderma* (s) hat ihre größten Konzentrationen eindeutig nach *G. quiqueloba* bei ca. 9cm. *N. pachyderma* (d) verhält sich dagegen mit zwei etwa gleichhohen Gipfeln versetzt zu den anderen. In der großen Fraktion verlaufen die Maxima von *N. pachyderma* (d), *N. pachyderma* (s) und *G. bulloides* parallel zueinander. Im Vergleich mit *G. quiqueloba* erreicht *G. bulloides* ihr Maximum etwas früher. In der 125µm-Fraktion sinken die Konzentrationen bei *G. quiqueloba* sowie *N. pachyderma* (d) gegen die Oberfläche, wogegen alle anderen in der obersten Probe einen leichten Anstieg erkennen lassen.

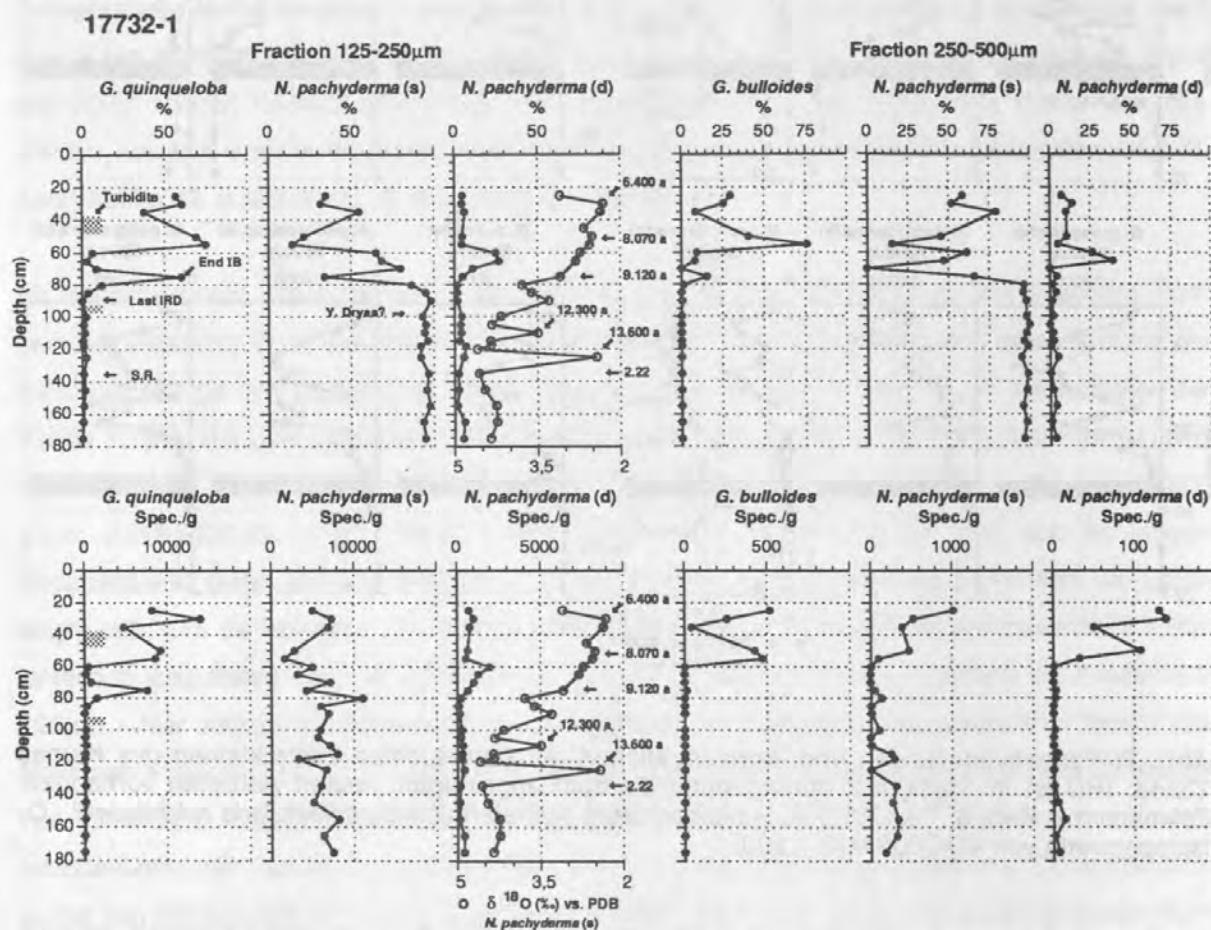


Abb. 8: Faunenverteilungen und -konzentrationen der untersuchten Teilfraktionen des Kernes 17732. IRD ist in Stadium 2 durchgehend bis zum angezeigten letzten Auftreten vorhanden. Zeitmarken s. Kap. 6, Tab. IV. S.R. = beobachtetes Auftreten von *Siphotextularia rolshauseni*. O-Isotopenwerte von WEINELT (unpubl.)

Die entsprechende O-Isotopenkurve zeigt in dem Anstieg nach dem Substadium 2.22 zwei durch mehrere Meßpunkte belegte Gipfel, die beim Vergleich mit der C-Isotopenkurve (s. VOGELSANG, 1990) als Schmelzwasser interpretiert werden könnten. Da die Vedde Asche gut erkennbar in die rechte Flanke des zweiten Gipfels fällt, liegt hier deutlich eine zeitliche Diskrepanz zu der Interpretation von VOGELSANG (1990) vor.

Das letzte IRD wurde bei ca. 34cm vorgefunden. *Siphotextularia rolshauseni*, die nach STRUCK & NEES (1991) eine spezifische Glazialform darstellt und vorwiegend in Stadium 2 auftritt, wurde in den Teufen 58 und 68cm beobachtet.

Der Kern 17732-1 (Abb. 8) zeigt in seinem jüngeren Abschnitt nach 2.22 eine ähnliche Entwicklung wie schon der Kern 23243, wobei die Faunenanalyse stark durch drei markante Turbiditlagen beeinträchtigt wird. Dennoch läßt sich auch hier an den Prozentanteilen ein sprunghafter Anstieg von *G. quinqueloba* nach dem Aussetzen des IRD erkennen. *N. pachyderma* (s) verhält sich in der 125µm-Fraktion entsprechend invers und *N. pachyderma* (d) zeigt in beiden Fraktionen einen zu *G. quinqueloba* versetzten Hauptgipfel. *G. bulloides* tritt dagegen parallel zu *G. quinqueloba* auf.

Auch die Spec.*g⁻¹- Daten stimmen gut mit dem Kern 23243 überein. Wiederum zeigen die Arten der größeren Fraktion nahezu gleichzeitige Maxima und auch das teufenversetzte Auftreten in der 125µm-Fraktion ist gut wiederzuerkennen. Allerdings sind die Mengenverhältnisse -abgesehen von *G. bulloides* und *N. pachyderma* (d) in der 250µm-Fraktion- überall um mehrere Größenordnungen kleiner. Dieses hängt unter Umständen mit dem erhöhten terrigenen Eintrag und den Turbiditlagen zusammen. Ferner zeigt sich, daß z.B. das Maximum von *N. pachyderma* (s) in der 125µm-Fraktion von Kern 23243 zeitlich nicht im Kern 17732 erreicht wird - dieser wurde erst ab 25cm Teufe beprobt. Beim Vergleich der Konzentrationsverhältnisse (125µm-Fraktion) von *G. quinqueloba* zu *N. pachyderma* (s) in dem Teufenbereich, wo der Prozentanteil von *G. quinqueloba* ca. 70% erreicht, liegt das Verhältnis zugunsten von *G. quinqueloba* im Kern 17732 bei ca. 4,5:1, im Kern 23243 jedoch nur bei 1:1.

Die O-Isotopenkurve zeigt gegenüber Kern 23243 anstelle von zwei hier drei markante leichte Gipfel, die als Schmelzwasser interpretiert werden (WEINELT, unpubl.). Das Hauptvorkommen von *S. rolshauseni* wurde in der Teufe 135cm innerhalb von Stadium 2 notiert.

Der GKG 23059-2 (Abb. 9) spiegelt in seinen Prozent- wie auch Mengenanteilen der Arten ein nahezu identisches Bild wie der Kern 23243 wider, wobei *G. quinqueloba* auch hier deutlich erst nach dem Substadium 2.22 ansteigt, wieder abfällt, um dann nach Aussetzen des IRD sehr steil auf Größenordnungen von über 50% anzusteigen. Der einzige signifikante Unterschied zwischen beiden GKG ist der höhere Prozentanteil von *G. bulloides*, der bei den Mengenangaben aber wieder vergleichbare Werte zeigt.

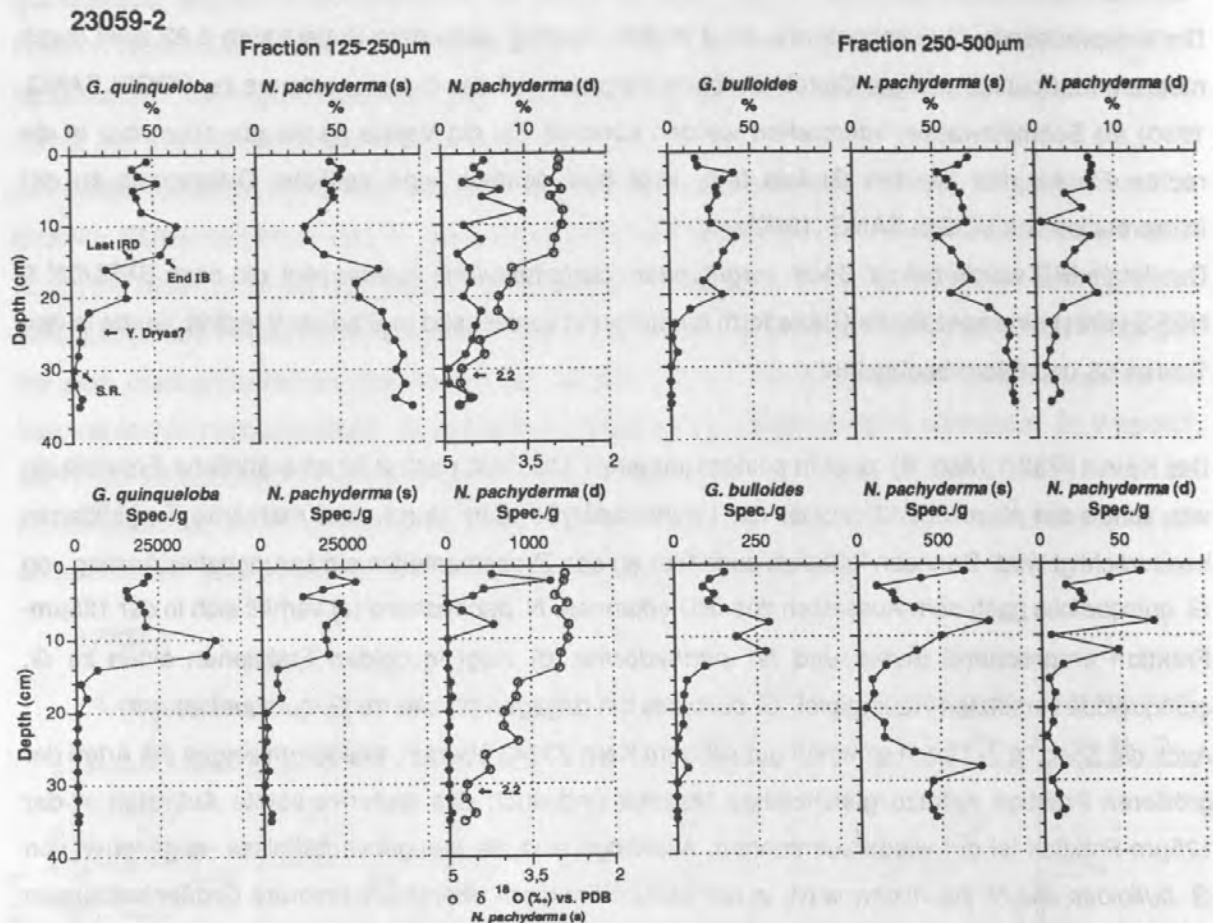


Abb. 9: Faunenverteilungen und -konzentrationen der untersuchten Teilfraktionen des Kernes 23059. IRD ist in Stadium 2 durchgehend bis zum angezeigten letzten Auftreten vorhanden. S.R. = beobachtetes Auftreten von *Siphotextularia rolshauseni*. O-Isotopenwerte von VOGELSANG (1990).

Die ursprüngliche O-Isotopenkurve von VOGELSANG (1990) zeigt besonders in dem Bereich nach Stadium 2.22 aufgrund der von ihr angewandten engen Beprobungsdichte (hier 1cm-Intervalle) eine undeutliche Situation. Dieser vermutliche Bioturbationseffekt wird durch die Verwendung von nur jeder zweiten Probe optisch 'geglättet'. Dadurch zeigen sich gute Parallelen mit der O-Isotopenkurve von Kern 23243 (s. Abb. 7).

Die benthische Foraminifere *S. rolshauseni* wurde besonders häufig in den Probenteufen 30-37cm beobachtet.

Die Faunenverteilung im GKG 23063-2 zeigt auch hier dasselbe Muster, indem der Prozentanteil von *G. quinqueloba* nach steilem Anstieg signifikant zurückfällt, um dann nach Aussetzen des IRD über 70% (s. Abb. 10) aufzuweisen. Der Einbruch bei ca. 11cm ist vermutlich auf die ungewöhnliche Probenbreite (2,5cm) zurückzuführen.

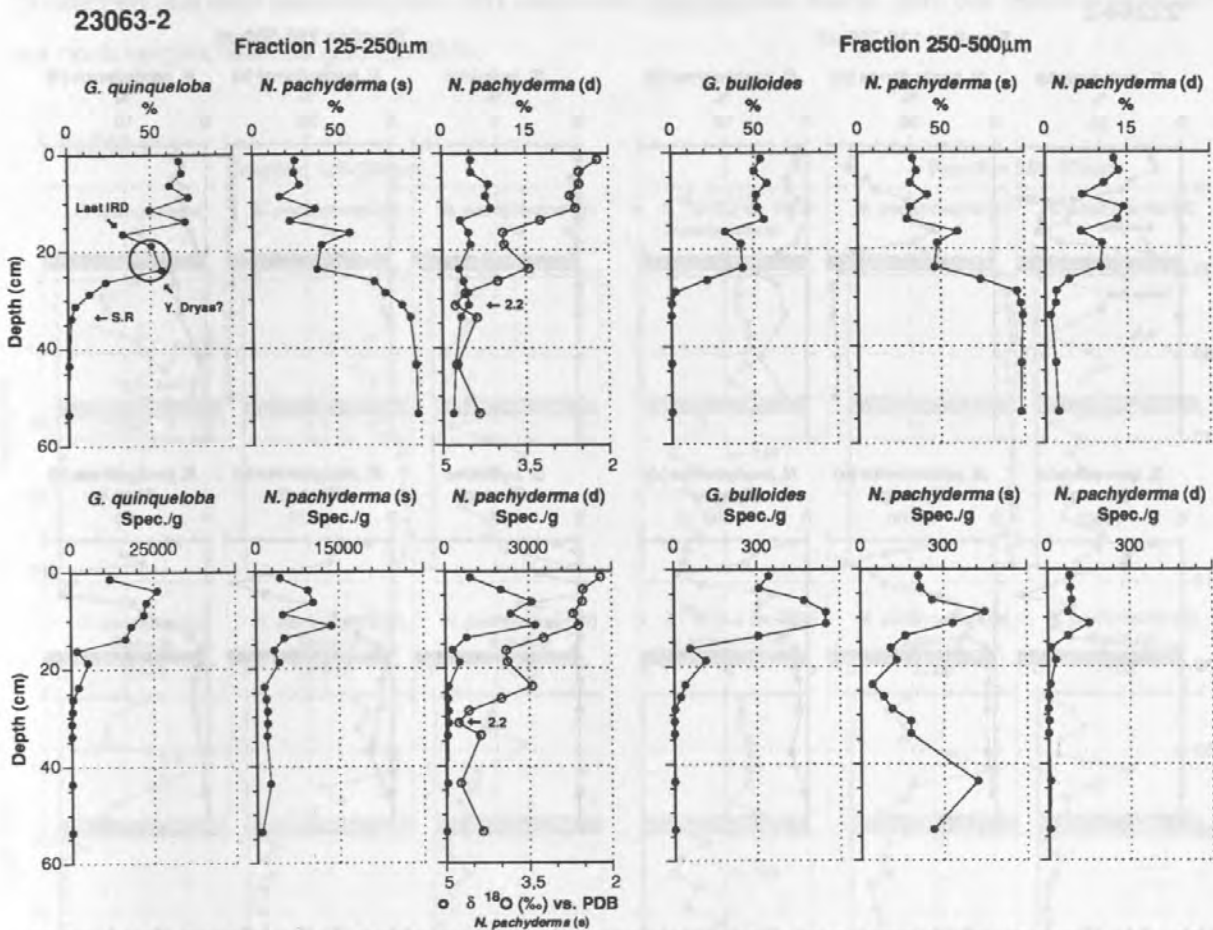


Abb. 10: Faunenverteilungen und -konzentrationen der untersuchten Teilfraktionen des Kernes 23063. IRD ist in Stadium 2 durchgehend bis zum angezeigten letzten Auftreten vorhanden. S.R. = beobachtetes Auftreten von *Siphotextularia rolshauseni*. O-Isotopenwerte von VOGELSANG (1990).

Die daraus resultierenden Unregelmäßigkeiten sind auch in der O-Isotopenkurve ersichtlich. Hier scheint der im Anstieg nach 2.22 typische Doppelgipfel der Kerne 23243 und 23059 durch die breiten Proben in einem Einzelgipfel zusammengefaßt zu sein. Eine Korrelation der Faunenanteile und O-Isotopenkurven mit den Kernen 23059 und 23243 läßt vermuten, daß im Kern 23063 ein beträchtlicher Teil der Oberfläche erodiert ist.

Die stratigraphische Einteilung von Stadium 2 wird auch hier durch ein vermehrtes Auftreten von *S. rolshauseni* bei ca. 34cm Teufe unterstützt.

Die oberen 70 cm von GKG 23244-2 zeigen (Abb. 11), daß es auch hier wiederum nach der Aschenlage - eine qualitative Abschätzung der 63-125µm-Fraktion anhand von zusätzlichen Zwischenproben (s.a. BIRGISDOTTIR, 1990) ergab ein Maximum für die Teufe 29cm - und dem Aussetzen von IRD zu einer 'expositionartigen' Entwicklung der Prozentanteile von *G. quinqueloba* kam.

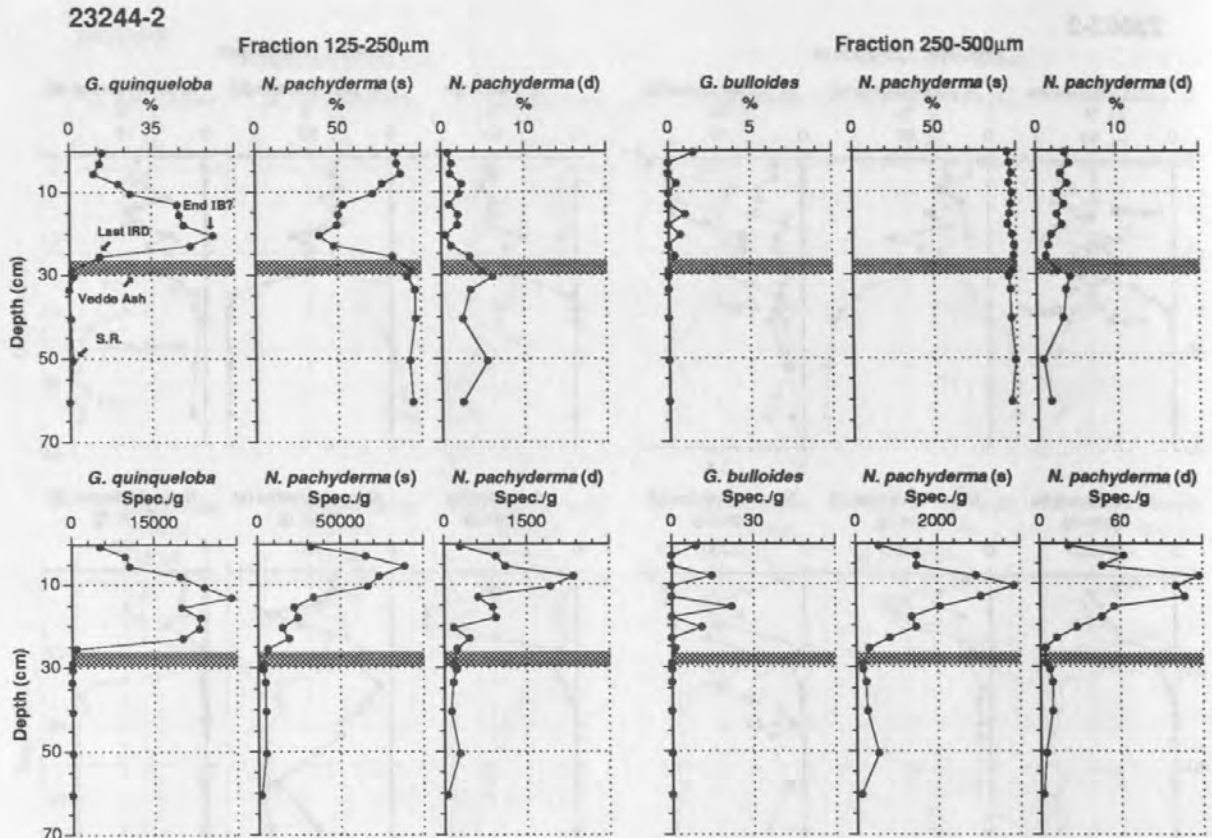


Abb. 11: Faunenverteilungen und -konzentrationen der untersuchten Teilfraktionen des Kernes 23244. IRD ist in Stadium 2 durchgehend bis zum angezeigten letzten Auftreten vorhanden. S.R. = beobachtetes Auftreten von *Siphotextularia rolshauseni*.

Die Maxima der Konzentrationen von *G. quinqueloba*, *N. pachyderma* (s) und *N. pachyderma* (d) sind in der 125µm-Fraktion wiederum zueinander versetzt. Ähnliche Tendenzen wie schon im Kern 23243 spiegeln zudem die Verteilungen in der größeren Fraktion wider. Auffällig ist hier aber der deutlich verminderte Anteil von *G. bulloides*. Bei einem zusätzlichen Vergleich der Prozentanteile und Konzentrationsangaben von *N. pachyderma* (s) und *G. quinqueloba* (125µm-Fraktion) des Kernes 23243 innerhalb der obersten Proben, ergibt sich, daß diese nahezu identisch sind. Das in den Kernen 23063, 23059, 23243 und 17732 zu erkennende Maximum von *N. pachyderma* (s) der 250µm-Fraktion innerhalb von Stadium 2, das sich im Anstieg der O-Isotopenkurve deutlich reduziert, ist hier nur schwach ausgeprägt.

In Abb. 12 wird sehr deutlich, daß *G. quinqueloba* - *G. bulloides* ist bezeichnenderweise hier überhaupt nicht mehr vorhanden - im westlichsten Kern, GKG 23246-2 schon in der Probe unterhalb der Asche signifikant mit ca. 25% an der Faunazusammensetzung beteiligt ist. Nach zwei deutlichen

Einbrüchen und dem Aussetzen von IRD wiederum oberhalb der Asche, geht der Maximalanteil auf nur noch vergleichsweise geringe 35%.

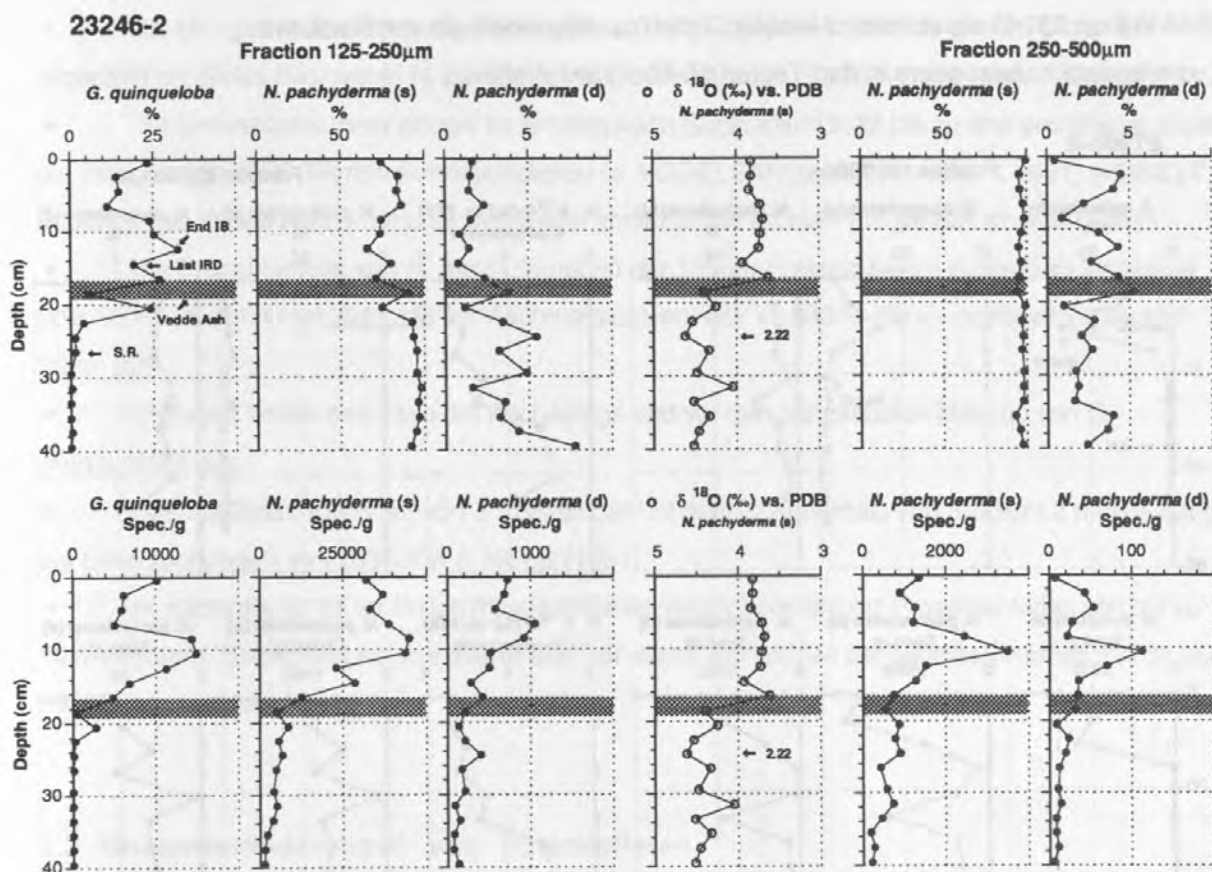


Abb. 12: Faunenverteilungen und -konzentrationen der untersuchten Teilfraktionen des Kernes 23246. IRD ist in Stadium 2 durchgehend bis zum angezeigten letzten Auftreten vorhanden. S.R. = beobachtetes Auftreten von *Siphotextularia rolshauseni*. O-Isotopenwerte von VOGELSANG (1990).

Auch die Konzentrationen zeigen eine Reduzierung von *G. quinqueloba* und das Verhältnis steigt zugunsten von *N. pachyderma* (s).

Die O-Isotopenkurve zeigt wie auch schon in den östlichen Kernen zwei prominente Gipfel oberhalb von Substadium 2.22, wobei die Asche wie im Kern 23243 an der rechten Flanke des oberen Gipfels liegt.

S. rolshauseni wurde besonders häufig in 26cm Teufe beobachtet. Dies läßt zusammen mit dem hohen prozentualen Anteil von *N. pachyderma* (d) der 125µm-Fraktion im unteren Teil des GKG auf ein nur geringmächtiges Stadium 2 schließen.

Der obere Abschnitt von Kern 21906-2 (Abb. 13) spiegelt im Grunde ähnliche Verhältnisse wider, wie sie auch schon im Kern 23246 beobachtet werden konnten, nur sind die Konzentrationen der Foraminiferen hier wesentlich geringer. Da es sich bei diesem Kern um ein Kastenlot mit 5cm-

Probenintervallen handelt, sollte man die Daten wegen der gestörten jüngeren Sedimente nur tendenziell beurteilen.

Die O-Isotopenkurve zeigt auch hier im Anstieg nach 2.22 zwei kleine Gipfel. Zudem befindet sich wie schon in Kern 23246 ein auffallend leichter Gipfel (ca. 4‰) innerhalb von Stadium 2.

S. rolshauseni ist besonders in den Teufen 35-50cm anzutreffen.

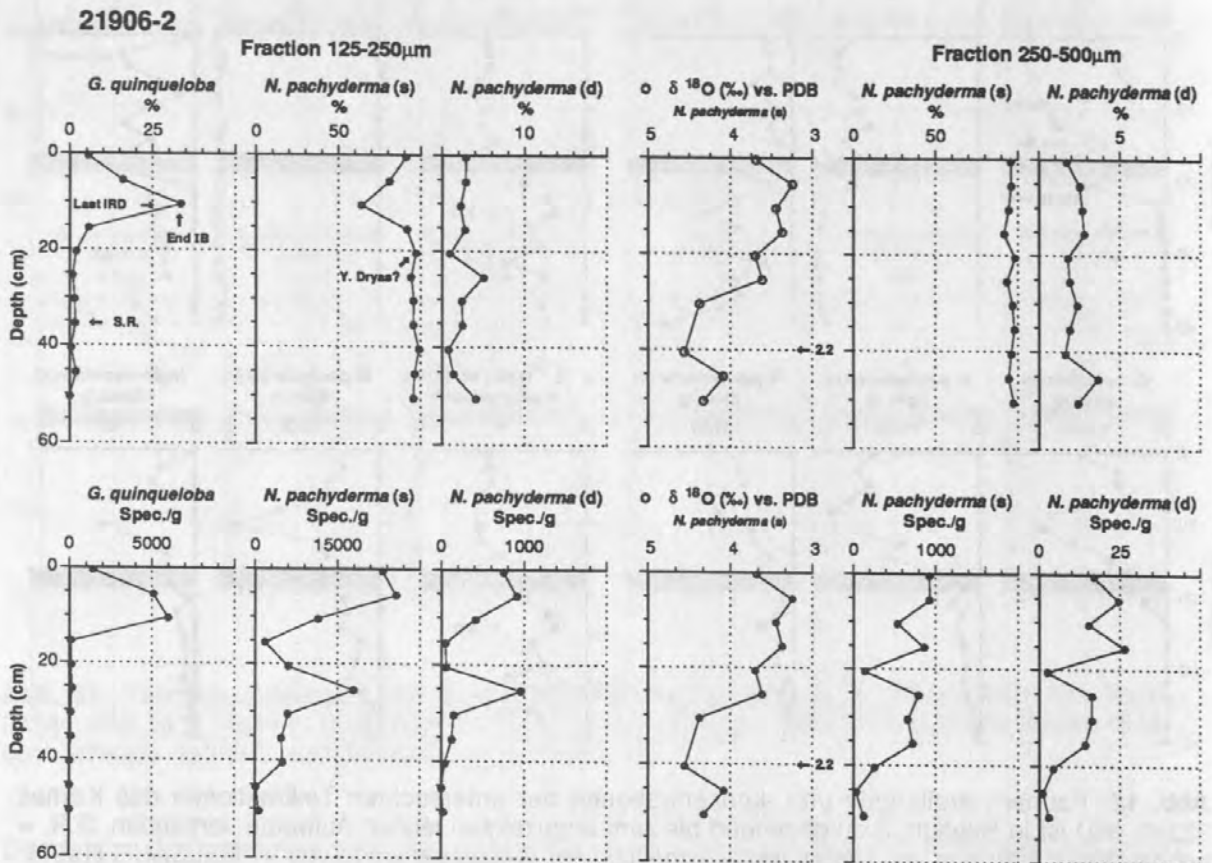


Abb. 13: Faunenverteilungen und -konzentrationen der untersuchten Teilfraktionen des Kernes 21906. IRD ist in Stadium 2 durchgehend bis zum angezeigten letzten Auftreten vorhanden. S.R. = beobachtetes Auftreten von *Siphotextularia rolshauseni*. O-Isotopenwerte von HAMICH (1991).

Zusammenfassung

- Besonders die östlichen Kerne (23063, 17732) zeigen in den holozänen Sedimenten subpolare Prozentanteile, die jene von *N. pachyderma* bei weitem übersteigen, nach Westen und Norden jedoch graduell geringer werden. Dabei sind die Konzentrationen von *G. quinqueloba* im zentralen Bereich der NGS (23059, 23243, 23244) am größten, wogegen *G. bulloides* (250 μm -Fraktion) ausschließlich im Osten dominant ist.

- Das Verhältnis von *N. pachyderma* (s) zu *G. quinqueloba* (125µm-Fraktion) in den Proben mit höchsten Prozentanteilen liegt im Osten (23063, 17732) bei ca. 1:3,5 bzw. 4,5, im zentralen Bereich der NGS bei ca. 1:1 und im Westen bei 2:1 (23246, 21906).
- Die Mengenverteilungen der Foraminiferen in der 250µm-Fraktion zeigen im Osten ein allgemein paralleles Bild, wobei *N. pachyderma* (s) innerhalb von Stadium 2 markante Gipfel aufweist.
- Die O-Isotopenkurven zeigen im Anstieg nach Substadium 2.22 bis zu drei prominente Gipfel, die mit geringen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten korrespondieren (s. VOGELANG, 1990; HAMICH, 1991; WEINELT, unpubl.). Die Vedde Asche befindet sich dabei immer in der rechten Flanke des oberen Gipfels.
- Die Prozentanteile von *N. pachyderma* (s) der 125µm-Fraktion liegen in Stadium 2 generell über 90%, um dann erst oberhalb der Asche abzufallen. Nur im 23246 tritt *G. quinqueloba* deutlich früher auf.
- IRD setzt immer erst nach der Aschenlage und vor den prozentualen Maxima von *G. quinqueloba* aus.
- Das maximale Auftreten von *S. rolshauseni* ist deutlich innerhalb von Stadium 2 und bestätigt die Untersuchungen von STRUCK & NEES (1991).
- *N. pachyderma* (d) ist in den meisten Kernen relativ konstant mit Prozentanteilen von bis zu 10% vertreten. Bedeutend höhere Werte sind vor allem im Holozän der östlichen Kernen 17732 und 23063 zu erkennen.

5.3 Größenveränderungen von Foraminiferen

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sind detaillierte Messungen an Foraminiferengehäusen durchgeführt worden, die weiteren Aufschluß über die paläo-ozeanologische Entwicklung der NGS geben sollen.

Offenkundige Anzeichen für die Bedeutung von Größe als 'klimatischer' Anzeiger lassen sich schon in den quantitativen Untersuchungen (Kap. 5.2) erkennen. Dabei zeigen die Ergebnisse der in zwei Subfraktionen getrennten Auszählmethode eine signifikante Größenvariabilität von *N. pachyderma*, die in bestimmten Kernabschnitten oft keine direkte Korrelation der Ergebnisse beider Fraktionen untereinander zuläßt.

Eindeutige Varianzen in der Größe werden auch durch *G. quinqueloba* dokumentiert, die in bestimmten Teufenabschnitten (interglaziale Stadien 7-15, s. Kap.7.4) keine oder nur sehr geringe Mengen in der 125µm-Fraktion aufweist, dafür aber um so stärker in der Fraktion 63-125µm vertreten ist. Die oft vermutete und auch bestätigte Lösungssuszeptibilität gerade der kleineren und oftmals dünn-schaligeren Formen (s. Kap. 5.51) scheint zumindest für diese Kernabschnitte nicht haltbar, da die größeren offensichtlich nicht präsent sind.

G. quinqueloba ist aus drei Gründen besonders für biometrische Untersuchungen prädestiniert:

- Sie zeigt sehr hohe Konzentrationen in den Interglazialen (bes. Stadium 1 und 5) und ist in den Glazialzeiten prinzipiell nicht vorhanden. Dadurch müßten gerade an den glazialen/interglazialen Übergängen markante Größenveränderungen dokumentiert sein.
- Sie hat aufgrund ihrer fünf Kammern (s. Tafel II, 10, 11) einen nahezu sphärischen Umfang. Diese konstante Morphologie gewährleistet eine gute Vergleichsmöglichkeit der Daten und vereinfacht zudem die Messungen.
- Ihre laterale Verbreitung erstreckt sich über das gesamte Untersuchungsgebiet.

Für die Größenmessungen wurden zwei GKG ausgewählt, die den Randbereich des Untersuchungsgebiet am besten dokumentieren. Dies sind der GKG 23063-2 aus dem Bereich des NC (AND) sowie der GKG 23246-2, der im westlichen Bereich der ARD liegt. Die Ergebnisse der ausgeführten Messungen sind in Prozentanteilen in der Abb. 14 a/b dargestellt. Die verschiedenen Teufen zeigen im allgemeinen einen unimodalen bis zum Teil auch bimodalen Trend, der gelegentlich normalverteilten Charakter aufweist. Die unterste bearbeitete Probe zeigt in beiden Kernen ein undeutliches Bild. Dies ist wahrscheinlich auf die hier schon sehr geringe Gesamtmenge von *G. quinqueloba* zurückzuführen (s. Abb. 10 und 12). In beiden Kernen ist eine deutliche Verkleinerung des Größenspektrums mit zunehmender Teufe zu erkennen.

23063-2

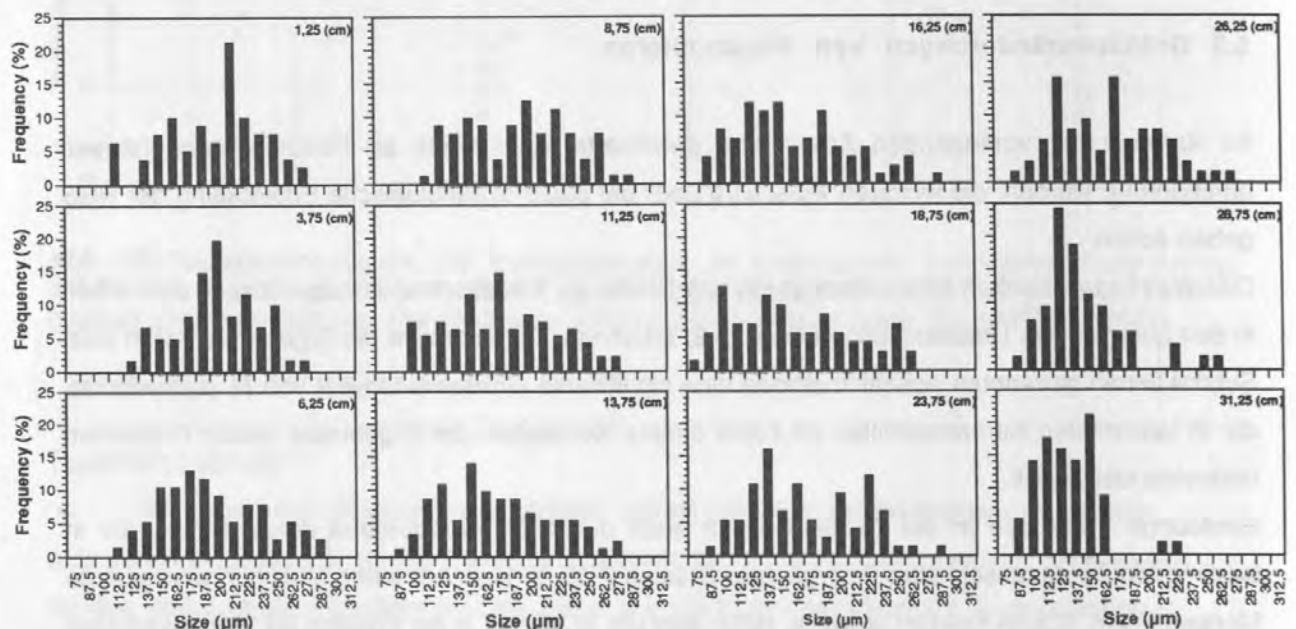


Abb. 14a: Ergebnisse der biometrischen Analyse von *G. quinqueloba* im Kern 23063-2. Die Messungen in den einzelnen Proben sind als prozentuale Verteilung von Größenklassen (12,5µm-Abstände) dargestellt.

23246-2

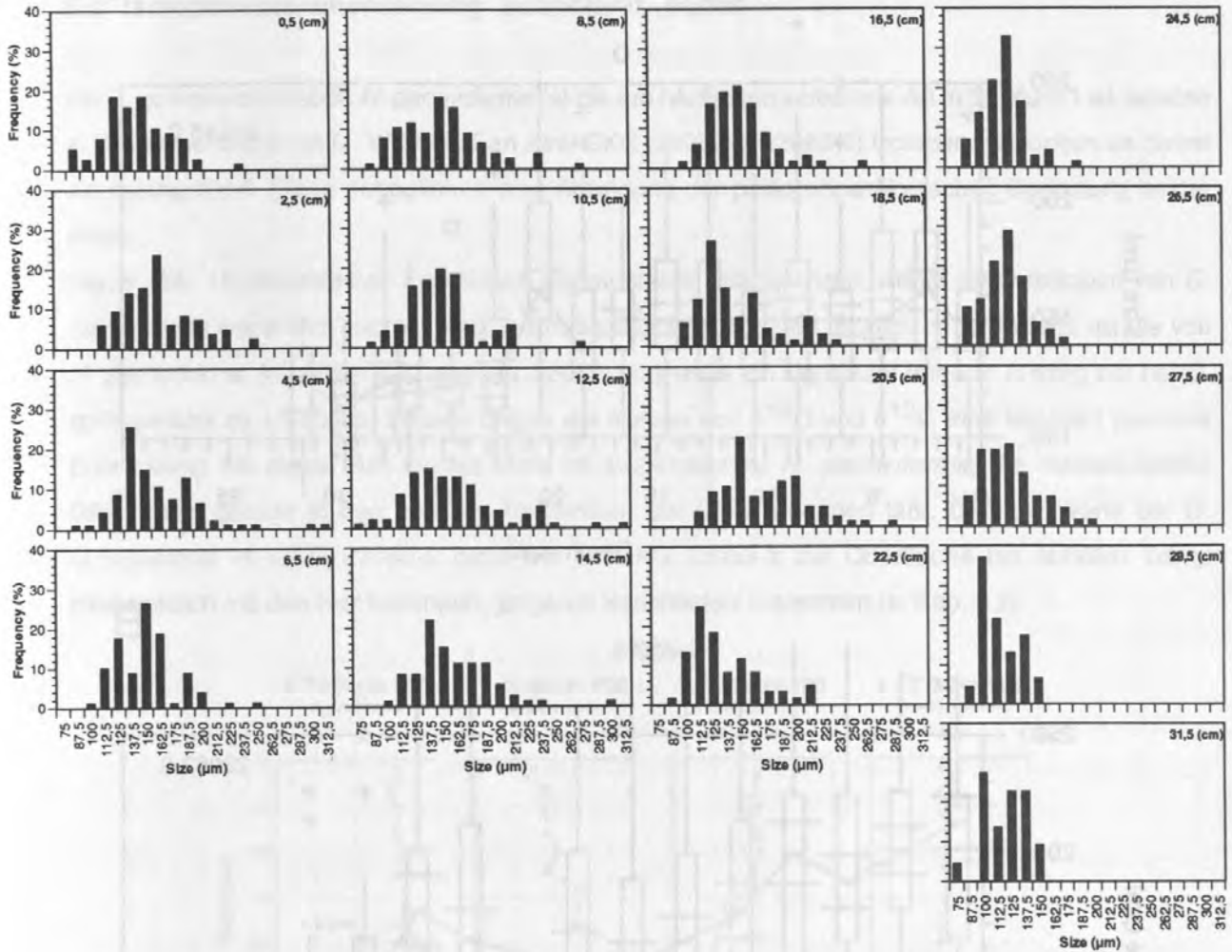


Abb. 14b: Ergebnisse der biometrischen Analyse von *G. quinqueloba* im Kern 23246-2. Die Messungen in den einzelnen Proben sind als prozentuale Verteilung von Größenklassen (12,5µm-Abstände) dargestellt.

Einen besseren Einblick in die statistische Verteilung der einzelnen Proben geben die in Abb. 15 dargestellten "Box-Plots". Durch diese werden die prinzipiellen Unterschiede beider Kerne gut erkennbar, wobei der Medianwert ein wesentlich kleineres Größenspektrum im GKG 23246-2 (ca. 115-165µm) als im GKG 23063-2 (ca. 125-215µm) anzeigt. Darüberhinaus wird sichtbar, daß im GKG 23246-2 die Größenverteilung der Proben zwischen den Teufenabschnitten 5-17cm sowie 22-27cm keine signifikanten Differenzen untereinander aufweisen. Dieses korreliert sehr gut mit der O-Isotopenkurve (vgl. Abb. 12), die in den gleichen Abschnitten ähnlich konstante Werte aufweist.

In diesem Kern (Abb. 15A) bestätigt sich besonders gut die in Kap. 4.4 beschriebene Methode. Bei einem Vergleich der Medianwerte der Proben 22-32cm mit den Spec.*g⁻¹-Daten von *G. quinqueloba* in Abb. 13 zeigt sich, daß dieses frühe Auftreten von kleinen Formen in der 125µm-Fraktion nicht dokumentiert ist. Erst kurz unterhalb der Asche kommt es zu einem sprunghaften Anstieg des

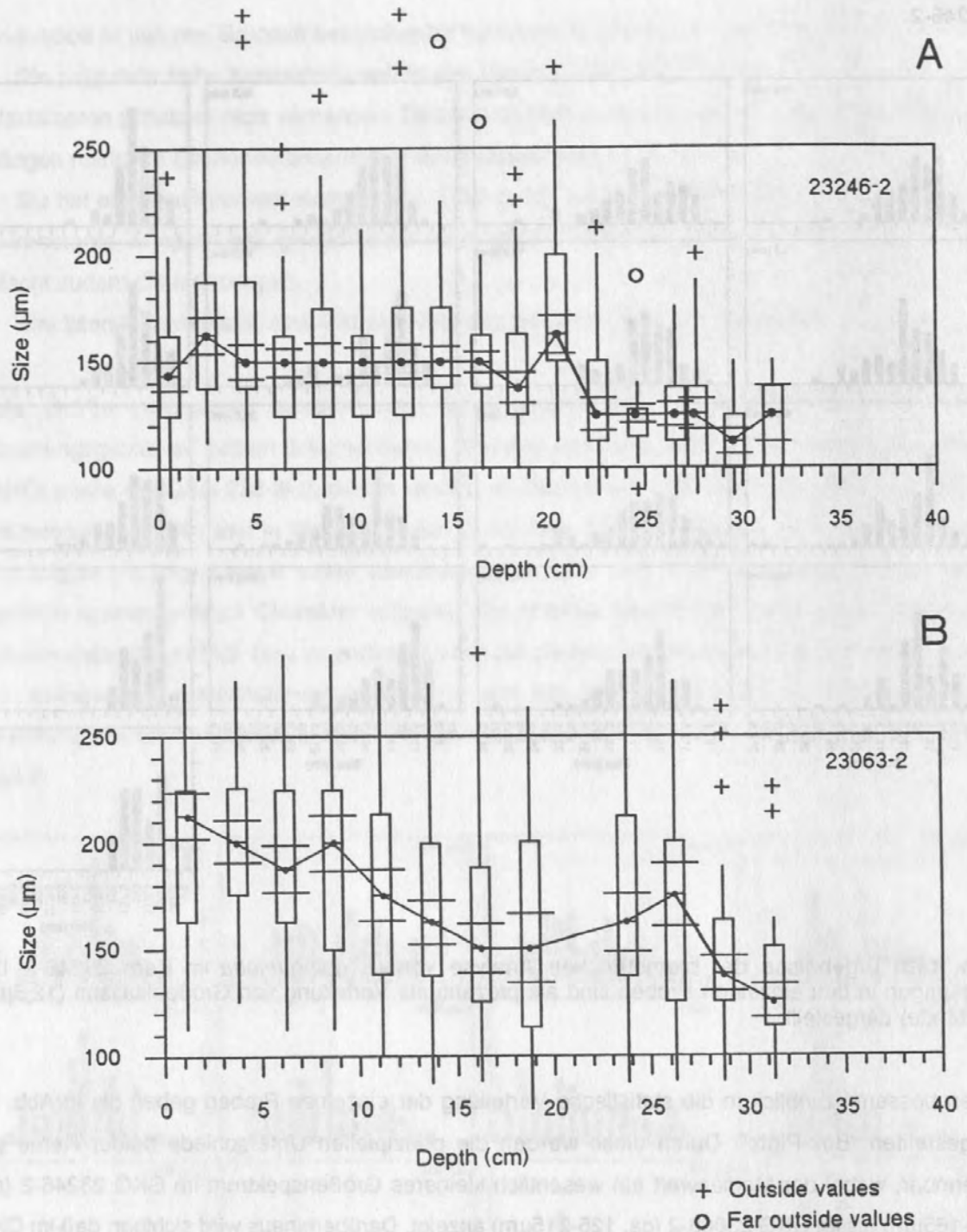


Abb. 15: Statistische Darstellung der biometrischen Analyse von *G. quinqueloba* in den Kernen 23246-2 (A) und 23063-2 (B) anhand von 'Box-Plots'. Die Kurven laufen jeweils durch den Medianwert der einzelnen Box.

Größenspektrums auf höchste Werte, der durch einen signifikanten Gipfel in der Mengenverteilung bestätigt wird. Ein ähnlich rapider Wechsel mit hoher Amplitude ist auch im GKG 23063-2 (Abb. 15B) deutlich zu erkennen.

5.4 Isotopenzusammensetzung subpolarer Fauna

Da *G. quinqueloba* neben *N. pachyderma* (s) die am häufigsten vertretene Art in Stadium 1 ist, wurden in Zusammenarbeit mit M. WEINELT an zwei GKG (23059-2, 23063-2) Isotopenmessungen an dieser Art durchgeführt. Diese ermöglichen eine Abwägung der paläo-ozeanologischen Bedeutung beider Arten.

Die in Abb. 16 dargestellten Ergebnisse zeigen starke Diskrepanzen, wobei die O-Isotopen von *G. quinqueloba* wesentlich leichter sind. Auch die C-Isotopen zeigen deutlich höhere Werte als die von *N. pachyderma*. In beiden Kernen (bes. 23059) ist jeweils ein signifikant früherer Anstieg nur bei *G. quinqueloba* zu erkennen. Zudem zeigen die Kurven von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ eine konstant parallele Entwicklung bei dieser Art. Dieses steht im Gegensatz zu *N. pachyderma*, die diesbezügliche Differenzen gerade in den unteren Abschnitten der GKG erkennen läßt. Daß die Werte bei *G. quinqueloba* im GKG 23063-2 nicht wie im GKG 23059-2 zur Oberfläche hin abfallen, hängt offensichtlich mit den hier fehlenden, jüngeren Sedimenten zusammen (s. Kap. 5.2).

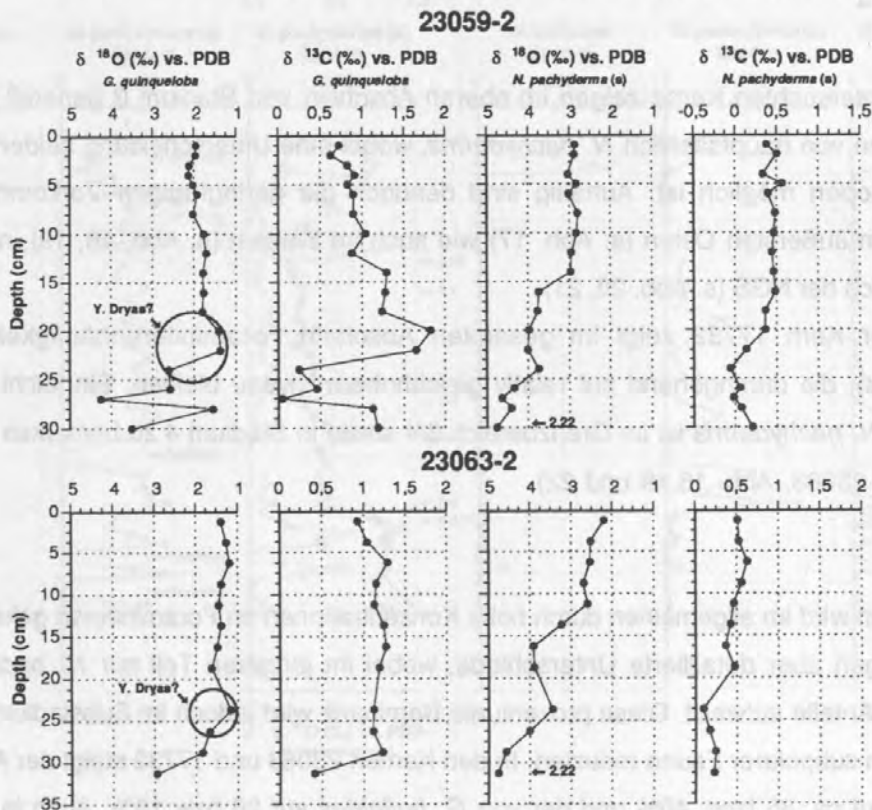


Abb. 16: Darstellung der Ergebnisse von O- und C-Isotopen-Messungen, die an der subpolaren Art *G. quinqueloba* durchgeführt wurden. Zum Vergleich die O- und C-Isotopen-Messungen an *N. pachyderma* (VOGELSANG 1990) aus identischer Probe.

Gegenüber den Spec.*g⁻¹-Daten zeigen die Isotopen von *G. quinqueloba* keine so gute Korrelation wie *N. pachyderma*. Vergleicht man dagegen jedoch den Medianwert (Kap.5.2) mit den Isotopenmessungen von *G. quinqueloba* (Kern 23063), so wird der steile Anstieg im Verlauf der Isotopenkurve sehr gut von den Veränderungen des Größenspektrums dokumentiert.

5.5 Foraminiferen in den Sedimenten während O-Isotopenstadium 3-15

Die Interpretationen der Foraminiferen-Vergesellschaftungen innerhalb der Stadien 3-15 basieren auf den gleichen Arten wie sie auch schon für die Stadien 1-2 angewandt wurden (s. Kap. 5.2). Die einzelnen Verteilungen sind in den Abb. 17-22 dargestellt. Dabei zeigen die Mengenangaben beider untersuchten Fraktionen allgemein höhere Foraminiferenhäufigkeiten in den interglazialen Zeiten als während der glazialen Abschnitte. Dieser Trend ist im Detail aber regional sehr unterschiedlich ausgeprägt. Besonders die Prozentanteile von *N. pachyderma* heben -mit dem Rückgang auf die 'Y-Achse'- diejenigen Kernabschnitte hervor, in denen keine Foraminiferen vorhanden sind.

Stadium 3 und 4

Nahezu alle untersuchten Kerne zeigen im oberen Abschnitt von Stadium 3 generell verminderte Konzentrationen von hauptsächlich *N. pachyderma*, wobei eine Unterscheidung beider Stadien nur durch die Isotopen möglich ist. Auffällig sind dennoch die geringfügigen Vorkommen von *G. quinqueloba* im äußersten Osten (s. Abb. 17) wie auch im Westen (s. Abb. 18, 19), nicht aber im zentralen Bereich der NGS (s. Abb. 20, 21).

Besonders der Kern 17732 zeigt im gesamten Abschnitt Foraminiferenhäufigkeiten von *N. pachyderma* (s), die durchgehend auf relativ gleichhohem Niveau bleiben. Ein leicht vermehrtes Auftreten von *N. pachyderma* ist im Grenzbereich 3/4 sowie in Stadium 4 zu bemerken (bes. Kerne 21906, 23246; 23063, Abb. 18,19 und 22).

Stadium 5

Dieser Abschnitt wird im allgemeinen durch hohe Konzentrationen an Foraminiferen gekennzeichnet. Die Kerne zeigen aber detaillierte Unterschiede, wobei im jüngeren Teil nur *N. pachyderma* (s) nennenswerte Anteile aufweist. Diese prozentuale Dominanz wird jedoch im Substadium 5.51 durch den Einfluß von subpolarer Fauna reduziert. In den Kernen 23063 und 17732 steigt der Anteil von *G. quinqueloba* auf ca. 35 bzw. 40% und der von *G. bulloides* auf 25 bzw 16%. Auch in den zentral gelegenen Kernen weist *G. quinqueloba* ca. 35% auf, der Anteil von *G. bulloides* sinkt jedoch von ca. 3% im Kern 23243 auf nur noch ca 1% im Kern 23244. Im Kern 23246 ist sie überhaupt nicht mehr vorzufinden. *G. quinqueloba* bleibt aber mit >30% stark an der Gesamtfauna beteiligt. Dieser Anteil sinkt jedoch nach Norden, wo im Kern 21906 nur noch Anteile < 10% vorzufinden sind.

17732-1

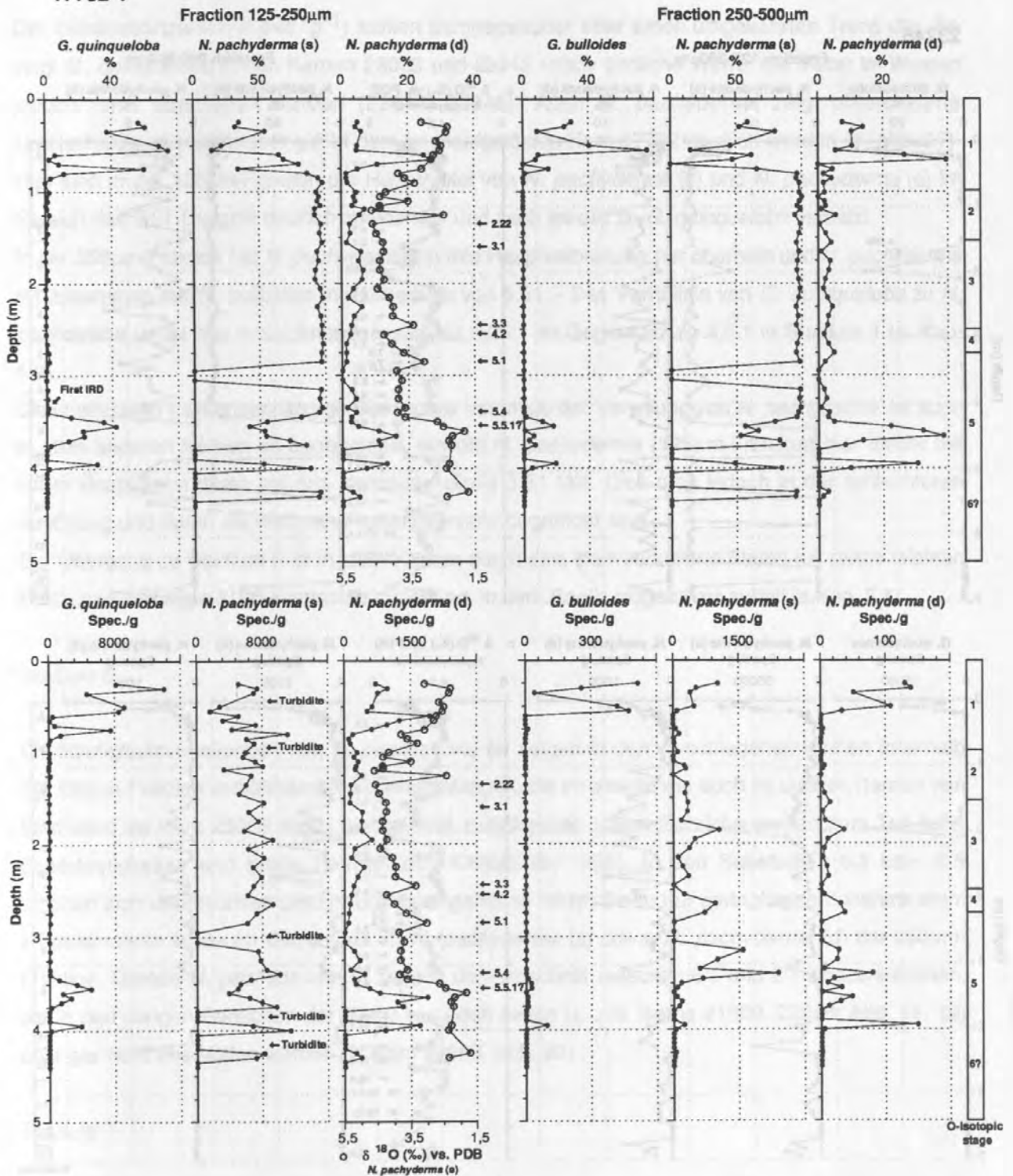


Abb. 17: Faunenverteilungen und -konzentrationen in den Teilfraktionen des Kernes 17732. Das erste Auftreten von IRD bezieht sich auf das IRD-freie Substadium 5.5.1. IRD ist von dieser Tiefe bis ins Holozän kontinuierlich in den Proben vorzufinden. Letztes Auftreten siehe Abb. 8. Isotopenwerte von WEINELT (unpubl.).

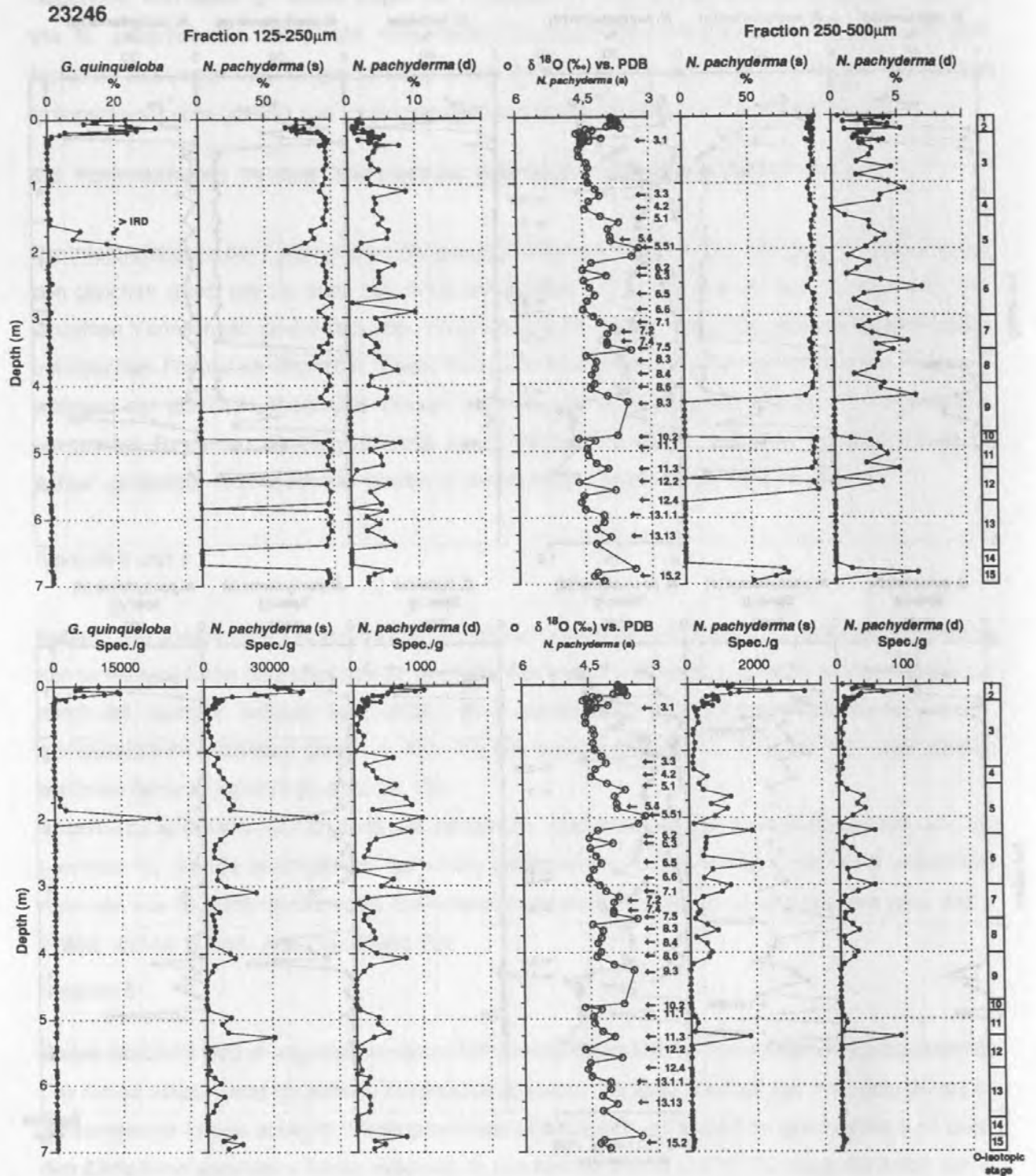


Abb. 18: Faunenverteilungen und -konzentrationen in den Teilfraktionen des Kernes 23246. IRD ist geringfügig in Substadium 5.5.1 vorhanden, wird oberhalb jedoch vermehrt beobachtet und ist von dieser ausgehend von dieser Tiefe bis ins Holozän kontinuierlich in den Proben vorzufinden. Letztes Auftreten siehe Abb.11 O-Isotopenwerte von VOGELSANG (1990).

Die Gehäuseanzahlen ($\text{Spec.} \cdot \text{g}^{-1}$) stellen demgegenüber aber einen umgekehrten Trend dar. So zeigt *G. quinqueloba* in den Kernen 23063 und 23243 relativ ähnliche Werte, die weiter im Westen jedoch noch übertroffen werden (23244, 23246). Auch *N. pachyderma* zeigt differenzierte Unterschiede, die besonders gut in dem hochaufgelösten Kern 17732 deutlich werden (s. Abb. 17). Hier sind in der 125 μm -Fraktion die Hauptgipfel von *N. pachyderma* (s) und *N. pachyderma* (d) im Bereich des 5.51-Ereignis deutlich zueinander und auch jeweils zu *G. quinqueloba* versetzt.

In der 250 μm -Fraktion hat *N. pachyderma* (s) ihre Hauptverbreitung nur oberhalb und *N. pachyderma* (d) zusammen mit *G. bulloides* nur unterhalb von 5.51. - Das Verhältnis von *G. quinqueloba* zu *N. pachyderma* (s) ist hier bezeichnenderweise ca 1,25:1 im Gegensatz zu 4,5:1 in Stadium 1 (s. Kap. 5.2).

Diese eindeutig fraktionsabhängige Diskrepanz innerhalb der Verteilung von *N. pachyderma* ist auch in allen anderen Kernen zu beobachten, obwohl *N. pachyderma* (125 μm -Fraktion) hier immer mit ihrem Hauptgipfel direkt auf das Isotopenereignis 5.51 fällt. Dies mag jedoch in der schlechteren Auflösung und durch die weiteren Probenintervalle begründet sein.

Der Übergang zu Stadium 6 ist in allen Kernen durch eine stark reduzierte Fauna mit relativ leichten $\delta^{18}\text{O}$ - bzw niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten dokumentiert, in dem *Beella megastoma* auftritt (s.Kap. 5.6).

Stadium 6

Die Häufigkeitsverteilungen von *N. pachyderma* (s) zeigen in den verschiedenen Kernen innerhalb der 125 μm -Fraktion verhältnismäßig geringe Mengen, die im oberen wie auch im unteren Bereich von Stadium 6 im Kern 23063 sogar bis auf Null zurückgehen (diese Bereiche weisen zum Teil hohe Scherfestigkeiten und große Dichten auf; KASSENS, 1990). In den Substadien 6.3 bzw. 6.5 erhöhen sich die Anzahlen der Foraminiferegehäuse leicht. Diese nur geringfügige Zunahme steht im besonderen Maße im Gegensatz zu *N. pachyderma* (s) sowie *N. pachyderma* (d) der 250 μm -Fraktion. Gerade *N. pachyderma* (s) zeigt in dem Abschnitt zwischen 6.5 und 6/7 Konzentrationen, die in den übrigen Bereichen der Kerne nur noch selten (s. z.B. Kerne 21906, 23246; Abb. 18, 19) oder gar nicht übertroffen werden (s. Kern 23063, Abb. 22).

Stadium 7

Dieser Abschnitt zeichnet sich nur in den Kernen 23063 sowie 21906 durch relativ hohe Konzentrationen an *N. pachyderma* in beiden Fraktionen aus. Auffallend ist dabei das Auftreten von *G. quinqueloba*, die jeweils nach dem Substadium 7.5 Faunenanteile von ca. 20% bzw. ca. 4% im Kern 21906 und ca. 3% im Kern 23243 aufweist. Eine qualitative Abschätzung der Fraktion 63-125 μm zeigt hier einen sehr hohen Anteil dieser subpolaren Art. Dies gilt auch mit nach Westen fallender Tendenz für die Kerne 23244 und 23246.

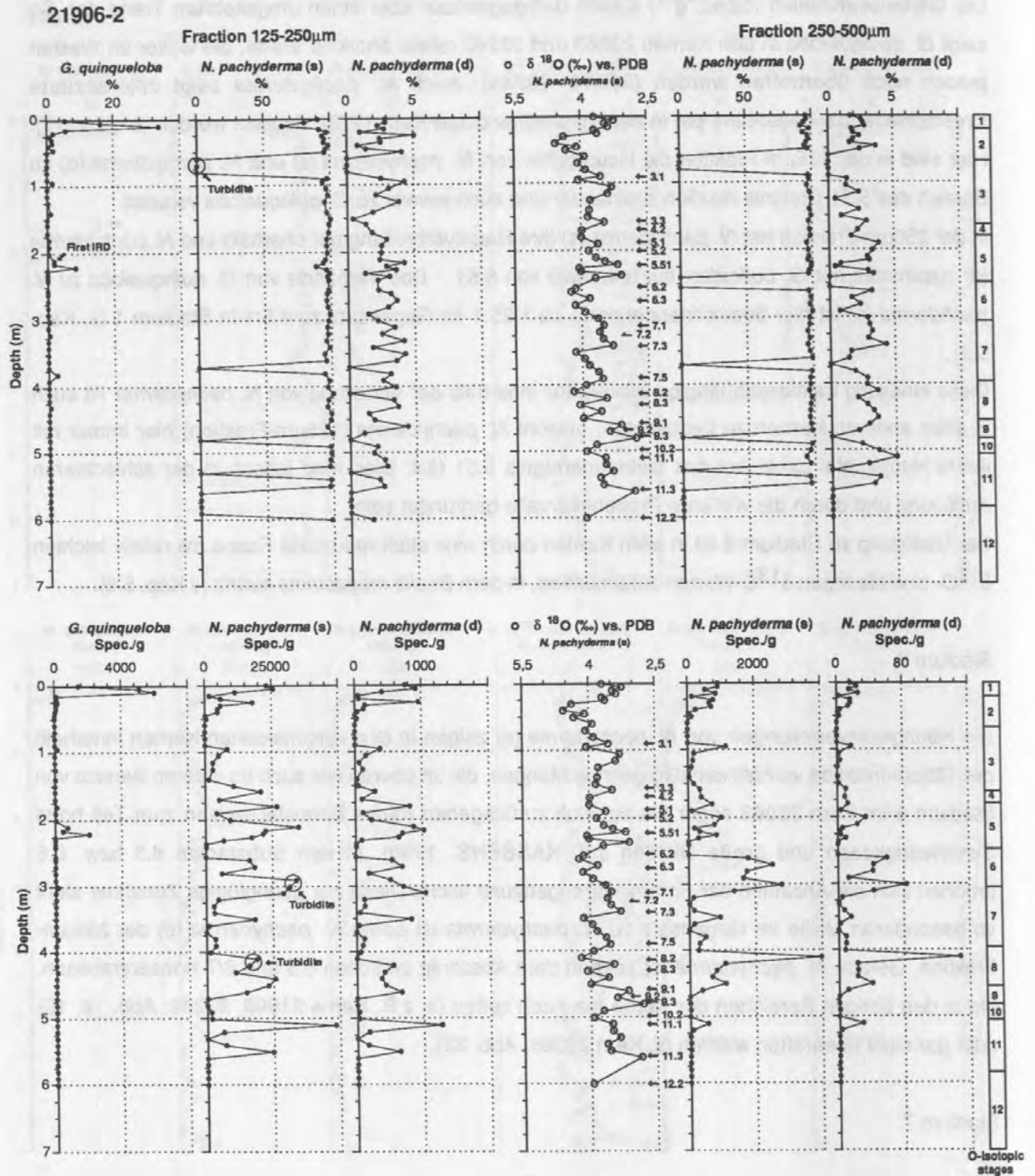


Abb. 19: Faunenverteilungen und -konzentrationen in den Teilfraktionen des Kernes 21906. Das erste Auftreten von IRD bezieht sich auf das IRD-freie Substadium 5.5.1. IRD ist von dieser Tiefe bis ins Holozän kontinuierlich in den Proben vorzufinden. Letztes Auftreten siehe Abb.13 O-Isotopwerte von HAMICH (1991).

23243

Fraction 125-250µm

Fraction 250-500µm

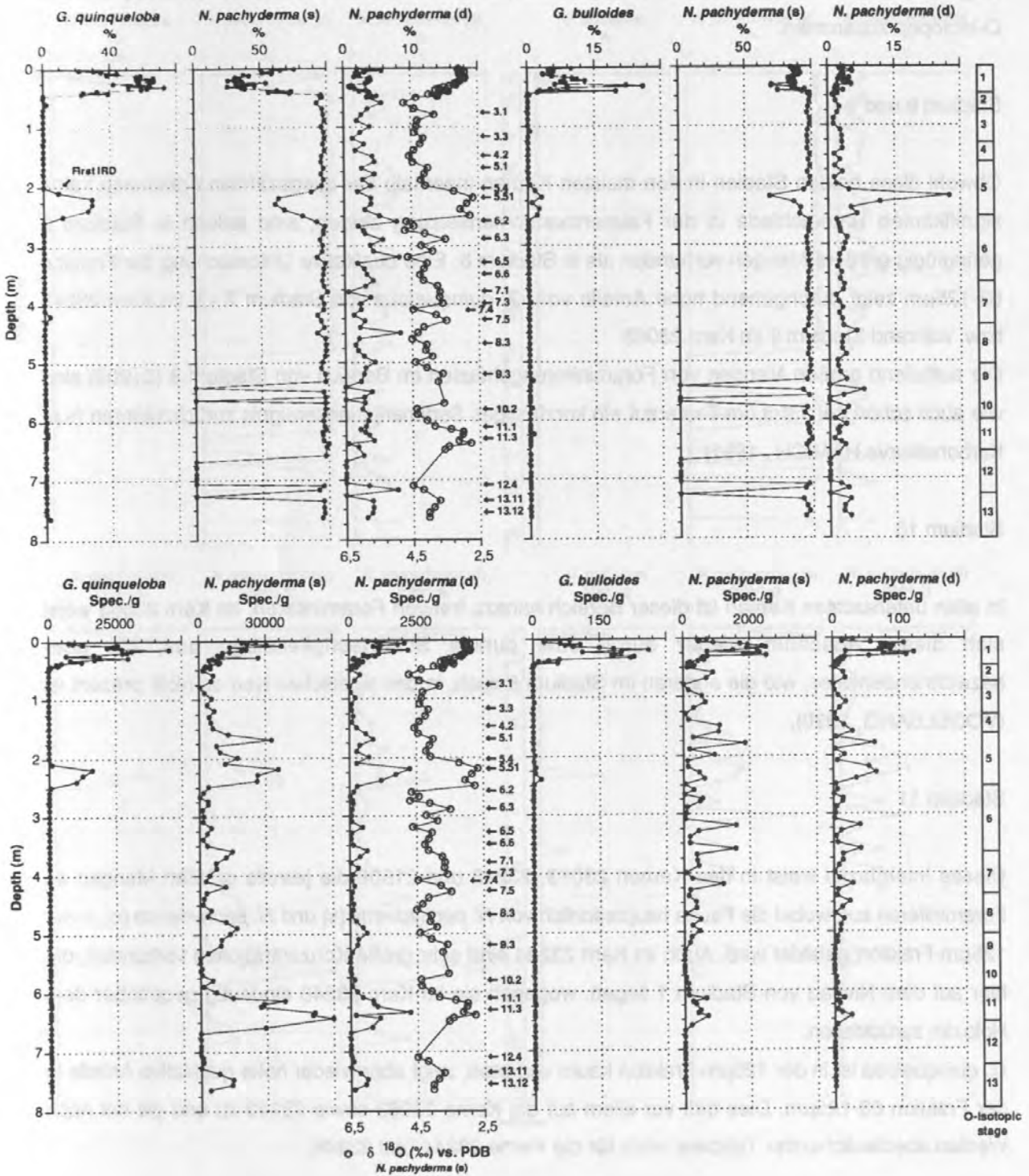


Abb. 20: Faunenverteilungen und -konzentrationen in den Teilfraktionen desKerns 23243. Das erste Auftreten von IRD bezieht sich auf das IRD-freie Substadium 5.5.1. IRD ist ausgehend von dieser Teufe bis ins Holozän kontinuierlich in den Proben vorzufinden. Letztes Auftreten siehe Abb.7. O-Isotopenwerte von VOGELSAANG (1990).

Direkt unterhalb von den *G. quinqueloba*-Maxima wurde in nahezu allen Kernen das Auftreten von *B. megastoma* beobachtet. Dieses fällt hier wie auch schon im Grenzbereich 5/6 mit auffallend leichten O-Isotopen zusammen.

Stadium 8 und 9

Obwohl diese beiden Stadien in den meisten Kernen innerhalb der ausgezählten Fraktionen keine signifikanten Unterschiede in der Faunenzusammensetzung zeigen, sind jedoch in Stadium 9 geringfügig größere Mengen vorhanden als in Stadium 8. Eine qualitative Untersuchung der Fraktion 63-125 μ m zeigt durchgehend hohe Anteile von *G. quinqueloba* von Stadium 7 - 9 im Kern 23243 bzw. während Stadium 9 im Kern 23063.

Die auffallend großen Mengen von Foraminiferengehäusen im Bereich von Stadium 8 (21906) sind wie auch schon bei 2,9-3,0m Teufe auf ein kurzfristiges Sedimentationsereignis zurückzuführen (s.a. Karbonatkurve HAMICH, 1991).

Stadium 10

In allen untersuchten Kernen ist dieser Bereich nahezu frei von Foraminiferen. Im Kern 23063 weist sich dieser Abschnitt wieder durch eine dunkle Scherfestigkeitslage aus, die aber bezeichnenderweise, wie die anderen im Stadium 6 auch, in den westlichen Kernen nicht präsent ist (VOGELSANG, 1990).

Stadium 11

Dieses Interglazial weist in den Kernen 23063, 23243 und 21906 die jeweils größten Mengen an Foraminiferen auf, wobei die Fauna hauptsächlich von *N. pachyderma* (s) und *N. pachyderma* (d) in der 125 μ m-Fraktion gebildet wird. Auch im Kern 23244 sind sehr große Konzentrationen vorhanden, die hier auf dem Niveau von Stadium 1 liegen, wogegen sie im Kern 23246 eindeutig gegenüber dem Holozän zurückfallen.

G. quinqueloba ist in der 125 μ m-Fraktion kaum vertreten, zeigt aber wieder hohe qualitative Anteile in der Fraktion 63-125 μ m. Dies trifft vor allem auf die Kerne 23063 sowie 23243 zu und gilt mit nach Westen abschwächender Tendenz auch für die Kerne 23244 und 23246.

Stadium 12

Dieser glazial geprägte Abschnitt ist im allgemeinen frei von Foraminiferen. Es ist aber auffällig, daß nur im äußersten Westen (Kern 23246) fast durchgehend eine geringe Anzahl Foraminiferen vorhanden ist.

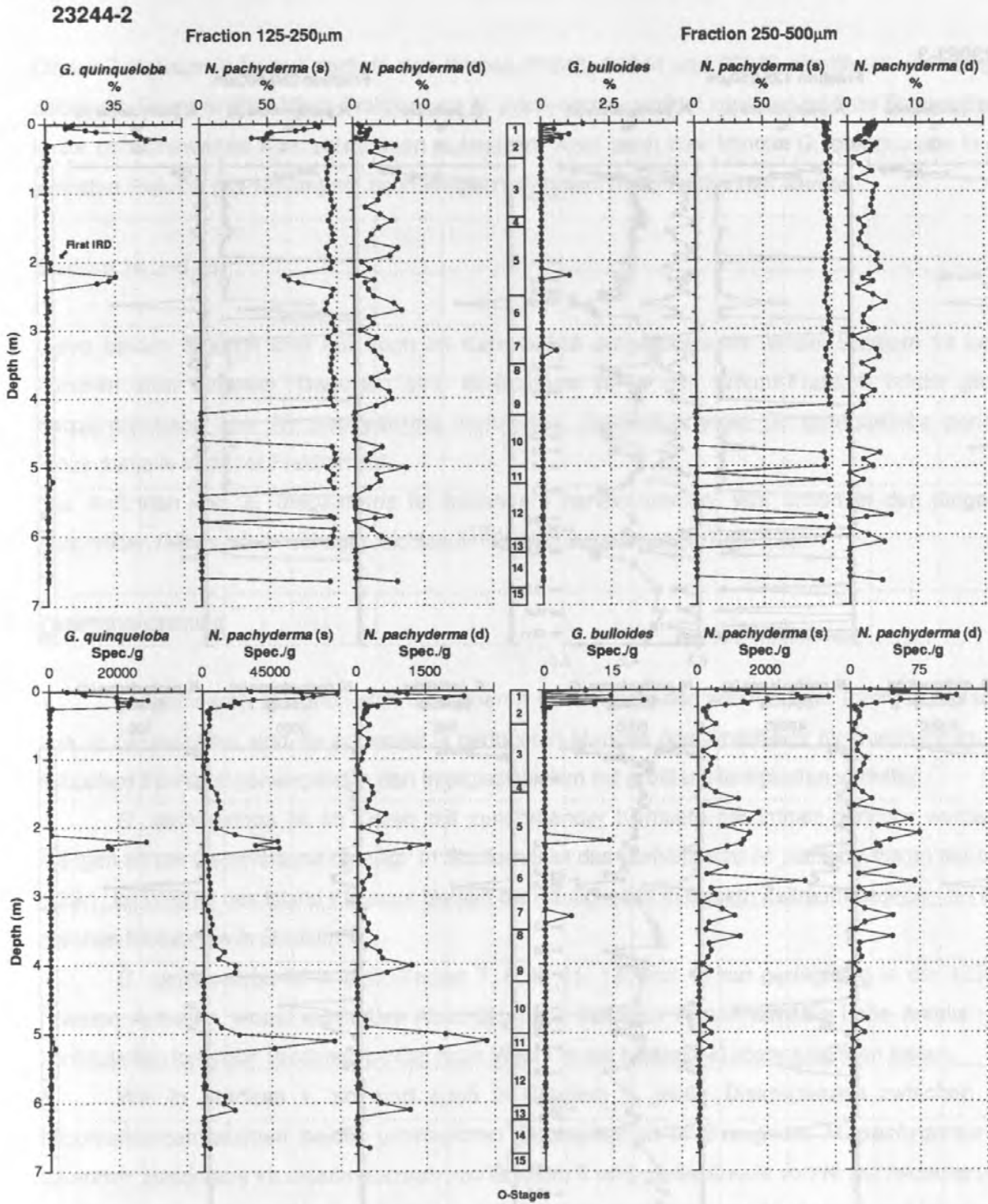


Abb. 21: Faunenverteilungen und -konzentrationen in den Teilfraktionen des Kernes 23244. Das erste Auftreten von IRD bezieht sich auf das IRD-freie Substadium 5.5.1. IRD ist ausgehend von dieser Tiefe bis ins Holozän kontinuierlich in den Proben vorzufinden. Letztes Auftreten siehe Abb. 11.

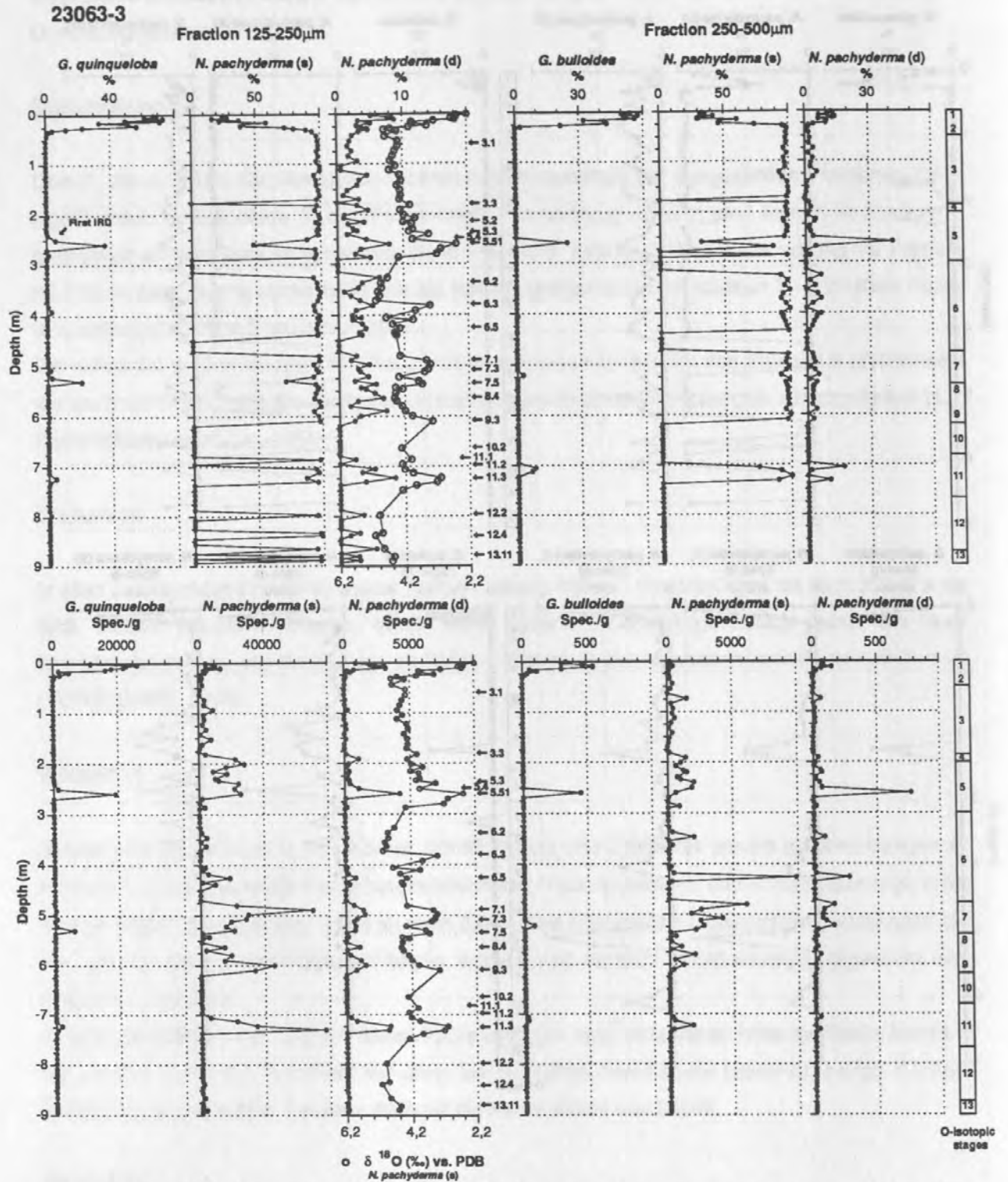


Abb. 22: Faunenverteilungen und -konzentrationen in den Teilfraktionen des Kernes 23063. Das erste Auftreten von IRD bezieht sich auf das IRD-freie Substadium 5.5.1. IRD ist ausgehend von dieser Teufe bis ins Holozän kontinuierlich in den Proben vorzufinden. Letztes Auftreten siehe Abb. 10 O-Isotopenwerte von VOGELSANG (1990).

Stadium 13

Dieser Zeitabschnitt ist nur noch in den Kernen 23243, 23244 und 23246 signifikant vertreten, in denen die Fauna in der 125µm-Fraktion von *N. pachyderma* gebildet wird und größere Foraminiferen keine nennenswerten Konzentrationen aufweisen. Aber auch hier konnte *G. quinqueloba* in der kleinsten Fraktion (63-125µm) mit nach Westen fallendem Trend beobachtet werden.

Stadium 14 und 15

Diese beiden Stadien sind nur noch im Kern 23246 aufgeschlossen, wobei Stadium 14 keine Foraminiferen aufweist. Dagegen sind in Stadium 15 in der 125µm-Fraktion relativ große Konzentrationen von *N. pachyderma* vorhanden. Zusätzlich weist *G. quinqueloba* geringe Prozentanteile in dieser Fraktion auf.

Das Auftreten von *B. megastoma* ist besonders hervorzuheben. Wie schon in den jüngeren Abschnitten fällt es mit einem sehr leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Wert zusammen (s. Kap. 5.6).

Zusammenfassung

- Foraminiferen zeichnen sich mit höheren Konzentrationen während der Interglazialstadien aus. In Glazialzeiten sind sie entweder in geringeren Mengen oder überhaupt nicht vorhanden. Die subpolare Fauna ist vorwiegend in den Interglazialzeiten mit größten Häufigkeiten vertreten.
- *G. quinqueloba* ist im Osten mit zunehmender Kerntiefe mit immer geringer werdenden Mengen an der Gesamtf fauna beteiligt. In Stadium 5 ist das Verhältnis zu *N. pachyderma* (s) nur noch 1,25:1. Im Westen des Island Plateaus bleiben die Häufigkeiten in diesem Zeitraum dagegen auf dem gleichen Niveau wie in Stadium 1.
- *G. quinqueloba* ist in den Stadien 7, 8, 9, 11, 13, und 15 nur geringfügig in der 125µm-Fraktion vertreten, wobei qualitative Abschätzungen dennoch verhältnismäßig hohe Anteile - mit kontinuierlich fallender Tendenz von Ost nach West - in der Fraktion <125µm erkennen lassen.
- Wie in Stadium 1, so sind auch in Stadium 5 große Diskrepanzen zwischen den Maximalkonzentrationen beider untersuchter Subfraktionen in Bezug auf *N. pachyderma* zu erkennen. Besonders im unteren Bereich von Stadium 6 sind große Anteile von *N. pachyderma* (s) in der 250µm-Fraktion zu erkennen. Dagegen korreliert die Verteilung von *N. pachyderma* (s) aus der 125µm-Fraktion generell mit den leichteren Werten der O-Isotopenkurve.
- *N. pachyderma* (s) zeigt im Osten die höchsten Konzentrationen in den Stadien 7, 9 und vor allem 11. Im Westen fallen diese Bereiche dagegen deutlich hinter denen der Stadien 1 und 5 zurück.
- Foraminiferenfreie Abschnitte sind grundsätzlich an glaziale Zeiten gebunden. Sie sind besonders im Osten ausgeprägt.

- Die Übergänge von glazialen zu interglazialen Abschnitten (bes. 6/5, 10/9, 12/11) zeigen generell eine ähnliche Entwicklung: nach schnellem Anstieg auf Maximalwerte dokumentiert sich der Übergang zum nächsten Glazial mit stetig abnehmenden Häufigkeiten. Dabei zeigen Proben oberhalb von Substadium 5.51, daß es in relativ kurzer Zeit nach dem interglazialen Maximum wieder zu einer Sedimentation von IRD gekommen ist.

5.6 Herausragende Faunereignisse während glazial/Interglazialer Übergänge

Das sporadische Auftreten von *B. megastoma* an der Basis von Stadium 5 und 7 sowie in Stadium 15 wurde schon in Kap. 5.5 kurz beschrieben. Da diesem Erscheinen eine besondere Signifikanz zuzuordnen ist, wurden insgesamt 22 Kerne in diesen Stadienbereichen untersucht. In Abb. 23 sind diese Kerne entsprechend ihrer geographischen Position dargestellt.

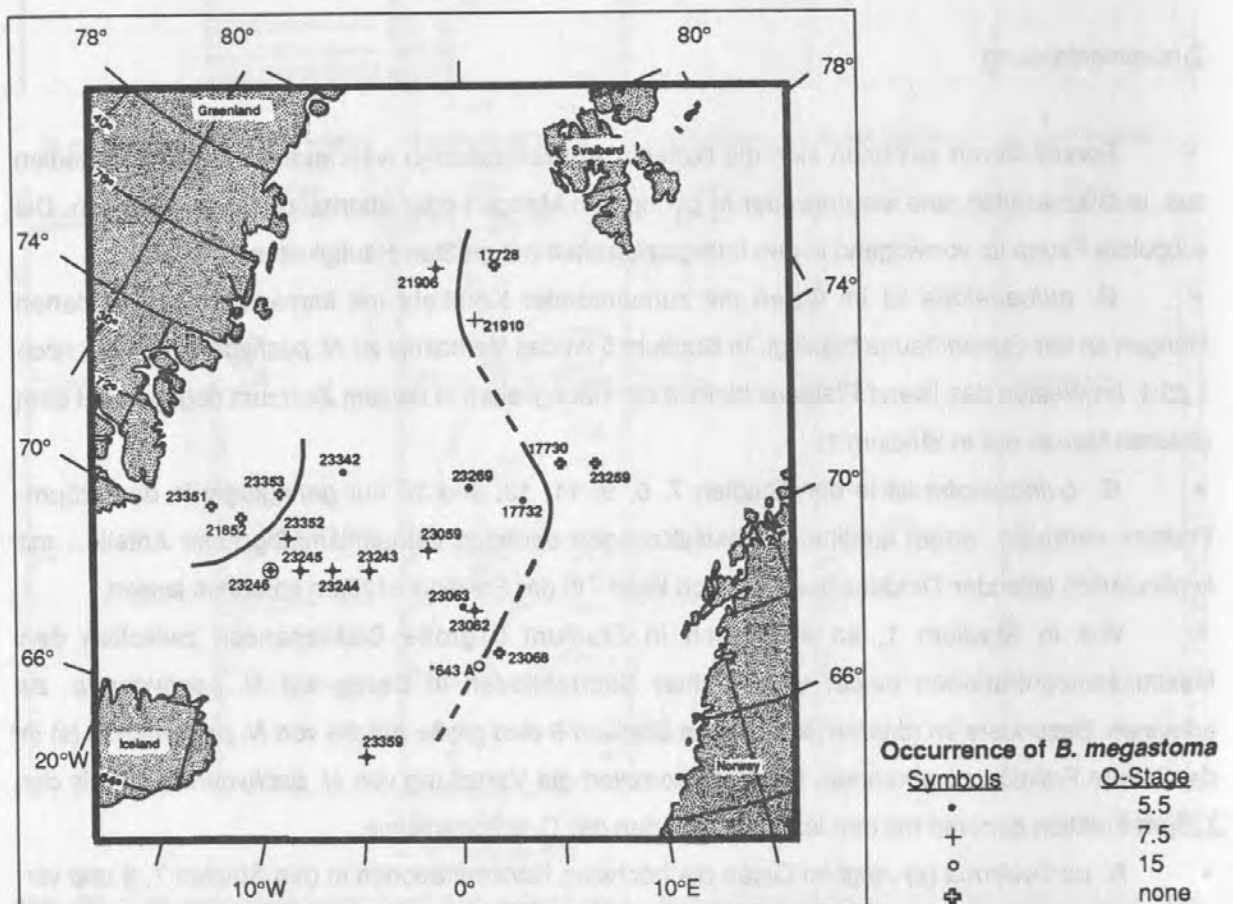


Abb. 23: Lage der auf Vorkommen von *B. megastoma* untersuchten Sedimentkerne. Die Linien verdeutlichen die äußere Begrenzung ihrer Verbreitung im Stadienbereich 5/6.

Dabei zeigt sich deutlich, daß *B. megastoma* im gesamten zentralen Bereich der NGS zwischen Aegir-Rücken und Grönland-Bruchzone vorhanden ist. Diese Verbreitung wird durch randlich gelegene Kerne ohne Vorkommen nach Osten, Westen und Norden eindeutig begrenzt.

Das Auftreten in den genannten Stadienbereichen wird zum einen durch die stratigraphische Länge der einzelnen Kerne (s. Tab.I), sowie zum anderen durch den Abstand der Probenintervalle bestimmt. Es ist daher anzunehmen, daß *B. megastoma* z.B. auch im Stadium 7 vom Kern 23063 sowie in Stadium 15 des Kerns 23245 bei entsprechend engerer Beprobung vorzufinden gewesen wäre. Da *B. megastoma* im Grenzbereich von Stadium 5/6 am weitesten verbreitet ist und hier auch die größten Konzentrationen vorgefunden wurden, sind diese Kernabschnitte besonders intensiv ausgezählt worden (s. Kap. 4.3.1).

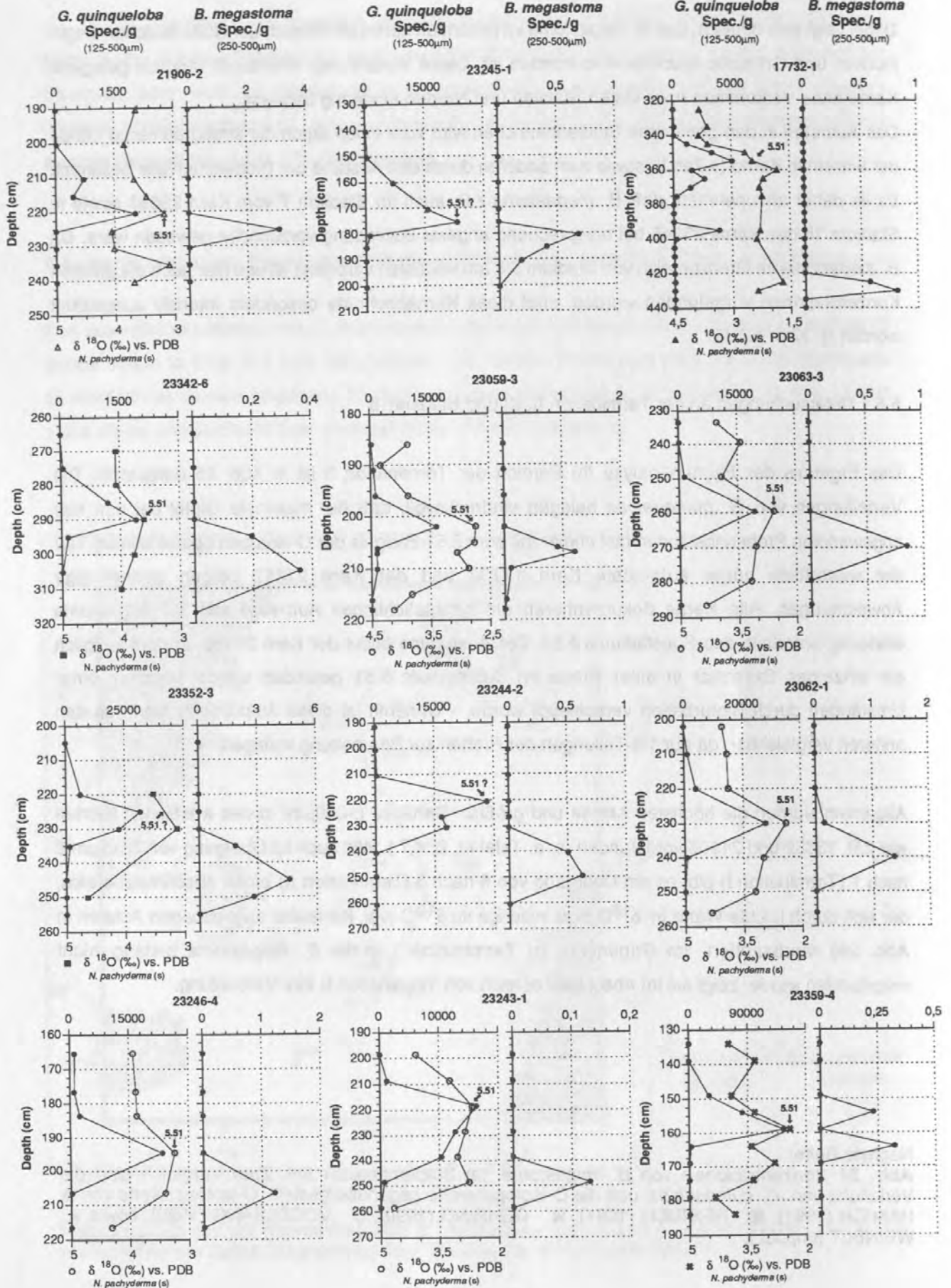
5.6.1 Untersuchungen an der Termination II, III und Stadium15

Das Ergebnis der Faunenanalyse im Bereich der Termination II ist in Abb. 25 dargestellt. Die Verteilungen von *G. quinqueloba* belegen eindrucksvoll, daß der maximale Gipfel bei den hier angewandten Probenabständen fast immer mit dem 5.51-Ereignis der O-Isotopen übereinstimmt. Nur der wesentlich höher aufgelöste Kern 17732 und der Kern 23352 zeigen geringfügige Abweichungen. Alle Kerne dokumentieren ein hauptsächliches Auftreten von *B. megastoma* eindeutig unterhalb des Substadiums 5.51. Die Ausnahme bildet der Kern 23359, in dem lediglich ein einzelnes Exemplar in einer Probe im Substadium 5.51 gefunden wurde, welches unter Umständen durch Bioturbation verschleppt wurde. - Ohnehin ist diese Auszählung nicht mit den anderen vergleichbar, da nur 1/8-Teilungen der Proben zur Bearbeitung vorlagen.

Allgemein wurden die höchsten Anteile und größten Gehäuse (>600µm) in den westlichen Kernen wie z.B. 23352 und 21906 vorgefunden (s. a. Tafel III, 2, 4,7). Wie auch im Übergang von Stadium 2 nach 1 (Termination I) gibt es am Übergang von 6 nach 5 (Termination II) einen Abschmelzbereich, der sich durch leichte Werte im $\delta^{18}\text{O}$ bzw. niedrige im $\delta^{13}\text{C}$ (vgl. Kerne bei angegebenen Autoren in Abb. 24) repräsentiert. Im Gegensatz zu Termination I, in der *B. megastoma* bislang nicht vorgefunden wurde, zeigt sie im Abschmelzbereich von Termination II ihre Verbreitung.

Nächste Seite:

Abb. 24 Konzentrationen von *B. megastoma* im Stadienbereich 5/6. Zum Vergleich sind die Verteilung von *G. quinqueloba* und die O-Isotopenwerte gegenübergestellt. O-Isotopenwerte von Δ HAMICH (1991), \blacksquare HENRICH (1991), \ast GEHRING (1990), \circ VOGELSANG (1990), sowie \blacktriangle WEINELT (unpubl.).



Dieser markante Übergang von einem glazialen zu einem interglazialen Milieu zeigt sich daneben nicht nur in einer Zunahme der Foraminiferenhäufigkeiten, sondern auch in einem lithofaziellen Wechsel (u.a. HAMICH, 1991). Dieser wurde anhand von drei kontinuierlich nacheinanderfolgenden Proben photographisch für die Termination II dokumentiert (s. Tafel I, 1A-1C).

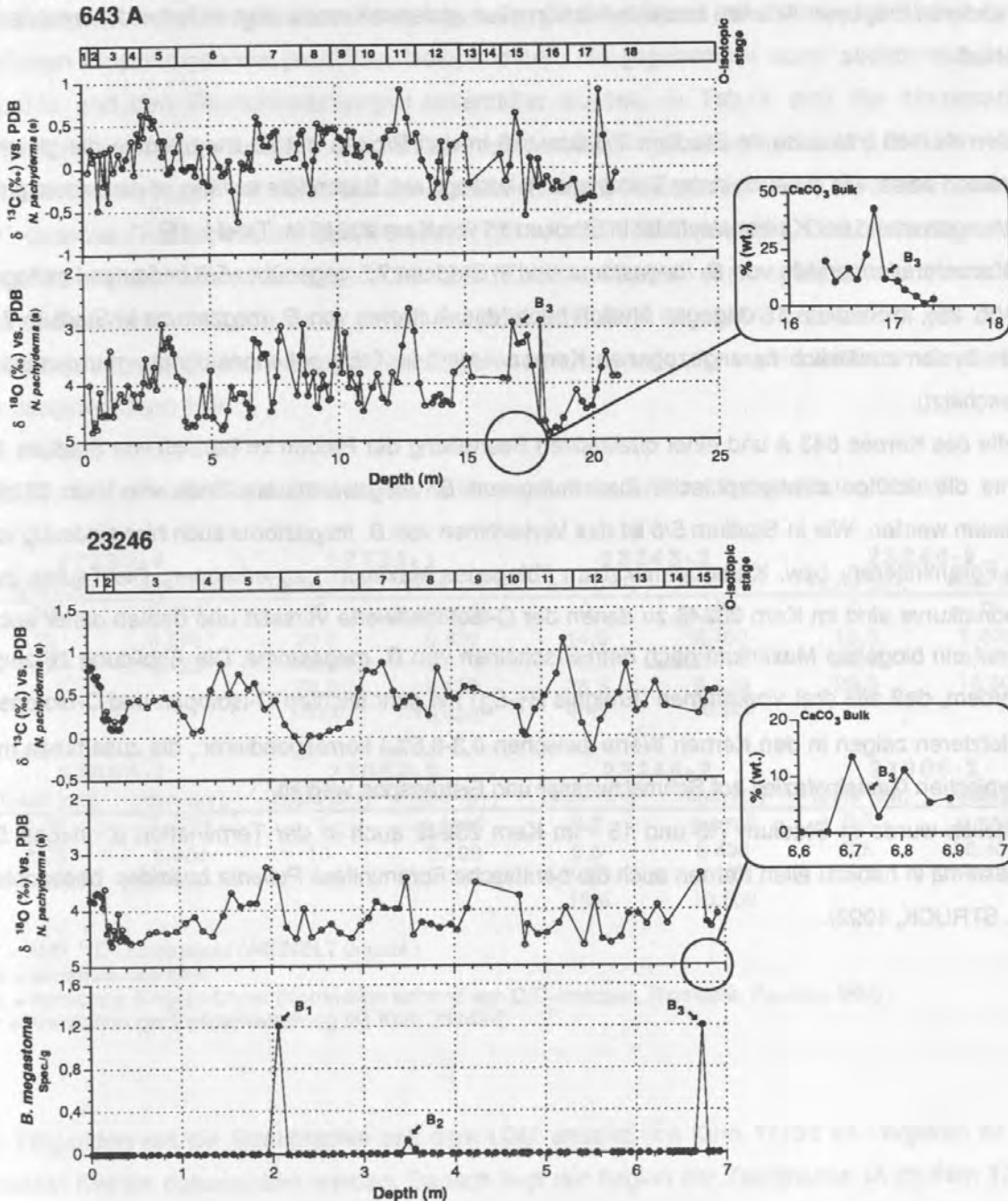


Abb. 25: Stratigraphisches Auftreten von *B. megastoma* während der Termination II (B₁), III (B₂) und in Stadium 15 (B₃). Karbonatkurve für den Kern 23246 von BIRGISDOTTIR (1990), O-Isotopenwerte von VOGELSANG (1990), Daten und Stratigraphie für den Kern 643 A nach WOLF (1990).

Dazu wurde der Kern 23246, stellvertretend für die übrigen Kerne ausgewählt. Es zeigt sich der gleiche fazielle Wechsel von überwiegend grauen Sedimentgesteinen mit viel gerundetem Quarz zur *B. megastoma*-Probe mit fast ausschließlich kantigen, kristallinen Gesteinspartikeln. Das Foto 1A auf Tafel I repräsentiert die Probe des Substadiums 5.51, die hauptsächlich aus Foraminiferengehäusen und anderen biogenen Anteilen besteht. Auch in allen anderen Kernen zeigt sich der dokumentierte Wechsel.

In allen Kernen tritt auch im Stadium 7.5 bzw. 15 in den Proben mit *B. megastoma* die gleiche kristalline Fazies, wie sie auch in der Termination II vorliegt, auf. Besonders auffällig ist der extrem gute Erhaltungszustand der Karbonatschaler in Stadium 15 von Kern 23246 (s. Tafel I, 1E).

Die Konzentrationsanteile von *B. megastoma* sind in Stadium 7.5 gegenüber 5/6 bedeutend geringer (s. Abb. 25), in Stadium 15 dagegen ähnlich hoch (das Auftreten von *B. megastoma* in Stadium 7.5 wurde in den zusätzlich herangezogenen Kernen - mit * in Tab.I gekennzeichnet - nur qualitativ abgeschätzt).

Mithilfe des Kernes 643 A und einer qualitativen Beurteilung der Proben im Bereich von Stadium 15 konnte die richtige stratigraphische Zuordnung von *B. megastoma* am Ende von Kern 23246 bewiesen werden. Wie in Stadium 5/6 ist das Vorkommen von *B. megastoma* auch hier eindeutig vor dem Foraminiferen- bzw. Karbonatmaximum ('biogenes Maximum') zu erkennen. Die Teufen der Karbonatkurve sind im Kern 23246 zu denen der O-Isotopenwerte versetzt und deuten daher auch hier auf ein biogenes Maximum nach dem Erscheinen von *B. megastoma*. Die Abbildung 25 zeigt außerdem, daß alle drei Vorkommen (Ereignis B₁-B₃) mit sehr leichten O-Isotopen und C-Isotopen (die letzteren zeigen in den Kernen Werte zwischen 0,3-0,5‰) korrespondieren, die zusammen mit der typischen Gesteinsfazies auf Schmelzwasser und Eistransport weisen.

Zusätzlich wurde in Stadium 7.5 und 15 - im Kern 23242 auch in der Termination II - neben *B. megastoma* in nahezu allen Kernen auch die benthische Foraminifere *Pullenia bulloides* beobachtet (s. a. STRUCK, 1992).

6. STRATIGRAPHIE

6.1 Zeitliche Einstufung und Sedimentationsraten während Stadium 1 und 2

Die stratigraphische Interpretation der analysierten Sedimentkerne beruht hauptsächlich auf den zeitlichen Einstufungen der jeweiligen Isotopendaten, die gegebenenfalls durch sedimentologische Aspekte und den Faunenverteilungen unterstützt wurden. In Tab.IV sind die Altersmarken dargestellt, die in dieser Arbeit für den Zeitraum seit dem letzten glazialen Maximum (LGM) verwendet wurden. Diese beruhen prinzipiell auf der Korrelation der O-Isotopen von Kern 17732 mit der AMS- ^{14}C -datierten O-Isotopenkurve des Kernes 17730 von WEINELT (unpubl.). Dazu kommt noch die Identifizierung der Vedde Asche (LACKSCHEWITZ, 1991; SEJRUP et al., 1989) aus den Kernen der Island See, die mit 10.600 J.v.h. datiert ist (MANGERUD et al., 1984) und als ein von der O-Isotopenstratigraphie unabhängiger Altersfixpunkt benutzt wurde, der zudem zeitlich in den Bereich der Jüngeren Dryas fällt.

Tab. IV: Alters-Teufen-Korrelation der Kerne für den Zeitabschnitt nach dem letzten Glazial.

17730-4		17732-1		23243-2		23244-2	
Teufe (cm)	Alter (ky)	Teufe (cm)	Alter (ky)	Teufe (cm)	Alter (ky)	Teufe (cm)	Alter (ky)
50	6.400	25	5.843 ^a	0	0	0	0 ^c
70	8.070*	30,0	6.400	14,5	6.400	13,0	6.400 ^c
100	9.120*	52,5	8.070	18,5	8.070	20,5	9.120 ^c
		75,0	9.120	28,5	9.120	29,0	10.600
		100,0	10.600 ^b	44,5	10.600		

23063-2		23059-2		23246-2		21906-2	
Teufe (cm)	Alter (ky)	Teufe (cm)	Alter (ky)	Teufe (cm)	Alter (ky)	Teufe (cm)	Alter (ky)
1,25	5.720 ^a	1	2.869 ^c	0,5	2.870 ^c	0,5	3.680 ^a
3,75	6.400	10	6.400	6,5	6.400	5,5	6.400
13,75	9.120	14	9.120	12,5	9.120	10,5	9.120
				18,5	10.600		

* = AMS ^{14}C -Datierungen (WEINELT unpubl.)

a = extrapoliertes Alter

b = vermutete Jüngere Dryas (Korrelation anhand von O/C-Isotopen, Biometrie, Faunen, IRD)

c = Korrelation der Faunenverteilung mit Kern 23243-2

Im Folgenden soll die Stratigraphie seit dem LGM anhand von Kern 17732 im Vergleich zu den anderen Kernen dokumentiert werden. Danach liegt der Beginn der Termination IA im Kern 17732 nach dem LGM bei einer Teufe von ca 138cm. Dieses Ereignis vor etwa 14.900 J.v.h. (VOGELSANG, 1990) ist auch in den anderen Kernen gut dokumentiert (s.Abb. 7-13). Das nachfolgende von VOGELSANG (1990) mit 13.600 J.v.h. (bei ihr Ende von Termination IA) datierte

Schmelzwasserereignis spiegelt sich in leichten O-Isotopenwerten wider und liegt in einer Teufe von 125cm.

Obwohl der Kälteeinbruch der Jüngeren Dryas in keinem der untersuchten Kerne im Isotopensignal direkt zu erkennen ist, kann man dennoch die faunalen und sedimentologischen Daten der Kerne 23243, 23244 und 23246, in denen die Vedde Asche diesen Zeitraum fixiert, verwenden und anhand der gleichen Datenbasis mit den Kernen ohne Aschenlage korrelieren.

In den Kernen mit Aschenlage (s. Abb. 7,11,12) zeichnet sich die Jüngere Dryas durch Anteile von *N. pachyderma* (s) >90% aus und liegt jeweils in der rechten Flanke des zweiten hervorstehenden O-Isotopengipfels nach dem Anstieg von Substadium 2.22. Zusätzlich ist das Aussetzen des IRD in allen Kernen deutlich erst nach der Asche zu erkennen. Anhand dieser Datenbasis liegt die Jüngere Dryas im Kern 17732 in ca. 100cm Teufe.

Das Ende von Termination IB wird von VOGELSANG (1990) mit ca. 8.600 J.v.h. angegeben, wurde von ihr aber gemäß neueren Kenntnissen in den Kernen 23063, 23059, 23243, und 23246 zu jung bewertet und auch zu weit ins Jüngere der jeweiligen O-Isotopenkurven gesetzt (M. Weinelt, pers. Mttlg.). Diese Vermutung wird durch das Vorkommen von *G. quinqueloba* unterstützt. Besonders Kern 23243 sowie 17732 (s. Abb. 7, 8) zeigen nach Aussetzen des IRD einen sprunghaften Anstieg der Prozentanteile auf über 50%. Dieser korrespondiert in allen Kernen mit einem leichten 'Abknicken' der O-Isotopenkurve. Dieser Punkt liegt im Kern 17732 in der Teufe von 75cm und hat nach Korrelation mit Kern 17730 ein ungefähres Alter von ca. 9.120 J.v.h.. Dieses entspricht sehr gut dem Ende der Termination IB, das nach neuestem Kenntnisstand ein Alter von ca. 9000 J.v.h. aufweist (SARNTHEIN et al., 1992).

Der Kern 17732 (Teufe 52,5cm) und andere hochauflösende Kerne des Bäreninsel-Sedimentfächers zeigen im Abschnitt um ca. 8.000 J.v.h. extrem leichte O-Isotopenwerte (<2‰) mit gleichzeitigem Abfall im Kohlenstoff-Signal (WEINELT, 1991; WEINELT, unpubl.), die auf ein Milieu mit stark verminderter Salinität weisen. Einen vom Trend geringeren aber ähnlichen Abfall kann man auch im Kern 23243 wiederfinden. Diese Entwicklung entspricht zeitlich in etwa der Termination IC, 8.000-6.000 J.v.h., von MIX & RUDDIMAN (1985).

Gemäß der Korrelation vom 17730 mit 17732 liegen der Maximalwert von *G. quinqueloba* (Spec.*g⁻¹) bei etwa 6.400 J.vh. (s. Tab. IV) und fällt mit leichten O-Isotopenwerten zusammen.

Mit Hilfe der Verteilung von *G. quinqueloba* (s. Kap. 5.2) können den Oberflächenproben der Kerne ungefähre Alter zugeordnet werden. Dabei zeigt sich, daß die Kerne 23243 und 23244 von allen Kernen vermutlich die jüngste Oberfläche aufweisen und deren Alter wurde daher gleich 0 Jahre gesetzt (s. Tab. IV). Die ersten Probenteufen der Kerne 23246 und 23059 wurden mit dem Alter der 4. Probe des sehr gut aufgelösten Kerns 23243 korreliert. Die erste Probe von Kern 23063 könnte wegen des extrem leichten O-Isotopenwertes in etwa den leichten Werten des Kerns 17732 entsprechen (ca. 8.070 J.v.h.). Auch die Ergebnisse der Faunenanalyse deuteten schon auf ein

beträchtliches Fehlen von jüngeren holozänen Sedimenten in diesem Kern hin. Die weite Probennahme (2,5cm) erlaubt jedoch keinen detaillierteren Aufschluß und das Probenalter wurde daher interpoliert. Das Alter der ersten Probe im Kern 17732 wurde durch Extrapolation mit der darunterliegenden LSR errechnet. Das gleiche gilt für den Kern 21906, der aufgrund seiner weiten Probenabstände (5cm) keine vergleichbar gute Auflösung aufweist.

Die klimatische Entwicklung seit dem LGM spiegelt sich auch in der LSR wider (s. Abb. 26). Hier zeigt sich der Beginn von Termination IA mit einem generellen Anstieg der LSR. Im Kern 23244 und 23246 ist dieser allerdings nur schwach ausgeprägt, da die Zeitmarke 13.600 hier nicht gesetzt werden konnte. Nach einer Verminderung der LSR zwischen 13.600 und 10.600 J.v.h. kommt es während der Termination IB (ca 9.000 J.v.h.) wieder zu einer Zunahme der LSR. Danach zeigen besonders die 'pelagischen' Kerne relativ konforme Sedimentationsbedingungen.

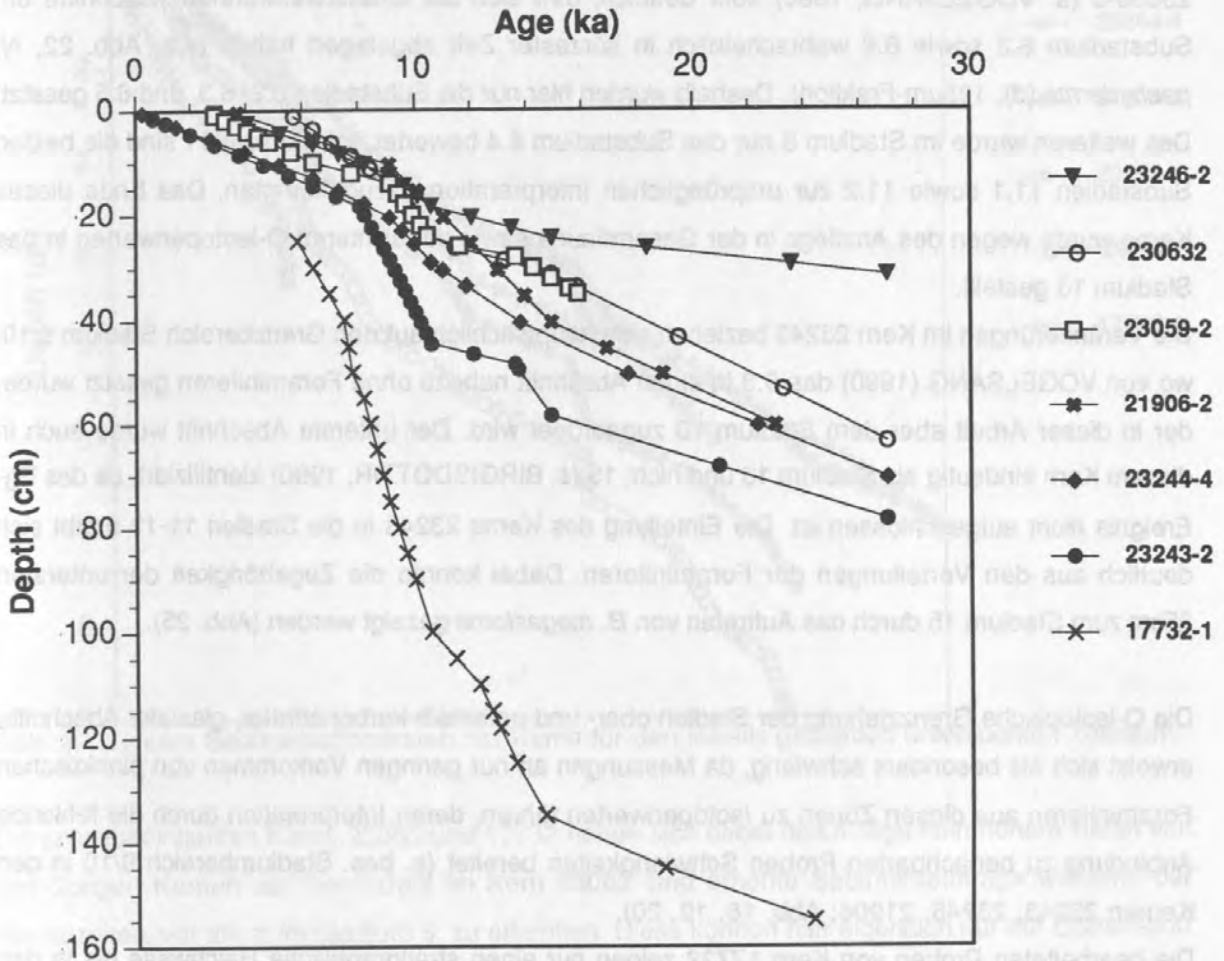


Abb. 26: Lineare Sedimentationsraten der Kerne für den Zeitsabschnitt der letzten ca. 27.000 Jahre.

Der Kern 17732 ist aufgrund seiner geographischen Lage vor dem Bäreninsel-Sedimentfächer und den damit verbundenen kurzfristigen Sedimentationsereignissen nicht unmittelbar mit den übrigen Kernen vergleichbar. Dennoch zeigt auch dieser eine zu den anderen Kernen vergleichbare Entwicklung der Sedimentationsraten.

6.2 Zeitliche Einstufung und Sedimentationsraten während der Stadien 3-15

Die Interpretation der Isotopenstratigraphie für die langen Sedimentkerne wird in dieser Arbeit im allgemeinen von den ursprünglichen Autoren (VOGELSANG, 1990; HAMICH, 1991) übernommen. Einige Änderungen wurden jedoch insbesondere in den Kernen 23063, 23243 sowie 23246 vorgenommen.

Im Kern 23063 wird durch Korrelation mit benachbarten Kernen, aber besonders mit dem Kern 23059-3 (s. VOGELSANG, 1990) sehr deutlich, daß sich die foraminiferenfreien Abschnitte um Substadium 6.2 sowie 6.6 wahrscheinlich in kürzester Zeit abgelagert haben (s.a. Abb. 22, *N. pachyderma* (d), 125µm-Fraktion). Deshalb wurden hier nur die Substadien 6.2, 6.3, und 6.5 gesetzt. Des Weiteren wurde im Stadium 8 nur das Substadium 8.4 bewertet. Im Stadium 11 sind die beiden Substadien 11.1 sowie 11.2 zur ursprünglichen Interpretation dazugekommen. Das Ende dieses Kerns wurde wegen des Anstiegs in der Gesamtfauuna sowie zu leichteren O-Isotopenwerten in das Stadium 13 gestellt.

Die Veränderungen im Kern 23243 beziehen sich hauptsächlich auf den Grenzbereich Stadium 9/10, wo von VOGELSANG (1990) das 9.3 in einen Abschnitt nahezu ohne Foraminiferen gesetzt wurde, der in dieser Arbeit aber dem Stadium 10 zugeordnet wird. Der unterste Abschnitt wurde auch in diesem Kern eindeutig als Stadium 13 und nicht 15 (s. BIRGISDOTTIR, 1990) identifiziert, da das B₃-Ereignis nicht aufgeschlossen ist. Die Einteilung des Kerns 23246 in die Stadien 11-13 ergibt sich deutlich aus den Verteilungen der Foraminiferen. Dabei konnte die Zugehörigkeit der untersten 25cm zum Stadium 15 durch das Auftreten von *B. megastoma* gezeigt werden (Abb. 25).

Die O-isotopische Grenzziehung der Stadien ober- und unterhalb karbonatfreier, glazialer Abschnitte erweist sich als besonders schwierig, da Messungen an nur geringen Vorkommen von planktischen Foraminiferen aus diesen Zonen zu Isotopenwerten führen, deren Interpretation durch die fehlende Anbindung zu benachbarten Proben Schwierigkeiten bereitet (s. bes. Stadiumbereich 9/10 in den Kernen 23243, 23246, 21906; Abb. 18, 19, 20).

Die bearbeiteten Proben von Kern 17732 zeigen nur einen stratigraphische Reichweite bis in den Übergang von Stadium 5 nach 6. Die Verteilung von *G. quinqueloba* zeigt, daß zumindest das biogene Maximum in Stadium 5.51 nicht mit dem leichtesten O-Isotopenwert in diesem Bereich

übereinstimmt. Es liegt die Vermutung nahe, daß dieser leichte Wert denen im Holozän um ca 8.000 J.v.h. ozeanologisch gleichzusetzen ist (s. Abb. 17; WEINELT, 1991)

Die LSR der langen Sedimentkerne sind zusammenfassend in der Abb. 27 dargestellt. Sie verlaufen relativ parallel, wobei besonders die Zunahme der Raten unterhalb von 120.000 und 330.000 J.v.h. markant ist.

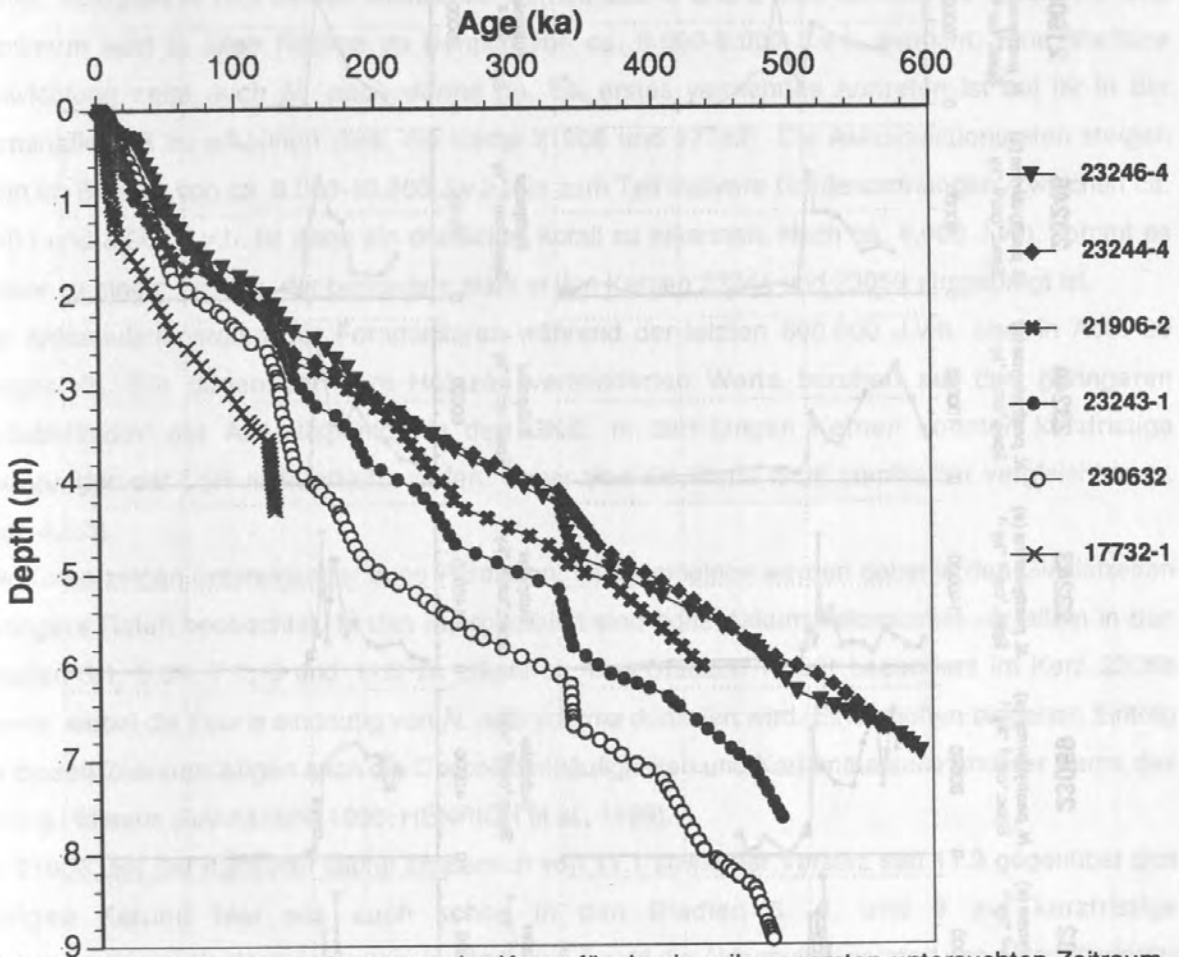


Abb. 27: Lineare Sedimentationsraten der Kerne für den jeweils gesamten untersuchten Zeitraum.

Die schelfbeeinflussten Kerne 23063 und 17732 heben sich dabei durch allgemein höhere Raten von den übrigen Kernen ab. Besonders im Kern 23063 sind erhöhte Sedimenteinträge während der Glazialzeiten, vor allem im Stadium 6, zu erkennen. Diese können hier eigentlich nur auf Eistransport und folglich Abschmelzphasen zurückzuführen sein.

6.3 Foraminiferenflux- und akkumulation im Europäischen Nordmeer.

Informationen über den Foraminiferenflux gibt es bislang nur unzureichend. Zudem scheint ein direkter Vergleich mit den Sedimentfallen-Daten und den Sedimentkernen wenn überhaupt dann nur annähernd für das jüngste Holozän durchführbar, da in den Sedimentfallen und Sedimentoberflächen der terrigene Eintrag entsprechend gering ist.

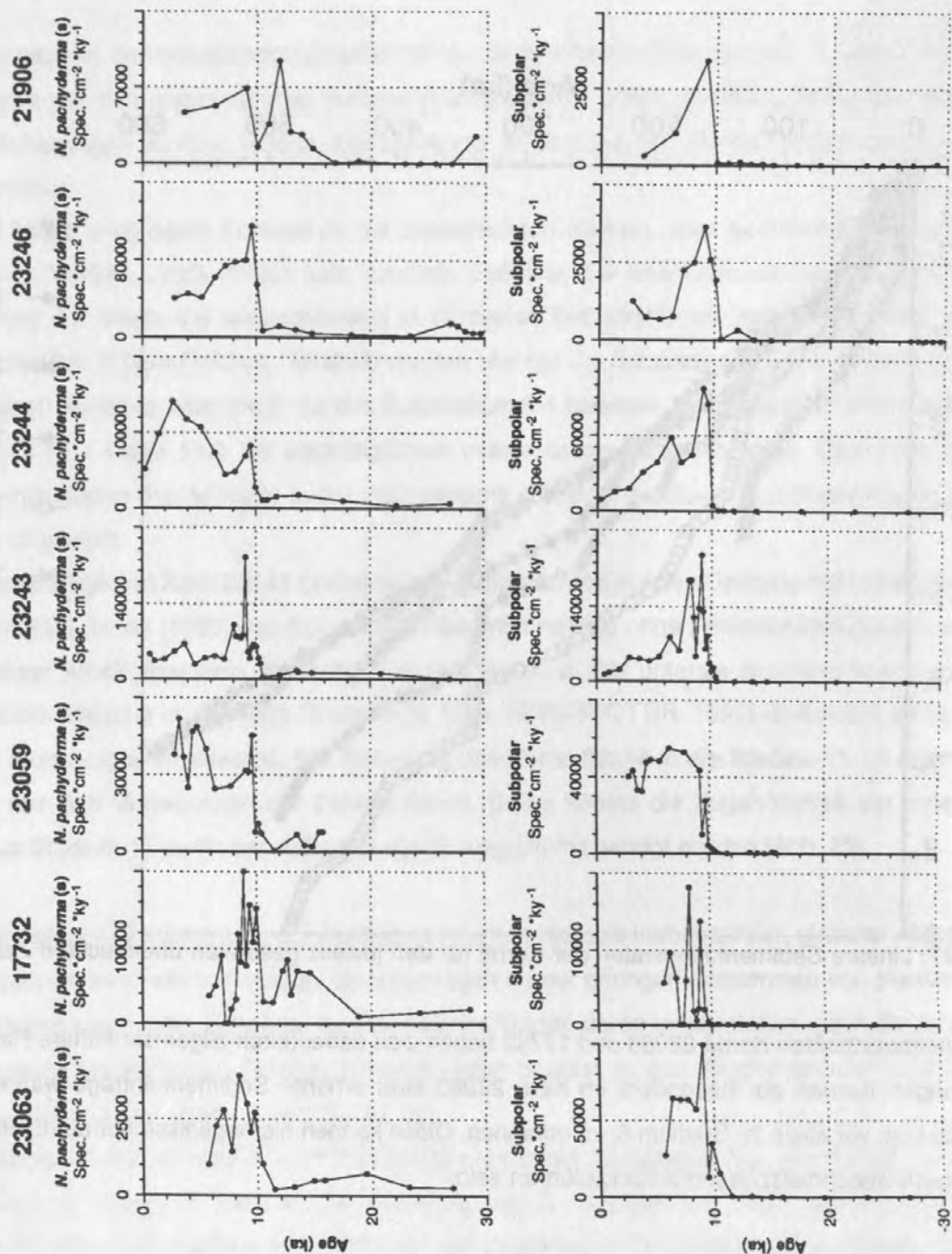


Abb. 28: Foraminiferen-Akkumulationsraten in den bearbeiteten Kernen während der letzten ca. 30.000 Jahre.

Hochrechnungen von Daten ohne Fraktionsangabe aus dem Gebiet des östlichen Vøring Plateaus (BATHMANN & v. BODUNGEN, 1990;) ergeben keine vergleichbaren Ergebnisse. Fallenergebnisse unterhalb des WSC westlich von Spitzbergen zeigen jedoch in der Fraktion $>125\mu\text{m}$ mit ca. 55.000 $\text{Spec.}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ (J. Carstens, unpubl.) ähnliche Größenordnungen, wie sie auch in den jüngsten Proben von Kern 23243 und 23244 erreicht werden.

Seit dem LGM zeigen besonders die Akkumulationsraten der subpolaren Fauna (hauptsächlich *G. quinqueloba*) im jüngeren Holozän ein sehr einheitliches Bild (Abb. 28). Dabei ist ein besonders frühes Auftreten in den beiden westlichen Kernen 23246 und 21906 deutlich zu erkennen. Das Maximum wird in allen Kernen im Bereich von ca. 8.000-9.000 J.v.h. erreicht. Eine ähnliche Entwicklung zeigt auch *N. pachyderma* (s). Ein erstes vermehrtes Auftreten ist bei ihr in der Termination IA zu erkennen (bes. die Kerne 21906 und 17732). Die Akkumulationsraten steigen dann im Bereich von ca. 8.000-10.000 J.v.h. um zum Teil mehrere Größenordnungen. Zwischen ca. 6.000 und 8.000 J.v.h. ist dann ein deutlicher Abfall zu erkennen. Nach ca. 6.000 J.v.h. kommt es wieder zu einem Anstieg, der besonders stark in den Kernen 23244 und 23059 ausgeprägt ist.

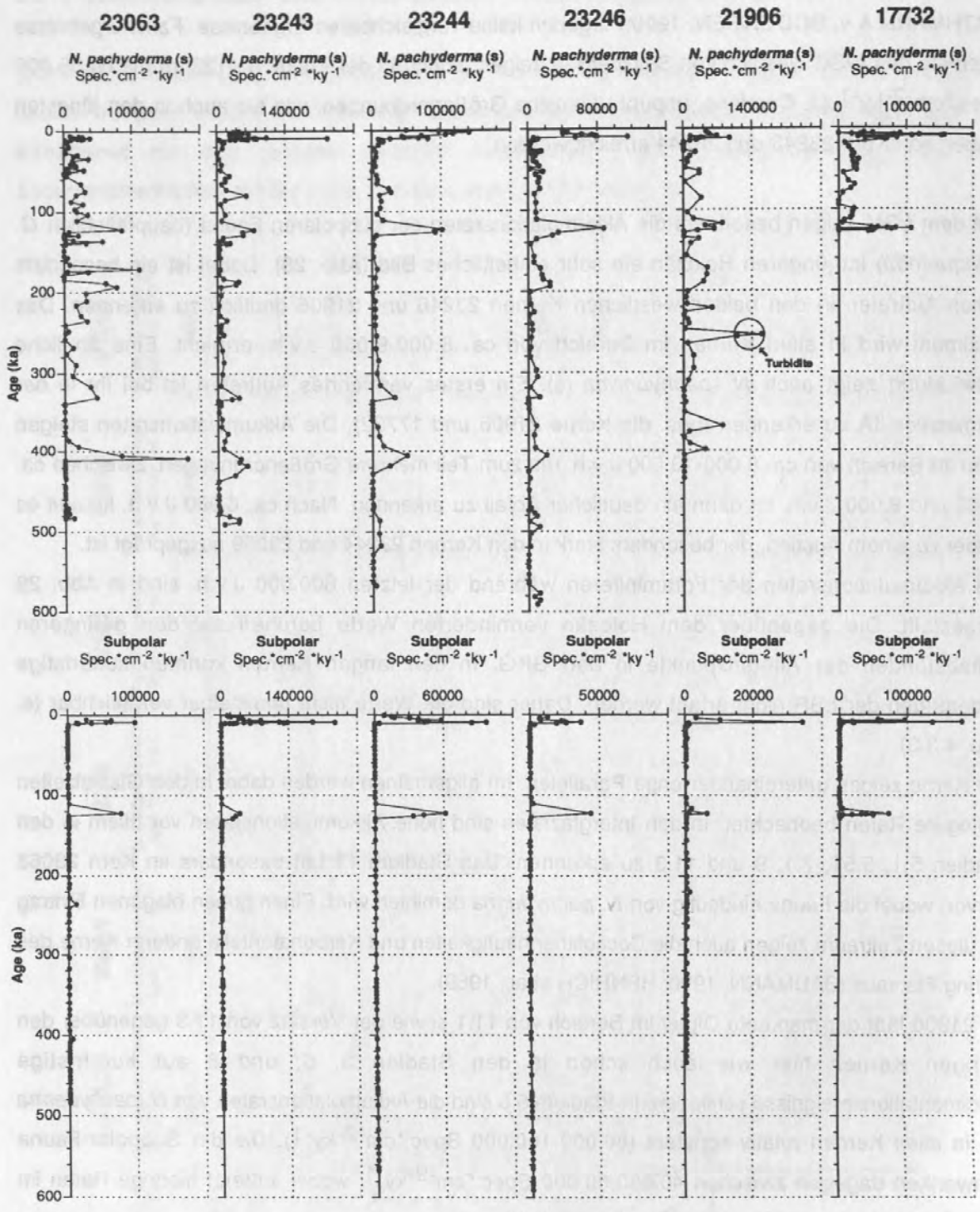
Die Akkumulationsraten der Foraminiferen während der letzten 600.000 J.v.h. sind in Abb. 29 dargestellt. Die gegenüber dem Holozän verminderten Werte beruhen auf den geringeren Zeitabständen der Altersfixpunkte in den GKG. In den langen Kernen konnten kurzfristige Änderungen der LSR nicht erfaßt werden. Daher sind die Werte nicht unmittelbar vergleichbar (s. Kap. 4.3.3).

Die Kerne zeigen untereinander enge Parallelen. Im allgemeinen werden dabei in den Glazialzeiten geringere Raten beobachtet. In den Interglazialen sind hohe Akkumulationsraten vor allem in den Stadien 5.1, 5.51, 7.1, 9 und 11.3 zu erkennen. Das Stadium 11 tritt besonders im Kern 23063 hervor, wobei die Fauna eindeutig von *N. pachyderma* dominiert wird. Einen hohen biogenen Eintrag für diesen Zeitraum zeigen auch die Coccolithenhäufigkeiten und Karbonatanteile anderer Kerne des Vøring Plateaus (BAUMANN, 1990; HENRICH et al., 1989).

Im 21906 läßt der markante Gipfel im Bereich von 11.1 sowie der Versatz von 11.3 gegenüber den übrigen Kernen hier wie auch schon in den Stadien 3, 6, und 8 auf kurzfristige Sedimentationsereignisse schließen. In Stadium 5.5 sind die Akkumulationsraten von *N. pachyderma* (s) in allen Kernen relativ konstant ($80.000-100.000 \text{ Spec.}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$). Die der Subpolar-Fauna schwanken dagegen zwischen $40.000-80.000 \text{ Spec.}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$, wobei äußerst niedrige Raten im Kern 21906 (ca. $6.000 \text{ Spec.}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$) vorzufinden sind.

Nächste Seite

Abb. 29: Foraminiferen-Akkumulationsraten in den bearbeiteten Kernen für den gesamten untersuchten Zeitraum.



7. GLAZIAL/INTERGLAZIALE FAUNENENTWICKLUNG ALS AUSDRUCK OZEANOLOGISCHER VERÄNDERLICHKEITEN

7.1 Spät- und postglaziale Zusammenhänge von Fauna und Zirkulationssystem

7.1.1 Termination IA (ca. 14.900-12.300 J.v.h.)

Die klimatischen Veränderungen, die sich seit dem LGM vollzogen haben, basieren im großen Maße auf einem ozeanologischen Wechselspiel. Dessen Entwicklung läßt sich besonders gut an glazial/interglazialen Übergängen studieren. Die schrittweise Erwärmung während der Termination I (BROECKER & van DONK, 1970) wurde in den vergangenen Jahren aus vielen Kernen detailliert beschrieben. Die erkennbare ozeanische Veränderung zeigt sich dabei nicht als eine graduelle und kontinuierliche Temperaturerhöhung, sondern besteht aus zahlreichen Klimafluktuationen.

Nach dem Substadium 2.22 kam es im allgemeinen zu einer ersten Erwärmungsphase, die sich im O-Isotopensignal mit einem steilen Hub von glazial schweren zu leichten Werten ankündigt und im Norden der NGS auf ca. 15.000 J.v.h. datiert ist (JONES & KEIGWIN, 1988). Diese erste Abschmelzphase ist der Beginn eines relativ instabilen Systems, das in etwa bis zum Ende der Termination I B anhält. Dieser Zeitraum kann prinzipiell in zwei Schritte unterteilt werden (DUPLESSY, 1981), wobei der erste Schmelzvorgang sich durch eine starke Verminderung des Barentsschelfeises dokumentiert und ein erstes Mal um ca. 13.600 kulminiert (VOGELSANG, 1990; SARNTHEIN et al., 1991).

Die Faunenzusammensetzung der planktischen Foraminiferen kann diesen Abschnitt nur unzureichend belegen. Es zeigen sich jedoch in einigen östlichen Kernen (bes. 17732) sowie im nördlichen Kern 21906 schon auffällige Vorkommen (s. Abb. 28). Nach JANSEN & BJØRKLUND (1985) kam es um ca. 13.000 J.v.h. in der südöstlichen Norwegischen See zu einem Einstrom atlantischer Wassermassen, der sich als schmaler Streifen entlang der norwegischen Küste nach Norden fortgesetzt haben soll (VORREN et al., 1988). Diese erste Abschmelzphase wird auch von LEHMANN et al. (1991) erkannt und zeitgleich mit einem Abschmelzen in der südlichen Dänemarkstraße eingestuft. Eine gute zeitliche Übereinstimmung belegen auch Kerne vom Vøring Plateau (VOGELSANG, 1990) mit Kernen vom Barentssee-Sedimentfächer (WEINELT, 1991). Diese Erwärmung kann aber nicht die ungewöhnlich hohen Mengen von *N. pachyderma* (s) und das äußerst frühe Auftreten von *G. quinqueloba* im Kern 21906 erklären.

Schon geringfügige Veränderungen der Salinität können AAGAARD & CARMACK (1989) zufolge eine Verhinderung der konvektiven Umwälzungen der Oberflächenwassermassen mit sich führen. Noch während des LGM befand sich die Polarfront auf der geographischen Höhe von Nord-Spanien (RUDDIMAN & MCINTYRE, 1981). Der Salinitätsgradient, der sich entlang der Polarfront aufgebaut

hatte, mußte hier zumindest saisonal zu einem Absinken von höher-salinaren, südlichen Wassermassen geführt haben (DUPLESSY et al., 1991). Ein erster durch die Schmelzwasser ausgelöster Zusammenbruch des sogenannten 'Conveyor Belt' (BIRCHFIELD & BROECKER, 1990) wird in der NGS für den Zeitraum bis 13.600 J.v.h. postuliert, wobei einige Autoren vermuten, daß es dabei in der NGS zur Ausbildung einer anti-zyklonalen Störung kam, die nur einen Einstrom von nordatlantischem Zwischenwasser (NAIW) zuließ (VOGELANG, 1990; SARNTHEIN et al., 1992).

7.1.2 Jüngere Dryas und Termination IB

Nach einem weiteren Abschmelzvorgang um ca. 12.300 J.v.h. (SARNTHEIN et al., 1992) endet der erste Schritt des postglazialen Überganges (Termination IA) mit einer kurzfristigen Kaltperiode, der Jüngeren Dryas. Eine Unterteilung dieser Phase, die vermutlich den Zeitraum von Ältester Dryas, Bölling, Ältere Dryas zu Alleröd umfaßt, ist in hochaufgelösten Kernen des Bäreninsel-Sedimentfächer durch eindeutige Schmelzwassergipfel wiederzuerkennen (WEINELT, 1991; WEINELT unpubl.).

Die Jüngere Dryas ist dagegen in der NGS nördlich von 65°N bislang nicht überzeugend in den O-Isotopen nachgewiesen.

Der Temperaturanstieg des Bodenwassers im nordöstlichen Atlantik zeigt innerhalb der Termination IA den signifikantesten Anstieg und war in der Jüngeren Dryas schon ähnlich wie heute (JANSEN & VEUM, 1990). Der Schmelzwassereintrag wurde nach JANSEN & VEUM (1990) während der Jüngeren Dryas um ca. 80% reduziert und es soll daher auch nicht zu einer starken Reduzierung der Tiefenwasserbildung gekommen sein. Diese Vermutung wird durch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in benthischen und planktischen Foraminiferen unterstützt (FAIRBANKS, 1989; JANSEN & VEUM, 1990). Auch SARNTHEIN et al. (1992) und BERGER (1990) können eine offensichtliche Reduzierung nicht erkennen, zumal die Jüngere Dryas nicht direkt mit erhöhtem Schmelzwassereintrag zusammenfällt. Nach der Theorie des Zusammenbruchs der Zirkulation aufgrund eines Schmelzwassergipfels kommt der Jüngeren Dryas somit eine Sonderstellung zu. Andere Autoren vermuten daher, daß die Jüngere Dryas aus Mississippi-Schmelzwassereintrag in die Karibik resultiert, welches zur Erniedrigung der Salinität und folglich der Temperatur im Nordatlantik führte (BOYLE & KEIGWIN, 1987; KEIGWIN et al., 1991).

Die Verteilungen der planktischen Foraminiferen zeigen bis einschließlich der Jüngeren Dryas keine deutlichen Veränderungen (außer Kern 23246, s.w.u.). Erst direkt nach der Jüngeren Dryas kommt es allgemein zu einem dramatischen Anstieg in den Konzentrationen, der sich besonders in der rapiden Zunahme der subpolaren Art *G. quinqueloba* widerspiegelt. Dieser offensichtliche Wechsel in der Subpolarfauna zeigt sich auch in anderen Gebieten der NGS (JANSEN & BJØRKLUND, 1985; JANSEN & ERLÉNKEUSER, 1985; ROKOENGEN et al., 1991). Da nach FAIRBANKS (1989) die

Insolation bis 60°N schon um ca. 11.000 J.v.h. ihr postglaziales Maximum erreichte, müssen diese faunalen Ereignisse daher an ozeanologische Veränderungen gekoppelt sein.

Neben den planktischen Foraminiferen etabliert sich nach der Jüngeren Dryas auch anderes Phyto- und Zooplankton wie Diatomeen, Radiolarien, Coccolithen, Dinoflagellaten sowie diejenigen benthischen Foraminiferen (z.B. *C. wuellerstorfi*), die auf gut durchlüftete Bodenwasser angewiesen sind (KOÇ-KARPUZ & SCHRADER, 1990; JANSEN & BJØRKLUND, 1985; BAUMANN, 1990; MATTHIESSEN, 1991; STRUCK, 1992).

7.1.3 Jüngere Dryas - ein erkennbares Ereignis?

Da es sich bei der Jüngeren Dryas um ein kurzfristiges klimatisches Ereignis handelt, das während der ozeanologisch äußerst instabilen Abschmelzphase auftritt (BERGER, 1990), ist es fraglich ob man mit Fossilgemeinschaften und Isotopen dieses im 'Zentrum des Geschehens' (NGS) überhaupt nachzeichnen kann. An der Peripherie muß die Jüngere Dryas naturgemäß dagegen gut zu erkennen sein. In der Tat zeigt sich hier in Kernen z.B. vor Portugal und auf den Bermudas ein deutliches Signal mit schweren O-Isotopen (u.a. FAIRBANKS, 1989).

Unterstützt durch das gleichzeitige Auftreten der Vedde Asche, die mit 10.600 J.v.h. datiert ist (MANGERUD et al., 1984), ist die Jüngere Dryas für den Zeitraum zwischen 11.000-10.000 J.v.h. eindeutig definiert (FAIRBANKS, 1989). Für eine Prüfung der Aussage, ob die Jüngere Dryas in dem untersuchten Gebiet identifizierbar ist, könnten folgende Parameter und Voraussetzungen abgeschätzt werden:

- Handelt es sich bei der Aschenlage in den Kernen 23243, 23244 und 23246 tatsächlich um die Vedde Asche?
- Gibt es sedimentologische Aspekte, die den Kälteeinbruch oder dessen Ende charakterisieren?
- Weisen die Isotopenwerte der untersuchten Kerne nachvollziehbare Parallelen auf?
- Gibt es räumliche und zeitliche Unterschiede in der Faunenentwicklung?

Das Auftreten von Aschenlagen in pleistozänen und holozänen Sedimenten der NGS ist vielfach beschrieben worden (RUDDIMAN & GLOVER, 1972; KELLOGG, 1976, 1977, 1978; SIGURDSSON & LOEBNER, 1981; SEJRUP et al., 1989; KVAMME, 1989; BIRGISDOTTIR, 1990; LACKSCHEWITZ, 1991). Die Vedde Asche wird mit ihren rhyolitischen Gläsern geochemisch isländischen Vulkanausbrüchen um ca. 10.600 J. v. h. zugesprochen und hat eine hauptsächlich nördliche bis östliche Verteilung (MANGERUD, 1984; SEJRUP et al. 1989). Jüngste geochemische Untersuchungen von LACKSCHEWITZ (1991), die zusätzlich durch AMS-¹⁴C-Alter unterstützt werden, zeigen jedoch, daß die Vedde Asche auch am Kolbeinsey Rücken in der westlichen Islandsee verbreitet ist. Die von BIRGISDOTTIR (1990) bearbeiteten Kerne der Islandsee (23243, 23244, 23245, 23246) zeigen alle eine diskrete Flugaschenlage aus rhyolitischen Gläsern, die in den

Kernen mit O-Isotopenstratigraphie in den Bereich der Termination I fällt. Auch südlich dieses Kerntransekts gibt es auf dem Island Plateau Kerne, die in diesem Zeitabschnitt nur eine rhyolitische Glasasche aufweisen und die geochemisch eindeutig der Vedde Asche zugeordnet wird (SEJRUP et al., 1989). Die Alterseinstufungen der Aschenlage in den Kernen von BIRGISDOTTIR (1990) schwanken zwischen 11.000-14.000 J. v. h. und dies, obwohl in allen Kernen nur eine einzige Lage auftritt. Darüberhinaus belegen die Proben der GKG 23246-2 und 23243-2, daß diese Asche an jeweils vergleichbar ähnlicher Position in der O-Isotopenkurve auftritt (vgl. Abb. 7, 12). Die Vermutung, daß diese Aschenlagen zeitgleich und somit identisch sind, wird auch von der Verteilung des IRD und im Kern 23244 und 23243-2 und zusätzlich besonders gut durch die Foraminiferenhäufigkeiten unterstützt. Eine Differenzierung der rhyolitischen Aschen ist auf optischer Basis schwierig (frdl. Mttlg. H.-J. WALLRABE-ADAMS), zumal mit unterschiedlichen Eruptionsphasen gerechnet werden muß, die die Partikelmorphologie beeinflussen könnten.

Da heute der westliche Teil der Islandsee saisonal mit Eis bedeckt ist, muß dies auch für den Zeitraum des Vedde-Aschen-Ausbruchs angenommen werden. Dies führte zu einer ausgedehnten Sedimentation auf das Eis und zu einer nachfolgenden Verteilung der Asche mit dem durch die Oberflächenströmung (z.B. EGC) erfaßten Treibeis in den Nordatlantik (RUDDIMAN & GLOVER, 1972; KVAMME, 1989). Die Vedde Asche repräsentiert somit eisfreie Bedingungen (SIGURDSSON & LOEBNER, 1981).

Die Lage der Vedde Asche in dem für pelagische Verhältnisse gut aufgelösten Kern 23243-2 fällt dort mit auffällig hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *N. pachyderma* (s) zusammen (VOGELANG, 1990). Hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von benthischen und planktischen Foraminiferen sind im nordöstlichen Atlantik für die Jüngere Dryas charakteristisch (JANSEN & VEUM, 1990) und fallen mit Einsetzen von Termination IB wieder ab (FAIRBANKS, 1989). Auch der Kern 17732 weist im Bereich des jüngsten der drei Schmelzwassergipfel in Termination I (ca. 90cm Teufe) hohe $\delta^{13}\text{C}$ Werte auf (WEINELT, unpubl.).

Das Aussetzen des IRD gibt eine gute Annäherung, für die Bestimmung eines entscheidenden Zeitpunktes während der Abschmelzphase. In den Kernen 23243-2, 23244 und 23246-2; (Abb. 7, 11, 12), ist es deutlich nach der Vedde Asche zu erkennen. Vor Südwest-Norwegen kommt es schon zwischen 13.000-12.000 J.v.h. zu einer Reduzierung von grobkörnigem IRD (>2mm), die eigentliche Beendigung von glaziomariner Sedimentation endet aber erst um ca. 10.000 J.v.h. (JANSEN & BJØRKLUND, 1985). Mit dem Ende der Jüngeren Dryas fällt auch der Rückzug der Gletschermassen in Norwegen zusammen, der nach MANGERUD (1980) ein stärkeres Abkalben von Eisbergen nach ca.10.000 J.v.h. unwahrscheinlich machte.

Ein Aussetzen des IRD in dem weiter nördlich gelegenen Kern 17732 schon wesentlich vor der Jüngeren Dryas wäre somit nicht schlüssig. Dieses schließt folglich den obersten Einbruch mit schweren O-Isotopenwerten (Teufe 80cm) als mögliche Position für die Jüngere Dryas im Kern 17732 definitiv aus (s. Abb. 8) und bedeutet ferner eine Zweiteilung der Termination IB. Diese Vermutung wird durch sedimentologische Untersuchungen von BLAUME (1992) an Kernen aus dem Bäreninsel-

Sedimentfächer unterstützt, die ein Aussetzen von IRD erst in der Termination IB erkennen lassen. Auch hier wird eine zweigeteilte Termination IB vermutet.

Demnach könnte die Erwärmung gegen Ende der Jüngerer Dryas in der NGS zu einem kurzfristig erhöhten Schmelzwassereintrag (leichtere O-Isotopen) und IRD-Verteilung durch driftende Eisberge geführt haben, da es während der Jüngerer Dryas wahrscheinlich zu einem gewissen Vorstoß der Gletscher kam. Die dadurch nach 10.000 J.v.h. abnehmende Eisbergdrift könnte dann zumindest in den Gebieten zu einer Erhöhung der Salinität (schwerere O-Isotopen) geführt haben, die außerhalb der Einflußsphäre von Schmelzwasser der Fjorde lagen.

Bei der Faunenentwicklung zeigen sich signifikante zeittransgressive Unterschiede (West/Ost), die besonders durch die subpolare Art *G. quinqueloba* deutlich werden. Ein erstes wenn auch geringes Auftreten von Subpolararten wird schon relativ früh südwestlich von Norwegen zwischen 13.000-12.000 J.v.h. deutlich (JANSEN, 1987). Dagegen sind die Vorkommen in der westlichen Norwegensee eher unbedeutend. Dieses steht im krassen Unterschied zur westlichen Islandsee (Kern 23246), wo *G. quinqueloba* um ca. 12.000 J.v.h. schon 25% der Gesamtfaua bildet (s. Abb. 12, 28). Der darauf folgende deutliche Einbruch der Prozentanteile fällt mit der Jüngerer Dryas (Vedde Asche) zusammen. Auch MOLINA-CRUZ (1991) beobachtet in diesem Seegebiet ein Auftreten von Radiolarien schon unterhalb der Jüngerer Dryas.

Untersuchungen an AMS-¹⁴C-datierten Kernen bestätigen dieses Ergebnis, da *G. quinqueloba* schon deutlich vor 11.000 J.v.h. in der südlichen Dänemarkstraße vorhanden war, in der östlichen Islandsee und der Framstraße zeitgleich jedoch erst nach der Jüngerer Dryas (JONES & ELDER, 1991).

Dies alles läßt vermuten, daß sich am Ende der Termination IA in der westlichen Islandsee eine vom zentralen und östlichen Bereich der NGS unabhängige 'Einflußsphäre' atlantischen Wassers durch die Dänemarkstraße ausbildete. Diese entstand vermutlich durch eine nördliche Ausdehnung des IC und war nur möglich, da ein EIC noch nicht vorherrschte (s.a. MOLINA-CRUZ, 1991). Durch die Abkühlung während der jüngerer Dryas wurde nur die Fauna im Kern 23246 direkt betroffen, da in den östlicheren Kernen sich bis zu diesem Zeitpunkt noch gar keine stärkere Subpolarfauna etabliert hatte.

7.1.4 Biometrie- und Isotopenanalyse als Klimaindikatoren

Die isotopischen Untersuchungen an der subpolaren Art *G. quinqueloba* (s. Abb. 16) zeigen in beiden Kernen eine deutliche Diskrepanz zu *N. pachyderma* (s). *G. quinqueloba* ist im Gegensatz zu *N. pachyderma* aufgrund von Symbionten hauptsächlich auf ein Habitat innerhalb der photischen Zone angewiesen (HEMLEBEN et al., 1989). Ihre Isotopenwerte reflektieren somit Wassermassen, die oberhalb von *N. pachyderma* liegen.

O-Isotopen, die in starker Abhängigkeit zu Temperatur und Salinität stehen, sind kein adäquates Mittel, um das Lebenshabitat von planktischen Foraminiferen zu bestimmen, da das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis in den Schalen stark mit dem Aufbau einer Kalzitkruste variiert (VERGNAUD-GRAZZINI, 1976). Ähnliche Varianzen ergeben auch Messungen an unterschiedlichen Größen einer Art (AKSU & VILKS, 1988). Die Verteilung des ^{13}C von ΣCO_2 steht dagegen in enger Beziehung zur biologischen Produktivität der Oberflächenwassermassen, die wiederum primär durch die Zuführung von Nährstoffen wie Phosphaten und Nitraten bestimmt wird. Obwohl planktische Foraminiferen sich bei der Schalenbildung anfänglich im Equilibrium mit dem umgebenen Wasser befinden, führen sogenannte 'Vital-Effekte' zu einer Verschiebung dieses Gleichgewichts während der Ontogenese (BERGER, 1978). Diese steht in enger Beziehung zum Metabolismus der einzelnen Art, wobei Foraminiferen mit einem tiefer liegenden Habitat während der Kalzifizierung einen bevorzugten Einbau des isotopisch leichteren ^{12}C anzeigen (KROON, 1988).

Basierend auf diesem Hintergrund sind die Unterschiede zwischen *N. pachyderma* (s) und *G. quinqueloba* zu interpretieren. Besonders im Kern 23059-2 reflektiert *G. quinqueloba* wechselnde Bedingungen während der Termination IA. Danach deutet der gleichermaßen ähnliche Anstieg im $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ auf wenig Schmelzwassereintrag und relativ gleichmäßige Bedingungen im Habitatbereich von *G. quinqueloba* während der Termination IB hin. Im Gegensatz zu den Untersuchungen von HORWEGE (1988) zeigt *G. quinqueloba* in beiden Kernen kein 'unkontrolliertes' Streuen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Einen ähnlichen Trend zeigt auch der Kern 23063-2, obwohl die Grenze zwischen Termination IA und Termination IB aufgrund der hier angewandten weiten Probennahme schwierig zu bestimmen ist. Der Bereich in der Isotopenkurve, in dem VOGELSSANG (1990) mit den Isotopen von *N. pachyderma* (s) die Jüngere Dryas vermutet, ist anhand von *G. quinqueloba* nicht nachvollziehbar, obwohl diese doch am ehesten Veränderungen der Oberflächenwassermassen nachzeichnen müßte. Wahrscheinlich fallen das Ende der Termination IA und die Jüngere Dryas im GKG 23063-2 beide zusammen in den gleichen Schmelzwassergipfel, der durch die O-Isotopenkurve von *N. pachyderma* (s) angezeigt wird.

Die biometrischen Analysen anhand von *G. quinqueloba* haben deutlich gemacht, wie sensitiv sich das Größenspektrum dieser Art gegenüber ozeanologischen Veränderungen verhält. Neuere Untersuchungen aus dem Indischen Ozean und vor allem dem Mittelmeer zeigen, daß dabei die Oberflächentemperatur (SST) die treibende Kraft für die Ausbildung dieser Öko-Phänotypen von *G. quinqueloba* ist (KROON et al., 1988). Die Daten des GKG 23246-2 aus der ARD und des GKG 23063-2 aus der AND unterstützten und bekräftigten diese Aussage (s. Abb. 30), da die Maximalgrößen im Osten deutlich über denen im Westen liegen.

Da durch die Position der Vedde Asche die Jüngere Dryas im GKG 23246-2 definiert ist, kann man durch Korrelation des maximalen Größengipfel unterhalb der Asche (ca. 20cm Teufe) mit dem ersten signifikanten Größenmaximum im GKG 23063-2 (ca. 26.5cm Teufe) einmal mehr unterstreichen, daß

die Jüngere Dryas und das Ende der Termination IA innerhalb des Schmelzwassergipfels der O-Isotopenkurve von *N. pachyderma* (s) liegen müßten. Die Größenverteilung von *G. quinqueloba* unterhalb von 125µm im GKG 23246-2 bestätigt und erweitert zudem die Interpretation aus der Faunenanalyse, daß sich in der westlichen Islandsee schon im Substadium 2.22 ein schwacher atlantischer Einfluß bemerkbar machte.

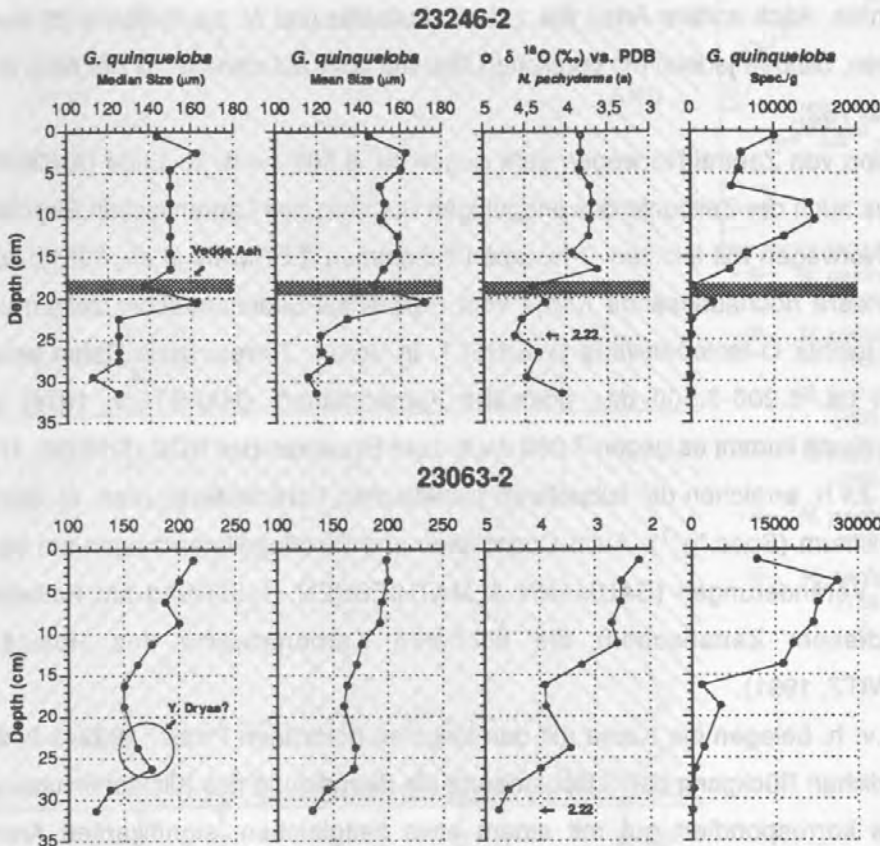


Abb. 30: Vergleich der biometrischen Daten (als Median- bzw. Durchschnittswert) mit den Konzentrationen von *G. quinqueloba* und den O-Isotopenwerten von *N. pachyderma* (s) von VOGELSAANG (1990).

Die Größenunterschiede von *N. pachyderma* (s) deuten, obwohl sie nur auf den unterschiedlichen Teilfraktionen basieren, auf eine paläo-ozeanologische Signifikanz hin. Besonders die östlichen Kerne (23063-2, 17732-1, 23059-2, und 23243-2; Abb. 7-10) zeigen, daß die großen Formen der 250µm-Fraktion Maxima nur im Bereich des Substadiums 2.22 sowie nach der Termination IB vorkommen. Während der gesamten Termination I sind sie jedoch so gut wie nicht vertreten. Da ihre Hauptverteilungsgipfel im Holozän zu *N. pachyderma* (s) der 125µm-Fraktion und auch zu *G. quinqueloba* versetzt sind, liegt die Vermutung nahe, daß sie Wassermassen bevorzugt, die nicht denen der beiden anderen entspricht.

Größenvariationen sind von *N. pachyderma* (s) auch aus rezenten Oberflächenproben des südlichen Indischen Ozeans bekannt, wo nach KENNETT (1968) ihre Größe zur antarktischen Konvergenz zunimmt, nach Norden zur subtropischen Konvergenz jedoch kleiner wird.

7.1.5 Entwicklung nach Termination IB (ca. 9.000 J.v.h.-rezent)

Die weite laterale Ausdehnung besonders der subpolaren Fauna nach der Jüngeren Dryas beweist, daß sich zu dieser Zeit der Einstrom von atlantischem Wasser rapide verstärkt hatte. Dies führte im allgemeinen zu einer guten Durchmischung der Wassermassen und zu einer Erhöhung der Nährstoffgehalte (NÜRNBERG, 1991), wodurch sich besonders *G. quinqueloba* weitläufig in der NGS verbreiten konnte. Auch andere Arten wie z.B. *G. bulloides* und *N. pachyderma* (d) steigen in ihren Konzentrationen, bleiben jedoch mit deutlichen Maxima aber auf den Ostteil der NGS beschränkt (s. Kern 23063, 17732).

Die Deglaziation von Zentral-Norwegen geht gegen ca. 8.500 J.v.h. zu Ende (ANDERSEN, 1980). Dies ist in etwa auch der Zeitpunkt des endgültigen Rückzug des Laurentischen Eisschildes und fällt vor Südwest-Norwegen mit leichten O-Isotopen zusammen (LEHMAN et al., 1991). Auch der Kern 17732 und andere hochauflösende Kerne vom Bäreninsel-Sedimentfächer zeigen um ca. 8.000 J.v.h. extrem leichte O-Isotopenwerte (WEINELT, in Vorb.). Terrestrische Daten belegen für den Zeitraum von ca. 8.200-3.500 das holozäne Klimaoptimum (HAFSTEN, 1974) und vor der norwegischen Küste kommt es gegen 7.000 J.v.h. zum Einsetzen des NCC (THIEDE, 1985).

Bis ca. 6.000 J.v.h. erreichen die subpolaren planktischen Foraminiferen (bes. *G. quinqueloba*) ihr absolutes Maximum ($\text{Spec.} \cdot \text{g}^{-1}$). Auch Coccolithen und Dinoflagellaten zeigen am Vøring Plateau entscheidene Veränderungen (BAUMANN & MATHIESSEN, 1990) und am Kolbeinsey-Rücken werden in diesem Zeitabschnitt die höchsten Karbonatwerte des Holozäns erreicht (LACKSCHEWITZ, 1991).

Nach 6.000 J.v. h. belegen die Kerne mit den jüngsten holozänen Proben (23243-2, 23244) durch den kontinuierlichen Rückgang der Subpolarfauna die Beendigung des Klimaoptimums um ca. 3.500 J.v.h.. Dieses korrespondiert gut mit einem etwa zeitgleichen, signifikanten Anstieg von *N. pachyderma* (s).

7.2 Foraminiferen als Indikator für Wassermassen

Die ausgedehnte holozäne Verbreitung von *G. quinqueloba* mit größten Maxima vor allem im zentralen Bereich der NGS (ca. 45.000 $\text{Spec.} \cdot \text{g}^{-1}$ in Kern 23243-2) und jeweils abfallenden Häufigkeiten nach Westen und Norden zeigt, daß diese Art ihr bevorzugtes Habitat im näheren Bereich des NC und der Durchmischungszone von atlantischem und polarem Wasser, der ARD, hat. Abb.31 zeigt die Verteilung von *G. quinqueloba* in einem Profil durch die Wassermassen. Ihre bevorzugten Lebensbedingungen fand sie im holozänen Klimaoptimum im Bereich der Arktischen Front. Diese Aussage wird durch Untersuchungen an Oberflächenproben bestätigt (KELLOGG, 1975; KIPP, 1976; PFLAUMANN, 1988). Daß sie ursächlich an die wärmeren Wassermassen des NC

gebunden ist, beweisen die biometrischen Analysen, da sie im Osten Maximalgrößen von über 200µm (Median) aufweist, im Westen jedoch eindeutig < 165µm bleibt.

ca. 6.4 ka

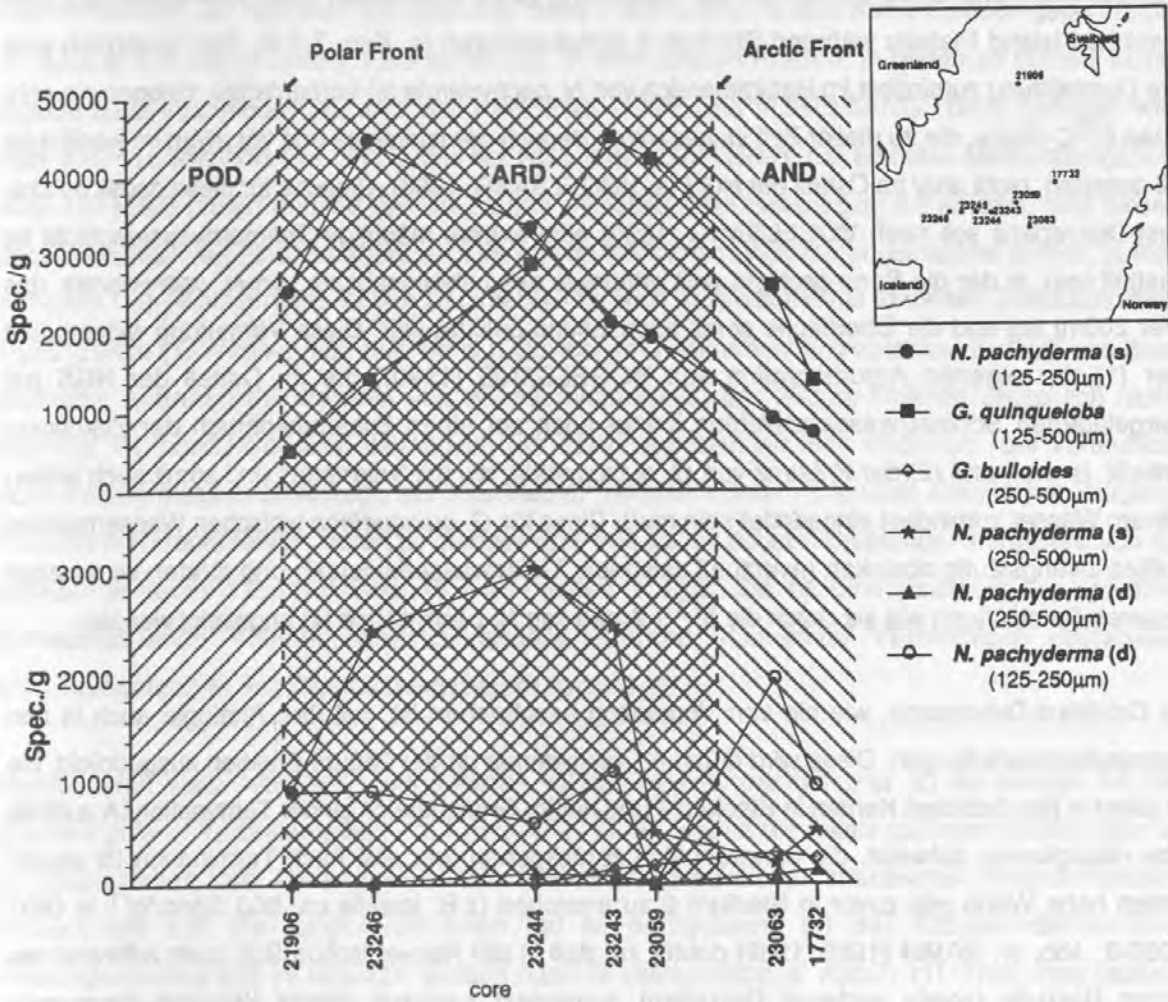


Abb. 31: Schematische Verteilung der Foraminiferen-Arten in Beziehung zu dem Wassermassenregime während der Zeitscheibe 6.400 J.v.h. (ca. holozänes Klimaoptimum).

Im GKG 23246-2 ist die stratigraphische Einstufung von Substadium 2.22 neben den O-Isotopen zusätzlich durch die benthische Foraminifere *S. rolshauseni* unterstützt, die nach STRUCK & NEES (1991) und STRUCK (1992) zur detritivoren Fauna gehört und in der NGS in den vergangenen 30.000 J. bislang nur in Stadium 2 beobachtet wurde (STRUCK, 1992). Die Ausbildung einer typischen Endofauna im Glazial ist nach STRUCK (1992) ein Beweis für eine starke Reduzierung des vertikalen Nährstofftransports. Mit Einsetzen eines charakteristischen interglazialen Zirkulationssystems, dominiert dann eine filtrierende Epi-Benthosfauna, wobei *C. wuellerstorfi* die wichtigste Art darstellt (HAAKE & PFLAUMANN, 1989; NEES, 1989; STRUCK, 1992) und zusammen mit anderen Benthosarten auf stetig vorhandene Bodenströmungen und Lateraltransport von Nahrungspartikeln angewiesen ist (GRAF, 1989; LUTZE & THIEL, 1987). Im GKG 23246-2 ist *C.*

wuellerstorfi ober- und unterhalb vom *S. rolshauseni*-Maximum auffallend häufig zu beobachten und deutet somit auf Bodenströmungen während dieser Zeit hin. Der Einfluß 'wärmerer' Oberflächenwassermassen ist durch das permanente Vorhandensein von *G. quinqueloba* in diesem Kern bewiesen und ist vermutlich auf die Ausbildung eines schwachen Atlantikeinflusses auf dem westlichen Island Plateau während Stadium 2 zurückzuführen (s. Kap. 7.1.4). Daß zusätzlich eine gute Durchlüftung zumindest im Habitatbereich von *N. pachyderma* (s) vorherrschte, belegen die sehr hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, die zu dieser Zeit im gesamten Bereich der Islandsee und vor allem im westlichen Teil auftreten, nicht aber im Ostteil der NGS (s. VOGELSANG, 1990). Ursache für diese deutliche Ost-West-Diskrepanz soll nach VOGELSANG (1990) eine extrem mächtige Schmelzwasserschicht im Westteil sein, in der die Sprungschicht weit unterhalb des Lebenshabitats von *N. pachyderma* (bis tiefer 200m) lag und die Oberfläche somit ausreichend belüftet war. Diese Vermutung widerspricht aber (1) der eigenen Argumentation von VOGELSANG (1990), die im Ostteil der NGS bei übergelagerten Schmelzwasserschichten immer auch auf einen Zusammenbruch der Zirkulation schließt (s.w.u.) und (2) der Präsenz von *G. quinqueloba*, die mit 'wärmeren' und somit auch höher-salinem Wasser zumindest eingedruffet sein muß. Diese für *G. quinqueloba* typischen Wassermassen mußten zwangsläufig absinken (eventuell saisonale Tiefenwasserbildung?) und führten so zu einer besseren Durchlüftung wie sie durch die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* (s) angezeigt werden.

Die Ost-West-Diskrepanz, wie sie von Vogelsang beschrieben ist, hat ihre Analogie auch in den Foraminiferenverteilungen. Diese wird durch *N. pachyderma* (s) der 250 μm -Fraktion ausgedrückt, die vor allem in den östlichen Kernen in Stadium 2 und nur im Grenzbereich zu der Termination IA auffällig hohe Häufigkeiten aufweist, die dann deutlich zurückgehen, um erst nach Termination IB wieder ähnlich hohe Werte wie zuvor in Stadium 2 zu erreichen (z.B. jeweils ca. 800 Spec.*g⁻¹ in GKG 23059-2, Abb. 8). RAMM (1988, 1989) deutet an, daß in der Norwegischen See auch während des letzten Glazials (sowie anderen Glazialen) zumindest saisonal offene Wasserbedingungen vorgeherrscht haben müßten. Die durch saisonale Erwärmung entstehenden Schmelzwasserschichten führten nach VOGELSANG (1990) zur Abblockung der Tiefenwasserzirkulation und folglich zu einer ästuarinen Situation, in der die Oberflächenwassermassen nach Süden strömten und durch einfließendes NAIW ersetzt wurden. Für eine fehlende Tiefenwasserzirkulation zumindest während Stadium 2 und wahrscheinlich auch Termination IA sprechen auch die Verteilungen der Benthosforaminiferen vor dem Bäreninsel-Sedimentationsfächer (STRUCK, 1992). Dort ist die Fauna im letzten Glazial bis auf die im Sediment lebende *S. rolshauseni* äußerst dezimiert und filtrierende Arten wie *C. wuellerstorfi* erscheinen erst um ca. 10.000 J.v.h. und kündigen somit das Einsetzen von Bodenströmungen an. Mit Beginn der Termination IA und einem weitverbreiteten Schmelzwasserdeckel kam es ausgelöst durch heftige Nordwinde (VOGELSANG, 1990) zu einem küstennahen Auftrieb, der sich nach KASSENS (1990) in Scherfestigkeitsmaxima der Sedimente ausdrückt und von ihr mit den von STABELL (1986) zwischen

11.000-9.000 J.v.h. beobachteten Diatomeenhorizonten gleichgesetzt wird. Ob dieser große Typ von *N. pachyderma* (s) einer Sonderstellung zuzuordnen ist, die auf nährstoffreichen Wassermassen (Auftrieb) beruht, ist in der Termination I aufgrund des starken Einbruchs der Häufigkeiten eher unwahrscheinlich. Die höchsten Maxima zeigt diese Form in den meisten Kernen jedoch gegen Ende von Stadium 6.2 und in Stadium 6.3 sowie 6.5. In eben diesen Phasen, in denen so gut wie keine Subpolarfauna vorzufinden ist, wird von KASSENS (1990) und VOGELSSANG (1990) genauso wie schon in der Termination I für den Ostteil der NGS Auftrieb postuliert. Ein erhöhtes Nährstoffangebot, das NÜRNBERG (1991) anhand von Cd-Werten im Bereich von Substadium 6.5 erkennt, führt dieser jedoch ursächlich auf einen vermehrten Eintrag von terrigenem Verwitterungsmaterial zurück, zumal die marine C_{ORG}-Komponente in den Sedimenten für eine Auftriebstheorie in diesen Zeitabschnitten zu gering wäre (T. Wagner, frdl. mdl. Mtlg.). Obwohl ein Zusammenhang zwischen Auftrieb und dem maximalen Auftreten der Formen von *N. pachyderma* (s) der 250µm-Fraktion ursächlich nicht erkennbar ist, handelt es sich womöglich um einen opportunistischen Phänotyp, der vermutlich solche Wassermassen bevorzugt, die 'intermediär' zwischen denen stärkerer atlantischer Prägung (ARD und AND repräsentiert durch *G. quinqueloba*) und denen polaren Ursprungs - dargestellt von *N. pachyderma* (s) der 125µm-Fraktion (s.w.u.) - liegen (s. Abb. 30a, b). Eine für diesen Typ optimale 'Nährstoffsituation' scheint dabei besonders während fluktuativer Verhältnisse (instabiles Strömungssystem) in den Oberflächenwässern vorzuliegen.

Obwohl durch viele Arbeiten nachgewiesen wurde, daß *N. pachyderma* (s) die einzige Art mit signifikant polarer Verbreitung ist (u.a. KELLOGG, 1975), zeigen die relativ geringen Häufigkeiten in den Glazialzeiten ihre Abhängigkeit vom Einfluß nährstoffreicher atlantischer Wassermassen. Genauso wie z.B. die subpolaren Arten hat *N. pachyderma* (s) der 125µm-Fraktion ihre Verteilungmaxima erst im Holozän (jedoch nach *G. quinqueloba*; s. Abb.7, 11). Trotz ihrer großen Toleranz gegenüber Temperatur- und Salinitätsschwankungen befindet sich ihre bevorzugte Wassermasse, wie die Verhältnisse von *G. quinqueloba* zu *N. pachyderma* zeigen (Abb. 31), deutlich außerhalb der unmittelbaren, relativ warmen Einflußsphäre des NC im Bereich der aus polaren und atlantischen Wassermassen gut durchmischten ARD (Polarfront). Auch im Norden weist sie mit zunehmender Nähe zur POD einen deutlich fallenden Gradienten auf (Abb. 31, Kern 21906).

G. bulloides ist die einzige im Holozän vorkommende häufige subpolare Art, deren Verteilung in direkter Verbindung mit dem Stromverlauf des NC steht. Aufgrund ihres vermutlich schnellen Wachstums (14 Tage-Zyklus) und einem Habitat, das eng an die Oberfläche mit hohem Nährstoffbudget gebunden ist (KROON, 1988), wird diese Art nur noch äußerst selten im nördlichen Ausläufer des NC, dem WSC, in der Wassersäule vorgefunden (J. Carstens, frdl. mdl. Mtlg.).

Genauso wie nach Norden, so grenzt sie sich auch nach Westen durch einen steilen Gradienten ab (Abb. 31, Kern 23243). Sie ist somit ein typischer Vertreter der wärmeren AND (PFLAUMANN, 1988).

Wie bei *G. bulloides* zeigt sich auch *N. pachyderma* (d) ein deutlicher Trend zu wärmeren Wassermassen (Abb. 31), obwohl dieser Typus von *N. pachyderma* in Oberflächensedimenten der gesamten NGS vorkommt (KELOGG, 1975). Die Untersuchungen in den Kernen haben gezeigt, daß sie sowohl im Holozän wie auch im letzten Glazial kontinuierlich vertreten ist (s. Kap. 5.2). Dennoch zeigt auch sie nur im Bereich des Klimaoptimums nach Termination IB ihre größten Häufigkeiten. Da dieser Typ südlich von Island (bis 60°N) in Oberflächensedimenten unterhalb der NAD zum Teil >90% der Fauna bildet (KELLOGG, 1975) stehen sich *N. pachyderma* (d) und *N. pachyderma* (s) der 125µm-Fraktion in Bezug auf ihre 'Habitatansprüche' (Wassermassen) somit gewissermaßen invers gegenüber.

7.3 Die Bedeutung der Foraminiferenfauna während signifikanter Abschmelzphasen

Die faunistischen Untersuchungen belegen in Zusammenhang mit den Interpretationen von Isotopendaten und sedimentologischen Beurteilungen die bedeutsamen klimatischen Wechsel während eines glazialen /interglazialen Übergangs. Für den Zeitraum seit Stadium 16 können im Nordatlantik mehrere solcher Terminationen (I-VI) mit Hilfe von Isotopen identifiziert werden, die sich alle durch signifikante Abschmelzphasen deutlich hervorheben (SARNTHEIN & TIEDEMANN, 1990). Von diesen sechs glazial/interglazialen Übergängen sind in der NGS besonders die Terminationen II (Grenze 6/5), III (Grenze 8/7) und VI (Grenze 16/15) hervorzuheben, da nur in diesen Abschnitten die planktische Foraminifere *B. megastoma* vorkommt. Dabei ist die Identifizierung von Termination VI(?) im Kern 23246 äußerst problematisch und unsicher, zumal dann hier ein beträchtlicher Teil von Stadium 15 nicht durch Foraminiferen belegt wäre (es wurde die Altersinterpretation des Kerns 643A von WOLF, 1991 übernommen). Dieser 'Hiatus' könnte aber womöglich auf das Kernentnahmegerät (SL) zurückzuführen, wobei es beim Eindringen besonders im untersten Bereich der Kerne zu Zerscherungen und Ausquetschungen von Sediment kommen kann (BIRGISDOTTIR, 1990).

Die intensiven Studien von Termination III und besonders an der Termination II zeigen die große laterale Ausdehnung von *B. megastoma*, die durch schelfnähere Kerne eindeutig begrenzt wird. Um eine relative zeitliche Einstufung des Auftretens von *B. megastoma* während der Termination II abschätzen zu können, ist die Interpretation der Sedimentfazies ein maßgeblicher Faktor. Das Vorhandensein des typisch kristallinen, kaum gerundeten IRD grenzt sich scharf zu den Proben im Liegenden sowie Hangenden ab. Das Auftreten von grauen Sedimentgesteinen (Silt-Sandsteine) ist ein Charakteristikum, daß in der Arktis, Fram-Straße und der NGS weite Verbreitung zeigt und wofür

die Schelfe der Barentssee und NGS sowie die flachen sibirischen Schelfe als potentiell Liefergebiet in Frage kommen (SPIELHAGEN, 1990; BISCHOF, 1990; KUBISCH, 1991). Zusammen mit dem häufig gerundeten Quarz deutet dies auf eine Aufnahme des Gesteinsmaterials von den Schelfen. Folglich kam es zuerst zu einem 'off-shore'-Abkalben der Gletschermassen, die aufgearbeitetes Material ursprünglich direkt von den Schelfen inkorporierten. Zusammen mit *B. megastoma* wurden dann später aber hauptsächlich kristalline Gesteinspartikel wie z.B. Glimmer, granitisches Material, Gneise und andere Metamorphite und z.T. sogar Feldspäte (BIRGISDOTTIR, 1990) abgelagert, die aufgrund ihres ungerundeten Äußeren relativ 'frisches' Material darstellen. Dieses ist in ausreichender Menge zu beiden Seiten der NGS (Kaledoniden) vorhanden. Dies bedeutet, daß die Gletscher, die dieses spezifische Material über den gesamten untersuchten Bereich durch Schmelzen freigaben, sich schon so weit auf die Landmassen zurückgezogen hatten, daß sie nur noch in die Fjorde abkalbten und somit kein Schelfmaterial mehr aufnahmen.

Eine für Abschmelzphasen typische Lithofazies wird aus vielen Kernen beschrieben (HAMICH, 1991; SÖDING, 1991; HENRICH, 1992.) und weist sich allgemein durch hohe IRD- und geringe Foraminiferenanteile aus. Bei einem so hohen Anteil von eistransportiertem Material und gleichzeitigem Vorkommen einer Foraminifere, die seit dem Ober-Miozän stratigraphisch nachweisbar ist und sich zudem in ihrer rezenten Verteilung in Oberflächensedimenten auf Gebiete südlich von 55°N beschränkt, kommt unweigerlich die Frage auf, ob nicht auch sie - wie teilweise Coccolithen (BAUMANN, 1990) - durch driftende Gletscher in die NGS verfrachtet wurde. Aus folgenden Gründen wird eine Erwägung dieser Möglichkeit ausgeschlossen:

- *B. megastoma* hat eine äußerst grazile Schale und ist für ein Umlagerungsprodukt generell zu gut erhalten.
- Sie ist über den gesamten zentralen Bereich der NGS verbreitet, zeigt die höchsten Mengen aber im Westen (Abb. 24 z.B. Kern 23352), wo sie zudem auch die bei weitem größten Gehäuse (>500µm) aufweist (Termination II im 23352, Stadium 15 im 23246). Im Osten sind dagegen nur Formen <500µm zu beobachten. Die weitaus geringeren Häufigkeiten in der Termination III (s. 23246) mit auch nur kleineren Formen sind für alle Kerne charakteristisch.
- Wenn sie durch Gletscherdrift transportiert wurde, kämen aufgrund der Lithofazies nur Landaufschlüsse in Betracht. Potentielle Liefergebiete mit pelagischen Sedimenten (jünger als Ober-Miozän) sind jedoch nicht vorhanden. Tertiäre Sedimente bestehen in dieser Region vorwiegend aus flach-marinen Ablagerungen (WEINELT, 1991).
- Es gibt in den betreffenden Proben keine weiteren 'ungewöhnlichen' Foraminiferen, die einen Schluß auf älteres, aufgearbeitetes Material zulassen würden.

Eine genaue Korrelation der $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopen mit dem Auftreten von *B. megastoma* zeigte für die meisten Kerne einen Wert, der je nach zeitlicher Auflösung der Proben zwischen ca. 0.2-0.5‰ lag - wobei diese Werte sich auf das Habitat von *N. pachyderma* (s) beziehen. Nur Kern 17732 nimmt hier

mit deutlich negativen Werten eine Sonderstellung ein. Andere östliche Kerne, die einen markant breiten sowie einen extrem leichten Schmelzwasserbereich ($\delta^{18}\text{O}$) gekoppelt mit niedrigem $\delta^{13}\text{C}$ in der Termination II aufweisen wie z.B. Kern 23068 (VOGELSANG, 1990), sind frei von *B. megastoma* (der Kern 23068 wurde zentimeterweise von Substadium 5.4-6.2 durchgesehen). Im Kern 21910-2 ist dieser Abschmelzbereich so stark ausgeprägt, daß die O-Isotopen hier um ca. 1‰ leichter sind als während der analogen Termination I (s. Abb. 32). Dies deutet auf einen prinzipiellen Unterschied beider Abschmelzphasen zumindest in diesem Teil der NGS.

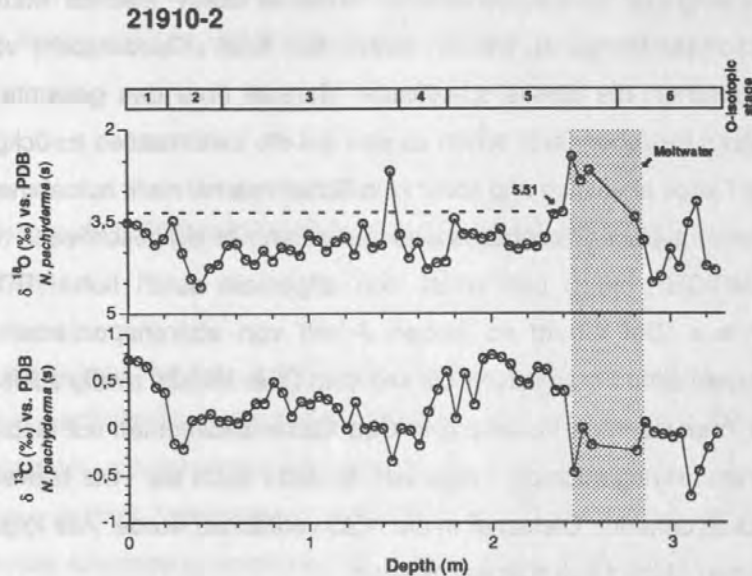


Abb. 32: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte sowie stratigraphische Einteilung des Kernes 21910 (nach SCHACHT, 1991). Die gestrichelte Querlinie zeigt in etwa das Sauerstoffisotopenniveau für Stadium 5.51 und 1.

Nach VOGELSANG (1990) sind die extrem niedrigen C-Isotopen ein Ausdruck schlechter Belüftung der Oberflächenwassermassen und werden durch einen 'Schmelzwasserdeckel' ausgelöst, wobei es auf den Höhepunkten von Glazialen (z.B. 6.2, 10.2) und während der Abschmelzphase im Ostteil der NGS zu einer Umkehrung des interglazial vorherrschenden anti-ästuarinen zu einem ästuarinen Zirkulationssystems gekommen sein soll. Verfolgt man die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nach Westen, so liegen hier in der Termination II deutlich schwerere Werte vor (s. Kerne 23246, 71-19, 23243 von VOGELSANG, 1990; Kern 57-7 von BEYER, 1988). Einen ähnlichen Trend zeigt das stratigraphische Auftreten von dunklen Horizonten mit erhöhter Scherfestigkeit und Konsolidierung (KASSENS, 1990), die bevorzugt in glazialen Abschnitten und Übergängen vorkommen (VOGELSANG, 1990). Diese auch als Diamikt bezeichnete Lagen (HENRICH et al, 1989) mit einem hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) beschränken sich hauptsächlich auf die östliche Hälfte der NGS und sind westlich von 2°W nur noch in Stadium 10 im 23059 und westlich von diesem Kern überhaupt nicht mehr anzutreffen (VOGELSANG, 1990). Eine qualitative Studie der Kerne 23063, 23062 und 23068 ließ

besonders in den Bereichen um Substadium 6.2 einen sehr hohen Anteil von grauen Sedimentgesteinen erkennen. Dieses Vorkommen kann eigentlich nur durch Eistransport und folglich Abschmelzprozessen erklärt werden. In nahezu allen Fällen sind in diesen dunklen Horizonten keine Foraminiferen (benthische wie auch planktische) überliefert. Besonders der 23068 zeigt aber anhand der spärlich vorkommenden Foraminiferen gerade in diesem Bereich einen deutlichen Trend zu leichteren O-Isotopen. Dieses mag ein wichtiges Indiz für eine erste Abschmelzphase nach Substadium 6.2 verbunden mit einer hohen Sedimentationsrate in diesen Kernabschnitten sein. Daß hier sehr hohe Sedimentationsraten vorliegen müssen, belegt ein Vergleich von Isotopendaten der Kerne 23062, 23063, 23059, und 23243 (VOGELSANG, 1990). Warum es in diesen Abschnitten nicht zur Überlieferung von Foraminiferen kam, kann (1) auf ein ursprüngliches Nicht-Vorhandensein von Foraminiferen in der Wassersäule, (2) auf kurzfristige Schüttungsereignisse von terrigenem Material und (3) auf stark korrosives Wasser zurückzuführen sein.

Untersuchungen zeigen, daß planktische Foraminiferen selbst in extremen Gebieten der westlichen Fram-Straße und der Arktis in der Wassersäule vorhanden sind (CARSTENS, in press).

Schüttungen treten z. B. als Konturite oder Turbidite in hemipelagischen Kernen mit Hangneigungen auch in interglazialen Zeiten auf (s. Kern 21906, 17732), wogegen in den Glazialzeiten durch Abschmelzung (saisonal-bedingt oder an glazial/interglazialen Übergängen) der vermehrte Eintrag von IRD als Ursache zu nennen ist.

Eine stärkere Karbonatlösung scheint besonders in glazialen Abschnitten auf den Erhaltungszustand der Foraminiferen einzuwirken (s. Kern 23063, Abb. 22; HENRICH et al., 1989).

Unabhängig von der Frage ob während dieser Zeit das Bodenwasser ursächlich für eine Karbonatlösung verantwortlich war (HENRICH et al., 1989; KASSENS, 1990), zeigen besonders die östlichen Kerne nach 6.2 und während der Hauptabschmelzphase stark korrodierte Foraminiferengehäuse. Fortgeschrittene Lösung (z. B. Disintegration durch Berührung) kann an Foraminiferen auch in den jüngsten Sedimenten von Kernen beobachtet werden, die unmittelbar im Einflußgebiet des EGC im Bereich der POD liegen (starke Fragmentierung der Gehäuse im Holozän des GKG 23247-2 von BIRGISDOTTIR, 1990). Im Osten zeigen die planktischen Foraminiferen besonders in den postglazialen bis holozänen Sedimenten von Kernen vor dem Bäreninsel-Sedimentfächer (Kern 17732, 17730, 23259) stark schwankende Anlösung, die in der benthischen Fauna auffallend weniger deutlich ausgeprägt ist (U. Struck, frdl. mdl. Mttlg.). Unter Umständen ist hier ein Zusammenhang mit Wassermassen vom Barentsschelf gegeben, wo auch heute Foraminiferen starker Lösung ausgesetzt sind (D. R. A. Poole, frdl. mdl. Mttlg.).

Ob *B. megastoma* ursprünglich auch im östlichen Teil der NGS (23068, 23259, 17730, 21910, 17728) in der Termination II verbreitet war und nur aufgrund der schlechten Karbonatüberlieferung nicht erhalten blieb, ist mit der bestehenden Datenbasis nicht zu beantworten.

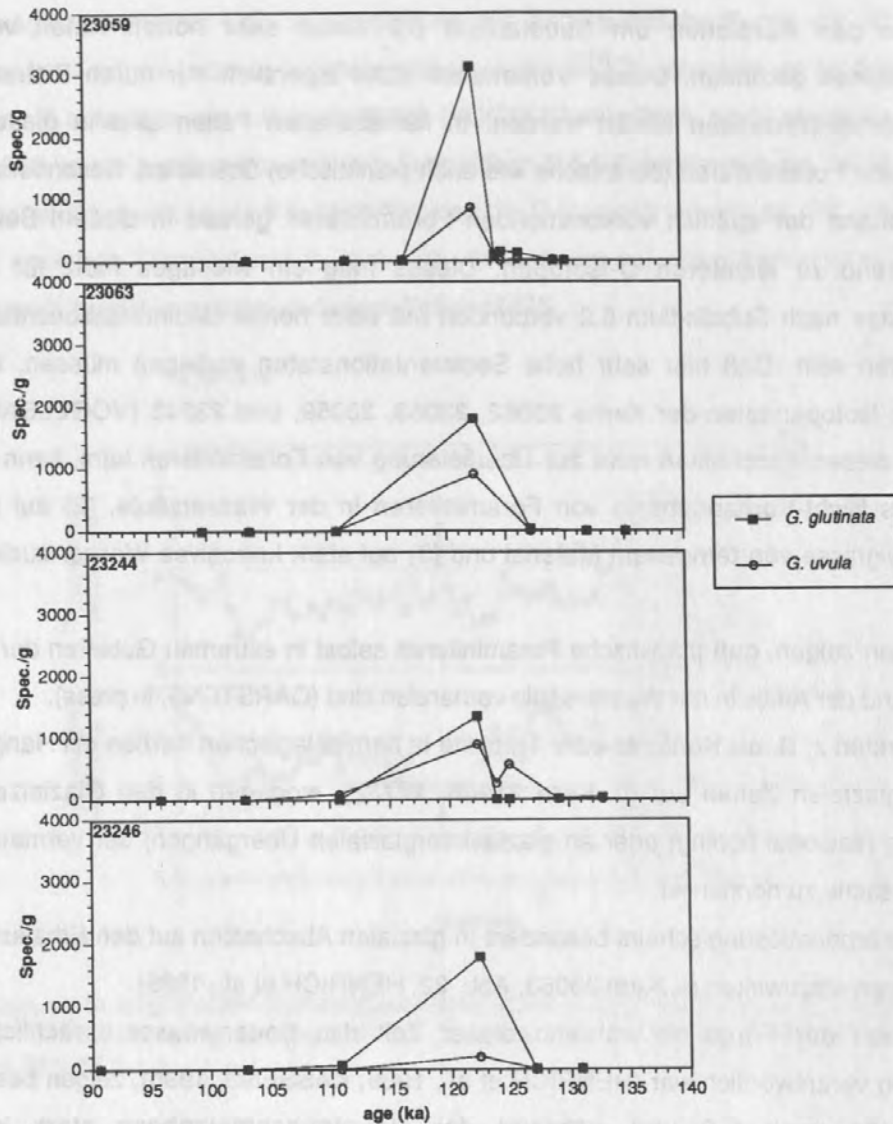


Abb. 33: Verteilung der subpolaren Arten *G. uvula* und *G. glutinata* O-Isotopenstadium 5.5.

Die Alterseinstufung des B₁-Ereignisses zeigt gerade im Osten ein sehr konstantes Bild (Abb. 34). Dabei ist die übrige 'exotische' Subpolarfauna hauptsächlich auf das Substadium 5.51 beschränkt, wogegen das maximale Auftreten von *B. megastoma* deutlich älter ist. Auch die häufigeren Subpolar-Arten wie *G. glutinata* und *G. uvula* zeigen ihre hauptsächlich Verbreitung im Substadium 5.51 (Abb.33).

Die Kerne 23059, 23063, und 23359 belegen ein Alter das zwischen ca. 124.000-125.000 J.v.h. liegt und somit in den Bereich des Substadiums 5.53 fällt (MARTINSON et al., 1987). Die auffällige Diskrepanz des Kerns 23063 zum Kern 23062 ergibt sich aus der Korrektur der LSR im 23063 durch Herausnahme des zwischen den Zeitmarken 5.51 und 6.2 identifizierten kurzfristigen Schüttungseintrag (s. a. Kap. 4.3.2). Der Alterskontrast beruht auf die bewußt unterlassene Korrektur der LSR im Kern 23062 (Alter von VOGELSANG, 1990).

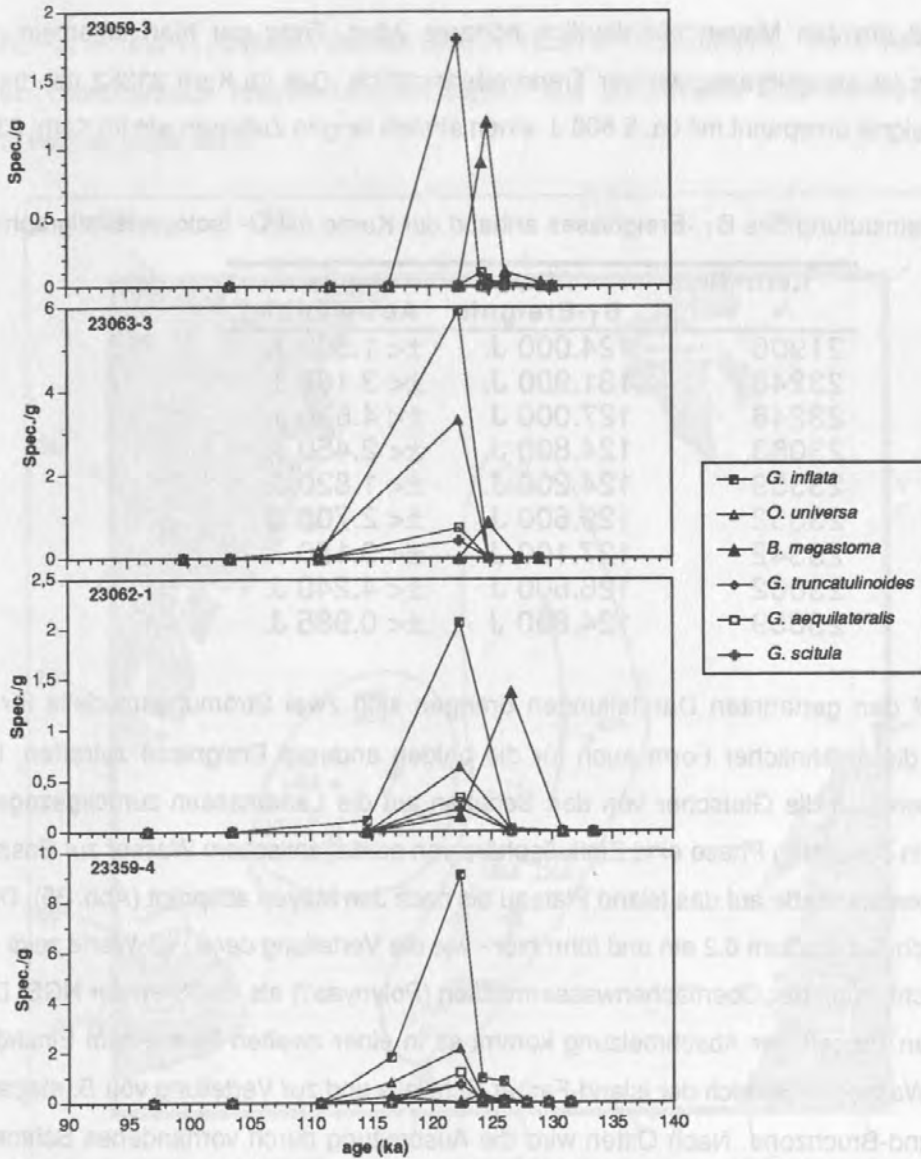


Abb. 34: Die Darstellung zeigt das zeitlich versetzte Auftreten von *B. megastoma* zu den anderen subpolaren Arten in Kernen, die während O-Isotopenstadium 5.5 im näheren Einflußgebiet des Atlantikstromes liegen.

Um das Alter des B₁-Ereignisses in seiner Genauigkeit abzuwägen, sind in Tab. V alle Kerne, die eine Isotopenstratigraphie zur Basis haben, aufgelistet. Die Auflösung wird dabei im starken Maße durch die Abstände der Beprobungsintervalle bestimmt. Die maximale Abweichung errechnet sich aus dem Mittelwert der nächstältesten Proben (nach oben und unten) ausgehend von der Probe mit maximaler Verteilung. Die hohen Abweichungen im Kern 23246 beruhen auf den hier niedrigen Sedimentationsraten und im Kern 23062 auf dem nicht korrigierten Ablagerungsereignis (s.o.). Es zeigt sich deutlich, daß besonders die östlich gelegenen Kerne 23059, 23359 sowie der nördliche Kern 21906 die beste Auflösung haben. Die Dauer des B₁-Ereignisses beträgt im Kern 23059 ca 4.900 J.. Westlich des Kern 23059 befindet sich eine scharfe Grenze, da dieser Abschnitt im Kern 23243 ein Alter von ca. 131.900 J.v.h. aufweist. Auch die verbleibenden Kerne zeigen im Bereich der

Islandsee und um Jan Mayen ein deutlich höheres Alter. Trotz der hier allgemein größeren Abweichungen ist ein zeittransgressiver Trend offensichtlich. Das im Kern 23352 mit drei Proben belegte B₁-Ereignis umspannt mit ca. 5.500 J. einen ähnlich langen Zeitraum wie im Kern 23059.

Tab. V: Alterseinstufung des B₁-Ereignisses anhand der Kerne mit O- Isotopenstratigraphie.

Kern Nr.	Alter B ₁ -Ereignis	max. Abweichung
21906	124.000 J.	±< 1.500 J.
23243	131.900 J.	±< 3.180 J.
23246	127.000 J.	±< 4.630 J.
23063	124.800 J.	±< 2.450 J.
23359	124.200 J.	±< 1.820 J.
23352	129.600 J.	±< 2.700 J.
23342	127.100 J.	±< 3.180 J.
23062	126.600 J.	±< 4.240 J.
23059	124.800 J.	±< 0.985 J.

Basierend auf den genannten Darstellungen drängen sich zwei Strömungsmodelle für das B₁-Ereignis auf, die in ähnlicher Form auch für die beiden anderen Ereignisse zutreffen. In beiden Modellen haben sich die Gletscher von den Schelfen auf die Landmassen zurückgezogen (s. o.). Modell 'A' hat in der ersten Phase eine Einflußsphäre von nordatlantischem Wasser zur Basis, die sich durch die Dänemarkstraße auf das Island Plateau bis nach Jan Mayen ausprägt (Abb. 35). Diese setzt schon früh nach Substadium 6.2 ein und führt hier - wie die Verteilung der δ¹³C-Werte zeigt - zu einer besseren Durchlüftung der Oberflächenwassermassen (Polynyas?) als im Osten der NGS. Durch den fortschreitenden Prozeß der Abschmelzung kommt es in einer zweiten Phase zum Einströmen von atlantischem Wasser im Bereich der Island-Faröer-Schwelle und zur Verteilung von *B. megastoma* bis an die Grönland-Bruchzone. Nach Osten wird die Ausbreitung durch vorhandenes Schmelzwasser begrenzt, die hier eine Zirkulation unterband. Dieser 'Schmelzwasserdeckel' war in sich nicht geschlossen, sondern wie die Amplituden der O-Isotopen in den einzelnen Kernen erkennen lassen regional unterschiedlich stark ausgeprägt.

Modell 'B' (Abb. 36) lehnt sich an das rezente Strömungssystem der Oberflächenwassermassen an. Demnach wurde *B. megastoma* zuerst östlich von Island aber östlich (oder westlich?) des Kerns 23359 in die Islandsee transportiert (Phase 1). Durch die weitere Entwicklung zu einem interglazialen Strömungssystem konnte sich *B. megastoma* dann auch nach Osten und Norden ausbreiten (Phase 2).

Die beiden vorgeschlagenen Modelle erklären aber nicht, warum sich das Auftreten von *B. megastoma* nur dreimal in den letzten 600.000 J.v.h. nach glazialen Maxima ereignete und nicht auch während der Terminationen I, IV, und V. Unter Umständen liegt hier ein Zusammenhang mit schnellen Wechseln von Abschmelzvorgang und Meeresspiegelanstieg vor, die gerade für Abschnitte in den

Terminationen II, III, und VI postuliert werden (SARNTHEIN & TIEDEMANN, 1990). Solche radikalen klimatischen Umschwünge resultierten womöglich aus pulsartigen Einströmereignissen von atlantischem Wasser in die NGS.

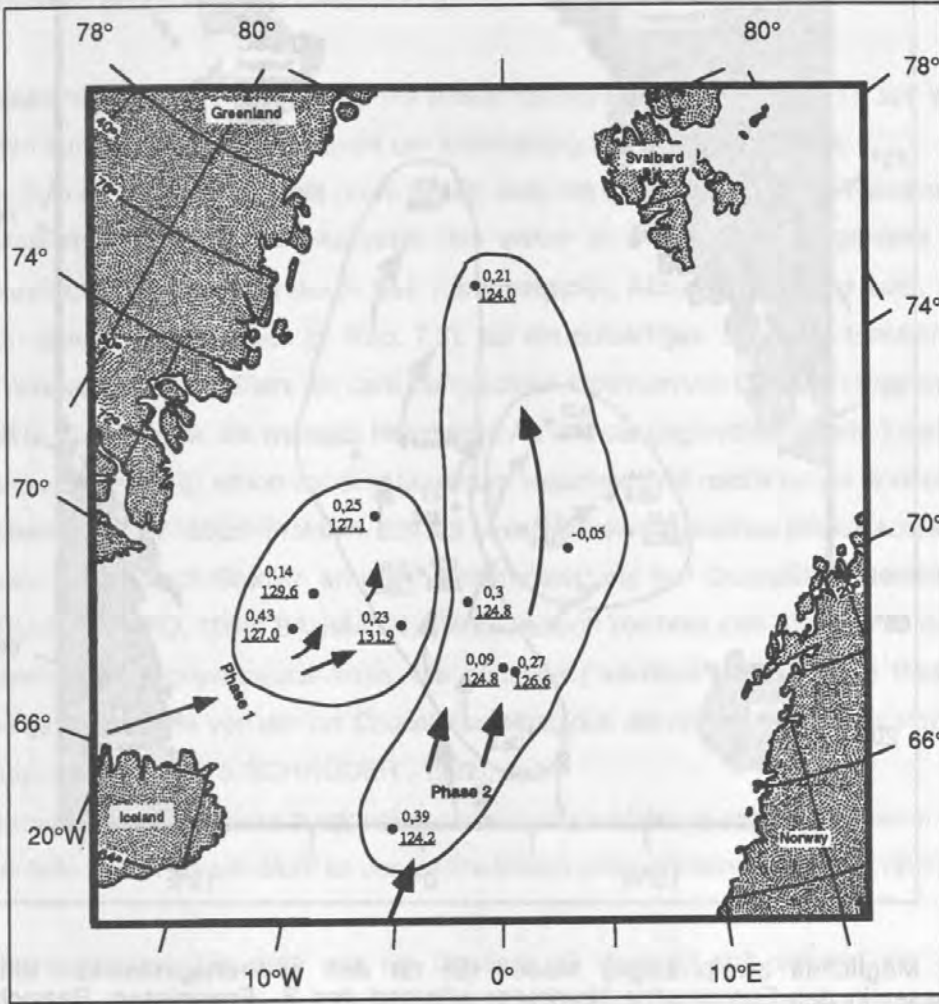


Abb. 35: Mögliches zweiphasiges Modell (A) für den zeittransgressiven Einstrom von Atlantikwasser in das Europäische Nordmeer während des B₁-Ereignisses, der zu einer westlichen 'älteren', sowie einer östlichen und nördlichen 'jüngeren' Kerngruppe führte. Kleine Pfeile Phase 1, große Pfeile Phase 2. Die unterstrichenen Zahlen geben das Alter (Ka) für die Probenteufe mit maximaler Konzentration von *B. megastoma* (s. Tab. V) wieder. Die übrigen Zahlen stellen die jeweiligen C-Isotopenwerte dar.

Über das Tiefenhabitat von *B. megastoma* ist bislang nichts bekannt und es ist fraglich, warum nicht auch andere 'exotische' Subpolararten zusammen mit ihr im westlichen Teil der NGS vorkommen - nur in den östlichen Kernen treten auch gleichzeitig im geringen Maße andere subpolare Arten auf (Abb. 34, Kern 23359). Unter Umständen ist *B. megastoma* im Atlantik an eine spezifische Wassermasse gebunden, die z.B. nur in der Termination II für eine Gesamtdauer von ca. 7.000 Jahren immer wieder durch pulsartiges Einströmen die NGS prägte und bei Vollentwicklung der typisch interglazialen

Oberflächenzirkulation in Substadium 5.51 (HAAKE & PFLAUMANN, 1989) nicht mehr ausgebildet war.

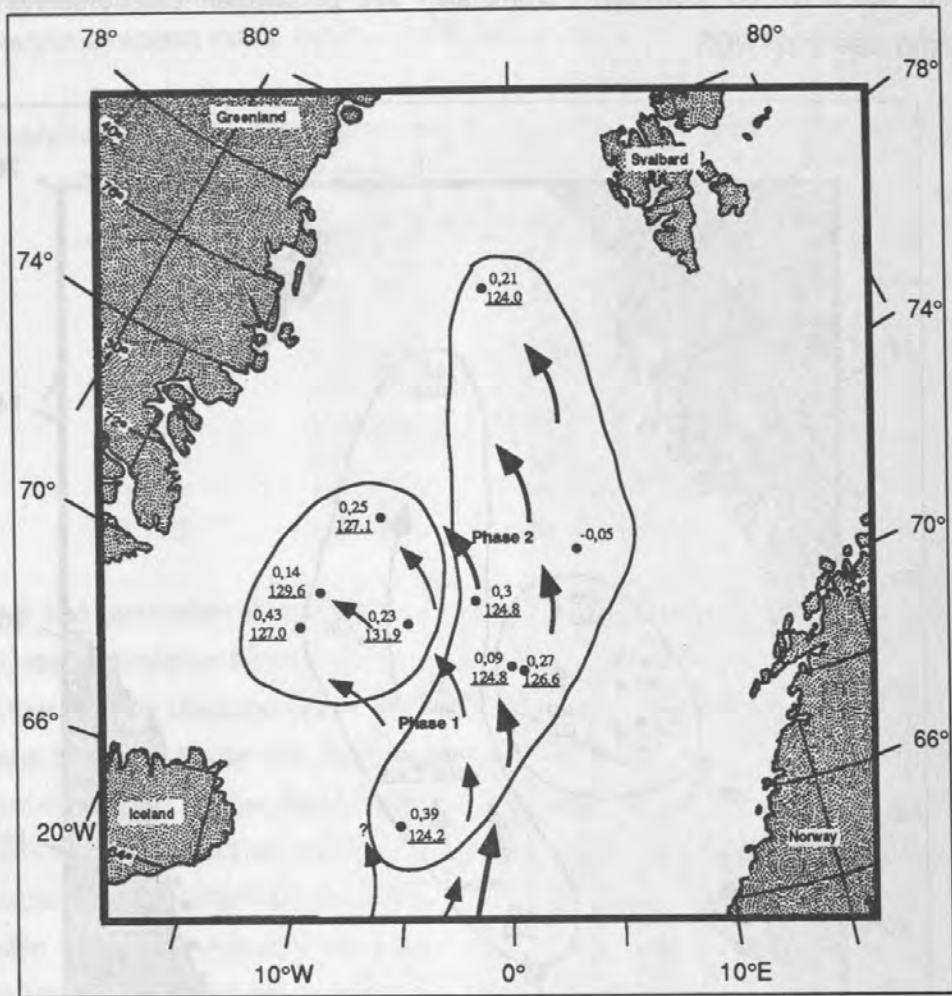


Abb. 36: Mögliches zweiphasiges Modell (B) für den zeittransgressiven Einstrom von Atlantikwasser in das Europäische Nordmeer während des B₁-Ereignisses. Bezeichnungen s. Abb.35.

Auch sogenannte 'Thorium-Anomalien', die sich mit starken Variationen in der Aktivität von ²³⁰Th_{ex} ausdrücken und als eine Unregelmäßigkeit in der Sedimentationsrate gedeutet werden, sind gerade für das Ende von Stadium 8 sowie 6 beschrieben (PAETSCH, 1991).

7.4 Faunen- und Zirkulationsveränderungen während der letzten 600.000 Jahre

Die zeitliche und räumliche Veränderung der Foraminiferen-Gemeinschaft und deren Bedeutung konnte anhand ihrer Verteilung sowie biometrischen und isotopischen Analysen für den Zeitraum nach dem letzten Glazial rekonstruiert werden. Mithilfe dieser Kenntnisse sollen im Folgenden auch

Aussagen über die klimatische und ozeanologische Entwicklung der älteren Zeitabschnitte gemacht werden.

O-Isotopenstadium 15-12 (ca. 620.000-423.000 J.v.h.)

Da nur für einen begrenzten Raum Kerne mit einem nachgewiesenen Stadium 15 zur Verfügung stehen, können nur lokale Rekonstruktionen der Entwicklung durchgeführt werden.

Es spiegeln sich in diesem Zeitabschnitt (Kern 23246, Abb. 18) typisch interglaziale Faunenmerkmale wie die in Stadium 5.51 wider. Das Auftreten des ersten *B. megastoma*-Ereignisses vor dem 'biogenen' Maximum (repräsentiert durch den Karbonatgipfel, Abb. 25) läßt, wie auch schon für Termination II genauer beschrieben (s. Kap. 7.3), auf ein pulsartiges, schnelles Einströmen einer atlantischen Wassermasse schließen, die dem interglazialen Optimum von Stadium 15 voranläuft. Das Auftreten von *G. quinqueloba* als typische Interglazial-Art und die ungewöhnlich gute Erhaltung aller biogenen Partikel (Tafel I, 1E) schon vor dem Maximum zusammen mit relativ hohen Konzentrationen von *N. pachyderma* (d) der 125µm-Fraktion, läßt auf einen starken atlantischen Einfluß schließen.

Diese Vermutung wird durch Studien an der Zusammensetzung von Coccolithen-Gemeinschaften unterstützt (BLEIL & GARD, 1989; BAUMANN, 1990). Danach zeichnet sich Stadium 15 durch hohe Konzentrationen von *Gephyrocapsa*-Arten, die günstige ('wärmere') ökologische Bedingungen erfordern und geringe Anteile von der Art *Coccolithus pelagicus*, die rezent ein kälteres Habitat in der NGS bevorzugt (SAMTLEBEN & SCHRÖDER, 1992), aus.

Daß es zu dieser Zeit auch zu einer ausgeprägten interglazialen Bildung von Tiefenwasser kam, wird durch hohe Anteile von *C. wuellerstorfi* an der Benthosfauna unterstrichen (STRUCK, 1992).

Eine interglazial analoge Situation wie sie Stadium 15 darstellt soll anhand der ähnlichen Zusammensetzung der Coccolithenfauna und benthische Foraminiferen auch für das Stadium 13, das in den Kernen 23243, 23244, und 23246 stratigraphisch identifiziert ist, zutreffen (BAUMANN, 1990; STRUCK, 1992). Die nur geringen Mengen von *G. quinqueloba* in der >125µm-Fraktion, sowie der gesamten übrigen Fauna besonders in der >250µm-Fraktion stehen dieser Aussage allerdings widersprüchlich gegenüber.

Das glaziale Stadium 14 zeichnet sich durch überhaupt keine und das Stadium 12 nur durch äußerst geringfügige (Substadium 12.3) Überlieferung von planktischen Foraminiferen aus. Auch das Fehlen von anderen Mikrofossilien ist entweder auf schnelle Sedimentationsereignisse durch Eistransport oder aber auf sekundäre Lösung zurückzuführen.

O-Isotopenstadium 11-10 (ca. 432.000-339.000 J.v.h.)

Die Artenzusammensetzung in Stadium 11, dem Holstein-Interglazial (SARNTHEIN & STREMMER, 1986; SHACKLETON, 1987), unterscheidet sich in vielerlei Hinsicht von den anderen Warmphasen (z.B. Stadium 1, 5, 13 und 15). Zeigen die Coccolithen noch ein ähnliches Bild wie in den vorangegangenen Stadien 13 und 15 (BLEIL & GARD, 1989; BAUMANN, 1990), so wird die planktische Foraminiferen-Gemeinschaft in den Kernen 23063, 23243 und 21906 gleichermaßen von *N. pachyderma* (s) und *N. pachyderma* (d) der 125µm-Fraktion geprägt, wie es sonst in den gesamten untersuchten Zeitabschnitten nicht wieder vorzufinden ist (Abb. 19, 20, 22). Nach Westen fällt diese 'Dominanz' von Stadium 11 gegenüber den anderen Warmstadien wie Stadium 1 und 5 deutlich zurück (Kern 23244, 23246). Dieser gegenläufige Trend wird auch bei den Coccolithen beobachtet (BLEIL & GARD, 1989).

Zusammen mit den äußerst geringen Vorkommen von subpolaren Arten (*G. quinqueloba*, *G. bulloides*), deren Konzentrationen gleichermaßen von Ost nach West abnehmen und der Tatsache, daß *N. pachyderma* (s) kältere ARD-Wassermassen bevorzugt (Abb. 31a), war das einströmende atlantische Wasser zu dieser Zeit entweder vorwiegend 'kälter' oder aber der Einstrom relativ warmer Wassermassen so weit nach Osten und/oder Süden (?) verlagert, sodaß die untersuchten Kerne nur im Einflußbereich von der kälterem Mischwasser lagen.

VOGELSANG (1990) verbindet hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit einer äußerst intensiven Durchlüftung der Oberflächenwassermassen und starker örtlicher Tiefenwasserbildung. Die benthischen Foraminiferen belegen jedoch, daß *C. wuellerstorfi* nur in der Islandsee und dort nur sehr geringfügig vorkommt und die Fauna fast ausschließlich von detritivoren epi-/endobenthischen Arten gebildet wird (STRUCK, 1992). Nach STRUCK (1992) sind diese jedoch für glaziale oder zumindest Zeiten mit stark reduziertem vertikalem Nährstofftransport charakteristisch. Terrigenes Material, das als Zeichen für vermehrte Eisdrift gilt, ist nur im äußersten Westen der NGS dokumentiert (BIRGISDOTTIR, 1990). Auch auf dem südlichen Island Plateau ist BEYER (1988) zufolge trotz höchster Karbonatanteile ein vermehrter Einfluß polarer Oberflächenwassermassen zu erkennen.

Wie schon die Glazialzeiten 12 und 14 weist sich auch Stadium 10 mit kaum nennenswerten Überlieferungen von planktischen Foraminiferen und anderen Mikrofossilien aus (BEYER, 1988; HENRICH et al., 1989; BLEIL & GARD, 1989; BIRGISDOTTIR, 1990; STRUCK, 1992). Hohe LSR und vermutlich korrosives Wasser, das seine rezente Analogie im Bereich des EGC haben könnte, sind wohl vor allem für den östlichen und zentralen Bereich der NGS als Gründe anzuführen. Die wesentlich geringeren LSR im Westen zusammen mit den dort vorkommenden Foraminiferen lassen auf eine weitgehend geschlossene Eisdecke schließen.

O-Isotopenstadium 9-7 (ca. 339.000-245.000 J.v.h.)

Auch zu dieser Zeit kam es nach einem Glazial ohne oder nur geringer Überlieferung von Foraminiferen besonders im Osten der NGS (Kern 23063) zu einem steilen Anstieg in den Konzentrationen. Dabei wird die planktische Foraminiferen-Gemeinschaft auch jetzt von *N. pachyderma* dominiert. Der wohl allgemein relativ schwache Einfluß wärmerer Atlantikwasser läßt sich anhand von *G. quinqueloba* ablesen, die durchgehend in Stadium 9 und zum Teil auch im Stadium 8 im zentralen und östlichen Bereich der NGS mit nach Westen abfallendem Trend in der 63-125µm-Fraktion erkennbar ist.

Auch Coccolithen-Daten sowie die Entwicklung der benthischen Fauna lassen nur auf einen geringfügigen Einfluß von atlantischem Wasser (BLEIL & GARD, 1989; BAUMANN, 1990) jedoch mit Tiefenwasserbildung schließen (VOGELSANG, 1990; STRUCK, 1992;).

Gegen Ende von Stadium 8, für das VOGELSANG (1990) eine ästuarine Zirkulation aufgrund schlechter Durchlüftung im Ostteil der NGS sowie eine allgemeine Eisdecke postuliert, kommt es während der Termination III genau wie auch schon im Stadium 15 zu einem pulsartigem Einströmen von Atlantikwasser, das bedingt durch schnelle Erwärmung und Meeresspiegelanstieg (SARNTHEIN & TIEDEMANN, 1990) zu einer Ausbreitung von *B. megastoma* führt. Dieses B₂-Ereignis geht auch hier einem 'biogenen' Optimum voraus, denn besonders im Kern 23063 sind kurz danach Maximalwerte von *G. quinqueloba* zu erkennen. Eine Ausbildung interglazialer Verhältnisse, wie sie in den Stadien 5.5 und 1 vorkommen wird, ist jedoch keineswegs erreicht. Der eher schwache Einfluß atlantischer Wassermassen bleibt mit Fluktuationen vermutlich auch bis an das Ende von Stadium 7 bestehen, wo sich im Substadium 7.1 ozeanologische Bedingungen einstellen, die vergleichbar mit Stadium 9 auch eine hohe Verbreitung von *N. pachyderma* im Ostteil der NGS (Kern 23063) begünstigten.

Auch Coccolithen-Daten sprechen für einen 'intensiveren' Einfluß wärmerer Wassermassen eher während der frühen Phase als gegen Ende von Stadium 7 (BLEIL & GARD, 1989; BAUMANN, 1990).

Das verstärkte Auftreten von *N. pachyderma* während der Stadien 11, 9 und 7 und die auffällige, für 'Interglaziale' untypische Unterrepräsentation von *G. quinqueloba*, läßt den Schluß zu, daß während dieser Zeit eine Verteilung der Wassermassen vorherrschte, die nicht dem rezenten Muster entspricht. Vermutlich dominierte eine nach Osten ausgedehnte POD und ARD mit jeweils nur einer kurzfristig ausgeprägten Arktischen Front, sodaß keine optimalen Bedingungen für *G. quinqueloba* in der NGS gegeben waren. Eine Tiefenwasserbildung wird für diese Zeiträume von VOGELSANG, (1990) anhand von Isotopen beschrieben und wird durch eine weit verbreitete filtrierende Benthosfauna (STRUCK, 1992) unterstützt.

O-Isotopenstadium 6 (186.000-128.000 J.v.h.)

Die Sedimentunterschiede der Kerne vom Vøring Plateau (Kern 23063) zu denen aus der Islandsee sind ein gutes Indiz, wie differenziert sich eine glaziale Prägung im Bereich der NGS auswirkt (HENRICH et al. 1989; VOGELANG, 1990). Für das Stadium 6 belegen die Foraminiferenverteilungen, daß es vor allem in den Substadien 6.5 und 6.3 zur Ausbildung eines schwachen Einfluß wärmerer Wassermassen kam, den geringfügige Konzentrationen von *G. quinquiloba* unterstreichen. Wie auch schon in den vorangegangenen Kaltstadien zeichnet sich besonders die westliche Islandsee mit durchgängigem Auftreten von *N. pachyderma* aus.

Die ungewöhnlich hohen Konzentrationen des Phänotyps *N. pachyderma* (s) der 250µm-Fraktion, der in nahezu allen Kernen im Bereich von Substadium 6.5 sowie gegen Ende von 6.2 auftritt, hängt vermutlich mit einem opportunistischem Habitatverhalten (s.Kap. 7.2) zusammen verbunden mit einer ungewöhnlichen Nährstoffsituation wie sie auch anhand anderer Datensätze für diesen Zeitraum vermutet wird (KASSENS, 1990; NÜRNBERG, 1991). Dem Auftriebsmodell von KASSENS (1990) und VOGELANG (1990) kann somit nicht widersprochen, aber mit dem Auftreten von diesem Phänotyp auch nicht direkt bewiesen werden, da dieser besonders im Osten der NGS hohe Konzentrationen auch nach Termination IB aufweist.

Obwohl im Westen der Islandsee schon wesentlich früher als beispielsweise am Vøring Plateau eine bessere Durchlüftung der Oberflächenwassermassen gegeben war (BEYER, 1988; VOGELANG, 1990), kam es besonders während der Hochglazialzeiten (z.B. Substadium 6.6, 6.2) zu einer so starken Ausbildung polarer Wassermassen, daß auch für *N. pachyderma* (s) allgemein schlechte Verhältnisse geboten waren.

O-Isotopenstadium 5 (ca. 128.000-71.000 J.v.h.)

Die von KELLOGG (u.a. 1977, 1980) ursprünglich vereinfachte Einteilung der vergangenen 450.000 J., in denen außer im Holozän nur noch in Stadium 5.5 eine vergleichbare Situation in der NGS vorgeherrscht haben soll und für die übrige Zeit überwiegend Eisbedeckung vorlag, wurde seitdem durch viele Arbeiten korrigiert. Obwohl auch jüngste Studien von grundsätzlich gleichen ozeanologischen Bedingungen für Stadium 1 und 5.5 ausgehen (HAAKE & PFLAUMANN, 1989), zeigen die detaillierten Untersuchungen an planktischen Foraminiferen ein verfeinertes Bild, das zum einen viele Parallelen bestätigt, zum anderen jedoch einige deutliche Unterschiede erkennen läßt.

Die regionale Verbreitung von *B. megastoma*, die vermutlich zeittransgressiven Charakter hat, ist eines der herausragenden Phänomene am Übergang von Stadium 6 zu 5 - dieses ist für die Termination I bislang nicht nachgewiesen. Wie auch schon in Stadium 15 und der Termination III kam es auch in dieser Zeit zu einem vermutlich pulsartigen Einströmen von atlantischen Wassermassen

(NAIW?), das sich zeitweilig in schnellen Meeresspiegelanstiegen während der Abschmelzphase widerspiegelt (SARNTHEIN & TIEDEMANN, 1990). Das nachfolgende Klimaoptimum (Substadium 5.51) drückt sich in einer vorher nicht dagewesenen Diversität der Subpolararten aus. Die detaillierten Untersuchungen zeigten, daß *G. quinqueloba* die am häufigsten vertretene Art ist und mit dem interglazialen Maximum, wie es durch die O-Isotopen identifiziert wird, äußerst präzise korreliert (s. Abb. 24). Die von Süden nach Norden stete Abnahme der sog. 'exotischen' Subpolarfauna (s. Abb. 34) zeichnet den wärmeren Einstrombereich atlantischer Wassermassen nach, der nach Norden und Westen deutlich begrenzt wird. Zusammen mit den geringen Konzentrationen läßt dies vermuten, daß die meisten dieser Arten wohl eher durch den warmen Atlantikstrom eingedrftet sind, als daß sie in der NGS optimale Lebensbedingungen zum Reproduzieren vorgefunden hätten. Daß dieser Einstrom besonders stark im Ostteil der NGS ausgeprägt war, verdeutlichen auch die prozentualen Anteile von *N. pachyderma* (d). Deren Anteile von ca. 16% in der 125µm-Fraktion bzw. ca. 40% in der 250µm-Fraktion (Abb. 17) zeigen in den übrigen Kernen einen stark nach Westen und Norden abfallenden Gradienten.

Ein stark ausgebildeter Norwegenstrom während 5.51 könnte somit in einer kleineren POD und einer Ausdehnung der ARD nach Westen resultieren.

Ein direkter Vergleich mit Stadium 1 bietet die Möglichkeit, die Intensität des letzten interglazialen Maximums abzuwägen. Dabei zeigt sich, daß die links- und rechtsgedrehten Typen von *N. pachyderma* (125µm-Fraktion) im Osten der NGS eine ziemlich ähnliche Faunenentwicklung nach dem Glazial durchlaufen. Die Supolararten sind hier jedoch gegenüber dem Holozän stark unterrepräsentiert. Dies läßt auf 'kühlere' Bedingungen für das Stadium 5.5 als im vergleichbaren Stadium 1 schließen. Auch HAAKE & PFLAUMANN, (1989) und VOGELSANG (1990) ermitteln für diese Region Oberflächentemperaturen, die für das letzte interglaziale Maximum geringer als im Stadium 1 waren. Der Trend mit geringeren Konzentrationen von *G. quinqueloba* in Stadium 5.51 setzt sich bis einschließlich des Kerns 23243 auch weiter nach Westen fort. Aber schon der Kern 23244 deutet in beiden Zeitabschnitten mit gleichhohen Konzentrationen von *G. quinqueloba* eine Veränderung des Verhältnisses an, das sich durch Konzentrationen von etwa 20.000 in Stadium 5.51 und 'nur' noch ca. 15.000 während des Holozäns im Kern 23246 bestätigt. Diese 'Umkehrung' kann aber nicht durch eine direkte westliche Verlagerung des Atlantikeinstroms während Substadium 5.51 erklärt werden, da das Auftreten von 'exotischen' Arten und auch von *G. bulloides* weitgehend auf den östlichen Bereich beschränkt bleibt.

In der Abb.37 ist die Zeitscheibe von Substadium 5.51 dargestellt. Sie macht bei einem Vergleich mit dem Holozän (vgl. Abb. 31) deutlich, wie sich die 'optimale' Wassermasse von *G. quinqueloba* nach Westen verschoben hat. *N. pachyderma* (d) der 125µm-Fraktion zeigt an, daß dieses vermutlich indirekt auf eine Ausweitung der AND zurückzuführen ist.

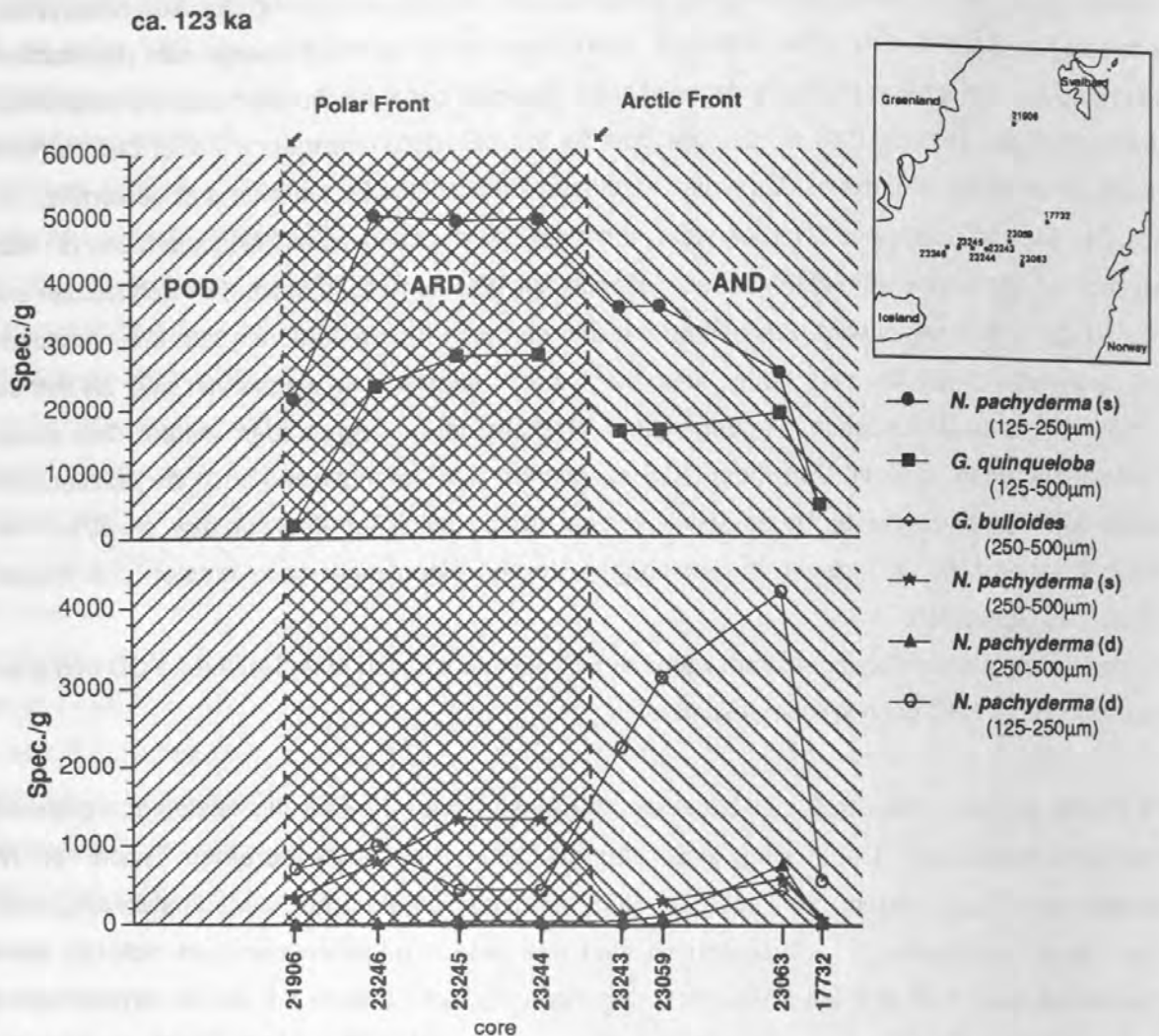


Abb. 37: Schematische Verteilung der relevanten Foraminiferenarten in Beziehung zu dem Wassermassenregime während der Zeitscheibe ca. 123.000 J.v.h. (vgl. Abb. 31)

Diese Aussage wird durch Karbonatuntersuchungen (CaCO_3) an Kernen weiter westlich bestätigt. Hier repräsentiert der Kolbeinsey-Rücken im Holozän gewissermaßen eine 'Karbonat-Lösungs-Barriere', da Kerne auf dessen Westseite Maximalwerte von ca. 16-39 Gew.-% aufweisen, an der Ostseite meistens deutlich unterhalb von 10 Gew.-% liegen (LACKSCHEWITZ, 1991). Noch weiter westlich (Scoreby-Sund-Becken) übersteigen sie im Holozän noch nicht einmal 1 Gew.-%. Im Substadium 5.51 steigen sie jedoch auf ca. 15 Gew.-%, wobei ein Teil der Fauna auch von *G. quinqueloba* gebildet wird (BIRGISDOTTIR, 1990). Es bestätigt sich also die Vermutung von BIRGISDOTTIR (1990), daß der Einfluß polarer Wassermassen während der letzten 600.000 Jahre vor ca. 123.000 J.v.h. am geringsten war.

Die Intensität des letzten Interglazials spiegelt sich neben der Verbreitung 'warm-anzeigender' Coccolithen (BLEIL & GARD, 1989; BAUMANN, 1990) auch in einer gut ausgebildeten benthischen

Foraminiferenfauna wider, in der *C. wuellerstorfi* bis zum Ende von Stadium 5 eine dominierende Rolle spielt (HAAKE & PFLAUMANN, 1989; STRUCK, 1992). Die gesamte interglaziale Hochphase ist jedoch nur von relativ kurzer Dauer (ca. 10.000-15.000 Jahre), da schon ab Substadium 5.4 (ca. 111.000 J.v.h.) wieder IRD in den bearbeiteten und anderen Kernen beobachtet werden kann (s. Kap. 5.5, Kernabbildungen), das mit einigen Fluktuationen der Anteile bis zum Ende von Stadium 5 (und weiter bis zur Termination IB) kontinuierlich vorzufinden ist (s.a. HENRICH et al., 1989; BIRGISDOTTIR, 1990; HAMICH, 1991). Zusammen mit einem gleichzeitigen Rückgang in den Konzentrationen der Subpolarfauna deutet dies vermutlich auf eine verstärkte Abkühlung im zirkumarktischen Raum mit einer erhöhten Eisdrift aus der Framstraße (SPIELHAGEN, 1990). Dieser Klimawechsel wird allgemein durch schwerere O-Isotopen angezeigt, die nur in den Substadien 5.3 (ca. 104.000 J.v.h.) und 5.1 (ca. 80.000 J.v.h.) leichtere Werte anzeigen. Eine Subpolarfauna ist praktisch während der gesamten Zeit nicht ausgebildet (s.a. KELLOGG, u.a. 1980; BELANGER, 1982; BEYER, 1988). Nur im Substadium 5.1 läßt ein sporadisches Auftreten von äußerst geringen Konzentrationen eine Erwärmung vermuten.

Da sich die Fauna somit hauptsächlich aus *N. pachyderma* zusammensetzt, müssen folglich ozeanologische Verhältnisse vorausgesetzt werden, die nicht denen vom jüngeren Holozän und Substadium 5.51 entsprechen.

Aufgrund von verschiedenen anderen Datensätzen ist dem Substadium 5.1 eine gewisse Sonderstellung zuzuordnen. Hohe Konzentrationen von Coccolithen (BAUMANN, 1990; GARD & BACKMAN, 1990) zusammen mit 'Schmelzwasser-verdächtigen' leichten O-Isotopen in der Framstraße (KÖHLER & SPIELHAGEN, 1990), sowie die laterale Verbreitung der benthischen Infauna-Art *Pullenia bulloides* (BEYER, 1988; HAAKE & PFLAUMANN, 1989; NEES, 1989; STRUCK, 1992) sind Grund zur Annahme, daß zu dieser Zeit nicht die von VOGELSANG (1990) vermuteten ozeanographischen Verhältnisse, wie sie rezent in der NGS zu erkennen sind, vorlagen. Vermutlich müssen für diese Zeit kühle Bedingungen postuliert werden, in denen es durch kurzfristige Erwärmungen schon zur Ausbildung von Nannoplanktonblüten kam. Diese Fluktuationen erreichten jedoch keine längerfristige Stabilität, um eine ausgeprägte Subpolarfauna mit *G. quinqueloba* gewährleisten zu können. Diese wechselhaften Bedingungen werden durch das Auftreten von *N. pachyderma* (s) der 250µm-Fraktion unterstrichen, deren Konzentrationen im Substadium 5.51 auffallend gering sind, in den Substadien 5.4-5.1 jedoch 'gute Lebensbedingungen' anzeigen.

O-Isotopenstadium 4-3 (ca. 71.000-24.000 J.v.h.)

In diesen beiden Stadien setzt sich die Entwicklung, wie sie nach dem letzten interglazialen Maximum begann, fort. Dieses drückt sich in deutlich niedrigen Foraminiferenhäufigkeiten aus. Eine Subpolarfauna mit *G. quinqueloba* ist nicht entscheidend etabliert, obwohl in den Kernen 23246, 21906 und 17732 anhand der Prozentverteilungen geringe Anteile zu erkennen sind. Die

Lebensbedingungen waren im allgemeinen jedoch wesentlich ungünstiger als nach dem interglazialen Maximum im Stadium 5, sodaß selbst *N. pachyderma* (s) in der 125µm-Fraktion außer im Kern 17732 nur geringfügig vertreten ist. Hier unterliegen die Konzentrationen keinen großen Variationen.

Die relativ hohen Anteile von IRD im gesamten Bereich der NGS (SPIELHAGEN, 1990; BIRGISDOTTIR, 1990; HAMICH, 1991; HENRICH et al., 1989) lassen auf ein Zirkulationsmuster mit 'saisonalen?' Aufbrechen der Eisdecke schließen, wobei die allgemein schweren O-Isotopenwerte - nur im Substadium 3.3 ist ein ausgeprägter Schmelzwassergipfel zu erkennen- relativ kühle Oberflächenwassermassen anzeigen (VOGELSANG, 1990). Auch die benthischen Foraminiferen geben keine deutlichen Hinweise auf ein Zirkulationssystem mit ausgebildeten Bodenströmungen, zumal sich diese Gemeinschaft größtenteils aus einer detritivoren Epi-/Endofauna zusammensetzt (STRUCK, 1992).

7.5 *G. quinqueloba* als Klimaindikator - nur ein Ausdruck veränderter Lösungsprozesse?

Die Verwertbarkeit der Spec.*g⁻¹-Daten von *G. quinqueloba* für die stratigraphische Identifizierung sowie paläo-ozeanologische Interpretation interglazialer Maxima konnte für das Substadium 5.51 gut zum Ausdruck gebracht werden. Aber auch in den holozänen Abschnitten der Kerne, die durch die engere Beprobung eine bessere stratigraphische Auflösung darstellen und in denen die leichtesten O-Isotopenwerte ohne Einfluß niedrig-saliner Wassermassen sind und somit realistische δ¹⁸O-Werte reflektieren, bleibt diese stratigraphische Nutzbarkeit von *G. quinqueloba* erhalten. Der hochauflösende Kern 17732 beweist dies für das Stadium 1 und mit ziemlicher Sicherheit auch für das Stadium 5 (hier wird die Beurteilung jedoch durch einen Schmelzwassergipfel beeinträchtigt), der offensichtlich nur am Ostrand der NGS verstärkt hervortritt (VOGELSANG, 1990; SCHACHT, 1991; WEINELT, unpubl.).

Inwieweit kann aber Karbonatlösung zu einer Beeinflussung des paläo-ozeanologischen Signals von *G. quinqueloba* führen? Gerade der Kern 23063 verdeutlicht die 'schwindene Signifikanz' von *G. quinqueloba* an der Gesamtheit der Fauna mit zunehmender Teufe (Abb. 22) und man könnte primäre (in der Wassersäule) oder post-sedimentäre Lösung als Ursache vermuten. Starke Karbonatlösung wurde jedoch hauptsächlich nur in glazialen Hochphasen, vornehmlich Stadium 6, 10, 12 und 14, beobachtet. Diese qualitative Beurteilung wird im allgemeinen durch die Arbeiten von HENRICH (1986) und HENRICH et al. (1989) bestätigt, wonach sich Lösung keinesfalls während der wärmeren Phasen verstärkt auf die Foraminiferen-Gemeinschaft auswirkt, die im allgemeinen gute bis sogar sehr gute (z.B. Stadium 1, 5.51, 15) Erhaltungszustände der Karbonatschalen aufweist. Das nur geringfügige Auftreten von *G. quinqueloba* in der 125µm-Fraktion während der älteren Warmphasen (Stadium 7, 9, 11, 13 und 15), die jedoch in der 63-125µm-Fraktion oftmals in hohen Konzentrationen

vorhanden sind (z.B. Stadium 7, 9, 11), muß somit eine artspezifische Reaktion auf 'ungünstigere' Lebensbedingungen sein, die letztendlich anhand der durchgeführten biometrischen Analysen nachweislich auch zum Ausdruck gekommen ist.

Eine mögliche evolutionäre Habitatveränderung, wie sie zwischen Stadium 9-7 bei *Coccolithen* beobachtet wird (BAUMANN, 1990), die auch bei *G. quinqueloba* dazu hätte führen können, daß sie sich erst ab Stadium 5 voll an interglaziale Verhältnisse in der NGS adaptieren konnte, ist wohl weniger wahrscheinlich, da sie schon seit dem späten Oligozän stratigraphisch nachweisbar ist (BOLLI & SAUNDERS, 1985). Dieses wird auch durch die stratigraphische Verteilung von *G. bulloides* unterstützt, die ein ähnliches Muster aufzeigt.

8. SCHLUBFOLGERUNGEN

Die in dieser Arbeit dargestellten detaillierten Analysen, die in Art und Methode teilweise erstmalig für die klimatische Interpretation des spätquartären Raumes der NGS angewandt wurden, ergeben eine Datenbasis aus deren Erkenntnissen sich folgende Schlußfolgerungen ableiten lassen:

- *G. quinqueloba* ist eine Art, mit der sich die klimatische Entwicklungsgeschichte nach dem letzten und vorletzten Glazial gut nachzeichnen läßt. Ihre maximalen Konzentrationen ($\text{Spec.} \cdot \text{g}^{-1}$) korrepondieren äußerst exakt mit den interglazialen Höhepunkten wie sie jeweils durch die O-Isotopenkurve definiert sind. Aus ihrer Verteilung während der Termination I muß geschlossen werden, daß es schon um ca. 12.000 J.v.h. in der westlichen Islandsee zu einem verstärktem Einfluß von relativ warmen Wasser kam. Dieses resultierte vermutlich aus einer nördlichen Ausweitung des Irminger Stroms und war nur durch einen schwach ausgeprägten Ost-Grönlandstrom bzw. Ost-Islandstrom möglich. Ihr bevorzugtes Habitat liegt in der NGS im Bereich der Arktischen Front und nicht in der wärmeren Atlantischen Domäne. In 'kälteren' interglazialen Abschnitten (z.B. Stadium 7, 5.4-5.1) unterstreicht vorhandenes IRD eine gewisse ozeanologische Instabilität des Zirkulationssystems, das den Habitatansprüchen von *G. quinqueloba* nicht entspricht.
- Erstmalig an planktischen Foraminiferen aus der NGS durchgeführte biometrische Analysen beweisen eine systematische 'Klimaabhängigkeit' von *G. quinqueloba*, die sich in kleineren Gehäusen während 'kühlerer' Phasen und eindeutig größeren im interglazialen Optimum ausdrückt. Eine stratigraphische Anwendung dieses paläo-ozeanologischen 'Werkzeugs' hat nicht nur für den Zeitraum der letzten ca. 15.000 J.v.h. Bedeutung, sondern ist auch auf die Stadien direkt übertragbar, in denen *G. quinqueloba* nur geringe oder keine Konzentrationen $>125\mu\text{m}$ erreicht, in der Teilfraktion unterhalb $125\mu\text{m}$ jedoch häufig vorzufinden ist (z.B. Stadium 7, 9, 11, 13).
- Die nach Teilfraktionen getrennte Quantifizierung von *N. pachyderma* zeigt, daß auch diese Art ökologisch abhängige Varianten ausbildet. Vor allem der Phänotyp *N. pachyderma* (s) $>250\mu\text{m}$ läßt auf ein 'klimatisches' Habitat schließen, das im holozänen Maximum im westlichen Bereich der arktischen Domäne lag. Es fällt mit wechselhaften Bedingungen (z.B. vermehrte Eisdrift, Schmelzwasser, saisonale Gegensätze) zusammen, wie sie vermutlich vermehrt während der schwachen Warmphasen in Stadium 6 auftraten. Ähnlich fluktuative Verhältnisse müssen daher auch für den Zeitraum zwischen Substadium 5.4-5.1 sowie im östlichen Bereich der NGS während der Endphase des letzten Glazials angenommen werden. Diese stehen im deutlichen Kontrast z.B. mit dem letzten interglazialen Maximum.

Der Phänotyp *N. pachyderma* (s) <125µm bevorzugt dagegen ein Habitat, das im kälteren Bereich der arktischen Domäne und unter stärkerem Einfluß von polaren Wassermassen liegt (Polarfront). Dies steht im Kontrast zu *N. pachyderma* (d), die zwar eine weitläufige Verbreitung in der NGS aufweist, aber ihr bevorzugtes Habitat im engeren Bereich der atlantischen Wassermassen hat.

- *G. bulloides* ist hauptsächlich an die Wassermassen der atlantischen Domäne im Osten der NGS gebunden und zeigt nach Norden und Westen einen stark fallenden Gradienten. Die Arten *G. glutinata* und *G. uvula* sind dagegen wie *G. quinqueloba* im gesamten Bereich der NGS verbreitet, zeigen jedoch wesentlich geringere Konzentrationen, die zudem in diesem Fall eine Interpretation erschweren.

- Systematische Untersuchungen haben gezeigt, daß die Termination II, III sowie das Stadium 15 ein paläo-ozeanologisches Phänomen während der letzten 600.000 J.v.h. darstellen, da nur in dieser Zeit eine Ausbreitung der atlantischen Art *B. megastoma* erfolgte. Die detaillierte Analyse im Bereich von Termination II läßt dabei auf ein pulsartiges Einströmen von vermutlich nordatlantischem Zwischenwasser als Ursache schließen, das mit Erreichen des interglazialen Maximums und der Ausbildung eines typisch interglazialen Zirkulationssystems abebbte. Dieser Prozeß, der zeittransgressiven Charakter aufweist, korrespondiert mit einem Zeitpunkt während der Abschmelzphase, in dem sich die Gletscher schon auf die kontinentalen Landmassen zurückgezogen hatten, aber vermutlich noch Eisberge in die NGS abkalbten.

- Obwohl während des letzten interglazialen Maximums gegenüber dem Holozän eine Zunahme in den Konzentrationen der 'exotischen' Subpolarfauna beobachtet wurde, führte dieser vermutlich stärkere wärmere Einfluß im unmittelbaren Einstrombereich atlantischer Wassermassen dort nicht zu einer Optimierung des Habitats von etablierten Subpolararten wie *G. quinqueloba* oder *G. bulloides*. Der verstärkte Einstrom bewirkte jedoch eine zusätzliche westliche Ausweitung der arktischen und atlantischen Domäne, die anhand von *G. quinqueloba* und *N. pachyderma* (d) besonders deutlich zum Ausdruck kommt. Dies ist auch der Zeitpunkt mit dem geringsten Einfluß von polaren Wassermassen in der westlichen Islandsee.

- Die thermale Entwicklung seit dem letzten Glazial konnte anhand von Foraminiferen, Isotopen und sedimentologischen Parametern gut rekonstruiert werden. Demnach kam es nach einer ersten starken Abschmelzphase schon gegen 12.000 J.v.h. in der westlichen Islandsee und wohl auch im Südosten der NGS zu einem vermehrten Auftreten von subpolaren Foraminiferen.

Eine Identifizierung der Jüngerer Dryas ist anhand der Isotopenkurven schwierig, zusätzliche Daten wie z.B. das Aussetzen von IRD sowie das Auftreten der Vedde Asche lassen vermuten, das in den

untersuchten Kernen entweder die Jüngere Dryas oder aber die nachfolgende Termination IB zweigeteilten Charakter aufweist.

Im zentralen Bereich der NGS setzt sich ein stabiles interglaziales Zirkulationssystem erst deutlich nach ca. 9.000 J.v.h. durch, wobei ein vorläufiges Maximum um ca. 6.000 J.v.h. erreicht wurde. Die seit dieser Zeit deutlich sinkenden Konzentrationen wichtiger Subpolararten wie *G. quinqueloba* und *G. bulloides* lassen auf eine kontinuierliche Habitatverschlechterung schließen. Eine analoge Situation wie sie z.B. Substadium 5.4 darstellen würde, ist jedoch noch nicht erreicht, da in keinem der relevanten Kerne IRD in den jüngsten Zeitabschnitten vorzufinden ist.

- Die Fluktuationen der Foraminiferen-Häufigkeiten spiegeln im starken Maße die klimatische Entwicklung während der letzten 600.000 J.v.h. wider. Sie sind primär eine Reaktion auf veränderte Lebensbedingungen, die in Abhängigkeit zum Einfluß der atlantischen Wassermassen stehen. In Verbindung mit einem gut ausgebildetem Zirkulationssystem und den daraus resultierenden Durchmischungsprozessen war vor allem in den Interglazialen eine vermehrte biogene Oberflächenproduktivität gewährleistet.

- Die Faunenentwicklung von einem Glazial zum interglazialen Höhepunkt zeigt an den verschiedenen Terminationen deutliche Parallelen, wobei es nach der Abschmelzphase und schneller Wärmeentwicklung in kurzer Zeit zu einem starken Anstieg der Foraminiferen-Konzentrationen mit einer Subpolarfauna kommt. Nach Erreichen des interglazialen Maximums und einer zeitweiligen Stabilität des Zirkulationssystems kommt es schon relativ schnell wieder zu einer Abkühlung, die sich in einem starken Rückgang der Subpolarfauna ausdrückt. Ein nachfolgender längerer Zeitraum ist dann durch eher schnell wechselnde klimatische Fluktuationen mit Eisdrift (IRD) und verminderter Polarfauna (*N. pachyderma*) geprägt, bis letztendlich diese Phase wiederum in einem stärker ausgebildeten Glazial kulminiert.

- Durch Karbonatlösung entsteht keine negative Beeinflußung der paläo-ozeanologischen Interpretation. Die qualitativen Abschätzungen an der Subfraktion 63-125µm anhand von *G. quinqueloba* lassen in den interglazialen Stadien keine starke differenzierte Lösung erkennen. Umgekehrt kann jedoch die häufig im Zusammenhang mit glazialen Abschnitten und stark ausgeprägten Abschmelzphasen beobachtete Korrosion von Gehäusen zusätzlich in die Interpretation einbezogen werden.

- Eine ausgebildete Subpolarfauna, die in ihren Verteilungen den Verhältnissen des Holozäns entspricht, wurde nur im letzten Interglazial vor ca. 123.000 J.v.h. beobachtet. Daneben zeigen vor allem auch die Stadien 7, 9, 11, 13 und 15 subpolare Arten. In den meisten dieser Stadien konnten diese sich jedoch nicht entsprechend verbreiten. Dies steht im Kontrast zu *N. pachyderma* <250µm,

die im Osten der NGS in den Stadien 7, 9 und 11 höchste Konzentrationen aufweist. Dies läßt auf einen verstärkten Einfluß polarer Wassermassen während dieser Zeit schließen.

AAGAARD K. & CARMAK E.C. (1989): The role of sea ice and other freshwater in the Arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 94, 14925-14938.

AAGAARD K., SWIFT J.H. & CARMAK E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 90, 4835-4848.

AKSU, A.E. & VIKS, G. (1988): Stable isotopes in planktonic and benthic foraminifera from Arctic and subarctic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 701-709.

ANDERSEN, B.G. (1980): The deglaciation of Norway after 10000 BP. *Boreas*, 9: 211-218.

ANDERSON, T.F. & ARTHUR, M.A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. - In: Stable isotopes in sedimentary geology. *SEPM Short Course No. 19* (Ed. by Arthur, M.A. & Arthur, T.F.), pp. 1-55.

AUGSTEIN, E., HEMPEL, G., SCHWARZ, A. & THIEDE, J. (1984): Die Expedition Arktis II des Forschungsinstituts für Polarforschung des Deutschen Forschungsgemeinschaften (DFG) zur Polarforschung 1984 (MIZEX) - Ber. zur Polarforschung 20, 1-132.

BANNER, E.T. & BLOW, W.H. (1990): The taxonomy, morphology and diagenesis of the genus *Elphidium* in the subalpine. *Marine Geology*, 97: 1-15.

BATHMANN, U.V., PEINERT, R. & VOSSE, M. (1987): Correlation of local pollen assemblages, sedimentation and content of pollen assemblages in the Norwegian Sea in May 1985. *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, 38: 14-21.

BATHMANN, U.V., PEINERT, R., MOHR, T. & BOHNER, B.V. (1990): Faunal composition and late of sedimenting particles in the Norwegian Sea. *Prog. Oceanogr.*, 24: 111-128.

BAUMANN, K. (1990): *Veränderungen der Coccolithofossilien des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär* - Ber. SFB 313, Univ. Kiel 22: 1-148.

BAUMANN, K.H. & MATTIJESEN, J. (1990): Calcareous nanofossil and diatomite cyst assemblages of Holocene and Late Weichselian deep sea sediments from the Norwegian Sea. *Mar. Geol.*, 98: 1-14.

BE, A.W. (1977): An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. - In: *Ramsay, A.T.S.: Oceanic Micropaleontology*, 1: 1-100.

BE, A.W. & TODD-BURNETT, D. (1977): Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. - In: *Funnell, B.M. & Thiede, W.R. (Hrsg.): The Micropaleontology of the Oceans*, 102-144.

BE, A.W. (1980): Ecology of recent planktonic foraminifera. *Mar. Geol.*, 37: 373-392.

BE, A.W.H. & HALL, W.H. (1967): Ecology of recent planktonic foraminifera. Part 3. Distribution in the North Atlantic during the summer of 1965. *Micropal.*, 13: 87-109.

Literatur

- AAGAARD, K., & CARMACK, E.C. (1989): The role of sea ice and other freshwater in the arctic circulation.- *J. Geophys. Res.*, **94** (C10): 14485-14498.
- AAGAARD, K., SWIFT, J.H., & CARMACK, E.C. (1985): Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Sea.- *J. Geophys. Res.*, **90** (C3): 4833-4846.
- AKSU, A.E., & VILKS, G. (1988): Stable isotopes in planktonic and benthic foraminifera from Arctic Ocean surface sediments.- *Canad. J. Earth Sciences*, **25**: 701-709.
- ANDERSEN, B.G. (1980): The deglaciation of Norway after 10000 BP.- *Boreas*, **9**: 211-216.
- ANDERSON, T.F., & ARTHUR, M.A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental Problems. - In: *Stable Isotopes in sedimentary Geology: SEPM Short Course*, No. **10** : 1-151, Tulsa.
- AUGSTEIN, E., HEMPEL, G., SCHWARZ, A., & THIEDE, J. (1984): Die Expedition Arktis II des FS 'Polarstern' 1984 mit Beiträgen des FS 'Valdivia' und des Forschungsflugzeuges 'Falcon 20' zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX).- *Ber. zur Polarforschung*, **20**: 1-192.
- BANNER, F.T., & BLOW, W.H. (1960): The taxonomy, morphology and affinities of the genera included in the subfamily Hastigeriinae.- *Micropal.*, **6**: 19-31.
- BATHMANN, U.V., NOJI, T.T., PEINERT, R., & VOSS, M. (1987): Copepod fecal pellets: abundance, sedimentation and content at a permanent station in the Norwegian Sea in May /June 1986.- *Mar. Ecol. Progr. Ser.*, **38**: 14-51.
- BATHMANN, U.V., PEINERT, R., NOJI, T.T., & BODUNGEN, B.V. (1990): Pelagic origin and fate of sedimenting particles in the Norwegian Seas.- *Prog. Oceanog.*, **24**: 117-125.
- BAUMANN, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär.- *Ber. SFB 313, Univ. Kiel*, **22**: 1-146.
- BAUMANN, K.-H., & MATTHIESSEN, J. (1990): Calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst assemblages of Holocene and Late Weichselian deep-sea sediments from the Norwegian Sea.- *Ber. Band 2 (1988, 1989, 1990) SFB 313 Univ. Kiel*, 1164-1187.
- BÉ, A.W. (1977): An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera.- In : Ramsey, A.T.S.: *Oceanic Micropaleontology*, : 1-100.
- BÉ, A.W., & TOLDERLUND, D.S. (1971): Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans.- In: Funnel, B.M. & Riedel, W.R. (Hrsg.): *The Micropaleontology of the Oceans*, 105-144.
- BÉ, A.W.H. (1960): Ecology of recent planktonic foraminifera: Part 1.- Areal distribution in the western North Atlantic.- *Micropal.*, **6**: 373-392.
- BÉ, A.W.H., & HAMLIN, W.H. (1967): Ecology of recent planktonic foraminifera: Part 3. Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962.- *Micropal.*, **13**: 87-106.

- BELANGER, P.E. (1982): Paleo-oceanography of the Norwegian-Sea during the past 130.000 years: Coccolithophorid and foraminiferal data.- *Boreas*, **11**: 29-36.
- BELFORD, D.J. (1989): Planktonic foraminifera and age of sediments, west Tasmanian margin, South Tasman Rise and Lord Howe Rise.- *J. Austr. Geol. & Geophys.*, **11**: 37-62.
- BERGER, W.H. (1990): The Younger Dryas cold spell- a quest for causes.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **89**: 219-237.
- BERGER, W.H., KILLINGLEY, J.S., & VINCENT, E. (1978): Stable isotopes in deep-sea carbonates: box core ERDC-92, West Equatorial Pacific.- *Oceanol. Acta*, **1**: 203-216.
- BERGER, W.H., & PIPER, D.J.W. (1972): Planktonic foraminifera: differential settling, dissolution and redeposition.- *Limnol. Oceanogr.*, **17**: 275-287.
- BERGER, W.H., & VINCENT, E. (1986): Sporadic shutdown of North Atlantic deep water production during the Glacial-Holocene transition.- *Nature*, **324**: 53-55.
- BEYER, I. (1988): Senkvartær paleoseanografi i det sentrale Islandhav.- Unveröffent. Diplomarbeit, Univ. Bergen.
- BIRCHFIELD, G.E., & BROECKER, W.S. (1990): A salt oscillator in the glacial Atlantic? A 'scale analysis' model.- *Paleoceanogr.*, **5** (6): 835-845.
- BIRGISDOTTIR, L. (1990): Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Island See in den letzten 550.000 Jahren.- *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **34**: 1-112.
- BISCHOF, J. (1990): Dropstones im Europäischen Nordmeer. Indikatoren für Meeresströmungen in den letzten 300 000 Jahren.- *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **30**: 1-112.
- BLAUME, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologisches Abbild der Topographie-geführter Strömungsmuster.- Unveröffent. Diss., Univ. Kiel.
- BLEIL, U., & GARD, G. (1989): Chronology and correlation of Quaternary magnetostratigraphy and nanofossil biostratigraphy in Norwegian-Greenland Sea sediments.- *Geologische Rundschau*, **78** (3): 1173-1187.
- BLOW, W.H. (1965): *Clavatorella*, a new genus of the Globorotaliidae.- *Micropal.*, **11**: 365-8.
- BLOW, W.H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.- *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils Geneva, 1967*, **1**: 199-422.
- BOCK, I. (1990): Bestand und Sedimentation von planktischen Foraminiferen im Europäischen Nordmeer.- Unveröffent. Diplomarbeit, Univ. Kiel.
- BOLLI, H.M., & SAUNDERS, J.B. (1985): Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera.- In: Bolli, H.N., Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K.: *Plankton stratigraphy*, 155-262. Cambridge Univ. Press.

- BOURKE, R.H., NEWTON, J.L., PAQUETTE, R.G., & TUNNICLIFFE, M.D. (1987): Circulation and water masses of the East Greenland Shelf. - *J. Geophys. Res.*, **92** (C7): 6729-6740.
- BOURKE, R.H., WEIGEL, A.M., & PAQUETTE, R.G. (1988): The westward turning branch of the West Spitsbergen Current. - *J. Geophys. Res.*, **93** (C11): 14065-14077.
- BOYLE, E.A., & KEIGWIN, L. (1987): North Atlantic thermohaline circulation during the past 200.000 years linked to high-latitude surface temperature.- *Nature*, **330**: 35-40.
- BRADSHAW, J.S. (1959): Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific.- *Ocean. Cushman Found. Foram. Res. Contr.*, **10**: 25-64.
- BROECKER, W.S., & DENTON, G.H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles.- *Geochim. et Cosmochim.*, **53**: 2465-2501.
- BROECKER, W.S., & PENG, T.H. (1982): *Tracers in the Sea*.- Eldigo Press, Palisades, New York: 690S.
- BROECKER, W.S., & VAN DONK, J. (1970): Insolation changes, ice volumes, and the $\delta^{18}\text{O}$ record in deep-sea cores.- *Rev. of Geophysics and Space Physics*, **8**: 169-198.
- CARMACK, E.C., & AAGAARD, K. (1973): On the deep water of the Greenland Sea.- *Deep-Sea Res.*, **20**: 687-715.
- CARSTENS, J. (1988): Verteilung planktischer Foraminiferen in Oberflächengewässern der Framstraße, Nordatlantik.- Unveröffent. Diplom-Arbeit, Univ. Bremen.
- CARSTENS, J. (1989): Framstraße- Hydrobiologische und geowissenschaftliche Schlüsselregion zwischen Nordpolarmeer und Europäischem Nordmeer. Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, Bundesrepublik Deutschland. NTIS, Ergebnisse eines Workshops am 4. April 1989 in Hamburg.
- CARSTENS, J., & WEFER, G. (in press): Recent Distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean.- *Deep Sea Res.*, special volume on Polarstern ARKIV/3.
- CIFELLI, R. (1962): Some dynamic aspects of the distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic.- *J. Marine Res.*, **20**: 201-213.
- CIFELLI, R. (1967): Distributional analysis of North Atlantic foraminifera collected in 1961 during cruises 17 and 21 of the R/V Chain. *Cushman Found. Foram. Res. Contr.* **18**: 118-127.
- CIFELLI, R., & MCCLOY, C. (1983): Planktonic foraminifera and euthecosomatous pteropods in the surface waters of the North Atlantic.- *J. Foram. Res.*, **13**: 91-107.
- CIFELLI, R., & SMITH, R.K. (1970): Distribution of planktonic foraminifera in the vicinity of the North Atlantic current. -*Smithsonian Contr. Paleobiol.*, **4**: 1-52.
- CLIMAP, Projekt Members (1976): The surface of the ice-age earths.- *Science*, **191**: 1131-1137.

- DETTMER, A. (1988): Ein Beitrag zur Rekonstruktion der spätquartären Entwicklung der zentralen Norwegisch-Grönländischen See des Meteor-Kernes GIK 23063-3. Unveröffent. Diplomarbeit, Univ. Kiel.
- DEUSER, W.G. (1987): Seasonal variations in isotopic composition and deep-water fluxes of the tests of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: results from sediment-trap collections and their paleoceanographic significance.- *J. Foram. Res.*, **17**: 14-27.
- DEUSER, W.G., & ROSS, E.H. (1989): Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: Succession, deep-water fluxes, isotopic compositions, and paleoceanographic implications.- *J. of Foram. Res.*, **19** (4): 268-293.
- DICKSON, R.R., MEINCKE, J., MALMBERG, S.-A., & LEE, A.J. (1988): The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982.- *Prog. Oceanogr.*, **20**: 103-151.
- DIETRICH, G. (1969): Atlas of the Hydrography of the northern North Atlantic Ocean. *Cons. Intern. pour L'expl. de la Mer*: 1-140.
- DUPLESSY, J.C., DELIBRIAS, G., TURON, G., PUJOL, C., & DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming in the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European Continent.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **35**: 121-144.
- DUPLESSY, J.C., LABEYRIE, L., & BLANC, P.L. (1988): Norwegian Sea Deep Water variations over the last climatic cycle: Paleo-oceanographical implications. -In: Wanner, H. & Siegenthaler, U.: Long and short term variability of climate: 83-116.
- DUPLESSY, J.C., LABEYRIE, L., JUILLET, A., MAITRE, F., DUPRAT, J., & SARNTHEIN, M. (1991): Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum.- *Oceanol. Acta*, **14** (4): 311-324.
- DUPLESSY, J.C., SHACKLETON, N.J., FAIRBANKS, R.G., LABEYRIE, L., OPPO, D., & KALLEL, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation.- *Paleoceanogr.*, **3** (3): 343-360.
- EHRMANN, W., & THIEDE, J. (1985): History of the Mesozoic and Cenozoic Fluxes in the North Atlantic Ocean.- *Contributions to Sedimentology*, **15**: 1-109.
- ELDHOLM, O., THIEDE, J., & TAYLOR, E. (1987): *Proc. Init. Repts. (Pt.A). ODP Leg 104. 783 S.*
- ERICSON, D.B. (1959): Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index.- *Science*, 219-220.
- 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.
- GARD, G. (1988a): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and subarctic seas.- *Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst.*, **275**: 45.
- GARD, G. (1988b): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography in areas north of Faeroe-Island Ridge.- *Quat. Science Rev.*, **7**: 65-78.

- GARD, G., & BACKMAN, J. (1990): Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic Drift Water Influx during the last 500,000 years. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. 417-436. Dordrecht/ Boston/ London: Kluwer Academic Publishers.
- GEHRING, H. (1989): Beitrag zur paläo- ozeanographischen Entwicklung der südwestlichen Norwegischen See während der letzten 405.000 Jahre.-Unveröffent. Diplom-Arbeit, Teil 2, Univ. Kiel, 65 S.
- GERLACH, S.A., & GRAF, G. (1991): Europäisches Nordmeer, Reise Nr. 13 vom 6. Juli- 24. August 1990. Meteor Ber., 91: 217 S.
- GERLACH, S.A., THIEDE, J., GRAF, G., & WERNER, F. 1986: Forschungsschiff Meteor, Reise 2 vom 19.6.-16.7. 1986: Bericht der Fahrtleiter. Ber. SFB 313, Univ. Kiel. , 4: 140 S.
- GRAF, G. 1989: Die Reaktionen des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion, sowie deren Bedeutung für Sauerstoff-und Kohlenstoffbilanzen. Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 77 S.
- HAAKE, F.W., & PFLAUMANN, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea.- Boreas, 18: (4): 343-356.
- HAFSTEN, U. (1974): Vegetasjons-, klima- og jordbrukshistorie. In: Follestad, B.A. (Hrsg.): Norges geologiske undersøkelse, 36-46.
- HAMICH, A. (1991): Sedimentologische Untersuchungen eines Kernes (GIK 21906-2) der Grönlandsee.- Unveröffent. Diplomarbeit, Teil 2, Univ.Kiel, 78 S.
- HEMLEBEN, C., & SPINDLER, M. (1983): Recent advances in research on living planktonic foraminifera.- Utrecht Micropal. Bull., 30: 141-170.
- HEMLEBEN, C., SPINDLER, M., & ANDERSON, O.R. (1989): Modern planktonic foraminifera. Springer Verlag, New York: 363 S.
- HENRICH, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian Greenland Sea during the last deglaciation.- Geologische Rundschau, 75: 805-827.
- HENRICH, R.; KASSENS, H.; VOGELSANG, E. & 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. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimenteinflüsse im Zeitraum 2.6 Ma bis rezent.- Unveröffent. Habilitationsschrift, Math.- Nat. Fak., Univ. Kiel.
- HIRSCHLEBER, H., THEILEN, F., BALZER, W., VON BODUNGEN, W., & THIEDE, J. 1988: Forschungsschiff Meteor, Reise 7: Berichte der Fahrtleiter. Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 10: 358 S.

- HOLLER, P., & KASSENS, H. 1989: Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer. Ber. SFB 313, Univ.Kiel., **15**: 61 S.
- HOLMES, N.A. (1984): An emendation of the genera *Beella* Banner and Blow, 1960, and *Turborotalita* Blow and Banner 1962, with notes on *Orcardia* Boltovskoy and Watanabe, 1982.-J. of Foram. Res.,**14** (2): 101-110.
- HORWEGE, S. (1987): Oberflächentemperaturen (und -strömungen) der Norwegisch- Grönländischen See im Abbild stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen rezenter planktischer Foraminiferen.- Unveröffent. Diplomarbeit, Univ.Kiel.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L., & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L. et al. (eds.); Milankovitch and Climate, Part I. D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht: 269-305.
- JANSEN, E. (1987): Rapid changes in the outflow of Atlantic water into the Norwegian Sea at the end of the last glaciation. In: Berger, W.H.& Labeyrie, K.H. (eds.): Abrupt climatic change: 299-310.
- JANSEN, E., & BJØRKLUND, K.R. (1985): Surface ocean circulation in the Norwegian Sea, 15,000 B.P. to Present.- *Boreas*, **14**: 243-257.
- JANSEN, E., & ERLÉNKEUSER, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **49**: 189-206.
- JANSEN, E., & VEUM, T. (1990): Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation.- *Nature*, **343** (6259): 612-616.
- JOHANNESSEN, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography.- In: Hurdle, B.G. (Hrsg.): *The Nordic Seas*. 102-127.
- JONES, G. (1991): Spatial and temporal distribution of Laurentide and Fennoscandian meltwater during the last deglaciation.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **71**: (3): 145-148.
- JONES, G.A., & ELDER, K.L. (1991): Response of *Globigerina quinqueloba* to hypsithermal warming in the Norwegian- Greenland Sea.- *EOS*, Okt. 29, 1991. 268.
- JONES, G.A., & KEIGWIN, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°) for early deglaciation.- *Nature*, **336**: 56-59.
- JÜNGER, B. (1990): Zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der Islandsee während der letzten 360 000 Jahre.- Unveröffent. Diplomarbeit, Teil 2, Univ.Kiel.
- KARPUZ, N.K. (1990): Surface sediment diatom distribution and Holocene paleotemperature variations in the GIN Sea. - POC- NAVF- Contribution, **5**: 199.
- KASSENS, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See. - Ber. SFB 313 Univ. Kiel, **24**: 1-117.

- KASSENS, H., & SARNTHEIN, M. (1989): A link between paleoceanography, early diagenetic cementation, and shear strength maxima in late Quaternary deep-Sea sediments? - *Paleoceanogr.*, **5** (3): 253-269.
- KEIGWIN, L.D., JONES, G.A., & LEHMAN, S.J. (1991): Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation, and abrupt climate change.- *J. Geophys. Res.*, **96** (C9): 16, 811-16, 826.
- KELLER, G. (1978): Morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in sediments of the Marginaland central Northeast Pazific Ocean and paleoclimatic interpretation.- *J. Foram. Res.*, **8** (3): 208-224.
- KELLER, G. (1978b): Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Northeastern Pacific: Evidence from DSDP sites 173 and 310 at the North Pazific front. - *J. Foram. Res.*, **8** (4): 332-349.
- KELLOGG, T.B. (1975): Late Quaternary climatic changes in the Norwegian-Greenland Sea. In: Bowling, S.A. & Weller, G. (eds.): *Climate of the Arctic*, 3-36.
- KELLOGG, T.B. (1976): Late Quaternary Climatic Changes: Evidence from the Deep-Sea cores of Norwegian and Greenland Seas.- *Geol. Soc. Am. Mem.*, **145**: 77-110.
- KELLOGG, T.B. (1977): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450.000 years.- *Marine Micropal.*, **2**: 235-249.
- KELLOGG, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-interglacial contrasts.- *Boreas*, **9**: 115-137.
- KELLOGG, T.B. (1984): Paleoclimatic significance of subpolar foraminifera in high-latitude marine sediments. *Can. J. Earth Science*, **21**: 189-193.
- KELLOGG, T.B., DUPLESSY, J.C., & SHACKLETON, N. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores.- *Boreas*, **7**: 61-73.
- KENNETT, J.P. 1968: Latitudinal variation in *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in surface sediments of the south-west Pacific Ocean. *Micropal.*, **14** (3): 305-318.
- KENNETT, J.P., & SRINIVASAN, M.S. (1983): *Neogene planktonic foraminifera*.- Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania: 265 S.
- KIPP, N.G. 1976: New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic.- *Geological Society of America*, *Memoir* 145.
- KÖHLER, S.E.I., & SPIELHAGEN, R.F. (1990): The Enigma of Oxygen Isotope Stage 5 in the Central Fram Strait. In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, 489-497. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers.
- KOLTERMANN, K.P. (1987): Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres. Dissertation, Univ. Hamburg.

- KROON, D. (1988): The planktic $\delta^{13}\text{C}$ record, upwelling and climate. In: Brummer, D.A. & Kroon, D.: Planktonic Foraminifers as tracers of Ocean-Climate History. Amsterdam: 335-346.
- KROON, D., & GANSEN, G. (1988): Northern Indian Ocean upwelling cells and the stable isotope composition of living planktic foraminifers. In: Brummer, D.A. & Kroon, D. (eds.): Planktonic Foraminifers as tracers of Ocean-Climate History. Amsterdam: 299-317.
- KROON, D., WOUTERS, P., MOODLEY, L., GANSEN, G., & TROELSTRA, S.R. (1988): Phenotypic variation of *Turborotalita quinqueloba* (Natland) tests in living populations and in the Pleistocene of an eastern Mediterranean Piston core. In: Brummer, D.A. & Kroon, D. (eds.): Planktonic Foraminifers as tracers of Ocean-Climate History. Amsterdam:
- KUBISCH, M. (1991): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. Unveröffent. Diss., Univ.Kiel.
- KUHLEMANN, J. (1990): Zur spätquartären Entwicklung des zentralen Europäischen Nordmeeres anhand des Meteor-Kernes GIK 23269-1.- Unveröffent. Diplomarbeit, Univ. Kiel.
- KÜRZL, H. (1988): Exploratory data analysis: Recent advances for the interpretation of geochemical data.- J. Geochem. Explor., 17:
- KVAMME, T., MANGERUD, J., FURNES, H., & RUDDIMAN, W.F. (1989): Geochemistry of Pleistocene ash zones in cores from the North Atlantic.- Norsk Geologisk Tidsskrift., 69: 251-272.
- LABEYRIE, L.D., DUPLESSY, J.C., & BLANC, P.L. (1987): Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125.000 years.- Nature, 327: 477-482.
- LACKSCHEWITZ, K.S. (1991): Sedimentation am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (Nordisland) - Vulkanisch und klimatisch gesteuerte Ablagerungsprozesse im Spätquartär.- Diss. Univ. Kiel, Geomar Rep., 9:135 S.
- LEGENDRE, L., & LE FEBRE, J. (1989): Are hydrodynamical singularities important in the global production of the ocean. In: Berger, W.H.; Smetacek, V.S. & Wefer, G. (Hrsg.): Productivity of the ocean: present and past, 49-63. Dahlem Konferenzen, Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- LEHMAN, S.J., JONES, G.A., KEIGWIN, L.D., ANDERSEN, E.S., BUTENKO, G., & ØSTMO, S.-R. (1991): Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation.- Nature, 349: 513-516.
- LIPPS, J.H., & KREBS, W.N. (1974): Planktonic foraminifera associated with Antarctic sea ice.- J.Foram. Res.,4: 80-85.
- LUTZE, G.F., & THIEL, H. 1987: *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*, elevated epibenthic Foraminifera. Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 6: 17-30.
- MANGERUD, J. (1980): Ice-Front variations of different parts of the Scandinavian ice-sheet 13,000-10,000 years BP. In: Lowe, J.J.; Gray, J.M. & Robinson, J.E. (eds.): Studies in the Late-Glacial of North-West Europe: 23-30. Oxford Pergamon Press.

- MANGERUD, J., LIES, S.E., FURNES, H., KRISTIANSEN, I.L., & LØMO, L. (1984): Younger Dryas ash bed in Western Norway, with possible correlations to the Norwegian Sea and the North Atlantic.- *Quat. Res.*, **21**: 85-104.
- MANTYLA, A., & REID, J.L. (1983): Abyssal characteristics of the World Ocean water.- *Deep-Sea Res.*, **30**: 805-833.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C., & SHAKLETON, N.J. (1987): Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300.000 years chronostratigraphy. *Quat. Res.*, **27**: 1-29.
- MATTHIESSEN, J. (1991): Dinoflagellaten-Cysten im Spätquartär des Europäischen Nordmeeres: Palökologie und Paläo-Ozeanographie.- Diss. Univ. Kiel, Geomar Rep., **7**: 1-104.
- McGILL, R., TUKEY, J.W., & LARSEN, W.A. (1978): Variations of box plots.- *Am. Statistician*, **32**: (1):
- McGOWAN, J.A. (1971): Oceanic biogeography of the Pacific. In: Funnel, B.M. & Riedel W.R. (Hrsg.): *The micropaleontology of oceans*, 3-74. Cambridge: Cambridge University Press.
- McGOWAN, J.A. (1974): The nature of oceanic ecosystems. In: Miller, C.B. (Hrsg.): *The biology of the oceanic Pacific*, 9-28. Corvallis: Oregon State University Press.
- MEINCKE, J. (1983): The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge. In: Bott, H.P.; Saxow, S.; Talwani, M.; Thiede, J. (Hrsg.): *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, New methods and concepts*, NATO Conferences Series, Plenum Press, New York: 637-650.
- MIDTTUN, L. (1989): Climatic fluctuations in the Barent Sea.- *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.*, **188**: 23-35.
- MIX, A.C., & FAIRBANKS, R.G. (1985): North Atlantic surface ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation.- *Earth Planet. Sci. Let.*, **73**: 231-243.
- MIX, A.C., & RUDDIMAN, W.F. (1984): Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes. *Quat. Res.*, **21**: 1-20.
- MOLINA-CRUZ, A., (1991): Holocene palaeo-oceanography of the northern Iceland Sea, indicated by Radiolaria and sponge spicules. *J. Quat. Science*, **6** (4): 303-312.
- NEES, S. (1989): Biostratigraphie mit benthischen Foraminiferen im Europäischen Nordmeer für die letzten 350.000 Jahre. Unveröffent. Diplomarbeit, 42 S., Geologisches Paläontologisches Institut, Univ. München.
- NÜRNBERG, D. (1991): Haupt- und Spurenelemente in Foraminiferengehäusen- Hinweise auf klimatische und ozeanographische Änderungen im nördlichen Nordatlantik während des Spätquartärs.- Diss., Univ. Kiel, Geomar Rep., **8**:135 S.
- OTTENS, J.J. (1991): Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators. -*Oceano. Acta*, **14**: (2): 123-140.

- PAETSCH, H. (1991): Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen spätquartärer Ablagerungen. Diss., Univ. Kiel, Ber. SFB 313, 29: 83 S.
- PAQUETTE, R.G., BOURKE, R.H., NEWTON, J.F., & PERDUE, W. (1985): East Greenland polar front in autumn.- J.Geophys. Res., **90** (C3): 4866-4882.
- PARKER, F.L. (1960): Living planktonic foraminifera from the equatorial and southeast Pacific.- Tohoku Univ. Sci. Repts., Ser. 2 (Geol) Spec., **4**: 71-82.
- PFLAUMANN, U. (1988): Plankton-Foraminiferen in der Sedimentoberfläche. In: Hirschleber, H.; Theilen, F.; Balzer, W.; Bodungen, B. & Thiede, J.: Forschungsschiff Meteor, Reise 7 vom 1.06. bis 28.08.1988. - Ber. SFB 313, Univ. Kiel, **10**: 175-177.
- PUJOL, C. (1980): Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire.- Ecologie - Stratigraphie - Environnement. Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, **10**: 1-252.
- QUADFASEL, D., RUDELS, B., & KURZ, K. (1988): Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait.- Deep-Sea Res., **35** (7): 1143-1150.
- RAMM, M. (1988): A stratigraphic study of Late Quaternary sediments on the Vøring-Plateau, eastern Norwegian Sea.- Marine Geology, **83**: 159-191.
- RAMM, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleoceanography in the eastern Norwegian Sea.- Boreas, **18**: 255-272.
- REYNOLDS, L.A., & THUNELL, R.C. (1986): Seasonal production and morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in the northeast Pacific.- Micropal., **32** (1): 1-18.
- REYNOLDS-SAUTTER, L., & THUNELL, R.C. (1989): Seasonal succession of planktonic foraminifera: Results from a four-year time-series sediment trap experiment in the northeast Pacific.- J. Foram. Res., **19** (4): 253-267.
- RUDDIMAN, W.F., & GLOVER, L.K. (1972): Vertikal mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments.-Geol. Soc. Amer. Bull., **88**: 2817-2836.
- RUDDIMAN, W.F., & MCINTYRE, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **35** (2-4): 145-214.
- SAMTLEBEN, C., & SCHRÖDER, A. (1990): Coccolithophoriden- Gemeinschaften und Coccolithen-Sedimentation im Europäischen Nordmeer. Zur Abbildung von Planktonzönosen im Sediment.- Ber. SFB 313, Univ. Kiel, **25**:
- SARNTHEIN, M., JANSEN, E., ARNOLD, M., DUPLESSY, J.C., ERLLENKEUSER, H., FLATOY, A., WEINELT, M., VEUM, T., & VOGELSANG, E. (in press): $\delta^{18}\text{O}$ time-slice reconstructions of meltwater anomalies at Termination I in the North Atlantic between 50 and 80° N. In: Bard, E. & Broecker, W.S. (Hrsg.), Kluwer Academic Publishers,

- SARNTHEIN, M., & STREMMER, H.E. (1986): The Holstein interglaciation: time-stratigraphic position and correlation to stable-isotope stratigraphy in deep-sea sediments.- *Quat. Res.*, **26**: 283-298.
- SARNTHEIN, M., & TIEDEMANN, R. (1990): Younger Dryas-style cooling events at glacial Terminations I-VI at ODP-Site 658: associated benthic $\delta^{13}\text{C}$ anomalies constrain meltwater hypothesis.- *Paleoceanogr.*, **5** (6): 1041-1055.
- SCHACHT, & R. (1991): Paläo-ozeanographische Entwicklung des Gebietes der zentralen Greenland-Fracture-Zone während der vergangenen 350.000 Jahre.- Unveröffent. Diplomarbeit, Univ. Kiel.
- SEJRUP, H.P., SJOHOLM, J., FURNES, H., BEYER, I., EIDE, L., JANSEN, E., & MANGERUD, J. (1989): Quaternary tephra chronology on the Iceland Plateau, north of Iceland.- *J. Quat. Science*, **4** (2): 109-114.
- SHACKLETON, N.J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level.- *Quat. Science Rev.*, **6**: 183-190.
- SIGURDSSON, H., & LOEBNER, B. (1981): Deep-sea record of Cenozoic explosive volcanism in the North Atlantic.- In: Shelf, S. & Sparks, R.S.J. (Hrsg.): *Tephra Studies*, 289-316. D. Reidel Publishing Company.
- SÖDING, E. (1991): Beitrag zur quartären Entwicklung des westlichen Europäischen Nordmeeres anhand sedimentologischer Untersuchungen am Kern GIK 17728.- Unveröffent. Diplomarbeit, Univ. Kiel.
- SPIELHAGEN, R. (1991): Die Eisdrift in der Framstaße während der letzten 200.000 Jahre. - Diss. Univ. Kiel, *Geomar Report*, **4**: 133 S.
- SPINDLER, M. (1987): Zur Ökologie der planktonischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma*. Jahres Bericht 86/87, Alfred Wegener Institut für Polarforschung. 115-117.
- SPINDLER, M., & DIECKMANN, G.S. (1986): Distribution and abundance of the planktic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in sea ice of the Weddell Sea (Antarctica).- *Polar Biol.*, **5**: 185-191.
- SRINIVASAN, M.S., & KENNETT, J.P. (1975): The Status of *Bolliella*, *Beella*, *Protentella* and related planktonic foraminifera based on surface ultrastructure.- *J. Foram. Res.* **5** (3): 155-165.
- STABELL, B. (1986): A diatom maximum horizon in upper Quaternary deposits.- *Geol. Rundschau*, **75** (1): 175-184.
- STEHMAN, C.F. (1972): Planktonic foraminifera in Baffin Bay, Davis Strait and Labrador Sea.- *Maritime Sediments*, **8**: 13-19.
- STRUCK, U. (1992): Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600.000 Jahre.- Unveröffent. Diss., Univ. Kiel, 89 S.

- STRUCK, U., & NEES, S. (1991): Die stratigraphische Verbreitung von *Siphonotextularia rolshauseni* (PHLEGER & PARKER) in Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer.- Geologisches Jahrbuch, **A 128**: 243-249.
- SWIFT, J.H. (1986): The Arctic Waters. In: Hurdel, B.G. (Hrsg.): The Nordic Seas, Springer, New York, Heidelberg, Berlin: 129-151.
- SWIFT, J.H., & AAGAARD, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formations in the Iceland and Greenland Seas.- Deep-Sea Res., **28A**: 1107-1129.
- SWIFT, J.H., AAGAARD, K., & MALMBERG, S.-A. (1980): The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic.- Deep-Sea Res., **27**: 29-42.
- TAKAHASHI, K., & BÉ, A.W.H. (1984): Planktonic foraminifer: factors controlling sinking speeds.- Deep-Sea Res., **31**: 1477-1500.
- THIEDE, J. (1971): Variations in coiling ratios of Holocene planktonic foraminifera. Deep-sea Res., **18**: 823-831.
- THIEDE, J. (1985): Planktonic foraminifers in Upper Quaternary marine Skagerrak sediments.- Norsk Geologisk Tidsskrift., **65**: 340-365.
- VAN ANDEL, T. H., HEATH, G.R., & MOORE, T.C. (1975): Cenozoic History and Paleocyanography of the central Equatorial Pacific.- Mem. Geol. Soc. Amer., **143**: 134.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1976): Non-equilibrium isotopic compositions of shells of planktonic foraminifera in the Mediterranean sea.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **20**: 263-276.
- VILKS, G. (1974): The distribution of planktonic foraminifera in the sediments and water of the Northwest Passage and Northern Baffin Bay: a tool for paleocyanographic synthesis.- Geol. Survey of Canada Paper, **74-30**: 109-121.
- VILKS, G. (1975): Comparison of *Globorotalia pachyderma* (Ehrenberg) in the water column and sediments of the Canadian Arctic.- J. Foram. Res., **4**: 1-8.
- VINCENT, E., & BERGER, W.H. (1981): Planktonic foraminifera and their use in paleocyanography. In: Emiliani, C. (eds.): The Oceanic Lithosphere: The Sea, 1025-1119. New York.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- Diss. Univ. Kiel., Ber. SFB 313, **23**: 137 S.
- VORREN, T.O., VORREN, K.-D., GULLIKSEN, S., & LØVLIE, R. (1988a): The last deglaciation (20.000 to 11.000 BP) on Andøya western Norway.- Boreas, **17**: 41-77.
- WEINELT, M.S., SARNTHEIN, M., VOGELSANG, E., & ERLLENKEUSER, H. (1991): Early decay of the Barents Shelf Ice Sheet - spread of stable isotope signals across the eastern Norwegian Sea.- Nor. Geol. Tidsskrift, **71**: 137-140.

- WEINELT, M.H. (1992): Beckenentwicklung des nördlichen Vikinggrabens im Känozoikum: Versenkungsgeschichte, Sequenzstratigraphie, Sedimentzusammensetzung. Unveröffentl. Diss., Univ. Kiel.
- WEINHOLZ, P. (1987): FOCOS- eine Methode zum Zählen von Mikrofossilien mit Hilfe eines Personalcomputers.- Ber. SFB 313, Univ. Kiel, 6: 5-16.
- WOLF, T.C.W. (1991): Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen: (ODP Legs 105 und 104, DSDP Leg 81), Diss. Univ. Kiel, Geomar Report 5.

DANK

Mein besonderer Dank gilt Prof. J. Thiede für die Vergabe der Arbeit und seine ausreichend finanzielle Unterstützung.

Für die freundliche Bereitstellung von Proben- und Datenmaterial sei den Kollegen/innen Dr. L. Birgisdottir, A. Dettmer, H. Gehring, Dr. F. Haake, A. Hamich, Dr. R. Henrich, B. Jünger, Dr. H. Kassens, J. Kuhlemann, Dr. K. Lackschewitz, R. Schacht, Dr. E. Vogelsang, M. Weinelt sowie Dr. T.C.W. Wolf gedankt. Auch möchte ich mich bei Dr. U Pflaumann für die Unterstützung beim Kennenlernen einiger Foraminiferen bedanken.

M. Weinelt gilt mein Dank, da sie nicht nur ihre unpublizierten Daten zur Verfügung stellte, sondern auch eine stets interessierte Diskussionspartnerin war. Dieses gilt nicht minder für meine männlichen Zimmerkollegen Dr. U. Struck und S. Nees.

Dr. J. Matthiessen ließ seinen geübten "Rotstift" über die erste Fassung laufen und war mir mit intensiven Diskussionen eine große Unterstützung. Ihm möchte ich besonders herzlich danken.

S. Petke war beim eingeben von Daten behilflich.

Frau U. Schuldt und Frau W. Rehder sei für ihre Sorgfalt bei der Durchführung von Fotoarbeiten gedankt.

Vor allem möchte ich mich jedoch bei Andrea bedanken, die mich nicht nur während der letzten Tage tatkräftigt unterstützte, sondern auch in der vorhergehenden Zeit der Endphase das Leben sehr 'erleichterte'.

TAFEL I**Streupräparate des Sedimentkernes 23246-4 der Fraktion 250-500 μ m**

1A. Probenteufe: 194,5 cm; Stadium 5.51; oberer Balken = 2mm

1B. Probenteufe: 206,5 cm; Anfang Stadium 5.5; unterer Balken = 2mm

1C. Probenteufe: 216,5 cm; Ende Stadium 6; unterer Balken = 2mm

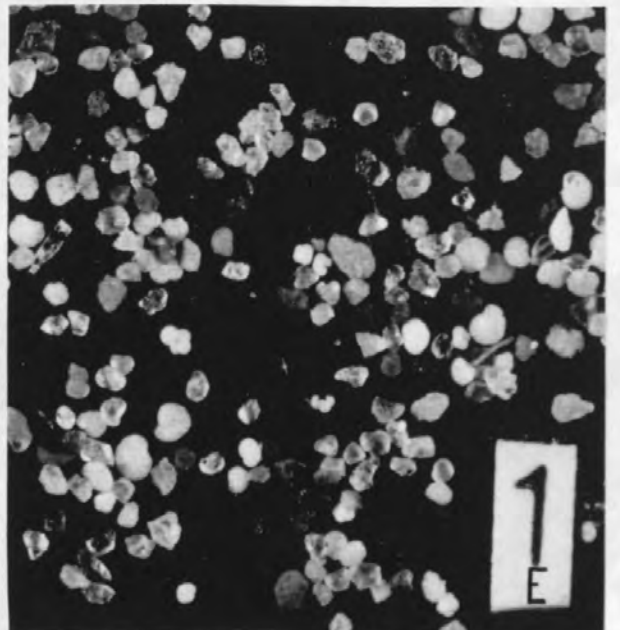
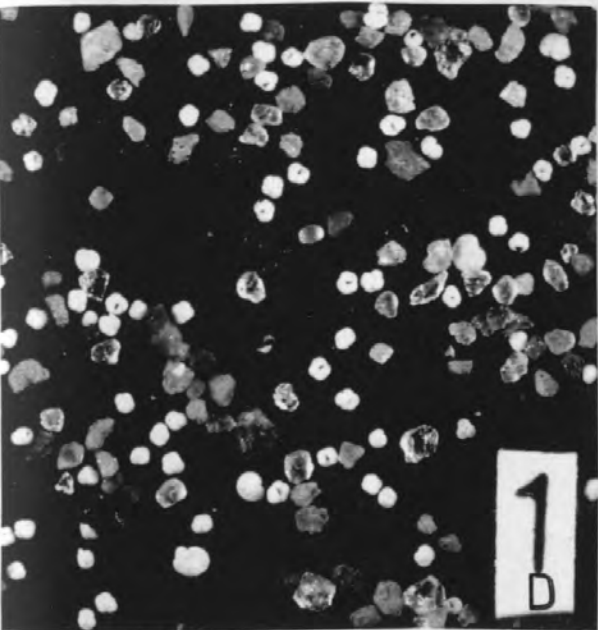
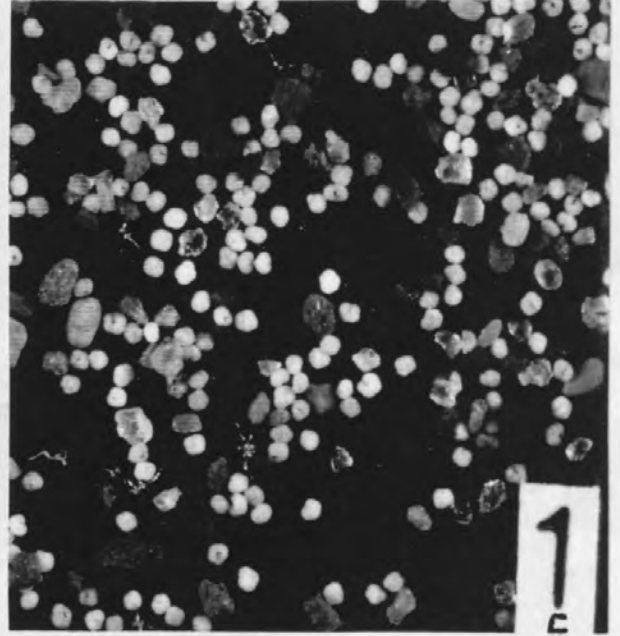
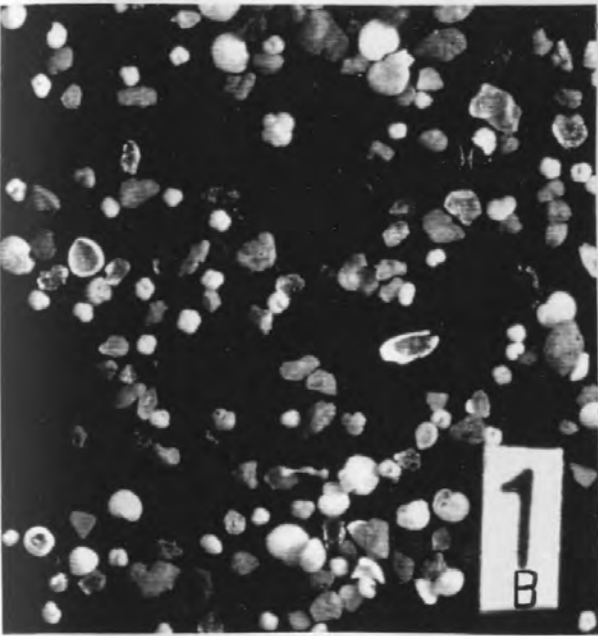
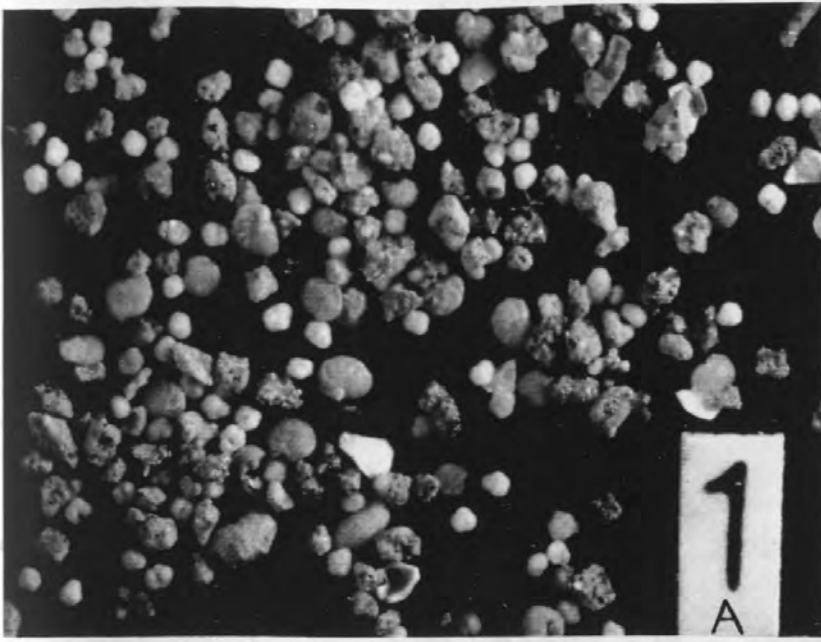
1D. Probenteufe: 347,5 cm; Stadium 7.5; unterer Balken = 2mm

1E. Probenteufe: 673,5 cm; Stadium 15; unterer Balken = 2mm

—————

—————

TAFEL I

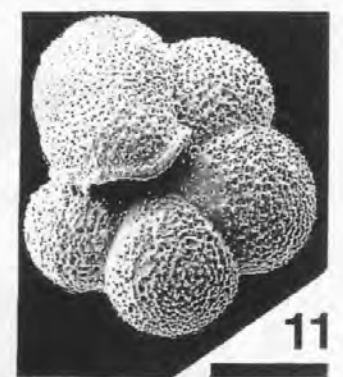
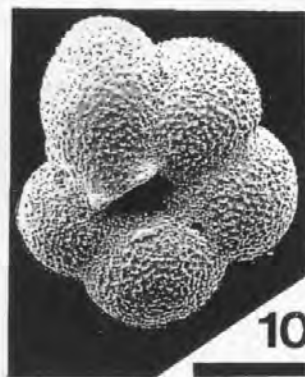
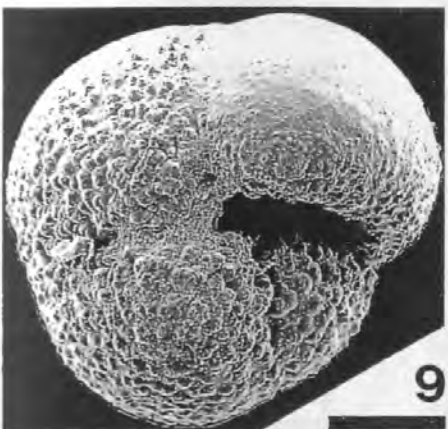
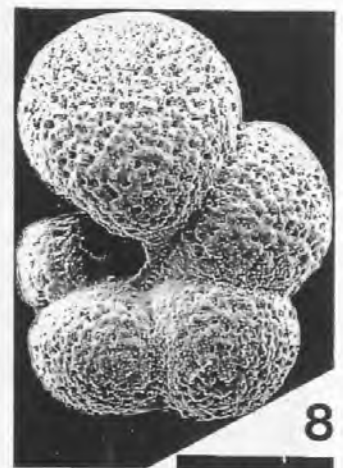
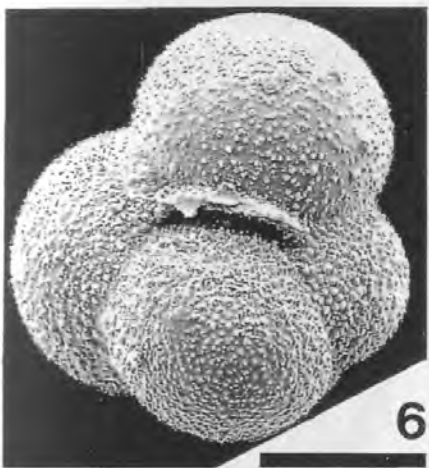
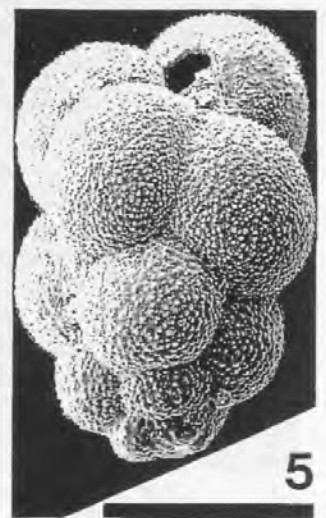
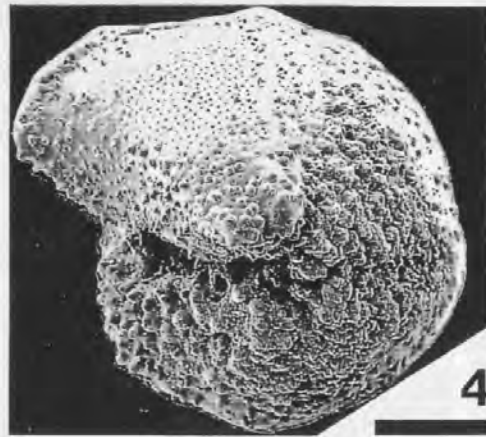
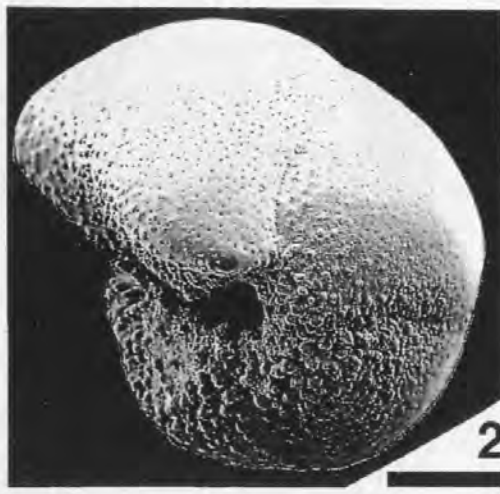
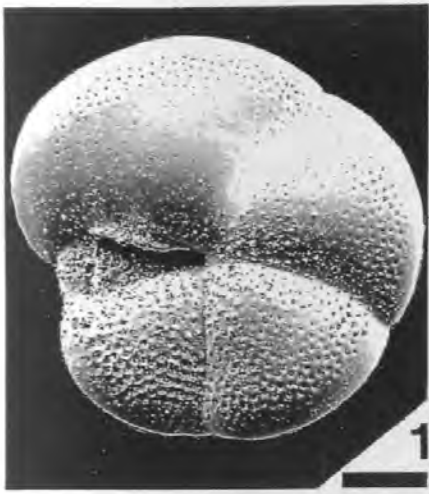


TAFEL II

1. ***Globorotalia scitula* (BRADY)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23063-3, Probenteufe: 259,5cm
2. ***Globorotalia truncatulinoides* (d'ORBIGNY)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23059-4, Probenteufe: 159cm
3. ***Globigerina bulloides* d'ORBIGNY**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23063-3, Probenteufe: 259,5 cm
4. ***Globorotalia truncatulinoides* (d'ORBIGNY)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23059-4, Probenteufe: 159cm
5. ***Globigerinita uvula* (EHRENBERG)**
Seitenansicht; Sedimentkern 17732-1, Probenteufe: 355 cm
6. ***Globigerinita glutinata* (EGGER)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 17732-1, Probenteufe: 360 cm
7. ***Globigerinita glutinata* (EGGER)**
mit "Bulla"; Mündungsansicht, Sedimentkern 23063-3, Probenteufe: 259,5 cm
8. ***Globigerinella aequilateralis* (BRADY)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23062-1, Probenteufe: 230 cm
9. ***Globorotalia inflata* (d'ORBIGNY)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23063-3, Probenteufe: 259,5 cm
10. ***Globigerina quinqueloba* NATLAND**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23059-4, Probenteufe: 159cm
11. ***Globigerina quinqueloba* NATLAND**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23062-1, Probenteufe: 230 cm

Balkenlänge = 100µm

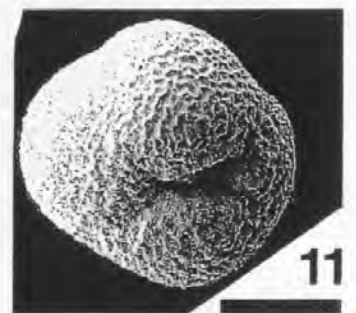
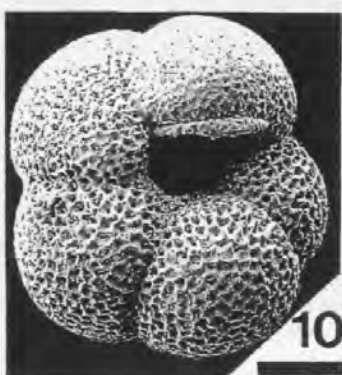
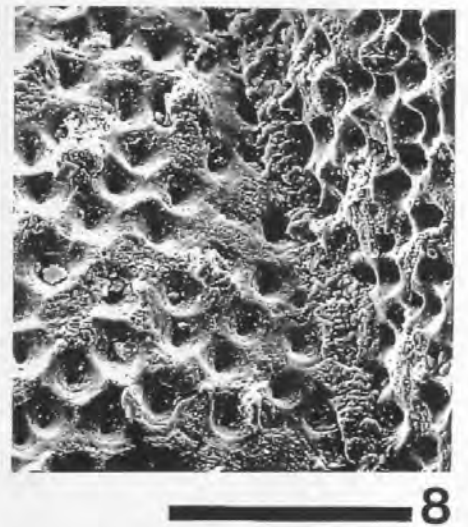
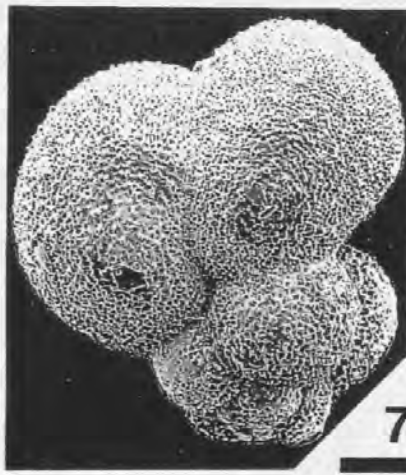
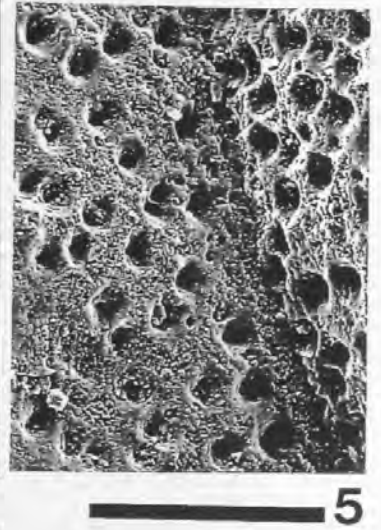
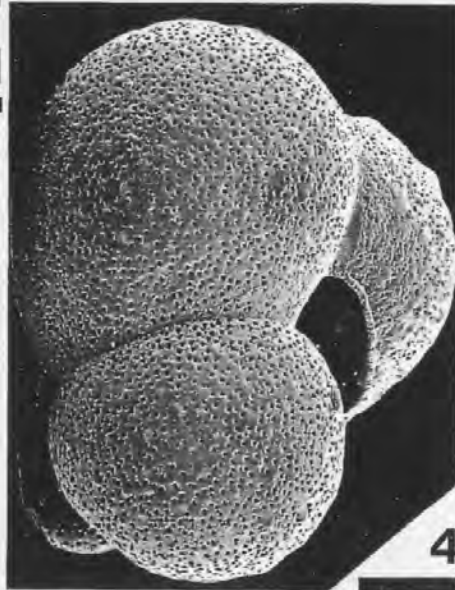
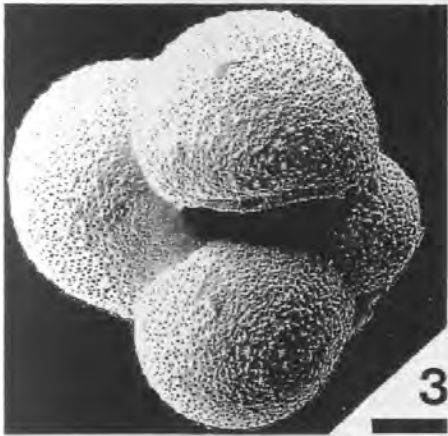
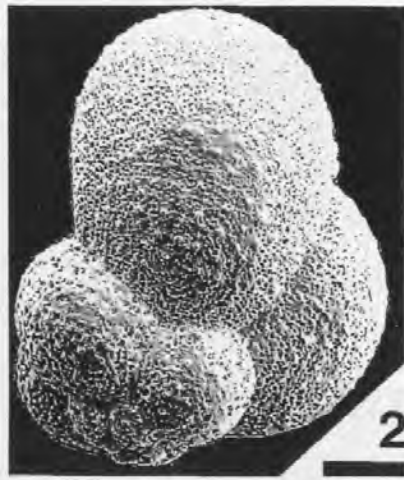
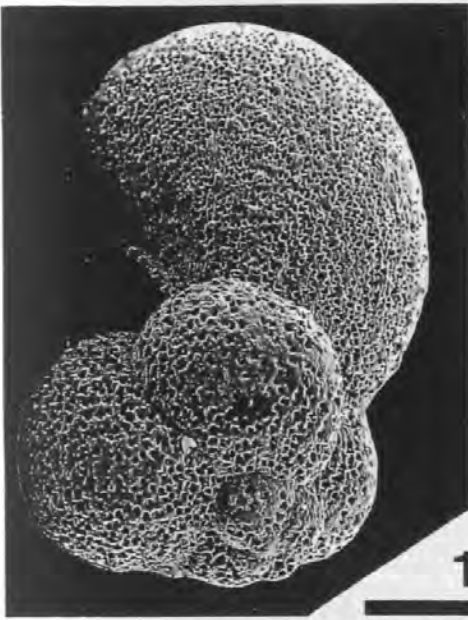
TAFEL II



TAFEL III

1. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Seitenansicht; Sedimentkern 23352-3, 245 cm; Balkenlänge = 100µm
2. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Spiralseite von 1.; Balken = 100µm
3. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23352-3, 245 cm; Balkenlänge = 100µm
4. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Seitenansicht von 3.; Balkenlänge = 100µm
5. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Oberfläche der letzten Kammer von 3.; Balkenlänge = 40µm
6. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23062-1, 240 cm; Balkenlänge = 100µm
7. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Spiralansicht; Sedimentkern 23352-3, 245 cm; Balkenlänge = 100µm
8. ***Beella megastoma* (EARLAND)**
Oberflächenaufnahme der vorletzten Kammer von 7.; Balkenlänge = 40µm
9. ***Neogloboquadrina pachyderma dextral* (EHRENBERG)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23063-3, 259,5 cm; Balkenlänge = 100µm
10. ***Neogloboquadrina pachyderma sinistral* (EHRENBERG)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23062-1, 220 cm; Balkenlänge = 100µm
11. ***Neogloboquadrina pachyderma sinistral* (EHRENBERG)**
Mündungsansicht; Sedimentkern 23059-3, 216 cm; Balkenlänge = 100µm

TAFEL III



Sedimentkerne-Faunenverteilung

Depth (cm)	21805-2 (Fortis.)			Fraction 125-250µm (Spec.g)						Fraction 250-500µm (Spec.g)						Total Fauna
	Age (ky)	Weight (g)	Count (Total)	G. bullioi	G. quinque.	G. glutin.	G. uvula	G. aequil.	O. univer.	G. inflata	G. scibula	B. mega.	N. pachy. (e)	N. pachy. (d)	Total Fauna	
360.5	225,021	30,96	463	0,00	0,00	7,75	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	930,31	34,89	972,95	
370.5	229,761	31,35	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
380.5	234,502	36,20	458	0,00	94,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3411,49	113,09	3618,82	
390.5	239,242	52,93	482	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3482,59	90,69	3573,28	
400.5	246,074	53,10	482	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1491,40	54,23	1545,63	
410.5	253,430	43,85	466	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18826,36	0,00	18826,36	
420.5	255,977	42,94	434	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15961,87	548,05	16509,92	
430.5	263,629	46,22	489	0,00	41,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10884,21	415,43	11341,18	
440.5	279,086	47,03	487	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25596,90	367,42	25964,32	
450.5	294,543	53,23	470	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23158,26	432,86	23591,12	
460.5	310,000	42,80	502	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14803,77	672,90	15476,67	
470.5	323,667	41,01	327	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	287,76	2,93	270,69	
480.5	331,000	56,38	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
490.5	337,667	54,56	504	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1596,83	32,99	1629,82	
500.5	350,000	60,47	418	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1756,92	31,75	1788,67	
510.5	368,000	45,45	414	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	48157,14	1267,29	49424,43	
520.5	375,400	56,68	462	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6202,73	177,22	6379,95	
530.5	382,800	56,00	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
540.5	390,200	54,13	460	0,00	0,00	105,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7050,02	159,62	7209,64	
550.5	397,600	54,45	455	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24752,40	634,68	25492,86	
560.5	405,000	45,49	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
570.5	412,250	55,76	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
580.5	419,500	49,70	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
590.5	426,750	72,95	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
600.5	434,000	45,65	120	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,68	0,35	21,03	

23243-2/1				Fraction 125-250µm (Spec./g)												Fraction 250-500µm (Spec./g)												
Depth (cm)	Age (ky)	Weight (g)	Count (Total)	G. bulloi.	G. quinque.	G. glutin.	G. uvula	G. aequil.	O. univ.	G. inflata	G. scitula	B. mega.	N. pachy. (s)	N. pachy. (d)	Total Fauna	G. bulloi.	G. quinque.	G. glutin.	G. uvula	G. aequil.	O. univ.	G. inflata	G. scitula	B. mega.	N. pachy. (s)	N. pachy. (d)	Total Fauna	
638,50	413,148	20,13	545	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	50563,92	190,81	50754,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	402,48	10,43	412,91
643,50	417,222	21,23	483	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	59697,75	1085,41	60783,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	692,52	25,44	717,96
658,50	429,444	16,96	501	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	29326,75	792,61	30119,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	201,69	3,54	205,23
668,50	437,593	28,51	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
678,50	445,741	27,65	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
689,50	454,704	23,43	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
696,50	460,407	33,61	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
705,00	467,333	32,27	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
709,50	471,000	26,82	376	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	885,86	31,32	917,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,08	0,15	6,23
716,50	473,692	32,76	269	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1121,03	93,42	1214,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,37	0,06	1,43
726,50	477,539	27,11	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
735,50	481,000	28,10	508	0,00	0,00	25,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8225,55	333,12	8584,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,69	0,28	5,97
746,50	484,929	31,04	548	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14568,08	603,14	15171,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,77	0,23	7,00
755,50	488,143	25,72	423	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14106,47	559,78	14666,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,06	0,19	6,25
763,50	491,000	25,87	496	0,00	92,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4063,59	129,89	4286,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,63	0,46	10,09

Isotopen-Messungen

Isotopes G. quinqueloba					
23059-2			23063-2		
Depth (cm)	16/18-O	12/13-C	Depth (cm)	16/18-O	12/13-C
1,00	1,94	0,73	1,25	1,39	0,93
2,00	1,97	0,63	3,75	1,27	1,04
3,00	2,11	0,83	6,25	1,20	1,29
4,00	2,13	0,91	8,75	1,39	1,15
5,00	2,03	0,83	11,25	1,45	1,13
6,00	1,92	0,90	13,75	1,39	1,24
8,00	2,02	0,90	16,25	1,49	1,27
10,00	1,77	1,04	18,75	1,62	1,19
12,00	1,70	0,88	23,75	1,17	1,12
14,00	1,78	1,30	26,25	1,67	1,11
16,00	1,76	1,28	28,75	1,84	1,23
18,00	1,80	1,24	31,25	2,94	0,41
20,00	1,41	1,83			
22,00	1,37	1,65			
24,00	2,61	0,25			
26,00	2,58	0,46			
27,00	4,26	0,05			
28,00	1,54	1,13			
30,00	3,51	1,19			

